

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

Géologie de l'Europe
du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens

Geology of Europe
from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins

ANNALES

Tome XCIX

1^{er} trimestre

VOLUME SPÉCIAL PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1979)

| | QUALITE | COTISATION | ABONNEMENT | TOTAL |
|----------------------|-------------------------------|------------|------------|----------|
| FRANCE et BENELUX | Personnes physiques (2) | 15,00 F | 85,00 F | 100,00 F |
| AUTRES PAYS | Personnes physiques | 15,00 F | 100,00 F | 115,00 F |

Abonnement des non-membres : FRANCE : 198,00 F — ETRANGER : 228,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 168,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) 186,00 F.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (48,00 F).

Société Géologique du Nord
59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex

Bureau de Recherches Géologiques et Minières
45060 ORLEANS Cedex

Géologie de l'Europe
du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens

Geology of Europe
from Precambrian to post-hercynian sedimentary basins

sous la coordination de
Jean COGNÉ et Maurice SLANSKY

Texte intégral du colloque C6 : Géologie de l'Europe du 26^{me} C.G.I.

Ce document a été imprimé sous trois couvertures :

- Annales de la S.G.N., tome XCIX, 1^{er} fascicule,
- Mémoire du B.R.G.M., n° 108,
- Colloque C6 : Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires ~~post-hercyniens~~.

59655 VILLENEUVE D'ASCQ

1980

Thème I

L'Europe pré-varisque

A. Berthelsen. — **Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield.**

A.L. Harris, P.A. Rathbone, J. Watson. — **The Pre-Caledonian Evolution of the British Isles.**

J. Cogné, A.E. Wright. — **L'Orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin.**

B.A. Sturt, N.J. Soper, P.M. Brück, F.W. Dunning. — **Caledonian Europe.**

Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield

by Asger BERTHELSEN (*)

"Progress in geology goes backwards"
(Eskola, 1963, p. 165)

Résumé. — Dans un contexte global, la chaîne sveco-norvégienne de la Scandinavie méridionale constitue le prolongement oriental des secteurs canadiens et est-groënlandais de la zone mobile grenvillienne. La chaîne sveco-norvégienne se divise en deux sous-provinces au niveau d'Oslo par une suture de collision majeure. Des modèles de tectonique de plaques sont proposés pour les événements grenvilliens autour de 1.200-900 M.A., ainsi que pour l'évolution antérieure. Celle-ci était caractérisée par une tectonique et une "différenciation par accretion" en liaison avec une subduction de la lithosphère océanique. Cette dernière se situait le long de marges ou zones de convergence qui se déplaçaient progressivement vers l'Ouest, donnant naissance successivement à l'orogène sveco-fennien (1.750-1.500 M.A.), à l'orogène Ghost-Gothien (1.750-1.500 M.A.), puis enfin à un orogène plus occidental (Western orogeny) (1.550-1.350 M.A.). L'écaillage de la chaîne Karélienne sur le craton archéen à l'Est du bouclier baltique peut être considéré comme un contre-coup de l'orogénèse Ghost-Gothienne. La région située au Nord du craton archéen est structurée par une tectonique horizontale d'âge post-Archéen, mais le manque de données ne permet pas une analyse détaillée.

Abstract. — In a global context, the Sveconorwegides of southern Scandinavia form the eastern counterpart to the Canadian and East-Greenlandic parts of the Grenville mobile belt. The Sveconorwegides are divided in two subprovinces by a major collision suture near Oslo. Plate tectonic models are outlined both for the c. 1200-900 Ma. Grenville events and for the earlier evolution. The early evolution was characterised by tectonism and "accretion differentiation" in connection with subduction of oceanic lithosphere along shifting convergent plate margins which moved progressively towards the west, giving rise successively to: a Svecofennian (c. 1050-1700 Ma), a Ghost-Gothian (c. 1750-1500 Ma), and Western (c. 1550-1350 Ma) orogeny. The thrusting of the Karelians onto the Archean block in the eastern part of the Shield, conceivably represents a "counter-coup" of the Ghost-Gothian orogeny. The region north of the Archean block is dominated by post-Archean horizontal tectonics, but the scarce data do not permit a detailed analysis.

Introduction.

A detailed stratigraphic framework for the Precambrian Baltic Shield was established during the early decades of this century by the classic field work of Ramsay, Sederholm, Högbom, Magnusson, Eskola and others (for example Ramsay, 1931), while in Finland tectonic studies based on the concepts of Alpine tectonics were introduced to the "basement" rocks by Wegmann (1929). However, many of the classical divisions did not receive support from the first available isotopic age determinations in the late 1950's and onwards, and the interest of many Fennoscandian geologists was diverted from time consuming structural and tectonic studies. The situation prior to Sederholm's work was humourously described in 1924 by Cloos (1949, p. 138) as "Petrified Nonsense"

(Versteinter Unsinn). The prevailing geochronological menu of today could be advertised as the "Sveco-Fenno-Karelian Stew" or "Eintopfsgericht", since "the stratigraphy of wide areas of Scandinavia is presently in an extremely fluid state" (Rickard, 1979, p. 236).

The aim of the present paper is to summarize recent research from the Baltic Shield, to describe new working methods and perhaps to try and bring some order back to the present chaos by presenting a somewhat personal view of the development of the Baltic Shield based on a return to classical structural methods now controlled by more informative isotopic methods. In order to achieve this end, a palinspastic approach has been chosen.

In palinspastic tectonic analysis, the tectonic patterns produced by successive major events are studied by going stepwise backwards through time. At each step, attempts are made to eliminate or subtract the

(*) Institut for almen Geologi, Geologisk Centralinstitut, DK-1350 Oster Voldgade 10, Copenhagen K, Denmark.

effect of the deformational event considered, so that the tectonic situation prevailing prior to this event can be restored. The necessity of applying palinspastic analysis in the study of the mosaic-like shield tectonics (fig. 1) is underlined by the increasing recognition that some sort of plate tectonics were in operation in Precambrian time (Myers, 1976), and by the discovery of large amounts of pre-existing (but tectonically reworked) sialic crustal segments or units in both the Caledonian and Proterozoic mobile belts of the North Atlantic Shields. Only by analysing backwards, can appropriate space for such units be secured in paleo-tectonic reconstructions.

If not otherwise stated, the radiometric age determinations quoted in this paper are Rb/Sr whole rock isochron ages. All ages are recalculated according to the decay constants and isotope abundances given by Steiger and Jäger (1977).

The *Grenville orogeny* is defined as the sequence of tectonic and metamorphic events which gave rise to the formation of the *Grenville mobile belt* or orogen. This tectonic activity is believed to have happened between 1200 and 900 Ma. Pre-1200 Ma events

are considered pre-Grenville, but pre-1200 Ma old rocks which form part of the general architecture of the Grenville mobile belt are considered members of the various structural provinces or subprovinces of the Grenville orogen.

“ Thrusters ” versus “ Normal Faulters ”.

Before starting on a description of the major tectonic features of the late Proterozoic province in the southwestern part of the Shield, a short comment has to be made about the methods which the writer has used to trace and evaluate the significance of some low-angle thrust zones which he regards as the most important key to the understanding of the architecture of this part of the Baltic Shield (fig. 2). The presence of belts, usually several hundred metres to over one kilometer broad, composed of highly strained rocks and mylonites to blastomylonites allow rough minimum estimates of the strain accumulation to be made. The actual displacement that occurred along a given shear zone might have surpassed this figure considerably since the formation of the thrust zones only represent the last stages of a prolonged deformational evolution.

With the exception of Dalsland where the clear stratigraphic position of the rocks of the Dal Group render interpretations more intelligible (Högbom, 1910), the significance of the thrust zones cannot be estimated by means of lithological mapping alone.

In the northern part of the region shown in fig. 2 structural methods permitted a closer analysis of the displacement due to thrusting. Regional structural mapping and analysis of the variations in axial trend and plunge, enveloping surfaces, and vergence of medium to large scale fold structures (i.e. 1 metre to 10 kilometres) here formed the basis for preparation of “ axial trend maps ” for the different (post-1200 Ma) deformational episodes (please note that such maps show axial trends, and *not* axial surface trends !)

The way in which the Värmlandian axial pattern (fig. 2) is cut off and cut out by the thrust zones, strongly suggests to the writer that major overthrusting/underthrusting occurred between the individual crustal segments. Depending on, whether or not these methods are applied, the researchers working in the region become either “ thrusters ” or take tectonically less involved attitudes.

The Scandinavian counterparts of the Canadian Grenville province.

Before relating Scandinavian Precambrian provinces to those of North America and Greenland, we must first remove the effects of the Cenozoic-Mesozoic spreading, rifting and transcurrent/transform faulting so that the Caledonian fold belt is revealed flanked by rocks of the North Atlantic Shields. The alloch-

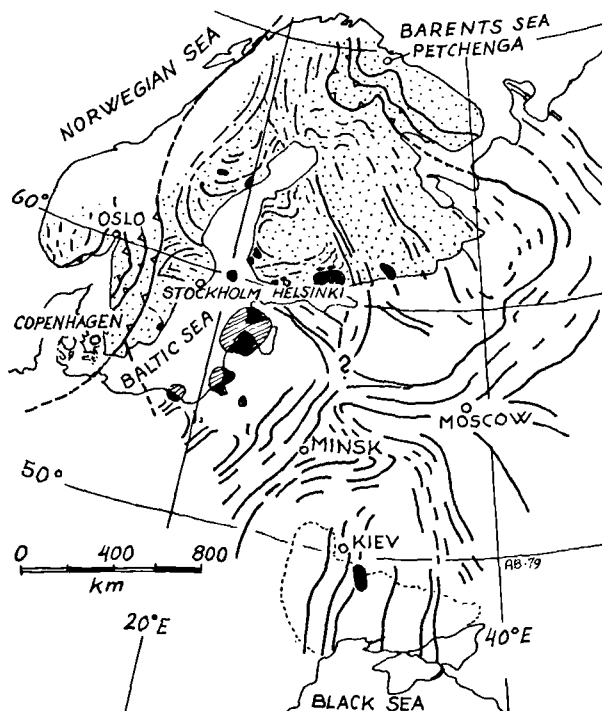


Fig. 1. — Tectonic sketch of the Baltic Shield and adjacent platform basement. Rapakivi-anorthosite intrusions are shown in black. Basement trends are extracted from Metamorphic Map of Europe (Zwart, 1978 and Pavlovsky, 1974).

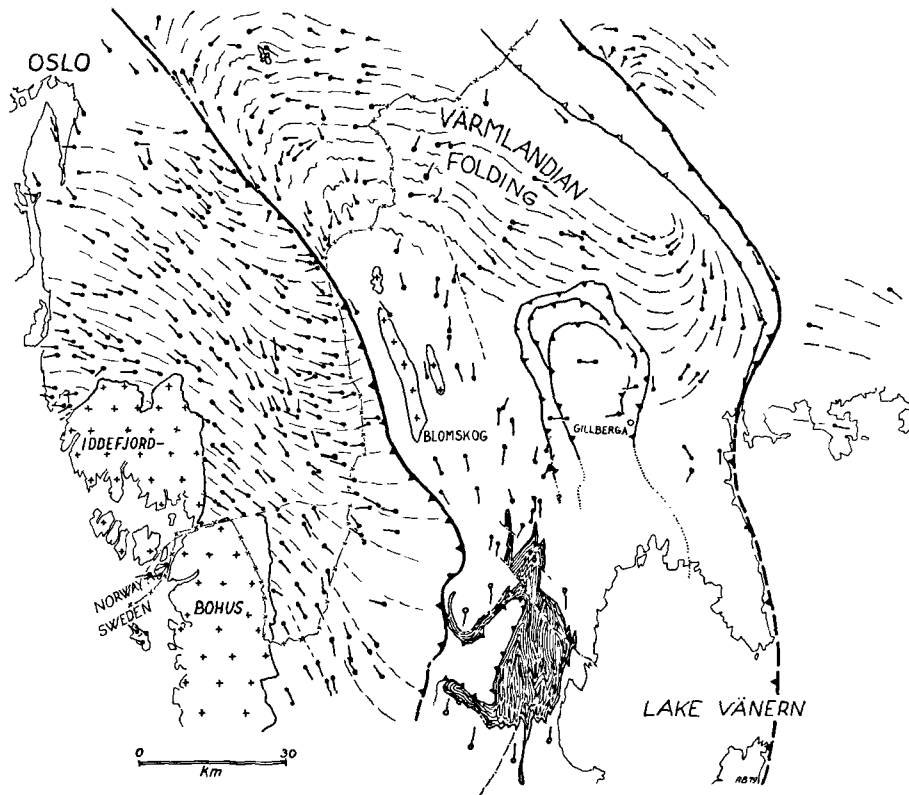


Fig. 2. — Structural map of SE-Norway and adjacent parts of Sweden. The broken lines show the Värmlandian axial trends. The distribution of the Dal Group (shaded) in Dalsland, and the trend of minor and major thrusts are also indicated. Based mainly on the author's observations, but data from Zeck and Malling (1974) and Lundegårdh (1977) are also included.

thonous or autochthonous position of the recently discovered Precambrian units in the Caledonian architecture must then be resolved, the units re-allocated to their original crustal positions, and the Iapetus ocean re-closed.

In order to obtain a reliable picture of the newly formed Grenville mobile belt (i.e. around 900 Ma) the cratonic events which took place between the Grenville and the Caledonian orogenies must then be considered. During this time span, the Morarian event (700-750 Ma) and the Cadomian orogeny (550-650 Ma) affected the region south and southwest of the Baltic Shield (Zwart and Dornsiepen, 1978) while within the Shield there was fault-controlled sedimentation (Bjørlykke *et al.*, 1976), intrusion W.NW-E.SE trending dykes (Storretvedt and Gidskehaug, 1968; Abrahamsen, 1974; Versteve, 1975) and formation of alkaline intrusion centres.

Although a detailed palinspastic analysis of all these events is not yet possible, some major features are already discernable, fig. 3. The Canadian Grenville front cannot be joined up directly with the border between the Sveconorwegian and Svecofennian provinces (see the geochronological evidence summarised by Sturt *et al.*, 1975 and the palaeomagnetic evidence presented by Morris and Roy, 1977). The Grenville front (the north and west margin of the mobile belt) appears to cross the Rockall Bank, curves southeast of the Hebridian Craton (Watson, 1978) and continues to East-Greenland (Henriksen, 1978) where it is partly camouflaged by Caledonian tectonic reworking (Zwart and Dornsiepen, 1978).

The Scandinavian remnant of the former Grenville mobile belt is better described as forming a counterpart rather than a continuation of the Canadian Grenville province, and the local terms (Sveconorwegides

and Sveconorwegian province) are retained for description of the Scandinavian parts of the mobile belt.

The Sveconorwegian front in southern Scandinavia.

The eastern border of the Sveconorwegian, where it abuts against the basement and cover rocks of the Svecofennian platform (fig. 4), is indicated by the Great mylonite zone (or Schistosity zone) which extends from Skane to Lake Vättern (Magnusson *et al.*, 1963) and which can be followed northwards close to the Värmland-Kopparberg county border through Trysil to the Caledonian front (Berthelsen, 1978). To the south it is hidden by younger deposits. However, the curved trend in southern Scandinavia suggests that the front swings southwestwards crossing or passing south of the British Isles. Detailed reconstructions to the southwest are controversial (Zwart and Dornsiepen, 1978).

Due south of Lake Vättern, the Sveconorwegian front is developed as a low-angle, W-dipping, strongly sheared thrust zone. Close to the Värmland-Kopparberg county border, the front is again developed as a W-dipping shear zone separating the c. 1660 Ma old Värmland granites (Lundegardh, 1977; Welin *et al.*, 1977) from the Sub-Jotnian and Jotnian rocks of Dalarne (the pertinent map of Hjelmqvist, 1966).

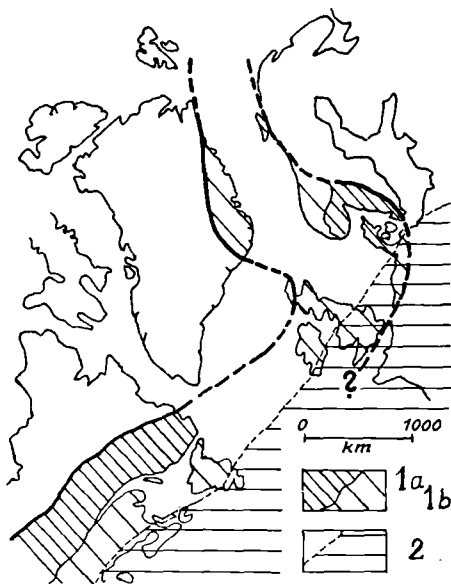


Fig. 3. — Tentative reconstruction of the Grenville mobile belt.

- 1a : Preserved parts in Canada and southern Scandinavia.
- 1b : Parts reworked by the Caledonian orogeny.
- 2 : Areas affected by the subsequent Cadomian orogeny. Freely after Zwart and Dornsiepen (1978).

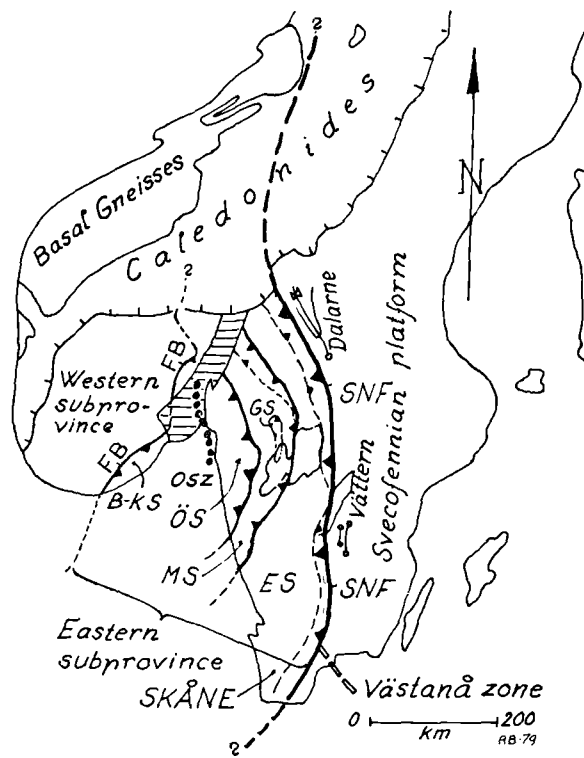


Fig. 4. — Tectonic sketch of the Sveconorwegides of southern Scandinavia.

SNF, Sveconorwegian front. — ES, Eastern segment. — MS, Median segment. — OS, Östfold slab. — OSZ, Oslo fjord shear zone. — B-K S, Bamle-Kongsberg segment. FB, Friction breccia.

However, in this northern area, relationships are made more complex due to the presence of a slightly older E-dipping thrust outcropping west of the Värmland granites. This E-dipping thrust is often taken as the margin of the Sveconorwegian province (see for example the 1960 edition of Tectonic map of Europe). As shown in fig. 5, the movements along the E-dipping thrust apparently slightly predated the thrusting along the front, since the E-dipping thrust is cut out southwards by the eastern border thrust (Berthelsen, 1978). The presence of two directions of thrusting explains the local steep dips through deflection of E-dipping planes due to drag above the W-dipping thrust zone, fig. 5.

Both in Dalarne (Hjelmqvist, 1966) and southeast of Lake Vättern (Gavelin, 1931) the post-Svecofennian cover rocks show moderate folding to overtilting adjacent to the Sveconorwegian front (fig. 4). Large scale thrusting along the W-dipping front (SNF in

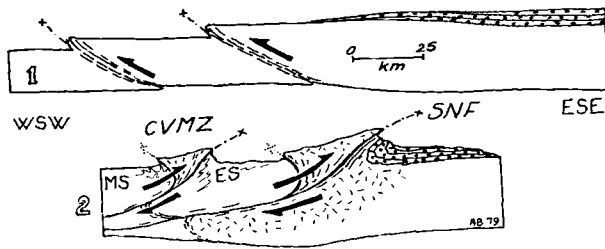


Fig. 5. — Diagram illustrating the development of the Sveconorwegian front (SNF) and the Central Värmland mylonite zone (CVMZ) - with thrusting along slightly age-different shears. — MS, Median segment ES, Eastern segment.

fig. 5), caused uplift of the segments west of it. K/Ar ages (Klingspor, 1976) suggest the main thrusting occurred between 1060 and 960 Ma. Judging from the width of the granite belt in eastern Värmland and that of age-equivalent granites southeast of the front in Smaland (Åberg, 1978), a combined horizontal displacement of more than 50 kilometres can be deduced to have taken place along the front.

The Sveconorwegides east of the Oslo Region.

The Permian rift of the Oslo region (Ramberg, 1976) divides the Sveconorwegian province in half. In the eastern half (fig. 6), the main tectonic grain is only partially controlled by large scale fold patterns; the picture is dominated by two major, W-dipping thrust zones which trend more or less parallel to the frontal thrust zone which outlines the east margin of the province. These thrusts split the Sveconorwegides east of the Oslo Region into three crustal segments: an Eastern, a Median, and a Western crustal segment. The Western segment was called the Ostfold slab by Berthelsen (1978).

The Eastern segment which is completely bounded by thrusts, is mainly composed of gneisses ("Eastern Pregothian") and subordinate amounts of supracrustals (Gorbatshev, 1971a, Lundegardh, 1977). Close to the northern part of the front, it also includes the c. 1660 Ma old Värmland granites (or Kristinehamn-Fillipstad-Hagfors granites, Lundegardh, 1977).

The Median segment includes the gneisses of the "Western Pregothian" and most of the "Amal tectonic mega-unit" (Gorbatshev, 1975). The latter mainly corresponds to Magnusson's "Gothian" supracrustals and granites ("Amal series" and "Amal-Kroppefjäll group", Magnusson *et al.*, 1963). The age of the Amal supracrustals is thought to be c. 1700 Ma, while the Amal-Kroppefjäll intrusives which are emplaced into the supracrustals form a heterogeneous group. Intrusion pulses around 1655

(Amal I), 1370 (Amal II) and 1215 Ma occurred (Gorbatshev, 1979; Welin and Gorbatshev, 1976a, b and c).

The Median segment also includes the meta-sediments and metavolcanics of the Kappebo Formation and Dal Group (as defined by Gorbatshev, 1977) which both rest unconformably on older rocks in a structural depression involving the c. 1000 Ma old N-S fold axes west of Lake Vänern (fig. 2 and 6). The Dal Group was deposited between 1075 and 1025 Ma (Rb/Sr whole rock isochron and K/Ar model ages, Shild, 1976), and can be considered a Sveconorwegian flysch.

The thrust separating the Eastern and Median segments runs along the eastern border of the Central Värmland mylonite zone (Magnusson, 1937; Lindh, 1974; Berthelsen, 1978) and follows its continuation south of Lake Vänern (fig. 6). The wedge shape of the mylonite zone of central Värmland can be explained by assuming that its western parts represent a slightly earlier, originally E-dipping thrust zone which was cut out obliquely by the W-dipping thrust zone along the segment border (fig. 5).

The thrust zone which limits the Median segment to the west, was first traced in SE-Norway (Skjernaa, 1972) and then followed southwards into Sweden (Berthelsen, 1976, 1978) and named the Dalsland boundary thrust. Its probable southernmost continuation has recently been outlined by Welin and Gorbatshev (1978, fig. 1). The Dalsland boundary thrust is developed as a mylonitic to blastomylonitic low-angle thrust which cuts through parts of the "Amal tectonic mega-unit" in Sweden and which marks the western limits of the occurrences of Amal supracrustal and rocks of the Kappebo Formation and Dal Group.

The Gillberga synform (fig. 2) most probably represents a klippe related to the Ostfold slab and was thrust eastwards above and beyond the Kappebo and Dal Rocks (Magnusson *et al.*, 1963; Zeck and Malling, 1974, 1976; and Berthelsen, 1978) (fig. 2).

In the Norwegian (i.e. northwestern) part of the Median segment, semipelitic paragneisses, metabasics and granitoids of the Stora Le Marstrand "series" occur in (? tectonic) contact with gneisses of the "Western Pregothian" complex (fig. 6). Rb/Sr model ages around 1850 and 1700 Ma have here been obtained for an augen gneiss in the "Pregothian" complex. 1630 Ma old quartzdiorites intrudes both Stora Le Marstrand rocks and pre-1630 Ma old "Pregothian" members. However, the 1850, and 1700 Ma augen gneiss, the 1630 Ma quartzdiorites, and 1280 Ma old granites are all deformed by the predominant Värmlandian fold patterns of the "Pregothian" complex, and they are locally migmatized. The last metamorphic event took place around 1000 Ma age (Pedersen *et al.*, 1978, 1979; Skjernaa

et al., 1979). From the Swedish part of the Median segment, Gorbatshev (1979) has described similar augen gneisses which he suggests possibly formed basement to the Amal supracrustals.

The Ostfold slab is composed of highly deformed Stora Le Marstrand rocks, and 1700-1320 Ma old tonalitic to granitic rocks (Welin and Gorbatshev, 1978; Hageskov and Pedersen, in prep.). The tona-

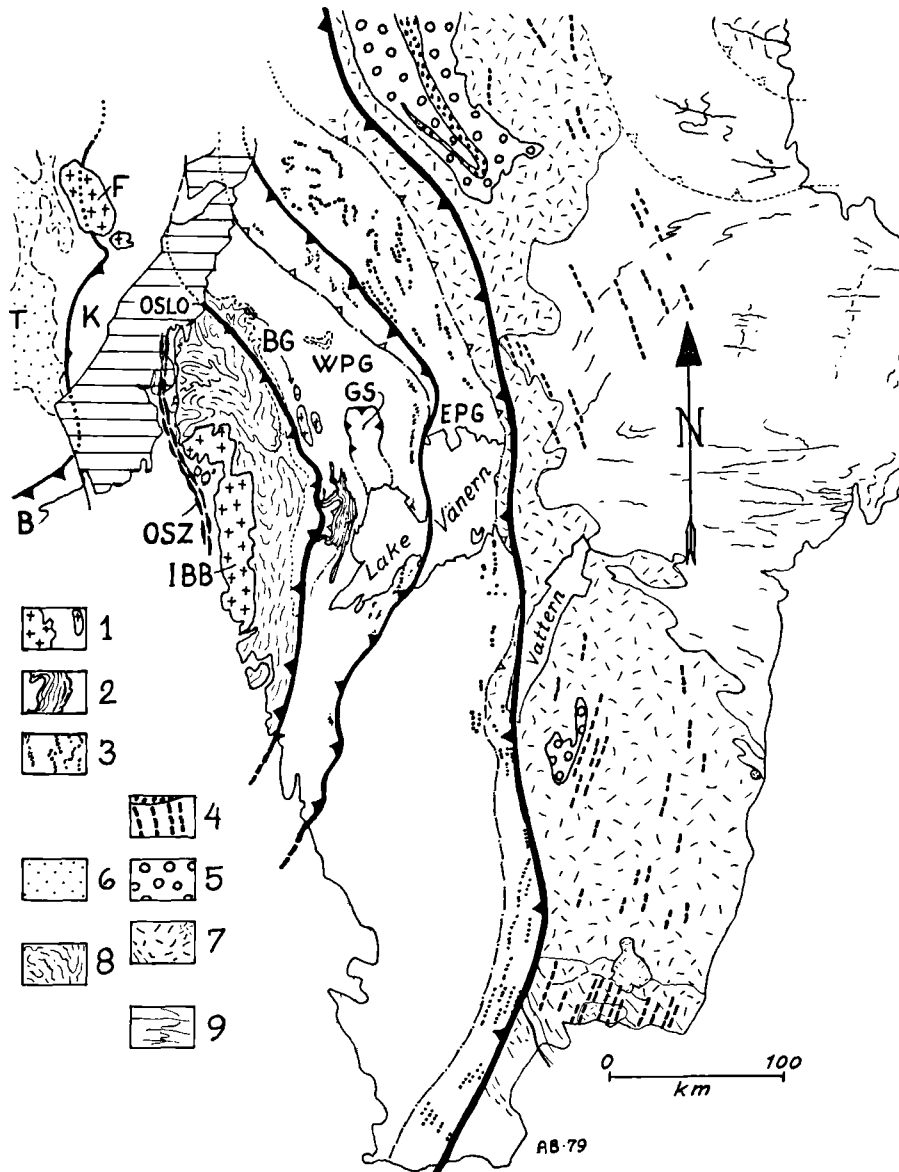


Fig. 6. — Tectonic map of SE-Norway and S-Sweden.

1, Postkinematic granites (IBB-F : Bohus-Idde-fjord-fla belt ; BG : Blomskog belt). — 2, Dal Group. — 3, Metamorphosed and deformed late-Jotnian basic rocks. — 4, Late-Jotnian basic dykes and effusives. — 5, Jotnian sandstone. — 6, Telemark supracrustals (T), mainly quartzites. — 7, c. 1660-1600 Ma old intrusives, volcanics and associated supracrustals (i.e. "Gothian" and Sub-Jotnian). — 8, Stora Le Marstrand series. — 9, Svecofennian interference patterns. — EPG, "Eastern Pregothian". — WPG, "Western Pregothian". — GS, Gillberga synform. OSZ, Oslo fjord shear zone. — B. Bamle region. — K, Kongsberg region.

litic to granitic rocks intruded already folded and migmatized Stora Le Marstrand rocks, but are themselves locally strongly deformed and migmatized. In the Ostfold slab no traces of a former basement to the Stora Le Marstrand rocks have been found.

Both the Median segment and the Ostfold slab are cut by post-kinematic granites to granodiorites. A belt of intrusions of Blomskog granite occurs east of the Dalsland boundary thrust and is not affected by the thrust. One of these intrusions (from SE-Norway) has yielded an age of 924 Ma (Pedersen *et al.*, 1978). The composite Bohus-Iddefjord batholith of the Ostfold slab cuts all fold and migmatite structures. One intrusive unit of this batholith is 923 Ma old (Pedersen *et al.*, 1978). The petrogenesis of the Iddefjord granite has been discussed by Maaloe and Wyllie (1975) on combined field and experimental data. Approximately N-S trending pegmatite swarms (Maaloe, 1974) are associated with the Bohus-Iddefjord batholith - suggesting a subsurface connection with the Fla granite northwest of the Oslo Region (S. Skjeseth, pers. comm) (fig. 6).

The western limit of the Ostfold slab is marked by the Oslo fjord shear zone which is cut by the Oslo Graben and which can be traced through the graben in two Precambrian inliers (Hageskov, 1978) (fig. 6). The age of the Oslo fjord shear zone is about 1 000 Ma (Hageskov and Pedersen, in prep.).

Pre-rift tectonic in the basement around the Oslo region.

Berthelsen (1977) suggested that the Oslo fjord shear zone (Hageskov, 1978) represents a collision suture with a N.NW trend which continues northwest of the rift zone, dividing the Sveconorwegian province in two separate plate units. Ongoing studies (Hageskov, 1980 and pers. comm.) of the major structural features around the Oslo Graben have shown that the km-wide zone of blastomylonites of the so-called Friction Breccia described from west of the Bamle and Kongsberg regions (Bugge, 1928; Morton *et al.*, 1970; Touret, 1968; Starmer, 1976, 1977) can be traced north-northwestwards onto the Caledonian front although it locally is affected by refolding and interrupted by the postkinematic Fla granite (fig. 6). These observations require a revision of Berthelsen's (1977) suggestion.

If a collision suture exists — and I think there are ample reasons to believe so — it must now be hidden underneath either the Bamle-Kongsberg segment (east of the Friction Breccia), the Oslo Graben, or the western part of the Ostfold slab. The Oslo fjord shear zone might well give an indirect indication of its possible trend in depth. Such a hypothesis presupposes that the Bamle-Kongsberg segment and its northern continuation originally belonged to an eastern plate unit and that it was counterthrust onto the

wester plate while post-collisional crustal peeling and slicing operated to the east during continued subduction below the western plate. Using this hypothesis, tentative models for the Grenville evolution, as well as for earlier events, can be outlined (fig. 7).

If this interpretation is correct, parts of the supporting evidence for Falkum's (1972) suggestion of the existence of a "complex megatectonic synclorium" in the Precambrian of southern Norway is removed. A counter-thrust explanation of the Friction breccia invalidates the assumption of continuity between the supracrustal rocks of the Bamle region and those of the Telemark district (Ploquin, 1977). It also conflicts with Torske's (1977) suggestion that in S-Norway, a zonation can be traced parallel to a former arc-trench system off the present south coast.

The western Sveconorwegides and the "Telemark enigma".

Regional structural analysis has only been performed in parts of the western Sveconorwegides. Michot (1957) and Hermans *et al.* (1975) reported on large, refolded nappe structures in western Rogaland. In Agder-Rogaland, where systematic mapping headed by Falkum is almost completed, two major deformational episodes have been dated (Falkum and Pedersen, 1979; Pedersen *et al.*, 1978). A 990-1 000 Ma old episode refolded earlier tight to isoclinal large scale structures (formed about 1 100 Ma ago) into W-vergent folds of a comparable size with more or less N-S trending axes. Both episodes were immediately preceded and followed by emplacement of large amounts of igneous rocks, comprising granites, granodiorites, charnockites, monzonites, anorthosites and norites (Pastels and Michot, 1975; Demaiffe and Michot, 1979). Although these intrusives are generally younger than 1 200 Ma, one group of strongly deformed augen gneisses yields a maximum age of 1 350 Ma. These augen gneisses were emplaced into a sequence of already deformed orthogneisses, metabasals and paragneisses which must be older than 1 350 Ma (Pedersen *et al.*, 1978; table I).

So far only a few radiometric ages older than 1 400 Ma have been recorded from the gneissic "basement" of the western Sveconorwegides (Versteve, 1975). If the Bamle-Kongsberg segment west of the Friction breccia is grouped with the segments east of the Oslo Region, the basis for earlier assumptions about the existence of a Svecofennian basement in the west has been removed (O'Nions and Baadsgaard, 1971; O'Nions and Heier, 1972; Jacobsen *et al.*, 1978). Corfu (1979) reports on U-Pb and Rb/Sr investigations of the Precambrian basement underneath the Jotun-nappe complex, suggesting a 1 520 Ma old highgrade metamorphism. This event might correspond to the pre-1 350 Ma event inferred from the Agder-Rogaland region.

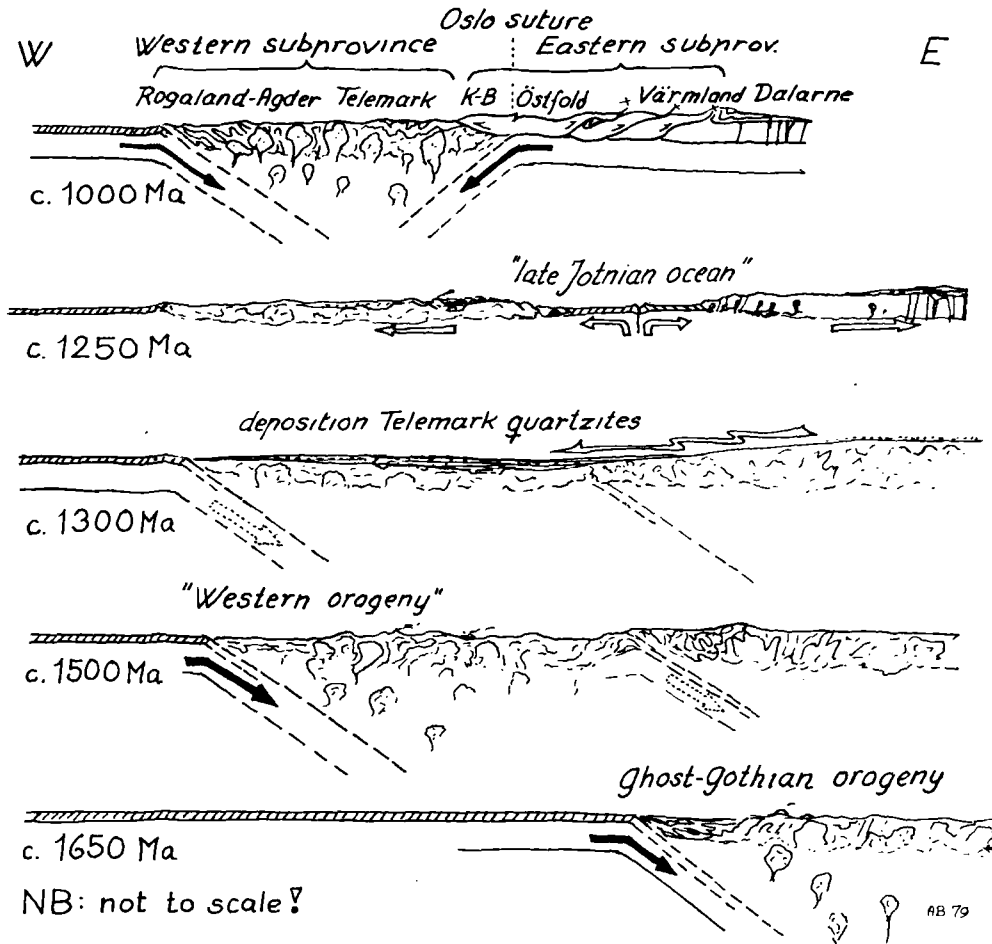


Fig. 7. — Tectonofanciful cartoon of the Grenville and pre-Grenville evolution in southwestern Scandinavia.

Seen in this light, the tectonic and temporal position of the Telemark supracrustals (Dons, 1960; Barth and Reitan, 1963) becomes enigmatic - and it seems doubtful whether the volcanics dated by Priem *et al.* (1973) really can be interpreted as being c. 1 600 Ma old. More recent age determinations (Kleppe and Raheim, 1979) have yielded ages between 1 225 and 1 000 for the Telemark (meta-) volcanics. Some authors (e.g. Torske, 1977) have correlated the Telemark metavolcanics with the 1 600-1 640 Ma old Sub-Jotnian volcanic rocks of Trysil (Priem *et al.*, 1970) and Dalarne (Welin and Lundqvist, 1970). Dons (1960) divided the Telemark supracrustals in three lithostratigraphic groups separated by angular unconformities. Granitic rocks, apparently younger than the metavolcanics dated by Kleppe and Raheim (1979), separate the supracrustals from the surrounding "basement" which include, pre-1 350 Ma old rocks.

As suggested in the cartoon of fig. 7, the mature quartzites of the Telemark district may conceivably be correlated with the Jotnian continental sandstones of the Svecofennian platform, representing a north-western shallow marine facies of the latter. K/Ar ages on biotites (1 475-1 410 Ma) from the southern part of the Svecofennian platform (Aberg, 1978) suggest that upheaval which youngs southwards occurred in this region prior to the Jotnian (Springer, 1980). Such vertical movements may have created conditions suitable for the supply of detritus towards the present western subprovince of the Sveconorwegides.

Whatever the solution to the "Telemark enigma" (Dons, 1959; Oftedahl, 1974; Torske, 1977) may be, it is safe to state that the western Sveconorwegian subprovince underwent repeated deformation and metamorphism and was the locus of strong igneous activity during the Grenville orogeny. It acquired its prevailing

N-S tectonic grain and behaved as a continental crustal unit.

The eastern Sveconorwegian subprovince, on the other hand, is characterised by the proven greater age of the rocks involved, by absence of 1 200-950 Ma granitoids, and by presence of kyanite in its western segments. The eastern subprovince also exhibits a typical horizontal tectonic regime with large scale overthrusting/underthrusting. This probably developed by crustal peeling in connection with continued post-collisional subduction of a lithospheric mantle slab below the western plate about 1 100-1 000 Ma ago. During these continued movements the westernmost segment of the eastern plate was counter-thrust onto the western plate and the collision suture converted into a crypto-suture (fig. 7).

Palinspastic glimpses of the pre-Grenville evolution.

When presenting the suggestion of a hidden Sveconorwegian suture it should be emphasised that apart from local gabbroic cumulates, ultramafics are rare in the Sveconorwegides. Minor bodies of talc-stone and a single meta-peridotite sheet are reported from the Stora Le Marstrand sequence, but unequivocal ophiolite complexes appear to be absent (at the present surface). However, post-1 280 Ma and pre-Grenville (meta-) basic massifs, sheets and dykes are of wide spread occurrence in both the Telemark supracrustals and the segments of the eastern subprovince. These basic intrusives are described as (meta-) norites, hyperites, tholeiitic dolerites or merely as "oung metabasics" (Bugge, 1978; Berthelsen, 1970, 1972; Grasersen and Hageskov, 1971; Barth and Reitan, 1962; Magnusson, 1962).

The intrusion of the above-mentioned basic rocks in repeated pulses is probably correlatable with the formation of the late Jotnian dyke swarms which from Dalarne to Blekinge trend almost parallel to the Sveconorwegian front (fig. 6). According to Patchet *et al* (1978), the late Jotnian dykes and intrusions are 1 260-1 190 Ma old (Rb/Sr mineral isochron and Rb/Sr biotite ages). Where involved in the Great Mylonite Zone due west of the front, the thrust and metamorphosed equivalents of the platform dykes have been dated to be pre-1 185 Ma (Klingspor, 1976). As suggested in fig. 6 the hyperites of eastern Värmland (Magnusson, 1962; Gorbatshev, 1977) which have taken part in the oldest deformational episode of the Grenville orogeny (the Värmlandian folding) could also be of a similar age.

Assuming that this correlation is sound, the basic intrusions record an important tensional stage in the evolution of this part of the Baltic Shield - before the onset of the Grenville orogeny. Their intrusion apparently occurred in the attenuated and rifted continental crust near plate margins around a spreading late Jotnian ocean which developed between an

eastern and a western plate (fig. 7). The rift-controlled dyking reached far east into the Svecofennian terrain. The "late-Jotnian ocean" was closed and subducted under the western during the Grenville orogeny (1 200-900 Ma). The nickeliferous norites and hyperites of the Bamle-Kongsberg segments and the Ostfold slab occur in segments that were once marginal to the "late Jotnian ocean". Bugge (1978, p. 220) suggests that sinistral movements controlled the emplacement of the norite and hyperite bodies.

Prior to the formation of the "late Jotnian ocean", the two plates must have been in juxtaposition, if the idea, that clastics derived from the uplifted southern part of the Svecofennian platform spread over the western plate, is correct. This time interval with crustal continuity between the plates may have been established around 1 400 Ma - when an E-dipping subduction zone along the west-margin of the eastern plate had been replaced by another subduction zone further west, and when this latter had caused the formation of the ? post-1 550 Ma juvenile crust of the western plate (fig. 7).

The E-dipping subduction zone along the west-margin of the eastern plate apparently formed before 1 700 Ma ago (? 1 750 Ma) and remained in action until it was replaced by the younger subduction zone further west. This would explain the first folding and migmatization of the Stora Le Marstrand sequence, the production of the c. 1 675 (— 1 370) Ma old "Gothian" intrusives of the eastern plate, as well as the schistosity affecting the Amal supracrustals, the Amal I, but only partly the Amal II intrusives of the "Amal tectonic mega-unit" (Gorbatshev, 1975, 1977).

In order to steer clear of chronostratigraphic nomenclature and inverted commas, this older event will be referred to informally as the Ghost-Gothian orogeny (c. 1 750-1 500) in the following.

The Ghost-Gothian orogeny hypothesis would also explain the vast amount of acid to intermediate rocks intruded and extruded 1 640-1 600 Ma ago east of the Sveconorwegian front in Dalarne (Hjelmqvist, 1966) and further north in Jämtland (Lundquist, 1968). The dislocation of the 1 600-1 570 Ma old Kiruna porphyries (Welin, 1972) and the Vakko formation in western Norbotten may also have been formed in relation to the Ghost-Gothian orogeny, as suggested in the palinspastic sketch of fig. 8.

The emplacement of the 1 350 Ma old Götemar granite (Aberg, 1978), the 1 290 Ma old Ragunda granite, the 1 415 Ma old Nordingra granite and 1 550 Ma old gabbro-anorthosites (Kornfalt, 1976) as well as the 1 540-1 700 Ma old rapakivi massifs in Finland (Vaasjoki, 1977) may all represent cratonic events in the "hinterlands" to the Ghost-Gothian and the later "Western" orogenies. The grouping of these massifs shows a general westwards younging (fig. 8).

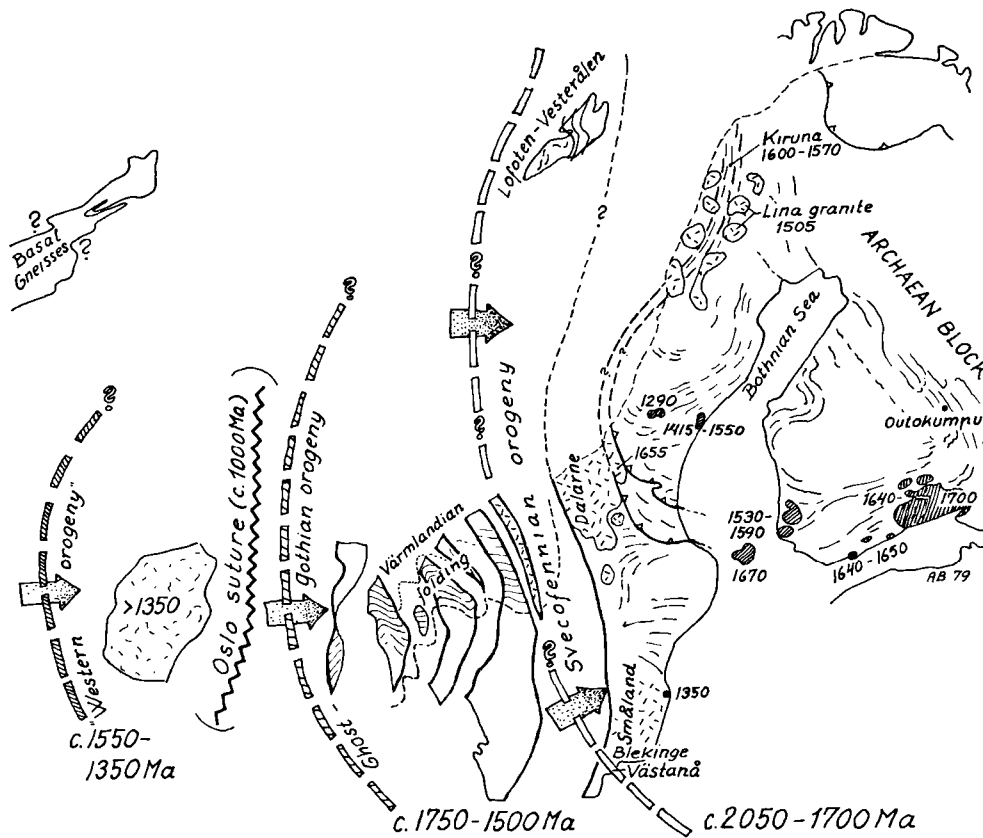


Fig. 8. — Palinspastic reconstruction of the c. 1350 Ma situation in the western part of the Baltic Shield. The reconstructed axial trends of the (post-1200 Ma) Värmland folding, and the position of the later Oslo suture are also indicated.

There is ample space for speculations concerning the problem related to the Ghost-Gothian orogeny (for example Bridgwater and Windley, 1973), because most parts of the resulting orogen were either reworked tectonically almost beyond recognition by the Sveconorwegian orogeny or made invisible by the Caledonian (fig. 8).

Even if the above suggestions should be considered tentative it is worth noting that Gorbatshev (1971b, p. 60) wrote « We must reckon with the possibility of a major independant orogenic evolution intervening between the Svecofennian mountain building and the Dalslandian igneous events » (the latter correspond to the Grenville orogeny of this paper). Hjelmqvist (1973, p. 9) also noted that the Sub-Jotnian Dala volcanics and the Kiruna porphyries “ are arranged in a roughly north-south-stretching zone, which... over great distance is interrupted by the Caledonian mountain chain ”.

The Caledonian reworked Grenville units.

The Sveconorwegian province and its eastern front are cut off obliquely by the southeastern border of the Scandinavian Caledonides (fig. 4). Recent age determinations (e.g. Heier *et al.*, 1972; Andreasen *et al.*, 1974; Sturt *et al.*, 1975, 1978; Raheim, 1977; Abdel-Monem and Bryhni, 1978; Griffin *et al.*, 1978; Zwart, 1978; Brueckner, 1979; Reymer, 1979) demonstrate that reworked Precambrian rocks occur in the Caledonides. In general the Caledonian resetting of the Pre-Caledonian Rb/Sr whole rock isotope systems has been of minor importance. Ages from c. 2700 Ma to less than 900 Ma have been obtained from various autochthonous and allochthonous units.

A number of ages of c. 1800-1700 Ma have been reported from the “ Basal Gneisses ” of the western Caledonides, and from the windows north of the

Grong culmination. All these Precambrian units are generally considered more or less autochthonous and are believed to form "an integral part of the Baltic Shield" (Sturt, 1978, p. 13). More or less well defined ages falling in the 1 200-900 Ma interval have also been reported, both from the "Basal Gneisses" and some allochthonous units.

Viewed in the light of these Caledonian discoveries, it is tempting to suggest that the blastomylonites of the Friction breccia south of the Caledonian front should reappear in the "Basal Gneiss" region, and that the Sveconorwegian front should pass northeast of this region, swing into the Norwegian Sea, and re-enter the on-shore Caledonides east of Lofoten-Vesteralen (Zwart and Dornsiepen, 1978).

There are however several features which do not agree with such a straightforward correlation between the intact parts of the Sveconorwegides southeast of the Caledonian front and the supposedly autochthonous Precambrian within the Caledonides. For example the east to west evolution seen in the post-Svecofennian of southern Scandinavia with ocean-ward growth of the shield during stepwise migration of successive subduction zones and accompanying "accretion differentiation" (Moorbath, 1977) is not found in the Precambrian units usually referred to as the autochthonous basement of the Caledonides. One explanation could be that some of the Precambrian units which are now classified as autochthonous, are in reality allochthonous.

Possibly a better approach towards an understanding of the tectonic position of the Precambrian units in the Caledonides would be to start with the now fairly well known history of the southern part of the Baltic Shield (as outlined in this paper), and use this to interpret the tectonically much more disturbed "basement" rocks in the Caledonian fold belt. Although this paper is about Precambrian and not the Caledonian, it could be suggested that a reinterpretation of the autochthonous nature of some of the Caledonian units should be considered. For example the "Basal Gneisses" of the North West Gneiss Region could probably be allochthonous and have been derived from the "far west", i.e. the North American-Greenlandic half of the Grenville mobile belt (note e.g. age of the anorthosites involved, De Waard *et al.*, 1974). Once this idea is more generally accepted, several similarities between some "Basal Gneisses" (Abdel-Monem and Bryhni, 1978) and parts of the seve nappe (Zwart, 1978; Reymer, 1979) stand out, for example the occurrence of eclogite and (meta-) peridotite.

Conceivably the northern continuation of the South-Scandinavian Sveconorwegian province is entirely hidden by Greenlandic Grenville units emplaced during the Caledonian - except in the Lofoten-Vesteralen region where a deep section in the crust of the Baltic Shield is exposed (Griffin *et al.*, 1978). If so, the

northwards continuation of the Sveconorwegian front can be drawn freely for some distance until it must pass between the Lofoten-Vesteralen region and the Tysfjord granite (fig. 8). A further deduction would be that the c. 1 750-1 550 Ma old subduction zone passes well to the west of the Lofoten-Vesteralen region where no tectono-metamorphic events between c. 1 800 and 1 400 Ma have been recorded (Griffin *et al.*, 1978).

Geodynamic Grenville speculations.

How do the results from this first tectonic analysis of the Scandinavian parts of the Grenville orogene fit into a wider picture? The oldest (Värmlandian) deformational episode of the Grenville orogeny gave rise to a belt of SE-, or S-vergent folds, while the succeeding episodes were responsible for the formation of more N-S oriented structures (with W-vergence in the west, and E-vergent folding passing with time into eastwards-directed thrusting in the east).

If this development is compared with that described from the Canadian Grenville province by Baer (1977) and what is known from adjacent parts of the North Atlantic shields (fig. 9) can be drawn as a bold sketch. The curved to angular shape of the reconstructed Grenville mobile belt could be the result of an inadequately restored base map, but it is tempting to suggest that some of the major differences in the Canadian and the Scandinavian Grenville evolution can be explained in terms of this mega-bend.

The right-lateral simple shear along the Canadian Grenville front (Baer, 1977), the sinistral Gardar wrench faulting (Berthelsen and Henriksen, 1975), the dyking in Canada, South Greenland, and the Baltic

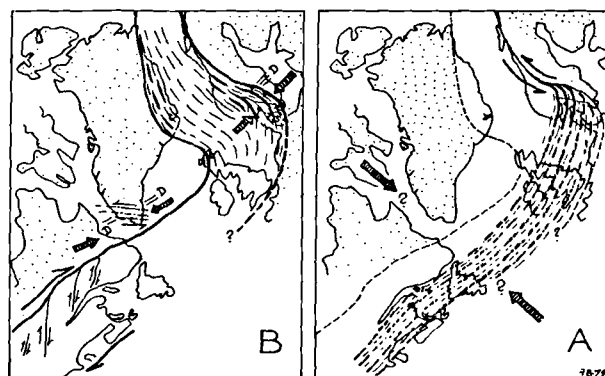


Fig. 9. — Speculative Grenville geodynamics.

A: Postulated early Grenville situation - corresponding to the time of the Värmlandian folding in southwestern Scandinavia.

B: The late Grenville situation. Fat arrows show possible maximal stress directions. D = Dyke swarms.

Shield (Patchet *et al.*, 1978), and the thrust movements in the eastern subprovince in Scandinavia, are all features that appear to fit into general palaeostress patterns (fig. 9 B).

But where is the counterpart to the Värmlandian folding to be found in the North American Grenville? Possibly the effect of this oldest Grenville episode in Scandinavia should be looked for in those parts of the North American Grenville belt which became involved in Paleozoic orogenies. Is so, an initial NW-SE plate convergence in the SW-trending part of the belt, could be postulated (fig. 9 A). It preceded E-W directed plate convergence in the N-trending part of the mobile belt, which led to right-lateral shear in the North American leg. The Sveconorwegian large scale interference fold patterns could thus be explained without requiring invention of "a-axis folds" parallel to the transport direction.

The Sveco-Fenno-Karelian Accordion Cycle.

The radiometric "break down" of classic concepts referred to in the introduction resulted in a grouping of the Svecofennian (Svionian), Bothnian and Karelian evolution into a single Svecofennian (Svecofennokarelian) cycle spanning from pre-2 000 to c. 1 500 Ma. Relying on the results of the present analysis of the western part of the Shield, we may however squeeze this accordion cycle somewhat - by removing the part that is younger than c. 1 700 Ma. The Ghost-Gothian orogeny takes care of that.

If we recall that the subduction zone of the Ghost-Gothian orogeny was superseded by a younger "Western" subduction zone (fig. 7) we can suggest the Ghost-Gothian subduction zone itself evolved as the replacement for an older and more eastern zone of plate convergence. This brings us close to the situation outlined by Hietanen (1975) and Rickard (1979). Close to the southern end of the Sveconorwegian front, that is to say east of the Schistosity zone and west of the coastal gneisses of Blekinge, tuffitic meta-dacites and kyanite-bearing metasediments of the Vastana series (Magnusson *et al.*, 1963) indicate where the late Early Proterozoic trench (Hietanen's "Gothian trench") should be looked for, fig. 8.

The trend of the Vastana zone is NW-SE, but only a c. 20 km stretch is preserved of this important tectonic feature. Presumably the Svecofennian subduction under the Vastana trench was accompanied by large scale generation of calc-alkaline magmas and "accretion differentiation", and these processes probably produced the early (synkinematic/primorogenic) Svecofennian plutonics (gabbros, diorites and granites) dated from 1 930-1 800 Ma (Aberg, 1978), and the c. 1 720-1 695 Ma old postorogenic granites. This suggests that subduction under the Vastana trench was in operation from about 2 050 Ma until the destructive plate margin was shifted westwards? 1 750 Ma ago.

Hietanen's (1975) model presupposes that the subduction zone referred to here as the Vastana zone also caused the eruption of the rhyolitic, dacitic to andesitic (meta-) volcanics of the so-called Leptite formation (Geijer, 1963) in Central Sweden, SW-Finland, and the Skjellefte field of northern Sweden. The leptite-like middle Proterozoic rocks of Lofoten-Vesteralen (Griffin *et al.*, 1978) now be added to this list. In addition to the metavolcanics, the Leptite formation includes metasediments, the younger part of which change (in both litho and mineral facies) from argillites to semipelites from the west to the east, i.e. towards the older continent (fig. 8).

No basement to the Leptite formation has ever been proven east of the Caledonian belt, although the term "Urgraniter" (primordial granites) has been widely used in the older literature for what are now called synkinematic or primorogenic plutonics. These early Svecofennian intrusives were emplaced before two major deformational episodes (Stalhos, 1969, 1976). The "Svecofennian interval" with intrusion of intra-orogenic basic dykes and dykelets separates the two episodes. This interval can now be correlated with the shift of the subduction zone from the Vastana to the Ghost-Gothian zone.

The oldest (c. 1 800 Ma) deformational episode folded the rocks of the Leptite formation and the early plutonics into large scale folds with N-S trending axes and a westerly vergence, while the c. 1 725 Ma episode caused locally strong refolding (and migmatization) and produced large scale interference patterns, with more or less E-plunging young axes (Stalhos, 1976; Lundegardh, 1966) (fig. 6). Ultimately, postorogenic granites were intruded.

The formation of the N- to NE-dipping thrusts along the southern borders of the "Bothnian" province (Magnusson, 1946; Lundegardh, 1960) probably postdate the intrusion of the 1 655 Ma old Råtan granite (Welin and Lundquist, 1977). If so, the thrusts may curve (below the Caledonides) into western Norbotten where the 1 600-1 570 Ma old Kiruna porphyries (Welin, 1972) are overfolded and thrust towards the west. These younger dislocations which predate the intrusion of the 1 505 Ma old Lina granite (Welin, 1972) reflect the Ghost-Gothian orogeny (fig. 8).

Both Hietanen (1975) and Rickard (1979) suggest that the volcanics of the Leptite formation formed in an island arc environment. This picture needs slight qualification. The Leptite formation contains both stratiform iron ores and sulphide deposits of well-documented sub-marine origin (Landergrén, 1948; Henriques, 1964). The leptite-bearing Svecofennian was characterised by a sub-marine environment with volcanic eruptions and exhalations and sedimentation up until the "Svecofennian interval". The early Svecofennian evolution is not directly comparable with that of younger island arc environments.

Hietanen's (1975) suggestion that the "Bothnian" province (on both sides of the Bothnian Sea, fig. 8) represents a back arc basin, is in good agreement with our revised edition of her plate tectonic model. Gaal *et al.*'s (1975) studies from the Outokumpu region in the Finnish Karelides (where the diverted trends of the Svecofennian province are overprinted by N-S to N.NW-S.SE trending "Karelidic" structures) are of great interest in this connection. Could it be, that the east-northeastern front of the "Svecokarelides" against the Archaean basement block of East Karelia was developed after the close of the Svecofennian evolution (as defined in this paper)?

If progress in geology goes backwards in more than one sense, we may even arrive at a situation where Backlund's (1936) idea of a Gotho-Karelian orogeny becomes revived. It is tempting to suggest that the thrusting against the Archaean block in East Karelia in the rear of the "Sveco-Fenno-Karelian super-province" may represent a "contre-coup" of the Ghost-Gothian orogeny.

Concluding remarks.

The tectonic evolution of the northeastern parts of the Baltic Shield remains to be analysed. However, this can not be done on the basis of available data. Ongoing studies in easternmost Finmark (Norway) suggests that horizontal tectonics play a greater role than hitherto assumed and that considerable "discordances" exist between the isotopic rock ages and the age of the youngest major tectonic events which caused strong deformation of the supposedly "Svecokarelian" Pet-samo-Skogfoss Group/Petchenga Formation (Bugge, 1978, author's personal observations).

The results of the palinspastic analysis, suggest that the Precambrian evolution from c. 2 000-1 200 Ma

was dominated by crustal accretion caused by large scale subduction of oceanic lithosphere along step-wise ocean-wards migrating convergent plate margins. During each step in this evolution a new sialic crustal segment was formed and welded on to the Shield, and the previously formed parts of the Shield were affected by tectonism and magmatism. The westwards younging "anorogenic" anorthosite-gabbro-rapakivi intrusions may thus be considered as a "Hinterland" expression of the westwards migrating "orogenic front" along the west margin of the Shield.

When the Grenville orogeny started c. 1 200 Ma ago, the western part of the Baltic Shield had been divided into micro-continental units by precursory rifting and ocean spreading. The Grenville tectonism resulted in continental collision (in the Oslo cryptosuture), crustal peeling and formation of converging subduction zones under southern Norway. The results of the analysis thus disagrees with Wynne-Edwards' (1976) ensialic millipede model for the Grenville evolution.

The tectonic models presented supply a new background for metallogenetic considerations, and form a possible startingpoint for future analysis of the pre-2 000 Ma tectonic evolution.

Acknowledgements. — The numerous cited (and I am sorry uncited) authors who either through hard field work or comprehensive laboratory studies all directly or indirectly have contributed to this paper, are gratefully acknowledged. Special thanks go to my colleagues drs. B. Hageskov and S. Pedersen who placed unpublished information at my disposal. Dr. S. Pedersen also took pains to recalculate the quoted isotopic age determinations. However, any faults are to be blamed on the author. Dr. D. Bridgwater kindly read the MS critically and made my English slightly less continental. Professor J. Cogné, the editor of this volume, is thanked for help and patience.

REFERENCES (*)

- 1) ABDEL-MONEM A.A. and BRYHNI I. (1978). — A Rb/Sr date from anorthosite-suite rocks of the Gløppen-Eikefjord area, Western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 58, p. 229-232.
- 2) ABRAHAMSEN N. (1974). — The palaeomagnetic age of the W.NW-striking dikes around Gothenburg, Sweden. *Geol. Foren. Stock. Forh.*, vol. 96, p. 163-170.
- 3) ANDRESEN A., HEIER K.S., JORDE K. and NATESTAD J. (1974). — A preliminary Rb/Sr geochronological study of the Hardangervidda-Ryfylke nappe system in the Roldal area, South Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 54, p. 35-47.
- 4) BACKLUND H.G. (1936). — Der "Magmaaufstieg" in Faltegebirgen. *Bull. Comm. géol. Finlande*, vol. 115, p. 293.
- 5) BAER A.J. (1977). — The Grenville Province as a shear zone. *Nature*, vol. 267, p. 337-338.
- 6) BARTH T.F.W. and REITAN P.H. (1963). — The Precambrian of Norway. In Rankama: The Precambrian, vol. 1, p. 27-80. *Interscience Publ.*, New York.
- 7) BERTHELSEN A. (1970). — Globulith, a new type of intrusive structure, exemplified by metabasic bodies in the Moss area, SE Norway. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 266, p. 70-85.
- 8) BERTHELSEN A. (1972). — Analysen orogener und kratonischer Strukturen aus der Tiefenzone. *Geol. Rundsch.*, vol. 61, p. 34-44.
- 9) BERTHELSEN A. (1976). — "Abstract-map", abstracts. *Nord. Geol. Winter Meeting*, Göteborg, 1976.
- 10) BERTHELSEN A. (1977). — Field guide COMTEC 77 (Subcommission on Precambrian Structural Type Regions), 11 p., Copenhagen.

(*) Including used but uncited works.

- 11) BERTHELSEN A. (1978). — Himalayan and Sveconorwegian tectonics - a comparison. In Saklani P.S. (Ed.), 1978 : Tectonic geology of the Himalayas, p. 287-294.
- 12) BERTHELSEN A. and HENRIKSEN N. (1975). — Geological map of Greenland 1/100.000 : Ivigtut 61 V. Syd. The orogenic and cratogenic geology or a Precambrian shield area. *Meddelelser om Grönland*, vol. 186, n° 1, 169 p.
- 13) BJORLYKKE, K., ELVSBORG A. and HOY T. (1976). — Late Precambrian sedimentation in the central Sparagmite Basin of south Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 56.
- 14) BRIDGWATER D. and WINDLEY B.F. (1973). — Anorthosites, post-orogenic granites, acid volcanic rocks and crustal development in the North Atlantic Shield during the mid-Proterozoic. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, t. 3, p. 307-317.
- 15) BRUECKNER H.K. (1979). — Precambrian ages from the Geiranger-Tafjord-Grotli area of the Basal Gneiss Region, west Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 59, p. 141-153.
- 16) BUGGE A. (1928). — En forkastning i det syd-norske grundfjeld. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 130, 124 p.
- 17) BUGGE J.A.W. (1978). — Norway. In Bowie S.H.U., Kvalheim A. and Haslam H.W. (Ed.), 1978 : Mineral deposits of Europe, vol. I, p. 199-299. Publ. by *inst. Mineral Metal. and Mineral. Soc.*, London.
- 18) CORFU F. (1979). — Response of U-Pb and Rb Sr systems to Precambrian and Palaeozoic events in central south Norway. Abstract nr. 17, ECOG VI, Lillehammer.
- 19) CLOOS H. (1949). — Gespräch mit der Erde. 389 p. Piper and Co. Verlag, Munich.
- 20) DEMAÏFFE D., MICHOT J. and PASTEELS P. (1974). — Time relationships and strontium isotope evolution in the magma of the anorthosite-charnockite suite of South Norway (abstract). *Int. Meet. on Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology*, Paris.
- 21) DE WAARD D., DUCHESNE J.C. and MICHOT J. (1974). — Anorthosites and their environments. In Bellière J. and Duchesne J.C. (eds.): *Géologie des Domaines Cristallins* (Centenaire Société Géologique de Belgique, Liège).
- 22) DONS J.A. (1959). — Fossils (?) of Precambrian age from Haugli in Telemark, S. Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 39, p. 265.
- 23) DONS J.A. (1960). — Stratigraphy of supracrustal rocks, granitisation and tectonics in the Precambrian Telemark area. *Geol. Cong. Guide h* (A. 10).
- 24) ESKOLA P. (1963). — The Precambrian of Finland In Rankama K. (ed.): *The Precambrian*, Vol. I, *Interscience Publ.*, New York.
- 25) FALKUM T. (1972). — On large-scale tectonic structures in the Agder-Rogaland region, southern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 371-376.
- 26) FALKUM T. and PEDERSEN S. (1979). — Rb-Sr age determinations on the intrusive Precambrian Homme granite and consequences for dating the last regional folding and metamorphism in the Flekkefjord region, SW Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 59, p. 59-65.
- 27) GAAL G., KOISTINEN T. and MATTILA E. (1975). — Tectonics and stratigraphy of the vicinity of Outokumpu, North Karelia, Finland, including a structural analysis of the Outokumpu ore deposit. *Geol. Surv. Finland, Bull.*, vol. 271, p. 1-67.
- 28) GAVELIN S. (1931). — Nagra iakttagelser över stratigrafi och tektonik inom Almesakraformationen. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 53, p. 137.
- 29) GEIJER P. (1963). — The Precambrian of Sweden. In Rankama K.: *The Precambrian*. Vol. I, p. 81-143. *Interscience Publ.*, New York.
- 30) GORBATSCHEV R. (1971a). — Aspects and problems of Precambrian geology in western Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 650, Arsbok 64, Nr 7, 63 p.
- 31) GORBATSCHEV R. (1971b). — Age relations and rocks of the Svecofennian-Gothian boundary, Linköping, South Central Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 664, Arsbok 65, Nr 10, 62 p.
- 32) GORBATSCHEV R. (1975). — Fundamental subdivisions of Precambrian granitoids in the Amal mega-unit and the evolution of the south-western Baltic Shield, Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 97, p. 107-114.
- 33) GORBATSCHEV R. (1977). — Correlation of Precambrian supra-crustal complexes in south-western Sweden and the sequence of regional deformation events in the Amal tectonic mega-unit. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 99, p. 336-346.
- 34) GORBATSCHEV R. (1979). — The basement of the Amal supra-crustals, south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 101, p. 71-73.
- 35) GRAVERSEN O. and HAGESKOV B. (1971). — Basic magma tectonics contrasted to folding of basic rocks. *Geol. Rundsch.*, vol. 60, p. 1442-1455.
- 36) GRIFFIN W.L., TAYLOR P.N., HAKKINEN J.V., HEIER K.S., IDEN I.K., KROGH E.J., MALM O., OLSEN K.I., ORMAASEN D.E. and TVETEN E. (1978). — Archaean and Proterozoic crustal evolution in Lofoten-Vesteralen, N Norway. *Jl. geol. Soc. Lond.*, t. 135, p. 597-610.
- 37) HAGESKOV B. (1978). — On the Precambrian structures of the Sandbukta-Molen inlier in the Oslo Graben, SE Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 58, p. 69-80.
- 38) HAGESKOV B. (1979). — Om sveconorvegiske high strain zoner i området omkring Oslofeltet. *14 Nordiske geol. v. mote, Norsk geol. Forening, Geolognyt*, vol. 13, p. 25.
- 39) HAGESKOV B. and PEDERSEN S. (in prep.). — Rb/Sr age determinations on granitic rocks from the Ostfold district, SE Norway, and their implications for the geological development of the Sveconorwegian province.
- 40) HEIER K.S., NATESTAD J. and BRYHNI I. (1972). — A Rb/Sr whole-rock isochron date from the Stavanger area, south Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 377-383.
- 41) HENRIKSEN N. (1978). — East Greenland Caledonian fold belt. *Geol. Surv. Canada*, paper 78-13, p. 105-109 (IGCP Project 27, Caledonide orogen).

- 42) HENRIQUES A. (1964). — Geology and ores of the Ammeberg district (Zink-gruvan) Sweden. *Arkiv för mineral. och geol.*, vol. 4.
- 43) HIETANEN, A. (1975). — Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian or Finland. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, vol. 3, p. 631-645.
- 44) HJELMQVIST S. (1966). — Beskrivning til bjerggrundskarta över Kopparbergs län. *Sver. Geol. Unders.*, Ca 40.
- 45) HJELMQVIST S., (1973). — An old evolution and a young model. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, 686, Arsbok 67, Nr 5.
- 46) HOGBOM A.G. (1910). — Pre-Cambrian geology of Sweden. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 10, nr. 1.
- 47) JACOBSEN S.B. and HEIER K.S. (1978). — Rb/Sr isotope systematics in metamorphic rocks. Kongsberg sector, south Norway. *Lithos*, vol. 11, p. 257-276.
- 48) KORNFALT K.A. (1976). — Petrology of the Ragunda Rapakivi Massif, Central Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 725, Arsbok 70, Nr 7, 110 p.
- 49) KLEPPE A. and RAHEIM A. (1979). — Rb/Sr investigations on Precambrian rocks in the central part of Telemark. Examples on partial and complete resetting of Rb/Sr whole rock systems. Abstract nr. 53, ECOG VI, Lillehammer.
- 50) KLINGSPOR I. (1976). — Radiometric age-determinations of basalts, dolerites and related syenite in Skane, southern Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 98, p. 195-216.
- 51) LANDERGREN S. (1948). — On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 496, 182 p.
- 52) LINDH A. (1974). — The Mylonite Zone in southwestern Sweden (Värmland). A re-interpretation. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 96, p. 183-187.
- 53) LUNDEGARDH P.H. (1960). — The miogeosynclinal rocks of eastern central Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, Nr 570, Arsbok 54, Nr 1, p. 1-68.
- 54) LUNDEGARDH P.H. (1966). — Berggrunden i Gävleborgs län (with English summary). *Sver. Geol. Unders.*, Ser. Ba, nr 22, p. 1-303, two maps.
- 55) LUNDEGARDH P.H. (1977). — The Gräsmark Formation in western Central Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser. C, nr 732, Arsbok 71, nr 1, p. 1-17.
- 55 bis) LUNDQVIST T. (1979). — The Precambrian of Sweden. *Sver. Geol. Unders.*, Ser C, Nr 768, Arsbok 73, Nr 9, p. 1-87 (appeared while this paper was in print).
- 56) MAALOE S. (1974). — The crystallisation of simple pegmatites in the Moss area, Southern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 54, p. 149-167.
- 57) MAALOE S. and WYLLIE P.J. (1975). — Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallisation determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 52, p. 175-191.
- 58) MAGNUSSON N.H. (1937). — Den centralvärm-landske mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 59. p. 205.
- 59) MAGNUSSON N.H. (1946). — Om de stora overskjutningarna i det svenske urberget och en blockindelning av detsamma. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 68, p. 484.
- 60) MAGNUSSON N.H. (1962). — De prekambriske bjergarter utanför fjällkrdjan. In *Beskrivning til karta over Sveriges berggrund. Sver. Geol. Unders.*, Ser Ba, p. 16.
- 61) MAGNUSSON N.H., LUNDQVIST G. and REGNÉLL G. (1963). — Sveriges geologi. 698 p., 4th edition. Scandinavian University Books, Svenska Bokförlaget/Norstedts.
- 62) MICHOT P. (1956). — Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. *Acad. Roy. Belg., Bull. Cl. des Sc.*, 5^{me} série, t. 37, p. 260-277.
- 63) MOORBATH S. (1977). — Ages, Isotopes and evolution of Precambrian continental crust. *Chem. Geol.*, vol. 20, p. 151-187.
- 64) MORRIS W.A. and ROY J.L. (1977). — Discovery of the Hadrynian Polar Track and further study of the Grenville problem. *Nature*, vol. 266, p. 689-692.
- 65) MORTON R.D., BATEY R. and O'NIONS R.K. (1970). — Geological investigations in the Bamle sector of the Fennoscandian Shield, south Norway (1). *Nor. Geol. Unders.*, vol. 263, 72 p.
- 66) MYERS J.S. (1976). — Granitoid sheets, thrusting and Archean crustal thickening in West Greenland. *Geology*, vol. 4, p. 265-268.
- 67) OFTEDAHL C., (1974). — Norges geologi. Tapir Forlag, Trondheim, 169 p.
- 68) O'NIONS R.K. and BAADSGAARD H. (1971). — A radiometric study of polymetamorphism in the Bamle region, Norway. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 34, p. 1-21.
- 69) O'NIONS R.K. and HEIER K.S. (1972). — A reconnaissance Rb/Sb geochronological study of the Kongsberg area, south Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 143-150.
- 70) PASTEELS P. and MICHOT J. (1975). — Geochronological investigations of the metamorphic terrain of southwestern Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 55, p. 111-134.
- 71) PATCHETT P.J., UPTON B.G.J. and BYLUND G. (1978). — Palaeomagnetism and the Grenville orogeny: New Rb/Sr ages from dolerites in Canada and Greenland. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 40, p. 349-364.
- 72) PAVLOVSKY E.V. (1974). — Cratonisation de la croûte continentale. In Bellière J. et Duchesne J.C. (eds.): *Géologie des domaines cristallins. Soc. Géol. Belg.*, Liège.
- 73) PEDERSEN S., BERTHELSEN A., FALKUM T., GRAVERSEN O., HAGESKOV B., MAALOE S., PETERSEN J.S., SKJERNAA L. and WILSON J.R. (1978). — Rb/Sr-dating of the plutonic and tectonic evolution of the Sveconorwegian Province, Southern Norway. *ICOG Denver. U.S. Geol. Surv.*, Open-File rep. 78, n° 701, p. 329-331.

- 74) PEDERSEN S., SKJERNAA L. and BERTHELSEN A. (1979). — Rb/Sr age patterns in a multiple folded and metamorphosed plutonic complex: An example from SE-Norway. Abstract, ECOG VI, Lillehammer.
- 75) PIDGEON R.T. and RAHEIM A. (1972). — Geochronological investigation of the gneisses and minor intrusive rocks from Kristiansund, west Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 241-256.
- 76) PLOQUIN A. (1977). — Présentation sommaire du socle précambrien de Norvège méridionale et continuités transatlantique nord. *Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn.*, (2), t. XIX, fasc. 5, p. 399-404.
- 77) PRIEM H.N.A., VERSCHURE R.H., VERDURMEN E.A.T., HEBEDA E.H. and BOELRIJK N.A.I.M. (1970). — Isotopic evidence on the age of the Trysil porphyries and granites in eastern Hedmark, Norway. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 266, p. 263-276.
- 78) PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., HEBEDA E.H., VERDURMEN E.A.T. and VERSCHURE R.H. (1973). — Rb/Sr investigations on Precambrian granites, granitic gneisses and acide metavolcanics in central Telemar: metamorphic resetting of Rb/Sr whole-rock systems. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 289, p. 37-53.
- 79) RAMBERG I.B. (1976). — Gravity Interpretation of the Oslo Graben and Associated Igneous Rocks. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 325, p. 1-194.
- 80) RAMSAY W. (1931). — *Geologiens Grunder* (II), 3rd revised edition, 481 p. Holger Schildts Förlag, Stockholm.
- 81) REYMER A.P.S. (1979). — Polymetamorphic nappes in the Central Scandinavian Caledonides. Abstract, ECOG VI, Lillehammer.
- 82) RICKARD D.T. (1979). — Scandinavian Metallogensis. *Geo. Journal*, vol. 3, n° 3, p. 235-252.
- 83) RAHEIM A. (1977). — A Rb/Sr study of the rocks of the Surnadal syncline. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 57, p. 193-204.
- 84) SKIOLD T. (1976). — The interpretation of the Rb-Sr and K/Ar ages of late Precambrian rocks in south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 98, p. 3-28.
- 85) SKJERNAA L. (1972). — The discovery of a regional crush belt in the Orje area, southeast Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 52, p. 459-461.
- 85 bis) SKJERNAA L., BERTHELSEN A. and PEDERSEN S. (1979). — Relationer mellem Rb/Sr datering og deformationsmonstre: et eksempel fra SO-Norge. *14 Nordiske geol. v. mote, Norsk geol. Forening, Geolognytt*, vol. 13, p. 66.
- 86) SPRINGER N. (1980). — En geokronologisk og geokemisk undersøgelse af Karlshamn-graniten, Sverige. *Dansk Geol. Foren.*, Arsskrift for 1979.
- 87) STARMER I.C. (1976). — The early major structure and petrology of rocks in the Bamle series, Sondeled-Sandnesfjord, Aust-Agder. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 237, p. 77-97.
- 88) STARMER I.C. (1977). — The geology and evolution of the southwestern part of the Kongsberg series. *N. Geol. Tidsskr.*, vol. 57, p. 1-22.
- 89) STEIGER R.H. and JAEGER E. (1977). — Sub-commission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 36, p. 359-362.
- 90) STORETVEDT K.M. and GIDSKEHAUG A. (1968). — Palaeomagnetism and the origin of the Egersund dolerites, S. Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 48, p. 121-125.
- 91) STURT B.A. (1978). — The Norwegian Caledonides. - Introduction. *In Geol. Surv. Canada*, paper 78-13 (IGCP Project 27-Caledonide Orogen), p. 13-15.
- 92) STURT B.A., SKARPENES O., OHANIAN A.T., and PRINGLE R. (1975). — Reconnaissance Rb/Sr isochron study in the Bergen Arc System and regional implications. *Nature*, vol. 253, p. 595-599.
- 93) STURT B.A. and THON A. (1978). — Caledonides of southern Norway. *In Geol. Surv. Canada*, paper 78-13 (IGCP Project 27-Caledonide Orogen), p. 39-47.
- 94) STALHOS G. (1969). — Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund (English summary). *Sver. Geol. Unders.*, Ser. Ba, vol. 24, p. 1-190.
- 95) STALHOS G. (1976). — Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 98, p. 146-154.
- 96) TORSKE T. (1977). — The South Norway Precambrian Region, a Proterozoic Cordilleran-type Orogenic segment. *Nor. Geol. Tidsskr.*, vol. 57, p. 97-120.
- 97) TOURET J. (1968). — The Precambrian Metamorphic Rocks around the Lake Vegar (Aust-Agder, Southern Norway). *Nor. Geol. Unders.*, vol. 257, p. 1-45.
- 98) VAASJOKI M. (1977). — Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland: Their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations. *Geol. Surv. Finl., Bull.* 294, 64 p.
- 99) VERSTEVE A.J. (1975). — Isotope Geochronology in the Highgrade Metamorphic Precambrian of South-western Norway. *Nor. Geol. Unders.*, vol. 318, p. 1-50.
- 100) WATSON J. (1978). — The basement of the Caledonide Orogen in Britain. *In Geol. Surv. Canada*, paper 78-13 (IGCP Project 27-Caledonide Orogen), p. 75-77.
- 101) WEGMANN C.E. (1929). — Über die alpine tektonik und ihre Anwendung auf das Grundgebirge Finnlands. *Bull. Comm. géol. Finlande*, vol. 85, p. 49.
- 102) WELIN E. (1972). — Den svecofenniska orogena zonen i norra Sverige - en preliminär diskussion. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 92 p. 433-451.
- 103) WELIN E. and LUNDQVIST Th. (1970). — New Rb/Sr age data from the Sub-Jotnian volcanics (Data porphyries) in the Los-Hanera region, central Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 92, p. 35-39.
- 104) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1976a). — A Rb/Sr geochronological study of the older granitoids in the Amal tectonic mega-unit, south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 98, p. 374-377.
- 105) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1976b). — The Rb/Sr age of the Hastefjorden granite and its bearing on the Precambrian evolution of south-western Sweden. *Precambrian Res.*, vol. 3, p. 187-195.

- 106) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1976c). — Rb/Sr age of granitoid gneisses in the "Pregothian" area of south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 98, p. 378-381.
- 107) WELIN E. and LUNDQVIST Th. (1977). — Rb/Sr dating of the Rätan granite, central Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 99, p. 417-420.
- 108) WELIN E., GORBATSCHEV R. and LUNDEGARDH P.H. (1977). — Rb/Sr dating of rocks in the Värmland granite group in Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 99, p. 363-367.
- 109) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1978a) — Rb/Sr age of the Lane granites in south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 100, p. 101-102.
- 110) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1978b). — The Rb/Sr age of the Varberg charnockite, Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 100, p. 225-227.
- 111) WELIN E. and GORBATSCHEV R. (1978c). — Rb/Sr isotopic relations of a tonalitic intrusion on Tjorn Island, south-western Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 100, p. 228-230.
- 112) WYNNE-EDWARDS H.R. (1976). — Proterozoic ensialic orogenesis: The millipede model of ductile plate tectonics. *Am. J. Sc.*, vol. 276, p. 927-953.
- 113) ZECK H.P. and MALLING S. (1974). — The Gillberga synform (Precambrian Basement, SW Värmland, Sweden), literature synopsis and preliminary notes on its re-interpretation. *Bull. Geol. Soc. Denm.*, vol. 23, p. 159-174.
- 114) ZECK H.P. and MALLING S. (1976). — A major global suture in the Precambrian basement of SW Sweden? *Tectonophysics*, vol. 31, p. 35-40.
- 115) ZWART H.J. (1978). — Metamorphic map of Europe 1/2 500 000, explanatory text, 244 p. Publ. by C.G.M.V. Subcomm. Cartogr. Metam. Belts of the World, Leiden/Unesco, Paris.
- 116) ZWART H.J. and DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of Central and Western Europe. In A.J. van Loon (ed.): Key-notes of the MEGS-11 (Amsterdam). *Geol. Mijnbouw*, vol. 57, p. 627-654.
- 117) ABERG G. (1978). — Precambrian geochronology of south-east Sweden. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, vol. 100, p. 125-154.



The Pre-Caledonian Evolution of the British Isles

by A.L. HARRIS (*), P.A. RATHBONE (**) and J. WATSON (***)

Résumé. — La chaîne orthotectonique calédonienne est pourvue d'un socle sous-jacent consolidé composé de gneiss et granulites d'âge Précambrien ancien qui s'étend à l'Ouest de l'orogène vers le craton Hébridéen. Les formations médio à tardi-précambriennes de la partie nord-ouest de l'orogène ont subi des événements anté-calédoniens non perceptibles au niveau du craton; l'âge et la signification de ces événements restent discutables. Les Calédonides paratectoniques au Sud de la suture calédonienne reposent sur un socle qui possède des caractères géophysiques différents du socle orthotectonique, et qui est probablement constitué d'importantes séries métamorphiques épizonales. L'histoire précoce de ce socle est difficile à cerner. Les événements tectono-métamorphiques d'âge tardi-précambrien sont différents de ceux de la zone orthotectonique en ce qui concerne leur chronologie et leurs caractères.

Abstract. — The orthotectonic Caledonides are underlain largely by a refractory basement of early Precambrian gneisses and granulites which also extends into the Hebridean craton west of the orogen. Mid- to late Precambrian cover-formations in the northwestern part of the orogen were subject to pre-Caledonian tectonothermal events not recorded on the craton; the age and significance of these events remain debatable. The paratectonic Caledonides south of the Caledonian suture have a basement differing in geophysical properties from that beneath the orthotectonic zone and probably include great thicknesses of low-grade metamorphic rocks. The early history of this basement is obscure. Late Precambrian tectonothermal events differ in both character and timing from those in the orthotectonic zone.

I. — INTRODUCTION

The British Caledonides have an asymmetrical structure, the orthotectonic zone lying mainly to the northwest and the paratectonic (non-metamorphic) zone mainly to the southeast of the Caledonian suture (fig. 1). Each zone is underlain by a Precambrian basement of continental character, some 30-35 km in thickness; but geophysical and geological evidence indicates that the pre-Caledonian history of the crust beneath the orthotectonic zone and its western foreland differed radically from that of the crust beneath the paratectonic zone and its eastern foreland. The object of this paper is to outline the characters and history of the basement in each region and to comment briefly on the basements, response to Caledonian tectonism. Comprehensive discussions of these subjects are provided in two recent publications (Harris *et al.*, 1975; Harris *et al.*, 1979) to which the reader is referred for details and full bibliographies and which are referred to as (1) and (2) respectively in this paper.

(*) Laboratories of Geology, Brownlow Street, P.O. Box 147, Liverpool L69 38X, U.K.

(**) Institute of Geological Sciences, Leeds, U.K.

(***) Imperial College, Department of Geology, Royal School of Mines, London, SW 6, U.K.

II. — THE ORTHOTECTONIC ZONE

1) The Northwestern Foreland.

West of the Caledonian front in Scotland, a basement of early Precambrian gneisses and granulites (the Lewisian complex) is overlain by a cratonic cover of late Proterozoic (Torridonian) and Phanerozoic formations. This basement, composed largely of Archaean rocks, forms part of an early Proterozoic tectonic province allied to the Ketilidian and Nagssugtoqidian domains of Greenland. There is no indication of Grenville orogenic activity.

In the adjacent parts of the Caledonides, Lewisian-like gneisses are unconformably covered by late Proterozoic psammites and pelites of the Moine Series and were deformed and metamorphosed with the Moine rocks during late Proterozoic and early Palaeozoic events not recorded on the foreland. The Lewisian complex at depth has seismic velocities ≥ 6.4 km/sec and the results of a seismic traverse show that rocks with similar velocities underlie the greater part of the orthotectonic Caledonides in Scotland. The exposed Lewisian complex can therefore be regarded, with reservations, as a sample of the lower crustal material beneath the western zone of the orogen [Watson (1), Johnstone *et al.* (2)].

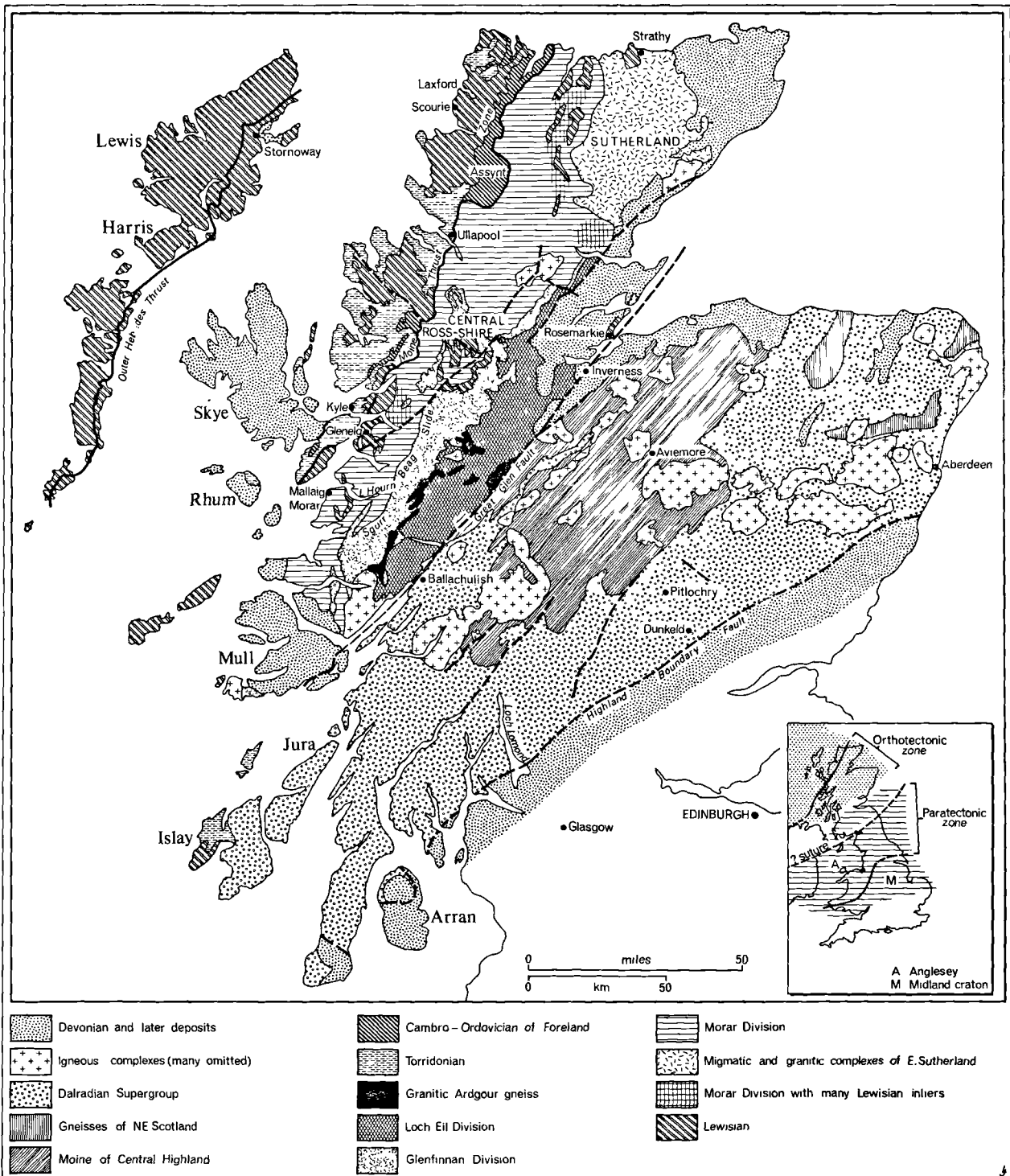


Fig. 1. — Simplified geological map of Scotland with (inset) diagram showing the domains of the two contrasted basement types [in part after Johnstone (1)].

The Lewisian basement has a bulk composition resembling that of acid-to-intermediate calc-alkaline rocks but is extremely heterogeneous in detail. The dominant acid-to-intermediate gneisses and granulites are intimately mixed with mafic, ultramafic, calcareous, aluminous and siliceous gneisses. Although the original relationships of these rocks have been largely obscured, the subordinate varieties are thought to represent metavolcanic and metasedimentary deposits which, with early mafic intrusives, formed the hosts for injection by the magmas that gave rise to the more abundant intermediate-to-acid gneisses. All these rocks date from a period of crust-forming magmatism at 2 900-2 700 Ma which was accompanied by profound ductile deformation and high-grade metamorphism. High-pressure mineral assemblages in granulites formed at this period suggest that the newly-formed crust was at least 45 km in thickness.

By the close of the crust-forming event (the early Scourian or Badcallian phase in the local terminology) the Lewisian complex at depth consisted of coarse, usually poorly foliated rocks characterised by a high $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ ratio, by low levels of K, Rb, U, Th and other incompatible elements (especially in granulites) and lacking the major NiCu sulphide deposits or chromite concentrations that are common in Archean terrains. The low content of incompatible elements is usually attributed to the expulsion of water and volatiles during deep-seated metamorphism. These attributes combined to produce a refractory and mechanically strong complex with a low heat-production.

The early Scourian events outlined above were followed by several phases of high-grade metamorphism and inhomogeneous ductile deformation during the period 2 700 - 1 700 Ma, which were responsible for the development of the dominant mineral assemblages and structural patterns of the Lewisian complex. Earlier (late Scourian) and later (Laxfordian) episodes can be distinguished by reference to the emplacement of a basic dyke swarm at about 2 400 Ma. The Laxfordian episode terminated in some areas with the injection of abundant granite and pegmatitic veins dated at 1 850-1 700 Ma.

In the foreland, the principal structural trends are NW-SE, almost perpendicular to the western Caledonian front. Aeromagnetic, gravity and other evidence shows that this trend persists in the deeper basement beneath the thrust front for at least 30 km east of the front [Watson and Dunning (2)]. A distinctive feature of the basement structure is the occurrence of steep linear shear-zones formed by strong but localised ductile deformation during late Scourian and Laxfordian times. Most of these shear-zones run NW, parallel to the structural grain, but a single large shear-zone in the Outer Hebrides is almost parallel to the Caledonian front. These early dislocations appear to have influenced the response of the basement to later stresses.

Metamorphism during the period 2 700 - 1 700 Ma did not everywhere disturb Rb/Sr and U/Pb isotopic systems and appears to have been almost isochemical in many places. Significant additions of water, K, Rb and other elements have, however, been recorded in shear zones which gave easy access to fluids. The localised late Laxfordian granite injection complexes are commonly richer in incompatible elements than the bulk of the complex.

The reactions recorded by successive metamorphic mineral assemblages suggest that the Lewisian complex remained deeply buried during the late Scourian and early Laxfordian phases but began to be elevated and eroded during the late Laxfordian phase of granite injection. K/Ar cooling ages record the closing of the isotopic system at about 1 700-1 600 Ma. The entire superstructure was removed and erosion exposed deep crustal rocks before the accumulation of the oldest (Torridonian) units of the cratonic cover at $\sim 1\ 000$ Ma.

2) Lewisian basement in the Orthotectonic Caledonides.

Throughout the Northern Highlands of Scotland, basement units of gneisses petrologically and geochemically resembling the Lewisian complex already described, are tectonically interleaved with metasediments of the Moine Series which can locally be shown to have accumulated unconformably on this complex. The majority of Lewisian outcrops occur in one of three tectonic settings - (i) as parautochthonous anticlinal fold-cores remaining partly or wholly in contact with the envelope of Moine rocks, (ii) as allochthonous slices of great lateral persistence, resting on slides or zones of abnormally high strain and commonly underlain by Moine sequences that young towards the basement slices and (iii) as autochthonous masses beneath the Moine succession. The parautochthonous and allochthonous bodies have undergone repeated folding and metamorphism after emplacement and were interleaved with the Moine during pre-Caledonian or early Caledonian events.

Parautochthonous Lewisian outcrops form the cores of large, almost isoclinal early folds in the regions of Morar, Knoydart and Glenelg, near the Caledonian front. These isoclines have a general NNE trend, distorted by later folding. The location of their roots has been disputed, some authors holding that they root to the southeast and others that they root to the northwest in an area later over-ridden by westward movement on the Caledonian thrust-front.

Allochthonous Lewisian slices form narrow outcrops usually of NNE trend which appear to be related to a small number of major slides. The majority are located at a single structural level on the Sgurr Beag slide which extends NNE certainly for 130 km and probably for 200 km. Lewisian rocks are not present at every point along this slide; they are widely exposed in central Ross-shire (fig. 1), sparse between Glen Strathfarrar and Loch Houran and absent

south of Loch Hourn. These variations may be due to variations in the depth of the basement at the start of nappe formation and may reflect the effects of earlier tectonism (Section 26) or the distribution of basement horsts in the original sedimentary basin.

Other dislocations which carry Lewisian slices are less persistent laterally. Some lie structurally below the Sgurr Beag slide (for example, Lewisian slices have been recorded within the Morar Division of the Moine in the Loch Shin area and near the north coast) and others (e.g. the Fannich outcrops) are structurally above it. Allowing for the effects of later folding, it can be seen that the larger allochthonous nappes must have suffered minimum lateral transport of several tens of kilometres.

The results of seismic traverses show that rocks with high seismic velocities corresponding with those of the Lewisian complex underlie the interleaved Moine/Lewisian assemblage exposed in the Northern Highlands at depths greater than 8-10 km. The lead isotopic ratios of Caledonian granites thought to represent remelted crust suggest that this deep basement includes Archaean gneisses and Laxfordian or post-Laxfordian granites. This autochthonous basement may form submarine outcrops north of the Scottish mainland and is possibly represented in the Strathy complex on the north coast.

3) The Moine Series.

An intriguing aspect of cover-basement relations in the northwestern Caledonides is revealed by studies of the metasedimentary Moine Series of northern Scotland [Johnstone (1), Johnstone *et al.* (2)]. The dating of early pegmatites and of certain granite rocks (Ardgour gneiss) shows that much of the series suffered Precambrian tectonism and metamorphism in addition to Caledonian episodes. The status of the Precambrian events is in dispute.

In the Northern Highlands, the Moines are disposed in three structural/stratigraphical divisions, each with characteristic lithologies (varied proportions of psammites, pelites and semipelites), structural style and tectonic history. Only in the westernmost Morar Division (fig. 1) has a reliable lithostratigraphy been worked out. The adjacent Glenfinnan Division overlies the Morar Division but is separated from it by the Sgurr Beag slide on which allochthonous Lewisian basement slices are carried (2B above). The easternmost Locheil Division structurally overlies the Glenfinnan Division.

Isotopic data from the Morar schists and from the Ardgour gneiss which transects the Glenfinnan and Locheil Divisions have yielded Rb/Sr ages of ~ 1 000 Ma and have led several workers to conclude that part of the Moine is Grenville [Brewer *et al.* (2)]. The Morar Division at least is regarded as a post-Laxfordian sedimentary sequence deposited between c. 1 500 Ma and $1\ 025 \pm 96$ Ma and the inferred

Grenville events comprise 1) isoclinal folding followed by low-grade metamorphism and 2) intense penetrative deformation accompanied by moderate metamorphism. Several granitic pegmatites widely distributed in the Northern Highlands have yielded ages of between 700 and 800 Ma and this has prompted ideas of orogenesis ("Morarian") at that time. Work still in progress in the Central Highlands has identified gneissose metasediments southeast of the Great Glen which closely resemble those of the Northern Highlands; on the basis of detailed structural evidence and on the radiometric age of deformed pegmatite bodies (720 Ma) it has been concluded that these, like the Northern Highlands rocks, suffered pre-Caledonian deformation and metamorphism [Piasecki and van Breemen (2)]. Thus, the post-Laxfordian Moine formations, bearing the imprint of possible Grenville orogenesis and containing Morarian (700-800 Ma) pegmatites would, with the Lewisian, have formed a sialic basement on which late Proterozoic-to-early Palaeozoic sediments and volcanics were deposited. There is no record of major Grenville or Morarian tectonism in the foreland where the Stoer and Torridon groups (dated at ~ 990 Ma and ~ 800 Ma respectively) rest almost undisturbed on a Lewisian basement stabilised at about 1 750 Ma; the western limit of late Proterozoic tectonothermal activity must therefore lie in or near the zone over-ridden by the Caledonian thrust-front (the Moine thrust zone, fig. 1).

A considerable time-gap separated the Precambrian tectonothermal events discussed above from the early Caledonian phases of orogenesis which affected not only the Moine but also the younger (late Proterozoic to early Ordovician) Dalradian Supergroup of the Grampian Highlands. The dating of these phases (the Grampian phases) depends on:

1° the occurrence of polyphase structures and high-grade metamorphism in the Dalradian Series, the youngest members of which are early lower Palaeozoic;

2° the presence of the syn-orogenic Ben Vuirich granites ($514 \pm 6-7$ -Ma) in the Dalradian near Pitlochry;

3° the development of structures and fabrics common to the Moine and Cambro-Ordovician rocks near the Moine thrust-zone;

4° the overprinting of polyphase deformation on the Carn Chunnag granite of central Ross-shire dated at 560 ± 10 Ma;

5° the spread of K/Ar cooling ages over the range 450-400 Ma and the metamorphic state of late tectonic minor intrusions. Taken together, these lines of evidence imply that early Caledonian (Grampian) orogenesis in the orthotectonic zone commenced post 560 but pre-514 Ma and persisted at least until 450 Ma.

Despite the evidence outlined above, the role of pre-Caledonian orogenic phases in the development of the orthotectonic zone remains controversial. The putative unconformity that might be expected to separate Moine rocks subjected to Grenville or Morarian tectonism and metamorphism from the Dalradian and other rocks which post-date these phases has nowhere been identified and it is not yet clear whether all metasediments of Moine facies should be assigned to a single stratigraphical division. The intensity of Grampian orogenesis has greatly contributed to this uncertainty and may have been responsible for the obliteration of a structural and metamorphic unconformity in the Central and/or Northern Highlands.

4) Age of Emplacement of Lewisian Slices.

The tectonic interleaving of Lewisian and Moine rocks in the Northern Highlands (section 2B) is shown to have taken place well before the end of the Grampian or early Caledonian event by the fact that parautochthonous and allochthonous Lewisian slices suffered at least two phases of folding, fabric-formation and metamorphism together with the interleaved Moine metasediments. The parautochthonous outcrops of the Morar-Glenelg area which lie in the Morar division (fig. 1) were emplaced during the first recognised tectonic episode. As mentioned above, this area appears to have been subject to Precambrian tectonism and hence Lewisian-Moine interleaving probably took place during a pre-Caledonian (Grenville or Morarian) event.

The results of recent work suggest, on the other hand, that the Sgurr Beag slide and other major dislocations which carry allochthonous Lewisian slices were formed independently and at a late stage. This conclusion depends on the correlation of textural, structural and isotopic evidence in the Northern Highlands.

In northern Ross-shire where the Carn Chuinneag granite (560 ± 10 Ma) provides a time-marker, displacement on the Sgurr Beag slide has been assigned by Johnson and Shepherd to the first fold-phase subsequent to emplacement of the granite. At many localities, the Sgurr Beag slide appears to represent a metamorphic hiatus at which migmatitic rocks of the Glenfinnan Division rest on lower-grade rocks of the Morar Division. This contrast implies that at least some portions of the Moine succession were already metamorphosed when the slide was formed. Recent studies have shown (P.A.R.) that a very intense SL fabric is developed along the slide and that the migmatitic structure of the Glenfinnan pelites is distorted by the development of this fabric. The textural relationships therefore imply that the allochthonous Lewisian slices were emplaced after an early period of high-grade metamorphism probably associated with the development of parautochthonous Lewisian fold-cores in the Morar-Glenelg area. The relationship with the Carn Chuinneag granite mentioned above may indicate

that the formation of the Sgurr Beag and associated slides marked the first truly Caledonian (= Grampian, see section 2C) phase of tectonism. The preceding (Grenville or Morarian) tectonothermal events appear to have been complex and high-grade in the southwest of the Northern Highlands but may have been recorded elsewhere by no more than a single fold-phase. For this reason, the status of the pre-Caledonian tectonism and metamorphism remains uncertain.

5) Gneisses of Northeast Scotland.

Until recently the gneisses rocks interleaved with Dalradian metasediments in Northeast Scotland (fig. 1) were regarded as products of upper amphibolite-facies metamorphism of Grampian age. Migmatisation of regional extent and coeval sillimanite growth had been interpreted as the result of a late-stage thermal overprint imposed on Dalradian rocks carrying kyanite or andalusite. The gneisses were tentatively assigned to one lithostratigraphical level occupied by rocks particularly susceptible to migmatisation.

Structural and isotopic work [Ramsay and Sturt (2)] has, however, suggest that at least some of these gneisses are slices of basement, tectonically emplaced late in the Grampian orogeny, at a high structural level and carrying above them stratigraphical units which comprise the Banff nappe. Most if not all of the low-pressure "Buchan" metamorphic series lies at a structural level above that of the gneisses.

Work is still in progress on the origin and nature of the gneisses and many workers are not convinced that all gneissic rocks in Northeast Scotland are basement-derived. Nevertheless Ramsay and Sturt (2) document complex histories of deformation and high-grade metamorphism from gneissose rocks of the Banffshire coast and Donside and contrast these with adjacent lightly strained sediments of low metamorphic grade. Further, these workers describe localities where the gneisses have apparently been rendered into cataclases during the deformation episode which induced the earliest structures in adjacent low-grade metasediments. Isotopic evidence comprises two rather poorly defined Rb/Sr whole-rock isochrons of 691 ± 39 Ma and 724 ± 120 Ma on gneisses [Ramsay and Sturt (2)] and a well defined Rb/Sr isochron of 669 ± 17 Ma for the deformed Portsoy granite [Pankhurst (1)] which lies at a lower structural level than the gneisses.

Ramsay and Sturt (2) have suggested that the gneisses may be far-travelled allochthonous slides derived from a Cadomian region in the south.

III. — THE PARATECTONIC ZONE

The southeastern part of the British Caledonides is occupied largely by Lower Palaeozoic sedimentary and volcanic rocks which accumulated in several par-

tially-separated basins. The main phases of Caledonian tectonism were somewhat later than the Gramian phase of the orthotectonic zone and were not accompanied by high-grade metamorphism. Most of the paratectonic zone is considered to have developed at the margin of a European continent which was united during orogenesis with the North Atlantic continent on whose margin the orthotectonic zone had developed. One or more possible sutures marked by mafic-ultramafic complexes that may be derived from oceanic crust have been recognised in the central parts of the orogen, the most prominent being that near the border between Scotland and England (fig. 1).

To the south of this suture, the pre-Caledonian basement [Dunning (1), Shackleton (1) and Watson and Dunning (2)] is poorly exposed and general inferences as to its character rest mainly on geophysical evidence. The Moho lies at depths of about 30 km and is not everywhere clearly defined. A change of seismic velocities at depth takes place at the Southern Uplands fault some 40 km north of the proposed suture. From this point southward, there is no deep crustal layer with seismic velocities ≤ 6.4 km/sec comparable with the granulites and gneisses of the orthotectonic zone. Heat flow/heat production studies in northern and eastern England suggest that Palaeozoic rocks are underlain to depths of about 15 km by assemblages of low-grade sedimentary or volcanic rock with granite plutons. The alignment of prominent linear aeromagnetic anomalies suggests that these assemblages are traversed by northwesterly dislocation-zones or by linear intrusive bodies with northwesterly elongation. There is no direct evidence as to the age of these rocks and structures at depth.

Apart from the rocks of the Anglesey area dealt with below (Section 3B), Precambrian rocks are exposed within the Caledonides only in small fault blocks and anticlinal fold-cores; these rocks suffered extensive brittle deformation but were not tectonically interleaved with the Lower Palaeozoic cover or subjected to ductile deformation during orogeny. Near the Caledonian front at the margin of the Welsh basin, small massifs of shattered Precambrian (Uriconian and Longmyndian groups) in major fault zones (the Church Stretton fault and Malvern line) are overlain unconformably by Cambrian and younger cover-rocks. In the Midland craton Precambrian of the Charnian group showing broad folds and a weak cleavage are invaded by a number of felsic plutons.

The groups mentioned above [Dunning (1), Shackleton (1)] are made up principally of detrital sediments (Longmyndian) and felsic volcanics with sub-volcanic granophyres and allied rocks (Uriconian, Charnian and Pebidian of Southwest Wales). None of these rocks has yielded isotopic ages much in excess of 650 Ma and the occurrence of *Charnia* in the Charnian suggests a very late Precambrian age for

this group. Together with similar material obtained from boreholes in the Midland craton, they record a widespread episode of felsic volcanism which had no equivalent in the orthotectonic Caledonides, but which was broadly coeval with acid plutonism of the Cadomian terrain to the south of Britain. The facts that these Precambrian rocks show structural disturbances not shared by the Lower Palaeozoic cover, that they are commonly covered unconformably by Cambrian or younger strata and that they tended to behave as independent structural units during later folding and faulting have led British geologists to assign them to the pre-Caledonian basement. It must be emphasised, however, that the Charnian, Uriconian and Longmyndian appear to be broadly coeval with the Dalradian Supergroup of the orthotectonic zone which is universally regarded as a cover-formation of the Caledonian cycle. Furthermore, workers such as Thorpe (2) consider that late Precambrian volcanism in England and Wales was related to subduction at the leading edge of the European plate during episodes preceding the final closure of the ocean that separated it from the North Atlantic plate (see below). There is, therefore, no clear distinction to be drawn between Caledonian and pre-Caledonian events in England and Wales, an anomaly which is emphasized by recent studies in North Wales and the island of Anglesey (fig. 1).

1) Anglesey and North Wales.

The Precambrian rocks of Anglesey and the adjacent mainland of Wales comprise three units - the Arvonian volcanic rocks, the Bedded Succession of the Mona complex and the gneisses of the Mona complex [Shackleton (1)]. Of these the Arvonian calc-alkaline volcanic rocks were probably laid down unconformably on already deformed Mona complex rocks and pass up with little or no break into the lower Cambrian rocks of the Llanberis district. They may well themselves be lower Cambrian or Eocambrian and may represent late members of the assemblage discussed above.

Within the Mona complex rocks showing blueschist-facies metamorphism have been recorded in SE Anglesey and an olistostrome of regional extent has been traced from Anglesey to the Lley Peninsula. This evidence, together with the presence of ophiolites comprising serpentinites and other ultrabasic bodies and pillow lavas has prompted ideas of deposition and orogenesis related to oceanic lithosphere subduction. The widely held view envisages a SE-dipping Benioff zone of late Precambrian age on the present site of Anglesey with an adjacent continental shelf and slope lying to the NW from which coarse turbiditic submarine-fan deposits were supplied to the older part of the bedded succession. The younger part of the succession includes the olistostrome together with turbidites of distal aspect and predominantly basic volcanic rocks. The whole succession is some 6 000 m thick.

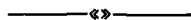
Deformation, metamorphism and the emplacement of granites took place *ca* 600 Ma ago and were presumably related to the very widespread orogenic event which affected the rocks of NW Europe at this time, imposing brittle structures and *ca* 600 Ma mineral ages on Pentevrian rocks in France and the Channel Islands as well as the English Precambrian rocks of the Midland Platform.

The deformed and metamorphosed gneisses and Bedded Succession of the Mona Complex formed a basement and source for lower Palaeozoic rocks of Wales; but the Bedded Succession, at least, is almost certainly of similar stratigraphical age to the older part of the Dalradian Supergroup which was being deposited to the north and west in Scotland and Ireland. Were it not for the "accident" of their late Precambrian deformation and metamorphism the Bedded Succession, like the Dalradian and the younger parts of the Moine would be regarded as an early Caledonian cover sequence deposited on older basement. It is the nature of that basement in the Lleyn Peninsula and on Anglesey that is a source of debate among Welsh geologists [Shackleton (1)].

Discussion on this topic turns on the status of pelitic paragneisses and basic orthogneisses which crop out in the SE part of central Anglesey and on the Lleyn Peninsula. Some workers regard the gneisses as basement rocks comparable in age and status with the Rosslare gneisses of SE Ireland or the Pentevrian of NW France; they believe that the observed gradational contacts between gneisses and low grade metasediments of the Bedded Succession are tectonic. Greenly who mapped the gneisses of Anglesey for the Geological Survey (1919) compared the gneisses with the Lewisian of NW Scotland. Shackleton (1) on the other hand, prefers to regard the gneisses as high-grade equivalents of units of the Bedded Succession and believes that ancient basement rocks do not outcrop in Anglesey and the Lleyn. In support of his views Shackleton (1) has pointed out that associations of quartzite, limestone and graphitic pelite which characterise parts of the Bedded Succession occur also as high-grade rocks in the paragneisses. Furthermore the gneisses do not lie adjacent to the oldest parts of the Bedded Succession as would be expected if the relationship were that of a modified unconformity.

REFERENCES

- 1) HARRIS A.L. and others (eds) (1975). — Precambrian. *Geological Society J. London*, Special Report, 6.
- 2) HARRIS A.L., HOLLAND C.H. and LEAKE B.E. (eds) (1979). — The Caledonides of the British Isles reviewed. *Geological Society J. London*, Special Publication, 8.



L'Orogène cadomien

Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin

par Jean COGNÉ (*) et A.E. WRIGHT (**)

Résumé. — Les séries d'âge protérozoïque supérieur constituant le soubassement de l'Europe varisque (et, par extension, alpine), tel le Briovérien, se divisent en trois domaines paléogéographiques et géotectoniques principaux :

— Au Nord-Ouest, les régions "sud-britanniques" et "domnonéo-mancelliennes" sont caractérisées par une sédimentation néritique et l'émission d'importants volcanismes, et par un plutonisme compris entre 670 et 580 M.A., au-dessus d'un socle d'âge protérozoïque inférieur et d'affinité gondwanienne : le socle pentévrien (2 000 M.A.). La tectogenèse cadomienne polyphasée, et le développement du magmatisme calco-alcalin et du métamorphisme, témoignent d'une marge active en bordure méridionale de l'Océan Celtique en voie de fermeture (convergence - subduction) du Nord-Ouest vers le Sud-Est au niveau de la Mer d'Irlande et de la Manche occidentale (cordillère domnonéenne).

— Dans les régions médianes, "américano-thuringiennes", le Briovérien supérieur épais est de type schisto-greywackeux, constitué de sédiments immatures mêlés de volcanites ou d'intrusions caractéristiques d'un bassin marginal (640-550 M.A.). La tectonique cadomienne y est modérée, sensiblement au-dessus du front de schistosité, et tardive.

— Dans les régions méridionales, "ligéro-moldanubiennes", sud-varisques, les séries attribuables au Protérozoïque supérieur se distinguent mal des dépôts flyschoides mêlés de formations océaniques s'étendant du Briovérien supérieur au Paléozoïque inférieur. L'ensemble est affecté de métamorphismes élevés et de déformations se rapportant essentiellement aux phases initiales (orogénèse ligérienne : 420-370 M.A.) de l'évolution géodynamique varisque. Celles-ci correspondent à la fermeture Sud → Nord, au cours du Dévonien, d'un océan proto-téthysien ouvert à partir du Briovérien supérieur par extension du bassin marginal externe cadomien (600-450 M.A.).

La collision hercynienne consécutive à cette fermeture, au début du Carbonifère, déterminera au niveau de cette croûte jeune en permanente évolution l'activation ensialique terminale qui caractérise l'ensemble du champ varisque d'Europe moyenne et occidentale (350-280 M.A.).

Abstract. — Upper Proterozoic formations make up the underlying basement for the European Variscides (and also, by extension, the Alpine fold-belt); Brioverian series are found in three main palaeogeographic and structural provinces :

— In the NW, the "Southern British" and "Domnonean-Mancellian" domains are characterized by shallow water sedimentation and abundant volcanic activity associated with plutonism between 670-580 Ma ago. These phenomena are developed upon a Lower Proterozoic basement (Pentevrian in age: 2 000 Ma Old) of Gondwana-type affinities. The polyphase Cadomian orogeny, with its associated metamorphism and development of calc-alkaline magmatism, reflects the evolution of an active margin (Domnonean Cordillera) at the southern limit of the "Celtic Ocean" which was undergoing closure (subduction) from the NW towards the SE over the area of the Irish Sea and Western Channel Approaches.

— In the Central Brittany, "Armorican-Thuringian" domain, a thick Upper Brioverian shale-greywacke succession with an immature component is associated with magmatism characteristic of marginal basin type environments (640-550 Ma ago). Cadomian deformation in this domain is late stage and of moderate intensity (tectonically above the cleavage front).

— In the southernmost "Ligerian-Moldanubian" or South-Variscan domain, series assigned to the Upper Proterozoic are distinguishable with difficulty from oceanic flysch-type sedimentary series which extend from the Upper Brioverian into the Lower Palaeozoic. All these series are affected by high-grade metamorphism and a deformation linked to the early phases of Variscan geodynamic evolution (Ligerian orogeny: 420-370 Ma ago). These tectono-metamorphic events correspond to the closure from the south towards the north, of a proto-Tethys Ocean during the Devonian. Such an ocean was opened from Upper Brioverian times onwards by the extension of the marginal basin behind the Cadomian active margin (600-450 Ma ago).

The subsequent Hercynian collision, which occurred after oceanic closure during early carboniferous times, was responsible for the final re-mobilization of juvenile, continuously evolving, continental crust which characterizes the entire Variscan belt of Western and Middle Europe (350-280 Ma ago).

(*) Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (L.P.-C.N.R.S.), Institut de Géologie de l'Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex (France).

(**) Department of Geological Sciences, the University, P.O. Box 363, Birmingham B 15 2 TT (Great Britain).

INTRODUCTION

C'est dans le Massif Armoricaïn, il y a tout juste un siècle et demi, qu'a été découverte par Bunel (1829) la discordance de base du Cambrien de Normandie à partir de laquelle allait ensuite être défini le *système briovérien* (Barrois, 1899) puis l'*orogène cadomien*. L'extension à l'ensemble du domaine varisque ouest et médio-européen, puis aux régions périphériques (calédoniennes et surtout alpines), de ce soubassement d'âge protérozoïque supérieur a été depuis l'objet de recherches et d'essais divers. Mais jusqu'à présent, il a été souvent fort difficile de différencier clairement, dans les régions métamorphiques en particulier et à cause des développements orogéniques ultérieurs, ce qui relève réellement du dispositif cadomien proprement dit et ce qui appartient aux évolutions géodynamiques plus récentes (Cogné, 1970). Quant à comprendre la géodynamique particulière à ce dispositif orogénique, cela était à peu près impossible.

Sans doute est-ce la raison pour laquelle, et non sans un certain humour, beaucoup d'auteurs ont préféré chercher ailleurs, en Sibérie orientale, par exemple, ou bien dans des régions tout à fait étrangères à ce domaine du point de vue géodynamique, l'archétype de cet orogène fini-précambrien d'Europe moyenne et occidentale dénommé selon les cas baikalien, algonkien, voire assyntique...

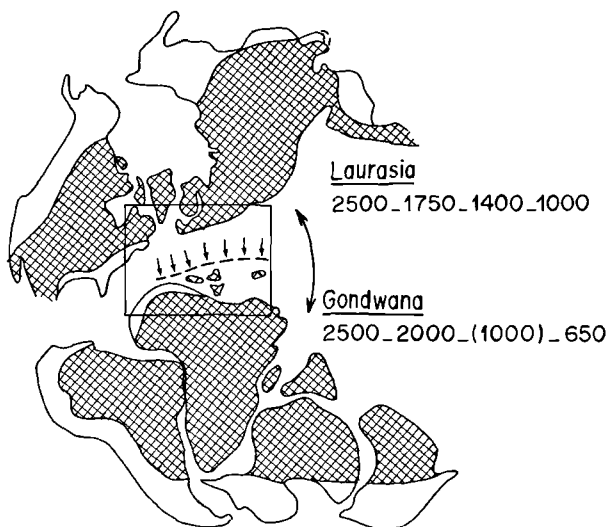


Fig. 1. — La zone mobile médio et sud-européenne, d'où naissent, après l'orogène cadomien, les orogènes varisque et alpin.

Le mouvement signifié par les flèches dans l'encadré européen indique le sens dans lequel s'est faite la convergence d'où est né l'orogène cadomien en bordure septentrionale des masses gondwaniennes.

C'est en effet une caractéristique remarquable de ce vaste dispositif orogénique, compris entre les grandes masses continentales archéennes ou protérozoïque inférieur nord-atlantiques et gondwaniennes, de se trouver réincorporé presque systématiquement dans des orogènes plus jeunes, rendant particulièrement difficile sa propre identification.

Ceci fait de ces régions médio et ouest-européennes un exemple particulièrement significatif des "zones mobiles", fréquemment réactivées, de l'écorce terrestre. Mais ceci pose aussi le problème de la création, il y a moins d'un milliard d'années, d'une croûte jeune en permanente évolution au niveau de ce qui deviendra à la suite des temps cadomiens, la proto-Téthys puis la Thétys proprement dite d'où naissent les chaînes hercyniennes et alpines.

Les études nouvelles effectuées depuis une dizaine d'années par de nombreux chercheurs, dans le Massif armoricaïn en particulier — région-clé par excellence — tant du point de vue pétrologique et structural que géochimique et géochronologique, permettent désormais de mieux cerner le cadre réel du développement orogénique cadomien et la signification géodynamique de la sédimentation et des magmatismes briovériens. Mieux encore que précédemment, le "cycle cadomien" tel que nous cherchions à le cerner antérieurement (Cogné, 1962, 1970, 1974), mais avec des apports très originaux par rapport à ces schémas, apparaît comme point de départ d'une mobilité crustale entièrement nouvelle entre les grandes masses continentales laurasiennes et proto-gondwaniennes, ces dernières elles-mêmes définitivement cratonisées à partir des événements panafricains au cours des mêmes périodes.

I. — LES GRANDS ENSEMBLES SEDIMENTAIRES, MAGMATIQUES ET STRUCTURAUX D'AGE PRECAMBRIEN SUPERIEUR D'EUROPE MOYENNE ET OCCIDENTALE

Liée à la dynamique cisailante hercynienne, la structure actuelle du Massif armoricaïn, aussi bien que celle de l'ensemble des "massifs varisques" d'Europe moyenne, rapproche les uns des autres des compartiments précambriens et paléozoïques qui pouvaient au départ être relativement éloignés, et qui se trouvent maintenant juxtaposés à la faveur d'étroits linéaments granitisés (telle la Zone broyée sud-armoricaïne) consécutifs à la "collision" hercynienne (Cogné, 1976, 1977).

Réduit ainsi aux pièces d'un puzzle dont beaucoup d'éléments risquent d'avoir été perdus, ou bien demeurent cachés sous les couvertures plus récentes, le soubassement protérozoïque du domaine varisque s'ordonne cependant selon trois "zones" principales aux caractères sédimentologiques, magmatiques et structuraux relativement spécifiques. Ces "zones" coïncident

assez bien par ailleurs avec les domaines paléogéographiques ou structuraux liés au développement du champ varisque, tels qu'ils ont été identifiés en Europe moyenne depuis Kossmat (1927) et dans les régions armoricaines (Cogné, 1970, 1974); ce qui témoigne déjà du rôle fondamental joué par ce soubassement précambrien dans l'initiation et l'architecture du dispositif varisque.

Du Sud vers le Nord, nous identifions ainsi (fig. 2) :

1° La zone "ligéro-moldanubienne" qui coïncide approximativement avec l'axe structural moldanubien de l'orogène varisque, et dans lequel les métamorphismes d'âge siluro-dévonien, liés au développement de la *cordillère ligérienne*, se superposent à une sédimentation "eugéosynclinale" couvrant le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque inférieur.

La présence d'éléments isolés d'un socle cristallin plus ancien y reste selon les régions une réalité ou une possibilité très discutée.

Cette zone s'étend ainsi du "Moldanubikum" bohémien aux régions sud-armoricaines (puis de là sans doute vers les régions galiciennes) en passant par l'ensemble des massifs cristallins péri-alpins (Forêt Noire, Vosges, Massif Central) et alpins externes.

2° La zone "armoricano-thuringienne", sous-jacent en gros au domaine centre-armoricain et saxo-thuringien, présente un Protérozoïque terminal principalement caractérisé par une sédimentation greywackeuse immature, de tendance molassique, soumise modérément aux derniers événements métamorphiques et structuraux cadomiens. Cette zone est recouverte transgressivement par le Paléozoïque qui gardera sur cette plate-forme un caractère essentiellement néritique.

3° La zone "domnonéo-mancellienne", essentiellement nord-armoricaine mais se prolongeant sans doute vers le soubassement du seuil cristallin d'Allemagne moyenne (Mitteldeutsche Kristalline Schwelle) (Scholtz, 1934), caractérisée par un socle protérozoïque important comprenant du côté armoricain deux subdi-

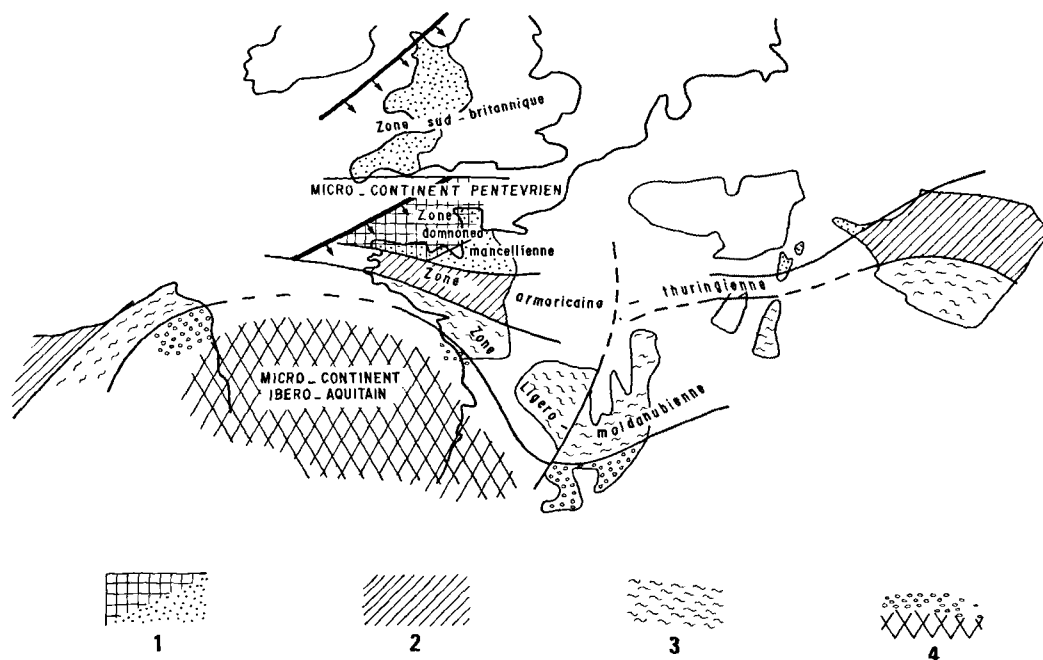


Fig. 2. — La zonation paléo-géotectonique du Protérozoïque supérieur dans les massifs varisques d'Europe moyenne et occidentale.

- 1: Régions à socle protérozoïque inférieur (2.000 M.A.) et Briovérien inférieur et supérieur, à caractère de marge active en bordure d'une zone de subduction (cordillère domnonéenne, plissements cadomiens I + II).
- 2: Régions à Briovérien supérieur épais, à caractère de bassin ou de mer marginale (plissements cadomiens II).
- 3: Régions à série compréhensive eugéosynclinale s'étendant du Briovérien (s. l.) au Paléozoïque inférieur (Silurien), affectées par les métamorphismes et la structuration varisque précoce (cordillère ligérienne, d'âge dévonien).
- 4: Eléments de socle protérozoïque ancien et protérozoïque supérieur schisto-greywackeux à porphyroïdes.

visions majeures dans le Briovérien et les restes d'un socle cristallin encore plus ancien, dit pentévrien (Cogné, 1970 ; Auvray, 1979). D'importantes formations volcaniques calco-alkalines et volcano-sédimentaires, ainsi que le développement polyphasé du métamorphisme et des plutonismes donnent à cette zone une signification géodynamique toute particulière dans le développement de l'édifice cadomien (*cordillère domnonéenne*).

4° A ces trois zones principales, coïncidant approximativement avec les zones paléogéographiques moldanubiennes, saxo-thuringiennes et le seuil cristallin d'Allemagne moyenne de l'édifice varisque, il convient d'ajouter vers le Nord-Ouest un quatrième ensemble : la zone "sud-britannique", constituée de petits massifs d'âge précambrien supérieur morcelés à travers les régions nord-hercyniennes (Devon, Cornouaille) et sud-calédoniennes (Pays de Galles, Sud-Est de l'Irlande) des Iles Britanniques (Baker, 1971 ; Wright, 1969). Les sédimentations et les volcanismes s'y ordonnent selon un schéma assez homologues à celui de la zone domnonéomancelienne qu'elle semble ainsi redoubler vers le Nord-Ouest.

A) LA ZONE "LIGERO-MOLDANUBIENNE"

Cette zone (fig. 2) recouvre approximativement, en l'étendant vers le Sud du Massif armoricain, la zone désignée sous le nom de "Alemanisch-Moldanubischer Scheitel" dans l'édifice varisque médio-européen. Elle est caractérisée par des formations hautement métamorphiques, méso et catazonales, à résidus granulitiques fréquents, rétro-morphosées et migmatisées au cours des temps varisques.

Attribuées classiquement aux éléments d'un socle catazonal anté-paléozoïque, voire anté-briovérien, ces formations métamorphiques se différencient mal, à la lumière des travaux structuraux et géochronologiques actuels, des éléments varisques précoces caractérisant le développement de la "cordillère ligérienne" à la fin du Silurien puis au cours du Dévonien, prélude à la tectogenèse hercynienne proprement dite (Cogné, 1976).

Deux questions fondamentales sont ainsi posées concernant, d'une part, la lithostratigraphie et l'âge des sédiments ou volcanites métamorphosés à l'aurore des temps varisques et, d'autre part, l'existence ou non d'éléments d'un socle précambrien sous-jacent au dispositif varisque dans sa zone d'activation majeure.

1) Du point de vue lithostratigraphique.

Il est extrêmement difficile, derrière le voile d'un métamorphisme polyphasé et d'une structuration tangentielle puissante développée elle-même en plusieurs étapes au cours du Dévonien puis du Carbonifère, d'établir en toute rigueur une suite stratigraphique indiscutable et détaillée.

Plusieurs points communs apparaissent cependant à travers les séquences sédimentaires et volcaniques

reconstruites par divers auteurs depuis les régions sud-armoricaines jusqu'au Massif de Bohême, permettant de distinguer deux "super-groupes" :

a) *Un super-groupe "profond"* (au sens métamorphique) et vraisemblablement "*inférieur*" (au sens stratigraphique), dit *super-groupe Moldanubien*.

Ce super-groupe est représenté dans toutes ces régions par des séries volcano-sédimentaires et greywackeuses épaisses, à l'origine, d'une part, de complexes granulitiques et leptyno-amphiboliques et, d'autre part, de gneiss ou micaschistes silico-alumineux fréquemment migmatisés. Des niveaux minces calc-silicatés figurent de façon caractéristique dans ces derniers, tandis qu'aux premiers s'associent des ensembles pyroxéniques à grenat, éclogitiques, gabbroïques et péridotitiques serpentinisés ou non, dans lesquels ont pu être identifiés des caractères océaniques (Montigny et Allègre, 1974 ; Bonnot et Piboule, 1979), voire de réelles associations ophiolitiques (Peucat, 1973, 1974 ; Carme, 1975). De façon également caractéristique, bien qu'inégalement développés, des lits de micro-quartzites noirs, charbonneux et à sulfures, parfois à magnétite et (ou) chloritoïde et grenat, peuvent se trouver associés aux niveaux supérieurs de ces volcanismes et pourraient représenter d'anciennes lydiennes (avec graphite) ou d'anciens cherts océaniques mêlés à une sédimentation condensée et minéralisée.

Dans le détail des régions concernées, depuis l'Armorique jusqu'à la Bohême, l'ordre de succession et les caractéristiques pétrologiques de ces diverses formations peuvent présenter des variations sensibles, et il nous paraît prématuré de vouloir établir une lithostratigraphie détaillée très précise valable pour tout cet ensemble.

Il est remarquable d'y retrouver cependant deux ou trois tendances fondamentales qui, des niveaux les plus profonds aux séries les plus élevées, permettent d'identifier sur le modèle des séries moldanubiennes de Bohême (Zoubek, 1972, 1977) (Tableau I) :

1° un groupe sédimentaire inférieur épais (M^{1-1}), dit "monotone", schisto-greywackeux, avec minces niveaux calc-silicatés caractéristiques, transformé en micaschistes et gneiss à disthène ou sillimanite, souvent migmatisés (ces migmatites pouvant ensuite être remontées par diapirisme à travers les ensembles sus-jacents) (cf. Audren et Le Métour, 1976 ; Audren, 1976, 1977) ;

2° dans ce groupe, et plutôt vers sa partie supérieure en général, un sous-groupe d'importance variable à dominante volcanique ou volcano-sédimentaire acide ou basique à ultrabasique, suivi de minces niveaux de cherts ou de lydiennes noirs ("phtanites") et de niveaux organogènes carburés ou carbonatés, à l'origine d'associations leptyno-amphibolites et de granulites (M^{1-2}) et de gneiss graphitiques ou de marbres (M^{1-3}) ;

3° un groupe sédimentaire supérieur varié (M^2), méta-greywackeux et méta-pélimitique, mêlé d'intercala-

lations volcaniques sodiques principalement basiques (spilites), tufs ou laves, et de niveaux quartzitique ou plus rarement calcareux, s'achevant par des séries flyschoides. Les termes métamorphiques les plus fréquents ou les plus caractéristiques sont ici les mica-schistes albitiques ou micaschistes et gneiss quartzo-plagioclasiques, mais aussi à nouveau des leptynites sodiques et des amphibolites.

Plusieurs générations de granitoïdes pénètrent ces formations avant le développement du métamorphisme régional, donnant naissance à des orthogneiss ou à des gneiss œillés. D'une façon très générale, les âges radiométriques leur donnent, aussi bien en Rb-Sr (roche totale) que U-Pb sur zircons, et ceci dans toutes les régions, un âge paléozoïque inférieur allant du Cambrien tout à fait inférieur (525-540 M.A.) à l'Ordovicien (450 M.A.). L'ensemble des séries sédimentaires et volcaniques initiales est donc certainement infra à anté-paléozoïque : celles-ci peuvent donc globalement être considérées comme pré-cambriennes.

En dehors de cette certitude, l'âge de ces séries reste très discuté :

1) Selon qu'elles sont considérées comme l'équivalent métamorphique du Briovérien-Barrandien, ou antérieures à celui-ci, les auteurs tchèques leur accordent en Bohême un âge protérozoïque moyen (Pentévrien) ou supérieur (Briovérien) (Chaloupsky, 1974 ; Suk, 1974 ; Zoubek, 1972, 1977).

2) Dans les Vosges et en Forêt Noire, les relations avec le Paléozoïque daté sont toutes de type tectonisé. Mais ces séries sont recoupées par des granitoïdes orthogneissifiés de composante quartz-dioritique à granodioritique datés à 525 M.A. (Cambrien) en Forêt Noire (U-Pb sur zircons ; Todt, 1978).

3) Dans le Massif Central, la discussion reste ouverte d'une analogie possible des séries inférieures du Limousin, directement infra-paléozoïques, et des séries arvernes considérées comme précambriennes — ce qui placerait tous ces ensembles dans le Briovérien (ou Protérozoïque supérieur) recouvert par le Paléozoïque inférieur (Autran et Guillot, 1974). Les granitoïdes intrusifs les plus anciens dans la série sont d'âge cambrien (500-530 M.A.) (Bernard-Griffiths, 1975).

4) En Bretagne méridionale, aucun argument déterminant n'a pu jusqu'à présent permettre de dissocier ces formations des séries briovériennes, recouvertes en discordance stratigraphique du côté nord-vendéen (Groupe des Mauges) par le Cambrien à Paradoxides de la région de Cholet, ou bien passant sans discontinuité encore bien établie au Paléozoïque inférieur en Vendée maritime. Les formations orthogneissiques les plus anciennes, intrusives dans ces séries, présentent un âge nettement précambrien : Granodiorite de Port-Manech - Moëlan à 590 M.A. (U-Pb sur zircon ; Calvez, 1976), ou infra-cambrien : Granite de Moëlan I - Lanvaux I à 550 M.A. (Rb-Sr ; Vidal, 1976).

C'est la raison pour laquelle nous considérons l'ensemble de ces formations, antérieures aux intrusions d'âge paléozoïque inférieur ou infra-paléozoïque, comme pré-cambriennes. Mais un Précambrien jeune, homologue du Briovérien (*s. l.*) et pouvant passer selon les régions au Paléozoïque inférieur daté ou bien être recouvertes en disharmonie tectonique et sans doute même en discordance par l'Infracambrien et le Paléozoïque inférieur du "super-groupe" supérieur.

b) *Un super-groupe "supérieur", dit encore "Vendéo-cévenol"* (Cogné, 1971, 1976).

Il est représenté dans les régions occidentales (régions sud-armoricaines et auréoles périphériques du Massif Central) par des formations micaschisteuses satinées, greywackeuses, flyschoides, contenant des intercalations volcaniques surtout acides et souvent basiques, riches en éléments pyroclastiques et particulièrement en remarquables "porphyroïdes" d'origine volcano-sédimentaire, principalement potassiques dans les niveaux inférieurs, plagioclasiques dans les horizons plus élevés.

Bien que fréquemment soupçonnée là où d'autres auteurs ne perçoivent que des contacts tectoniques tangentiels, aucune discordance structurale majeure liée à une tectogenèse cadomienne importante séparant ce groupe du précédent, n'a pu encore être directement confirmée : les étapes ou phases successives de déformation reconnues dans les deux "super-groupes" paraissent généralement les mêmes et s'ordonnent selon les mêmes successions bien qu'à des niveaux structuraux différents (Autran et Guillot, 1974 ; Audren, travaux en cours).

L'âge de ces séries reste lui-même imprécis. Mais la présence d'horizons ordoviciens à siluriens a pu être montrée dans les termes les moins métamorphiques, dans le Bas-Limousin et en Vendée maritime en particulier, alors que les niveaux inférieurs, à porphyroïdes potassiques, sont admis infracambriens (Briovérien terminal) par analogie avec l'Ollo de Sapo de Meseta Ibérique.

Parmi ces formations, on notera particulièrement :

— *le Groupe supérieur de la Baie d'Audierne* (Cogné, 1965 ; Peucat, 1973 ; Peucat *et al.*, 1974) où ces séries (formations de Languidou-Penhors) sont limitées en mer par l'Ordovicien (Lefort, 1975) ;

— *les formations greywackeuses à porphyroïdes et volcanites spilites-kératophyres de Belle-Isle-en-Mer* (Chauvel *et al.*, 1975) et de la Basse-Loire, d'âge infracambrien mal assuré, sauf par analogie avec l'Ollo de Sapo ;

— *les séries de Saint Gilles - Brétignolles en Vendée maritime*, où le Silurien fossilifère a pu être mis en évidence dans les niveaux supérieurs (Ters, 1970), tandis que les niveaux inférieurs restent rapportés au Briovérien ;

— *les Grès pyroclastiques de Thiviers et le Groupe de Genis en Bas-Limousin*, contenant des acritarches

| DOMAINE DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE (1) | | | |
|--|--|--|---|
| SUPER-GROUPE SUPERIEUR ou VENDEO-CEVENOL | | | |
| | Sud - Finistère | Bretagne Sud et Vendée maritime | Vendée septentrionale |
| <p>Intrusions datées donnant les âges minimum des séries →</p> | <p>Orthogneiss de Pors-Poulhan 345 M.A.</p> | | |
| <p>Série-type s'étendant du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque inférieur</p> | <p style="text-align: center;">Groupe supérieur de La Baie d'Audierne</p> <p>(Ordovicien daté en mer)</p> | <p style="text-align: center;">Groupe de Belle-Ile-en-Mer Vendée maritime</p> <p>(volcanismes cambro-siluriens)</p> | <p style="text-align: center;">Groupe supérieur des Mauges</p> <p>Cambrien à Paradoxides</p> |
| <p><u>Série flyschoidé</u>, avec intercalations volcaniques acides ou basiques (spilites et kératophyres). et porphyroïdes caractéristiques à plusieurs niveaux, potassiques à la base, plagioclasiques dans le Paléozoïque.</p> | <p><u>Formation de Penhors</u> Micaschistes et greywackes micacées, à horizons amphi- biques fréquents</p> <p>Gneiss ocellés à faciès porphyroïdique de Languidou</p> | <p><u>Séries de Brétagne</u> (ordovico-silurien)</p> <p>Séries schisto-greywackeuses satinées ou micaschisteuses à niveaux de porphyroïdes (Belle-Isle, Piriac, Vendée maritime) quartzites et argilites gra- phiteux. volcan. spilite-kératophyre (schistes verts) épisodique</p> | <p><u>Formation de Beaupréau</u> séries schisto-greywackeuses intercalations basiques (schistes verts) épisodiques rars niveaux calcareux grès à éléments pyroclastiques (type Vieux-Couffé, Saint Florent-le-Vieil) Gneiss ocellés de la Mauvoisi- nière à faciès porphyroïdique</p> |
| SUPER-GROUPE INFÉRIEUR, ou MOLDANUBIEN | | | |
| | Sud - Finistère | Morbihan-Basse Loire | Vendée septentrionale |
| <p>Intrusions datées donnant les âges minimum des séries →</p> | | <p>Granites (orthogneiss) de Port Manech (590 M.A.) Molén II (483 M.A.) Roguedas (46. M.A.)</p> | <p>Orthogneiss de la Picherrie (540 M.A.)</p> |
| <p><u>Série-type (tendances)</u></p> | <p style="text-align: center;">Groupe inférieur de La Baie d'Audierne</p> | <p style="text-align: center;">Groupe de l'Anticlinal de Cornouaille</p> | <p style="text-align: center;">Groupe inférieur des Mauges</p> |
| <p>III</p> <p><u>Dominante sédimentaire</u> greywackeuse avec pyrocla- stites sodiques intercalations basiques (rarement ultrabasiqes) microquartzites (lydiennes ou cherts). Rares calcaires.</p> | <p><u>Formation de Tréogat</u> Micaschistes quartzo- plagioclasiques Micaschistes albitiques Prasinites rars niveaux de lydienne à chloritoïde</p> | <p><u>Formations du Pouldu-Ile de Groix et de l'Estuaire de la Vilaine</u> Micaschistes quartzo- plagioclasiques Micaschistes albitiques Prasinites et glaucophonites rars niveaux de lydienne à mi- gnérite ou chloritoïde rars calcaires cristallins</p> | <p><u>Formation de Mauves</u> Micaschistes quartzo- plagioclasiques Micaschistes albitiques Prasinites Microquartzites noirs.</p> |
| <p>II</p> <p><u>Dominante volcanogène</u> acide basique ultrabasiq</p> | <p><u>Formation de Peumerit</u> Micaschistes à grenat Amphibolites Méta-gabbros Amphibolo-pyroxénites à grenat Péridotites et serpentines à grenat Leptyno-granulites à disthène</p> | <p><u>Formation d'Arzal</u> Série leptyno-amphibolique d'Arzal Série leptyno-éclogitique de Grandlieu</p> | <p><u>Formation de Champtoceaux</u> Micaschistes à grenat Leptyno-granulites à disth- grenat Eclogites, amphibolites à pyroxène et grenat, Méta-gabbros</p> |
| <p>I</p> <p><u>Dominante sédimentaire</u> schisto-greywackeuse silico-alumineuse rars niveaux carbonatés quelques intercalations basiques ou ultrabasiqes</p> | | <p><u>Formation du Golfe du Morbihan/ Estuaire de la Loire</u> Gneiss à disth.-sill., et faciès kinzigitiques (Morbihanites) Migmatites et gneiss anatectiques lits de gneiss à pyroxènes Pyroxénites à wollastonite ou dipyre Calc. cristall. à dipyre et pyroxène rars amphibolites et serpentines</p> | |

Tableau I. — Essai de corrélation des formations et séries métamorphiques de la zone ligéro-moldanubienne.

On notera que la division présentée sur ce tableau d'un super-groupe "inférieur" et d'un super-groupe "supérieur" repose d'abord sur le degré de métamorphisme qui les caractérise : catazonal et mésozonal pour le super-groupe inférieur ; épizonal pour le super-groupe supérieur. Chacun des deux ensembles présente cependant des caractères litho-stratigraphiques qui lui sont propres. Ceci peut s'expliquer, soit par une réelle superposition stratigraphique originelle, soit par la juxtaposition (superposition) tectonique de formations de même âge mais provenant de zones paléogéographiques différentes.

| MASSIF CENTRAL (2) | | MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DES ALPES (3) | |
|---|---|---|---|
| <p align="center"><u>Limousin</u></p> <p>(volcanismes basiques siluriens) Série paléozoïque de Genis, à porphyroïdes <u>Formation supérieure du Bas Limousin</u> Ardoises d'Allasac Shales avec bancs de quartzites niveaux graphiteux, volcanismes acides et basiques (Puytinaud, Gartempe) Grès de Thiviers à éléments pyroclastiques</p> | <p align="center"><u>Cévennes médianes</u></p> <p align="center">Groupe Cevenol</p> <p>Schistes satinés des Cévennes Série amygdalaire de Joyeuse et de Cezareneque. Schistes grésfeldspathiques rythmiques de la Drobie Micaschistes de la Beaume avec argilites graphiteuses et grès-quartzites du Gua (Gneiss ocellés de la série ardéchoise)</p> | <p>Orthogneiss, "Streifengneiss", etc. datés de 450 à 420 M.A. puis 330 M.A.</p> <p>Schistes satinés (Huez-Vaujany = Cambrien) Gneiss porphyroïdes et complexes pyroclastiques acides Séquences détritiques avec greywackes, shales, sables feldspathiques et intercalations volcano-sédimentaires acides et basiques rars niveaux carbonatés. (Gneiss ocellés)</p> | |
| <p align="center"><u>Limousin</u></p> <p>Orthogneiss nombreux, intrusifs, de 530 à 450 M.A., dans une succession lithostratigraphique encore discutée, où l'on reconnaît</p> <p><u>Formation du Bas-Limousin</u></p> <p>Micaschistes et gneiss plagioclasiques du Limousin ex-greywackes avec intercalations pélitiques et corps basiques (amphibolites, éclogites, méta-gabbros). niveaux leptyno-amphiboliques sodiques, éclogites amphibolitiques gneiss à disthène</p> <p><u>Formation de Limoges et de la Dronne</u></p> <p>Micaschistes alumineux et gneiss anatectiques Anatexites à cordiérite Niveaux carbonatés très rares et amphibolites rares.</p> | <p align="center"><u>Noyau Arverne</u></p> <p><u>Formation d'Aigurande</u></p> <p>Formations schisto-greywackeuses et pélitiques métamorphisées (micasch. et gneiss) minces, bancs quartzitiques, amphiboliques, graphiteux, lentilles carbonatées rares à la base.</p> <p><u>Formation leptyno-amphibolique</u></p> <p>Gneiss à sillim. Séries leptynitiques-granulitiques dominantes et niveaux basiques (amphibolites, méta-gabbros, éclogites, noyaux serpentinitiques). Anatexites leucocrates, acides.</p> <p><u>Formation d'Aubusson</u></p> <p>gneiss à disthène et sillimanite gneiss anatectiques et migmatites à cordiérite. Gneiss charnokitiques et kinzigitiques Roches basiques rares accidents calc-silicatés</p> | <p align="center"><u>FORET NOIRE MOYENNE ET MERIDIONALE (4)</u></p> <p>Orthogneiss (525 M.A.) intrusifs dans une succession lithostratigraphique incertaine où l'on reconnaît</p> <p>Une association "flyschoidé" représentée par des gneiss quartzitiques et des gneiss plagioclasiques parfois avec niveaux graphitiques (gneiss de Welchensteinach-Oberharnesbach).</p> <p>Des éléments tuffacés et volcaniques, acides et basiques représentés par des alternances leptyno-amphiboliques localement épaisses, avec granulites et gneiss leucocrates. Zone de Sulzburg - Wöhrenbach Zone de Zindelstein.</p> <p>Un ensemble "monotone" greywackeux ou pélitique dominant, représenté par des gneiss à biotite, plagioclase, sillimanite et des migmatites. Gneiss kinzigitiques avec des niveaux calc-silicatés et gneiss à pyroxènes (gneiss de iurgtal, Série du Spiesshorn) et intercalations petites et dispersées d'éléments basiques ou ultrabasiqes (Rad Peterstal - Mauren).</p> | <p align="center"><u>MASSIF DE BOHEME (5)</u></p> <p align="center">Groupe Moldaublicien</p> <p><u>Formations variées</u></p> <p>groupe de Kaplice(M?) flyschoidé, micaschistes rares intercalations quartzitiques</p> <p><u>Formation "organogène" (M¹⁻³)</u></p> <p>gneiss marbres silicatés gneiss graphitiques intercalations basiques rars serpentines</p> <p><u>Formation "leptynitique" (M¹⁻²)</u></p> <p>leptynogrulites dominantes, pyroxénites, pyroxénites amphibolite péridotites et serpentinites à grenat</p> <p><u>Formation "monotone" (M¹⁻¹)</u></p> <p>paragneiss alumineux et métagrauwackes. Migmatites. Intercalations calc-silicatées. Minces lits basiques, ou de quartzites plus fréquents au sommet de la formation.</p> |

Tableau I (suite)

- (1) Travaux de Audren, Cogné, Calvez, Le Métour, Peucat, Ters, Vidal, etc...
- (2) Travaux de Autran, Forestier, Guillot, Jung, Weisbrod.
- (3) Travaux de von Raumer, Carme, Giorgi et coll., Lefort, Lacombe, etc...
- (4) Nous remercions tout particulièrement M. le Professeur Wimmenauer qui nous a fourni un tableau détaillé et inédit, synthétisé dans cette colonne, des séries précambriennes de la Forêt Noire. Voir aussi Wimmenauer (1977).
- (5) Travaux de Chaloupsky, Losert, Suk, Vejnar, Zoubek.

ordoviciens et des calcaires à entroques d'âge silurien supérieur (Guillot et Doubinger, 1971; Guillot et Lefevre, 1975), dans des argilites intercalées de porphyroïdes;

— les séries à porphyroïdes de la "ceinture cévenole" sur la périphérie méridionale du Massif Central, allant de l'infra-Cambrien (Briovérien supérieur) au Cambro-ordovicien daté (Weisbrod, 1970);

— par extension vers l'Est, enfin, les schistes et formations volcano-sédimentaires de certains massifs cristallins externes alpins, où des micro-organismes d'âge cambrien viennent d'être découverts (Giorgi *et al.*, 1979) et où des porphyroïdes sont également connues.

Partout, l'on se trouve donc devant une série d'âge précambrien terminal et paléozoïque inférieur, mais tout à fait atypique par rapport aux régions primaires "classiques" situées au Nord ou au Sud, peu ou pas fossilifère, et dont les faciès greywackeux eux-mêmes se distinguent mal des termes supérieurs, souvent également flyschoides et rythmiques, reconnus dans le super-groupe moldanubien précédent. Poursuivant ces analogies vers les massifs cristallins externes des Alpes (Carme, 1971; von Raumer, 1976) puis, de là, vers la Bohême, on peut se demander dans quelle mesure le "groupe de Kaplice" (M²) rapporté à la partie supérieure du super-groupe moldanubien (Tableau I) n'en serait pas l'équivalent lointain, appauvri peut-être en matériels volcaniques acides (porphyroïdes) car plus éloigné des zones actives de l'orogène cadomien et de ses conséquences géodynamiques.

En conclusion, et quoi qu'il en soit de l'existence ou non d'une coupure stratigraphique entre ces deux "super-groupes", celle-ci n'apparaît pas fondamentale. Rien n'indique que la tectogenèse cadomienne, non nulle certainement si l'on en juge par ses effets dans les régions très proches de ces zones immédiatement au Nord, ait pris ici une ampleur considérable, en dehors de certaines intrusions magmatiques à la limite du Cambrien inférieur et du Précambrien final.

Au contraire de cela, l'ensemble de ces séries "eugéosynclinales" s'harmonise bien, nous le verrons, au développement progressif d'une tendance à l'océanisation, débutant au cours du Protérozoïque supérieur et couvrant à la fois le Protérozoïque terminal et le Paléozoïque inférieur. Ainsi s'amorce au cours du Briovérien la région mobile sud-varisque, proto-téthysienne, dont la fermeture à partir du Siluro-Dévonien s'achèvera avec la formation de la chaîne hercynienne.

2) Le problème de l'existence d'éléments de "socle".

La présence de ces éléments plus anciens par rapport à cette série sédimentaire "eugéosynclinale" a été et reste cependant un sujet de discussion important.

C'est dans le Massif Moldanubien de Bohême que le problème a été posé au départ avec le plus d'acuité, l'ensemble de ces formations métamorphiques sud-

varisques y ayant été considéré initialement comme antérieur au Briovérien-Barrandien (Maska *et al.*, 1960; Zoubek, 1965) et attribué de ce fait au Protérozoïque moyen (Zoubek, 1977). Cette question est actuellement extrêmement controversée au niveau tant lithostratigraphique que pétro-structural (Vejnar, 1965, 1971; Losert, 1967; Suk, 1974), même si l'âge ancien du Moldanubien connaît encore de bons défenseurs (Chaloupsky, 1974). Les granulites et gneiss du Massif de Bohême ne montrent que des âges radiométriques jeunes (Arnold et Scharbert, 1973; Jager, 1974) témoins d'une activation métamorphique majeure au cours du Paléozoïque inférieur ou moyen.

Forestier (1972, 1974) interprète de son côté les témoins granulitiques observés dans le Massif Central et le Sud du Massif Armoricaire comme les restes d'un socle ancien, désagrégés et éparpillés, et plus ou moins rétromorphosés, dans un édifice principalement cadomien.

C'est à ce schéma d'un orogène principalement cadomien, mais "constitué à partir d'un domaine océanique encore souple et mobile" ou bien sur une "semelle sialique très amincie" (Cogné, 1970) que nous nous étions nous-même arrêté (Cogné, 1957) pour interpréter le développement anté-hercynien des métamorphismes et de la structuration sud-armoricaine. Les travaux géochronologiques effectués depuis sur les granitoïdes affectés par ces métamorphismes (Vidal, 1976; Calvez, 1976; Peucat, *et al.*, 1978), et les découvertes paléontologiques dans les niveaux les moins métamorphiques (Ters, 1970) ont conduit à abandonner cette idée d'un "socle" cadomien généralisé dans ces régions. Et c'est ainsi que la "cordillère ligérienne" considérée jusque-là comme une des branches majeures de l'édifice cadomien (Cogné, 1970, 1974), est devenue, avec sa double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien, l'élément le plus significatif de la convergence de plaques s'achevant par la collision hercynienne (Cogné, 1976, 1977; Audren *et al.*, 1977; Peucat *et al.*, 1978).

Parallèlement, les travaux effectués dans le Massif Central français conduisent à douter de l'âge du noyau arverne lui-même (Autran et Guillot, 1974; Autran, 1978) considéré jusque-là comme témoin de ce même socle cadomien (Jung, 1954).

Dans la même ligne, les travaux de Vidal (1974) sur la géochimie du strontium initial et la géochronologie de ces formations confirment et précisent le doute que nous émettions précédemment (Cogné, 1970) sur l'existence même d'une croûte sialique pré-cadomienne dans l'ensemble du domaine varisque. C'est aux mêmes conclusions que parvient Jager (1974) qui écrit: « Prior to 700 Ma there was no continental crust in the area of the Bohemian Massif and the Alps », précisant par ailleurs que la croûte pré-hercynienne n'a pu intervenir qu'après une période d'océanisation d'âge protérozoïque terminal et (ou) Paléozoïque précocé.

Est-ce à dire qu'il faut désormais rejeter toute idée d'existence de noyaux ou d'éléments d'un socle pré-cadomien ou cadomien, isolés et repris avec les sédiments "eugéosynclinaux" d'âge protérozoïque terminal ou Paléozoïque inférieur des régions ligéro-moldanubiennes ? Certainement pas.

D'une part, des éléments cristallins d'âge tardicadomien subsistent en Bretagne méridionale, tant dans les formations cristallophylliennes de Champtoceaux (540 M.A.) (Vidal *et al.*, 1970) qu'en résidus orthogneissiques dans les séries du Pouldu (600 M.A. et 550 M.A.) (Calvez, 1976). D'autre part, l'existence d'un microcontinent plus méridional, anté-paléozoïque au sens large, c'est-à-dire antérieur à l'évolution sédimentaire sud-varisque, a été suggérée déjà dans les régions aquitaniennes et sous-pyrénéennes par Pavlovsky (1974) déterminant en partie la courbure de l'arc ibéro-armoricain (Cogné, 1971). Ce socle a été depuis reconnu en mer sur les deux bords du plateau continental, de part et d'autre du Golfe de Gascogne, sous forme de granulites et charnockites d'âge voisin de 2.000 M.A. (Capdevila et Vidal, 1975), donc nettement anté-cadomien (fig. 2).

Rien n'interdit par conséquent qu'une part plus ou moins importante des granulites entraînées dans la zone active ligéro-moldanubienne appartienne à de tels résidus d'une croûte précambrienne dissociée dans la

distension proto-océanique qui prélude au développement de cette zone au cours du Briovérien.

B) LA ZONE ARMORICANO-THURINGIENNE

Nous groupons sous ce terme (Tableau II) les régions et les formations (fig. 2) s'étendant depuis les domaines centre-armoricain et *pro parte* mancellien (Briovérien supérieur) jusqu'au Nord de la Bohême (Barrandien) et la Thuringe ("Algonkien"), caractérisées par un soubassement protérozoïque jeune, recouvert transgressivement par le Paléozoïque épicontinental discordant à la suite de plissements cadomiens "régionalement limités dans leur importance" (Mobus, 1974).

1) Du côté armoricain.

a) La zone centre-armoricaine est fondée sur un Briovérien schisto-greywackeux épais contenant quelques horizons conglomératiques (poudingues de Gourin) calcareux (calcaires de Vern - St Thuria) et des épisodes volcaniques basiques ou acides (spilitites de la Baie de Douarnenez, datées à 640 M.A. par Leutwein *et al.*, 1969) auxquels s'associent parfois de minces lamines argileux noirs plus ou moins chargés de matière organique et de sulfures, mais non de véritables phtanites.

| | Domaine Mancellien et Domaine Centre-Armoricain | (Vosges) | Saxo-Thuringe et Bohême Centrale | |
|----------------------|---|-------------------------------------|---|--|
| BRIOVERIEN SUPERIEUR | <ul style="list-style-type: none"> • Plissements cadomiens II (~ 600 M.A.) | Schistes de Villé | <ul style="list-style-type: none"> • Plissements "assyntiques" ou "cadomiens" | BARRANDIEN - "ALGONKIEN" |
| | <ul style="list-style-type: none"> - granites et granodiorites mancelliens (600 - 550 M.A.) - anatexies hétérogènes locales et métamorphismes thermiques (type St Cast - St Brieuc). • Séries sédimentaires essentiellement schisto-greywackeuses, à sédimentation rythmique immature, pseudo-flyschoïde ou molassique (type formation de la Laize ou des Dalles de Néant) • contenant <ul style="list-style-type: none"> - des niveaux organogènes calcareux (formation de Vern - St Thuria) - des niveaux sulfurés minéralisés et niveaux carbonés (pseudo-phtanites) - des alternances spilitiques et këratoPHYRIQUES (type Baie de Douarnenez, 640 M.A.) passant vers le haut à des séquences tuffacées acides - des conglomérats et graviers post-phtanitiques, fluvio-glaciaires, tillitoïdes (formation de Granville et de Gourin). | | <ul style="list-style-type: none"> - granites et granodiorites - anatexies hétérogènes locales et métamorphismes thermiques périphériques. • Séries sédimentaires essentiellement schisto-greywackeuses, dites "flyschoides", à caractères molassiques parfois reconnus : <ul style="list-style-type: none"> . Groupe de Lusace et "Nordsaeschische Grauwacken formation" en Saxo-Thuringe. . Groupe supérieur "flyschoides" et Groupe inférieur "monotone" en Bohême. • contenant <ul style="list-style-type: none"> - des niveaux variés quartzitiques, graphiteux ou calcareux (Groupe "moyen" en Bohême) associés à des niveaux minéralisés ferro-manganesifères et sulfurés. - des séquences basiques, coulées et tufs spilitiques, passant vers le haut à des séquences acides : <ul style="list-style-type: none"> . "Grauwacken vulkanite Complex" d'Erzgebirge . Groupe "spilitique" de Bohême - des conglomérats polymictes et graviers | |
| | <ul style="list-style-type: none"> • Briovérien inférieur (et moyen) métamorphique (> 650 M.A.) | <p>→ Sud</p> <p>(hase inconnue)</p> | <p>→ Sud</p> <p>"Développement pré-assyntique"</p> <p>Cristallin de Ruhla (Seuil cristallin d'Allemagne moyenne)</p> | <p>faille de Zélezne hory</p> <p>Moldanubien</p> |

Tableau II.

Les études lithologiques et structurales récentes (Le Corre, 1977) ont montré que ces formations correspondaient à l'apport, consécutif aux phases cadomiennes précoces développées plus au Nord, de sédiments immatures, molassiques et non pas véritablement flyschoides, caractéristiques d'un bassin de sédimentation tardi-orogénique par rapport au développement principal (cadomien I) de la tectogenèse cadomienne.

Ces séries représentent donc principalement le *Briovérien supérieur*. Aucune coupure tectonique n'y détermine de discordance interne et les subdivisions en Briovérien moyen et supérieur adoptées depuis les travaux de Barrois et Pruvost (Cogné, 1970) doivent être abandonnées dans ces régions. Le Briovérien inférieur pourrait y être représenté cependant au niveau des micaschistes et amphibolites de la région de Ménez. Mais, plus vraisemblablement, il semble que le Briovérien supérieur très épais repose directement ici sur une semelle sialique amincie, soumise à des remontées basiques génératrices des volcanismes de cette période. En témoignent la présence générale d'anomalies gravimétriques positives dans cette zone, et l'existence d'intrusions magmatiques basiques et ultrabasiques cadomiennes (600 M.A.) (Hirbec *et al.*, 1979) qui bordent ces régions vers le Nord dans le secteur de Belle-Isle-En-Terre.

Ces formations sont flexurées ou plissées en plis couchés tardifs de style très superficiel, plis mous développés dans des sédiments non indurés, écoulés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest dans des conditions très sensiblement supérieures au front de schistosité (Darboux, 1973; Le Corre, 1977). L'âge de ces plis (cadomien II) est ici imprécis. Ils sont antérieurs cependant à la transgression paléozoïque qui n'est nulle part plus ancienne que le Cambrien final (Séries pourprées pré-arénigiennes).

b) *Le domaine mancellien* montre l'extension de ces formations briovériennes supérieures vers le Nord, à l'approche des zones cadomiennes actives. Très analogue à celui de Bretagne centrale, ce Briovérien présente vers la base des dépôts conglomératiques mal classés, polygéniques, contenant des galets de granodiorites, de phanites, de quartz (Poudingues de Granville) accompagnés de séries rythmiques fines, varvoïdes, interprétées comme un témoin tillitoïde des épisodes glaciaires varégiens d'Europe du Nord (Graindor, 1954).

Une discordance sensible sépare dans ce domaine ces formations de celles du Briovérien inférieur et moyen développées vers le Nord-Ouest (phase cadomienne I). Une deuxième période de déformation affecte tout l'ensemble (phase cadomienne II) à laquelle s'associe ou succède l'intrusion de nombreux granodiorites et granites (pluton mancellien) autour de 580 M.A. (Jonin et Vidal, 1975) et contemporains plus profondément d'anatexies locales surtout connues vers l'Ouest à l'approche du domaine domnonéen.

2) Le Massif de Bohême et les régions thuringiennes : analogies avec le Briovérien supérieur armoricain.

Les séries "barrandiennes" sous-jacentes au Cambrien transgressif de Bohême centrale et occidentale sont unanimement corrélées au Briovérien armoricain bien que longtemps la référence à l'"Algonkien" ait prévalu pour les désigner.

Ces formations sont classiquement subdivisées en trois groupes, depuis Kettner (1917), que l'on a tenté de paralléliser au Briovérien inférieur, moyen et supérieur du Nord du Massif Armoricain.

Le niveau, ou "groupe supérieur", dit encore "post-spilitique" essentiellement schisto-greywackeux, est parallélisé ainsi au Briovérien supérieur de Bretagne par Zoubek dans ses plus récentes synthèses (1972, 1977). Celui-ci y reconnaît en effet des dépôts "miogéosynclinaux" homologues, avec intercalations rythmiques fines, varvoïdes, ainsi que des conglomérats polymictes, apparentés à des tillites (conglomérats de Dobris). Le caractère molassique de la sédimentation, plutôt que flyschoides, a été avancé par plusieurs auteurs (Chaloupsky, 1974). Cependant, du côté de la Saxe et de la Thuringe, plus au Nord, la formation des grauwackes de Lusace est apparentée à ces mêmes séries supérieures. Mobus (1974) y signale à la fois la présence d'un "magmatisme initial" et le caractère modéré des déformations et du métamorphisme "assynclinaux" accompagnés comme dans le domaine mancellien, d'intrusions granodioritiques et d'anatexies locales hétérogènes dans les zones thermiques profondes autour, ou à la racine, de ces intrusions (Ebert, 1935).

Sous le "groupe supérieur" de Bohême, dans les Zelezné hory en particulier, sont décrits les groupes anciennement dits "spilitiques" et "pré-spilitiques" (Kettner, 1917) et parallélisés de la même façon au Briovérien moyen et inférieur mais sans que l'on puisse réellement retrouver entre ces formations, en dehors de certains niveaux de lydienes, des analogies étroites. La discordance signalée par Stille avec le groupe supérieur est peu nette et même douteuse (Zoubek, 1972), alors qu'elle est fondamentale en Bretagne septentrionale où les séries spilitiques sont en position "inférieure" et non "moyenne".

Les travaux de Holubec (1966) montrent qu'en réalité toute la série barrandienne, essentiellement schisto-greywackeuse, contient des intercalations répétées de telles séquences spilitiques, Chaloupsky (1974) notant que les termes acides sont plus fréquents cependant dans la partie supérieure que dans la partie profonde.

En l'absence de données micropaléontologiques et géochronologiques suffisantes, la continuité sédimentaire et structurale observée dans l'ensemble de ces formations conduit à s'interroger par conséquent sur le parallélisme proposé précédemment avec les deux grandes divisions du Briovérien de Bretagne septentrionale, beaucoup mieux différenciées l'une et l'autre

et séparées par une discordance majeure. *Il paraît tout aussi raisonnable de suggérer que l'ensemble de la série barrandienne de Bohême, tout comme la série "algonkienne" de Saxo-Thuringe, se parallélise essentiellement au Briovérien supérieur armoricain* (lequel contient aussi des formations spilitiques importantes), appartenant donc au même "bassin" sédimentaire et volcanique affecté uniquement par les derniers développements orogéniques, métamorphiques et magmatiques cadomiens. A l'appui de cette interprétation, Suk (1974) ne retient en effet qu'une seule étape métamorphique et structurale, à la fin du Barrandien, aux alentours de 570-600 M.A., contemporaine par conséquent de la phase cadomienne II. Les rares données géochronologiques existantes sur ces formations confirment pleinement ce point de vue, l'âge maximum obtenu jusqu'à présent sur les séries spilitiques étant de 647 M.A. (Smejkal, 1964), c'est-à-dire semblable à ceux obtenus dans les spilites du Briovérien supérieur.

Une objection à cette manière de voir est la présence, au niveau des formations spilitiques de Bohême, de fréquents horizons de lydiennes carbonées (phtanites) assez analogues à celles que l'on connaît au sommet du Briovérien inférieur de Bretagne septentrionale (phtanites de Lamballe), alors que les phtanites véritables ne sont pas connues dans le Briovérien supérieur.

Mais, à l'inverse, les minéralisations sulfurées ou carbonatées des Montagnes de Fer (Zelezny hory) ne sont peut-être pas sans analogies avec celles, plus réduites sans doute, que l'on commence à découvrir dans un contexte volcano-sédimentaire homologue au sein du Briovérien supérieur de Bretagne centrale ou du Maine. A défaut de lydiennes véritables, des niveaux carbonés schisto-greywackeux sont d'ailleurs également présents dans la série.

C) LA ZONE DOMNONEO-MANCELLIENNE : LA CORDILLÈRE DOMNONÉENNE

Cette zone (fig. 2), essentiellement nord-armoricaine mais se prolongeant peut-être vers le seuil cristallin d'Allemagne moyenne (von Gaertner, 1974) en passant par l'Odenwald et le Spessart, constitue un des éléments fondamentaux de la reconstitution de l'orogène cadomien.

Subdivisée en deux domaines structuraux (domnonéen et mancellien) à la suite des cisaillements hercyniens, elle constitue à l'origine un ensemble cohérent où se reconnaissent les étapes fondamentales de l'orogène cadomien. Celles-ci s'ordonnent selon deux périodes ou cycles sédimentaires, magmatiques et métamorphiques, rattachées aux deux phases principales, I et II, de l'évolution orogénique cadomienne qui aboutit entre — 700 et — 600 M.A. environ au développement polyphasé de la Cordillère domnonéenne (fig. - Tableau III).

1) Le domaine mancellien.

Recouvertes en discordance par le Briovérien supérieur d'affinité centre-armoricaine, s'observent d'épaisses formations sédimentaires constituant le Briovérien inférieur (et "moyen") du Golfe normano-breton (Graindor, 1957; Hameurt et Jeannette, 1971).

L'ensemble de ces formations, sur la frange nord-ouest du domaine mancellien, est atteint par un métamorphisme de type haute température important, qui aboutit rapidement, par élévation d'un dôme thermique apparu dès la phase cadomienne I, à la formation en profondeur puis à la remontée diapirique (Brun, 1977, 1979) du massif migmatitique de Saint-Malo au cours des phases I et II de l'orogénèse cadomienne, aux dépens des niveaux inférieurs du Briovérien (Jeannette, 1972).

La base des formations briovériennes du domaine mancellien n'est pas connue, bien que l'idée ait été émise que le massif de Saint-Malo puisse représenter le "socle pentévrien" (Brown, 1978). Mais aucune discordance, aucun argument structural ni isotopique, et encore moins lithostratigraphique, ne permet d'étayer un tel schéma (Brun et Martin, 1979), et ceci d'autant moins que l'on reconnaît aisément, dans le matériel migmatitique, certains niveaux sédimentaires propres au Briovérien inférieur adjacent (phtanites et niveaux calcaires de la formation Port Martin - Lamballe par exemple) inconnues dans les séries pentévriennes.

Le rôle d'un tel socle apparaît d'autant moins vraisemblable dans le développement de cette anatexie cadomienne que les granites mancelliens, dont certains se mettent en place en liaison étroite avec cette même évolution thermique, présentent des rapports isotopiques initiaux du strontium trop bas pour être compatibles avec la paléogénèse d'un ancien socle (Vidal, 1976) alors qu'ils le seraient par contre avec l'anatexie de sédiments récemment formés.

2) Le domaine domnonéen.

Le domaine domnonéen présente des caractères originaux par rapport aux régions précédentes car il est le seul où soit définie sans ambiguïté l'existence d'un socle cristallin anté-briovérien, le Pentévrien, daté à 2.000 M.A.

La présence au-dessus de ce soubassement de séries sédimentaires briovériennes, détritiques et détritico-volcaniques, relativement réduites par rapport aux régions précédentes, le développement au contraire important de formations volcaniques tholéitiques puis calco-alcalines acides et basiques et de magmatismes intrusifs, les épreuves d'une tectonique polyphasée et d'un métamorphisme général témoin d'un gradient géothermique élevé, tous ces éléments réunis apparentent ce domaine aux marges actives ou arcs insulaires par rapport à un système orogénique dont le moteur devait se situer au Nord-Ouest, sous les régions cachées de la Manche (Auvray, 1979) ou bien au niveau des Îles Britanniques (Wright, 1977).

a) *Le socle pentévrien.*

Défini sur le pourtour de la Baie de Saint-Brieuc (Pays de Penthièvre) (Cogné, 1959) puis étendu à l'ensemble du soubassement du domaine domnonéen (Cogné, 1970), le socle sous-jacent au Briovérien inférieur est surtout bien caractérisé et daté dans le Trégor (Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1974), les Iles Anglo-Normandes (Roach, 1966, 1974 ; Adams, 1967, 1976 ; Calvez et Vidal, 1978) et le Cap de la Hague (Cogné, 1959 ; Graindor, 1960 ; Leutwein *et al.*, 1972).

Dans sa région patronymique par contre, il est devenu plus difficile à caractériser chronologiquement. D'une part, sa couverture volcano-sédimentaire, traditionnellement considérée briovérienne (Séries d'Erquy), a été depuis rapportée à l'Ordovicien tout à fait inférieur (Vidal *et al.*, 1971 ; Deunff *et al.*, 1973). D'autre part, d'abondantes intrusions magmatiques, dioritiques essentiellement, orthogneissifiées, d'âge cadomien (600 M.A.) (Vidal *et al.*, 1974), accompagnent la rétro-morphose des résidus de gneiss acides et basiques cata-

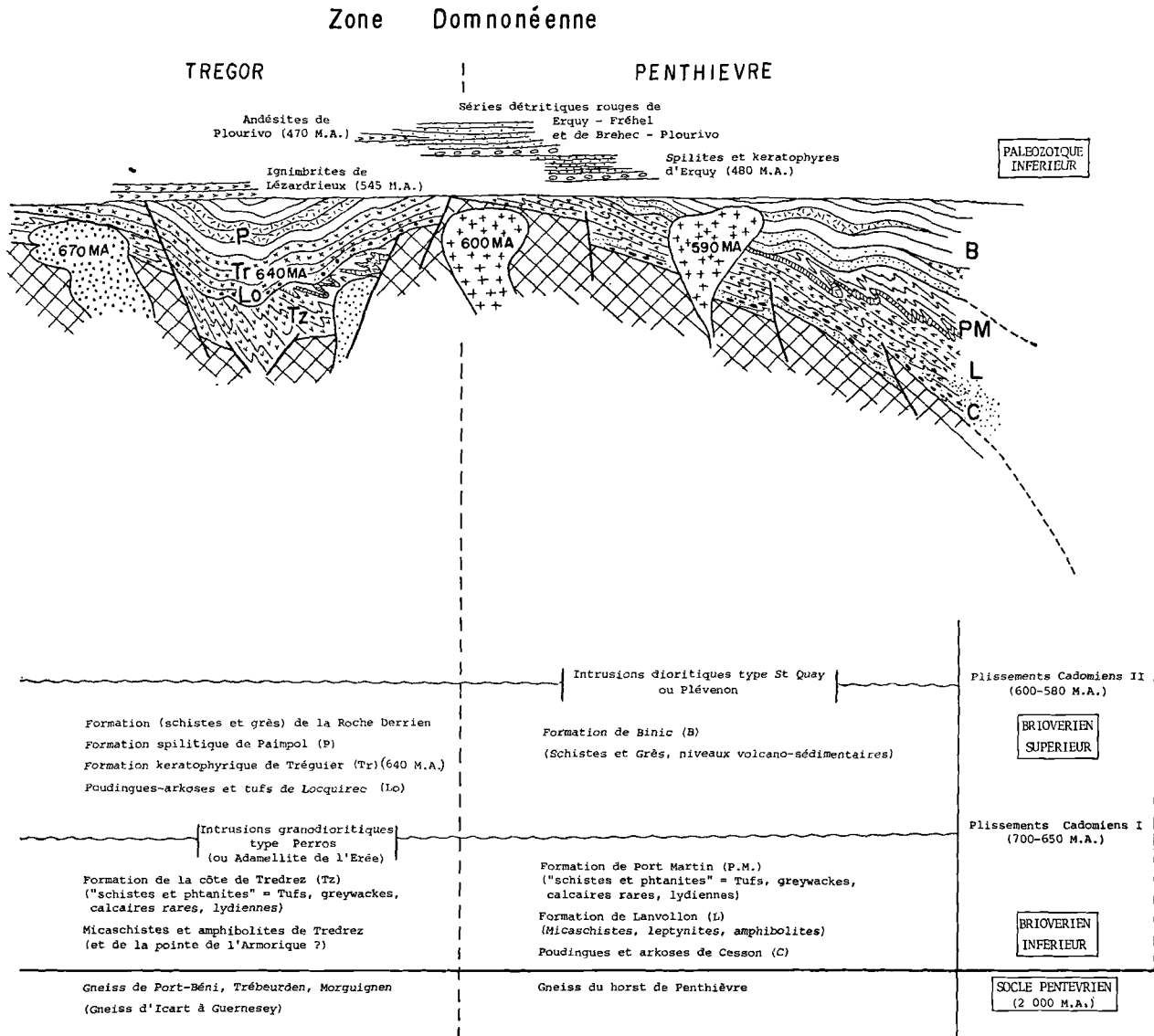


Tableau III. — Les séries briovériennes et l'évolution cadomienne dans les régions domnonéo-mancelliennes.

zonaux qui pouvaient être rapportés à ce socle, enlevant toute signification aux âges ponctuels qui y avaient été trouvés autour de un milliard d'années (Leutwein, 1968).

b) *Le Briovérien inférieur et la phase cadomienne I.*

Le socle pentévrien est surmonté par un premier groupe de séries briovériennes (Briovérien inférieur), relativement condensées par rapport à celles des régions mancelliennes voisines. Ces séries sont atteintes dans

toute leur épaisseur par un métamorphisme allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite accompagné d'un développement tectonique tangentiel puissant (plis isoclinaux couchés très étirés) (Jeannette, 1972), puis percées par des granitoïdes liés à cette phase, pour la plupart malheureusement encore mal datés mais dont les premiers âges obtenus se situent entre 690 M.A. (granodiorite de l'Erée) (Adams, 1967 ; Vidal, 1976) et 670 M.A. (granite de Perros) (Adams, 1967).

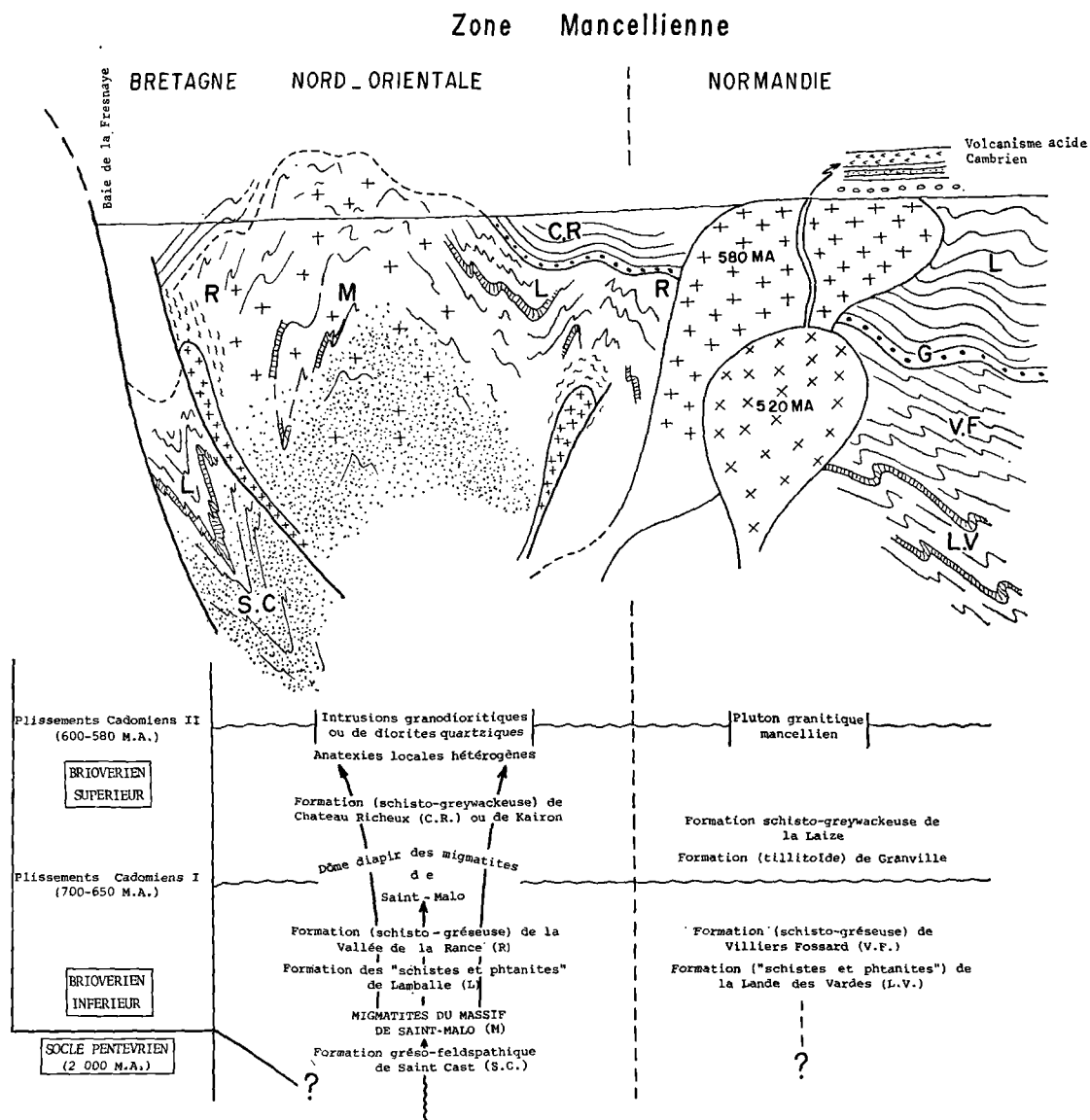


Tableau III (suite).

L'étude pétrographique et géochimique approfondie de l'ensemble de ces séries, malheureusement, reste encore à faire. Les formations volcaniques basiques, plus ou moins amphibolitisées, y sont abondantes, présentant des caractères (Samson, 1979, non publié) qui permettent de les classer à la limite des tholéites et des séries calco-alcalines alumineuses, nettement plus sodiques que potassiques, tendance observée en bordure d'arcs ou dans les zones orogéniques précoces (Ringwood, 1974). Sans être démonstrative, cette interprétation est cohérente, tout comme l'ensemble de la suite évolutive sédimentaire, métamorphique et structurale, avec l'hypothèse d'une "marge active" cadomienne édifiée sur la bordure d'une masse continentale (le socle pentévrien) dont l'extension reste à déterminer et à discuter. Cette interprétation est cohérente, d'autre part, avec le développement consécutif à cette activation d'une suite plutonique calco-alcaline (granite, granodiorite, diorites nord-trégorrois) qui achève cette évolution; et avec l'ouverture, en arrière, du bassin mancellien accumulant les épaisses séries grésos-arkosienne et greywackeuses du Briovérien inférieur ou "moyen" à leur tour atteintes par les déformations et le flux thermique responsables du développement des gneiss et migmatites du Massif de Saint-Malo.

c) *Le Briovérien supérieur et la phase cadomienne II.*

Le Briovérien supérieur, dans le domaine domno-néen, repose en discordance stratigraphique et structurale nette sur le Briovérien inférieur plissé et métamorphisé (Jeannette et Cogné, 1968). A la sédimentation rythmique schisto-gréseuse et greywackeuse qui constitue l'ensemble de la série (*Formation de Binic*, *Formation de la Roche-Derrien*), comparable dans ses faciès sédimentaires au Briovérien supérieur mancellien ou de Bretagne centrale, se mêlent des formations volcaniques et pyroclastiques importantes et quelques niveaux grésos-pélimitiques chargés de matière organique autrefois assimilés par erreur aux lydiennes (ou phtanites) de Lamballe.

Bien représentées dans le Trégor, les formations volcaniques s'ordonnent selon deux termes successifs : la *formation des tufs kératophyriques de Tréguier* puis la *formation spilitique de Paimpol*.

L'âge de ces séries est d'autre part parfaitement défini, compris entre 640 M.A. \pm 12 (tufs de kératophyres de Tréguier) et 580 M.A. (âge du massif gabbrodioritique de Saint-Quay-Portrieux, intrusif dans la série de Binic), ce qui les rend directement assimilables aux formations du Briovérien supérieur mancellien et centre-armoricain (Auvray et Vidal, 1973 ; Vidal, 1976).

L'étude pétrographique et géochimique de ces volcanites (Auvray, 1979) permet d'y reconnaître une série calco-alcaline caractéristique au sein de laquelle s'observent des "high-alumina basalts" dans les termes les moins différenciés de la série spilitique. Ceci donne à ces formations une signification géodynamique particulière de marge active ou d'arc insulaire au-dessus

d'une zone de subduction (Auvray et Maillat, 1977 ; Auvray, 1979).

Dans l'ensemble de ces séries, les déformations et le métamorphisme apparaissent généralement modérés, sensiblement au-dessus du front de schistosité, sauf à l'approche des intrusions calco-alcalines qui achèvent cette deuxième période géotectonique (Cadomien II) aux alentours de 600 à 580 M.A. (granodiorite et diorite de Saint-Brieuc, diorite de Saint-Quay, gabbro de Trégomar, etc...). Seule la zone intermédiaire entre les domaines mancellien et domno-néen présente une activation réellement accentuée, marquée :

— par la remontée diapirique des corps anatexiques initiés précédemment (Cadomien I), depuis le massif migmatitique de Saint-Malo jusqu'aux migmatites de la région de Guingamp,

— et par le développement d'anatexies locales hétérogènes très caractéristiques, à petites enclaves micacées, dans l'auréole de ces dômes thermiques au voisinage surchauffé immédiat des intrusions granodioritiques profondes (Pointe de Cancale, massif de Dinan, gneiss hétérogènes de la Pissote en Saint-Cast, gneiss et migmatites du Sud de Saint-Brieuc...), probablement liées au pluton mancellien vers l'Est.

D) LA ZONE SUD-BRITANNIQUE

Late Precambrian Evolution of Southern Britain (*).

There seems no doubt that in late Precambrian times (from about 1 000 Ma) there existed an important ocean between Southern Scotland and England and Wales (fig. 2). This followed roughly the line of the later Iapetus (the Caledonian ocean). There is in fact no geological evidence that the two sides of Britain were ever in contact before the closure of Iapetus in early Devonian times.

On the north western side of this ocean a Grenvillian orogeny (c. 1 000 Ma) was apparently followed by Moinian Supergroup sedimentation culminating in the Morarian orogeny (c. 750 Ma) and then by the shelf and trough sequences of the Dalradian Supergroup from c. 700 Ma to 500 Ma terminated by the Grampian orogeny (c. 520-450 Ma) (Wright, 1976).

This evolution was independent of the events on the southeast margin of the ocean as is evident from the totally unrelated sequence of sedimentary and orogenic episodes which took place there during this period of time. No dated relics of Grenville or Morarian Gneisses or sediments have been found although it is possible that some of the gneissose basement fragments could be of this age. There are in fact no extensive gneissose outcrops except for the Rosslare Gneiss of southeast Eire. This is possibly as old as 2 000 Ma although satisfactory age data are not

(*) by Dr A.E. Wright.

available. The lack of extensive fragments of Grenvillian or Morarian rocks or of older sedimentary sequences suggests that this area was a continental land mass until the opening of Celtic ocean at about 700 Ma (probably thus after the Morarian Orogeny).

The deposits of this area may be divided into two distinct geotectonic facies, those of the trench area and those of the calc-alkaline volcanic continental arc area (fig. 3). The trench area deposits occur on

Anglesey, the Lleyn Peninsula and in south-east Ireland. They are now in tectonic contact with a number of small basement blocks of possible Grenvillian or earlier age, and it is possible that none of these sediments were laid down on oceanic crust. The occurrence of pillow lavas and chert beds suggests that some oceanic material, probably from a back-arc basin, has been incorporated in the sequence, possibly by subduction zone or basin closure tectonics.

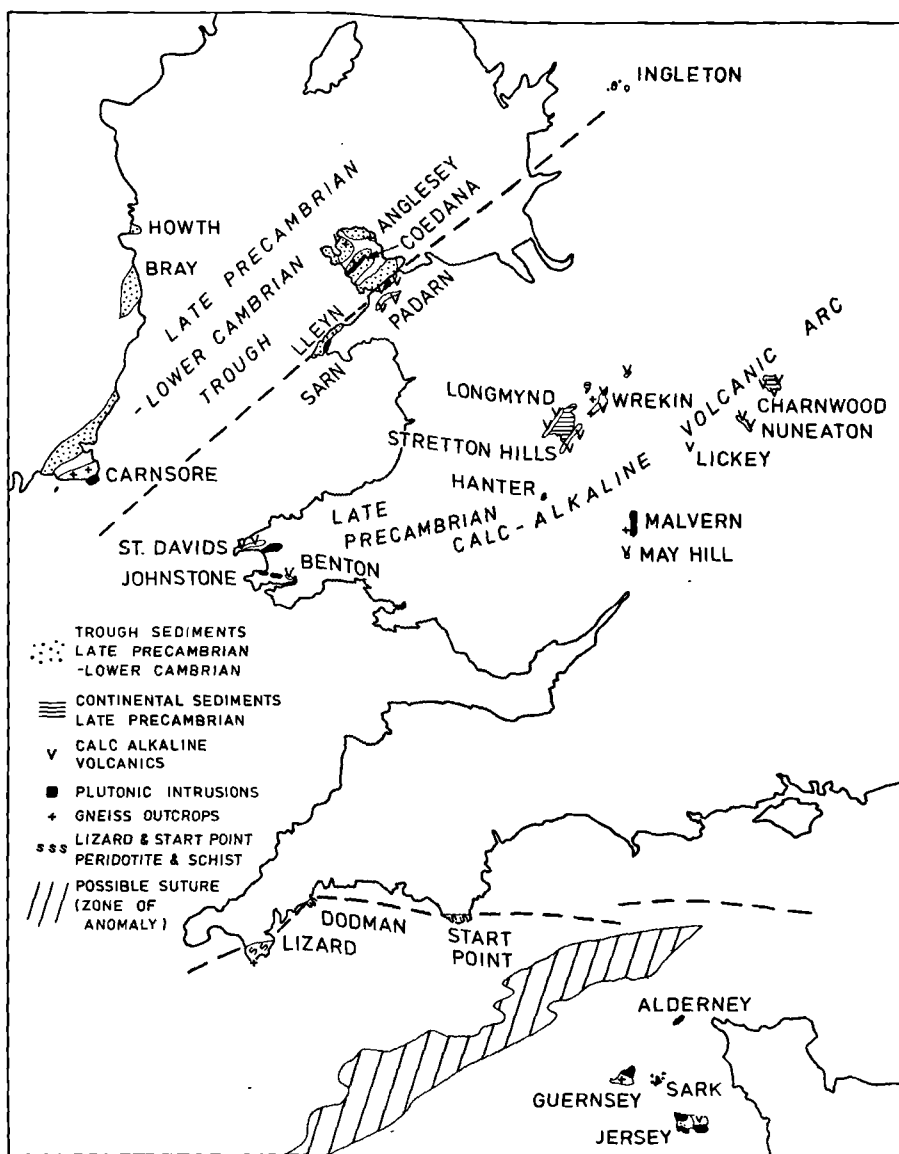


Fig. 3. — Les massifs précambriens du Sud-Est des Iles Britanniques et leur signification paléogéodynamique.

This *Mona Complex* contains considerable thickness of rather quartzitic greywackes (South Stack Group) with well developed turbidity current structures, thick sand flows (probably from a shelf sequence unknown *in situ*), distal turbidites (the New Harbour Group) and culminating in a thick succession of slump deposits — an olistostromes which contains much shelf sequence quartzite but also chert and basic volcanic fragments.

This sequence is intruded by serpentinite and gabbro intrusions and was subjected to a strong penetrative deformation that developed very tight folds and a strong lineation in the finer beds and a strong cleavage even in the massive quartzites. Most of the rocks are low greenschist facies but in limited areas rocks composed of glaucophane and epidote have developed from basic igneous rocks and these also have the very strong fabric. This period of deformation is almost certainly equivalent to the Cadomian orogeny of Brittany.

The Gwna Group which follows is a continuing sequence of trough type sediments which have been until recently included in the Precambrian *Mona Complex*. Recent micropaleontological work has shown that much of the Gwna Melange (an olistostrome containing fragments of shelf type Vendian limestones, as well as pillow lavas, chert and quartzites) is of Cambrian age. Lowest Cambrian microflora have also been identified in the cherts between the pillows of the Gwna Greenstones. It thus seems likely that the subduction continued in this area until the very beginning of the Cambrian (Muir *et al.*, 1979). Rb/Sr isochrons on the Coedana Granite (which cuts the *Mona Complex*) give dates in the lower Cambrian as do the gneisses which it cuts. It seems likely that these "gneisses" are simply a high grade contact metamorphic effect of the emplacement of the Coedana Granite (Beckinsale and Thorpe, *in press*).

In south-east Ireland there are again two sequences, a deformed and metamorphosed sequence (the Cullinstown Formation) which probably correlates with the *Mona Complex* and the Lower Cambrian arenites and olistostromes of Howth, Ireland's Eye and Bray, which also contain Lower Cambrian microflora (Smith, 1977), must be equivalent to the Gwna Melange and Greenstone.

It is possible that the whole of this trough sequence of turbidites, olistostromes, pillow lavas and the intervening periods of deformation, metamorphism, and intrusion of serpentinite diapirs, represents a continuing sequence of events at a subduction zone and that there is no major unconformity between the Precambrian and Lower Cambrian parts of the complex.

The rest of Wales, the English Midlands and Welsh Borders have scattered outcrops of largely volcanogenic sediments, volcanics and subvolcanic plutonic rocks

very diverse in local succession but all apparently formed in the interval between 700 Ma and the beginning of the Cambrian. In several places there is an uncomfortable relationship exposed between the lowest Cambrian sediments and the volcanics of this Cadomian calc-alkaline volcanic arc.

In one or two places (Primrose Hill, Rushton, Malvern) there are possible representatives of a pre-volcanic schistose basement but no age dates are available. The principal sequences are mostly volcanic and even where a normal sedimentary sequence is recognised the amount of volcanic material is considerable. The Uriconian of the Welsh borders consists largely of andesites and rhyolites and some is certainly subarerial. The succeeding Longmyndian also includes volcanic layers and bentonites in its lower part and these have given a date of (van Breemen, Toghill and Wright, *in press*). The upper part of the Longmyndian, the Wentoor Group represents a period of molasse type deposition and the extension of the deposition over a much wider area. The Longmyndian is folded into a major upright almost isoclinal fold which took place before the deposition of the unconformably overlying Cambrian rocks.

At Malvern there are mostly plutonic igneous rocks of calc-alkaline type, and similar plutons are found predating the Wentnorian at Hanter Hill. In South Wales similar plutons (the Johnstone Diorites) give a zircon U/Pb date of 643 Ma (+ 5 — 28) and the St. Davids granophyre, which intrudes volcanics of similar type to the Uriconian, was also intruded about this time (650-570 Ma) (Patchett and Jocelyn, 1979).

The Charnian of Leicestershire, further to the east, is a mostly volcanic sequence of ashes and sediments, and includes undoubted Precambrian faunal remains of Ediacaran type (latest finds in Boynton and Ford, 1979) while similar fossils have been found in South Wales (Cope, 1977) and in the Longmyndian. The Charnian is very closely similar to the Conception Group of Newfoundland which also contains this fauna (Anderson and Misra, 1968). The Charnian is deformed although not metamorphosed and is intruded by diorites with a cooling age of 540 ± 58 Ma (Cribb, 1975).

There are late Precambrian calc-alkaline volcanics in North Wales also, immediately before the Lower Cambrian arenites of the Harlech Dome area - this group (The Arvonian), some of the Pembrokeshire volcanics and the Warren House Volcanics of Malvern, seem to represent surface expressions of the continuing igneous activity that is represented over most of area by late stage Granites (Coedana, Sarn, Charnwood). This cessation of the igneous activity was produced by the stopping of the subduction beneath the continental landmass of the Celtic ocean about the beginning of Cambrian times.

II. — INTERPRETATION GEODYNAMIQUE DE L'OROGENE CADOMIEN

1) Le cadre géodynamique d'ensemble : de l'Océan celtique à la Téthys.

Entre les supercontinents d'âge archéen et protérozoïque inférieur, cratonisés depuis près de deux milliards d'années et constituant les masses plus ou moins morcelées ensuite de la Laurasia et du (proto-) Gondwana, le développement du Protérozoïque supérieur d'Europe moyenne et occidentale permet de reconnaître les traits majeurs d'un dispositif orogénique important, né de l'Océan qui les séparait (fig. 1).

Cet "Océan Celtique" a connu certainement une histoire fort longue (Wright, 1977). Depuis le Protérozoïque moyen en effet, un domaine océanique séparait déjà les masses continentales méridionales protogondwaniennes (dont le socle pentévrien constitue un témoin), et le continent laurasien.

Sur sa frange nord, les orogènes Elsonien - Gothien, puis Grenvillien - Morarien - Dalslandien s'étaient ensuite développés entre 1.400 et 1.000 M.A. sans parvenir à le résorber définitivement. Poursuivant son évolution, c'est sur la frange Sud ou Sud-Est qu'il continuera sa réduction au cours du Protérozoïque supérieur, avec l'orogène cadomien.

Encore cette fermeture est-elle restée sans doute incomplète si l'on en croit la réouverture immédiate du Iapetus sur une partie de ce domaine.

C'est dans le cadre de cette convergence et de cette résorption progressive de l'Océan Celtique, dans une région en partie reprise depuis par le dispositif calédonien, que doit être recherché ainsi le "moteur" de l'orogène cadomien ; lequel entraînera à son tour au niveau de l'Europe moyenne et occidentale une mobilité crustale nouvelle d'où naîtront la proto-Téthys paléozoïque puis la Téthys mésozoïque, à l'origine elles-mêmes des chaînes varisques puis alpines superposées au domaine cadomien.

Image remarquable d'une mobilité crustale d'échelle planétaire, qui, depuis le Protérozoïque moyen jusqu'à l'approche des temps actuels, accompagne les migrations des super-continentaux primitifs, et responsable de la création d'une "croûte jeune" dénuée de soubassement archéen généralisé au niveau de la "Téthys" prise au sens large.

2) Existence d'une paléo-subduction d'âge cadomien en Manche occidentale.

Dans ses travaux sur la géologie du plateau continental péri-armoricain et du socle sous-jacent à la couverture mésozoïque, Lefort (1975, 1977), sur une argumentation à la fois géophysique et structurale, a été conduit à proposer l'existence d'une zone de paléo-subduction en Manche occidentale, au flanc nord-ouest du domaine domnonéen.

L'argumentation repose en premier lieu sur l'existence d'une importante zone d'anomalies magnétiques allongées NE-SW depuis le Sud de la Cornouaille anglaise jusqu'à l'Ouest de la Bretagne, décrochée de façon sénestre au niveau de la Zone broyée sud-armoricaine, pour réapparaître ensuite au large de la Baie d'Audierne où s'observe à terre un important complexe métamorphique basique et ultrabasique (Groupe inférieur de la Baie d'Audierne) (fig. 4).

L'âge de ce complexe magmatique n'est pas connu directement. Dans sa région affleurante en Baie d'Audierne, il aurait pu être assimilé à un dispositif ophiolitique (Peucat, 1973) mais apparaît fortement repris dans les écaillages tangentiels varisques, ce qui permet de l'apparenter aussi bien aux prolongements "mol-danubiens" fini-protérozoïques d'Europe moyenne qu'à la lignée de Manche occidentale. Quoiqu'il en soit, il

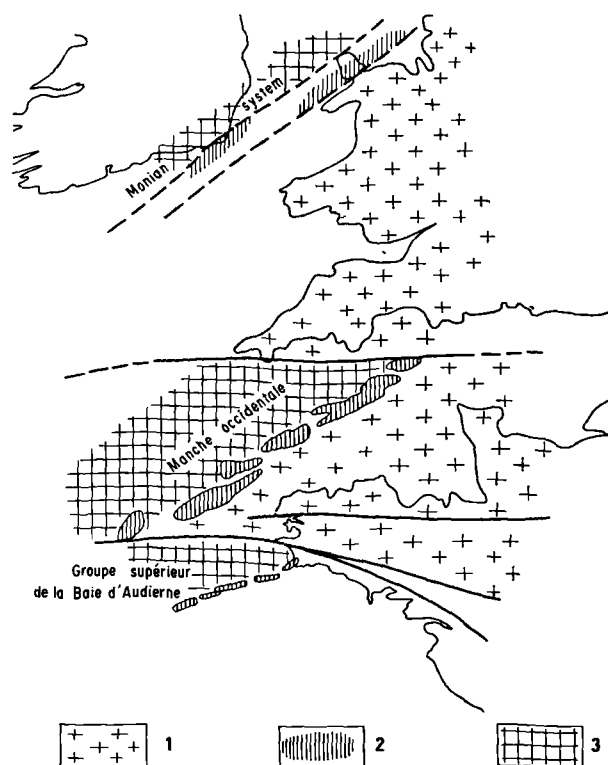


Fig. 4. — Les zones de paléo-subduction fini-précambriennes de Mer d'Irlande et de Manche occidentale.

- 1 : Régions de "socle".
- 2 : Zones d'accumulation des masses basiques en Manche occidentale (d'après Lefort, 1975, 1977), ou de mélanges et schistes bleus en Mer d'Irlande.
- 3 : Régions d'accumulation sédimentaire, d'âge imprécis (Manche occidentale) ou protérozoïque supérieur (Mona Complex en Mer d'Irlande).

est actuellement recouvert en disharmonie structurale et sans doute en discordance stratigraphique (Cogné, 1965 ; Peucat, 1973) par le " groupe supérieur de la Baie d'Audierne " constitué par une deuxième unité volcanique et sédimentaire dont nous avons vu précédemment qu'elle s'apparentait au " super-groupe " supérieur de la zone ligéro-moldanubienne formé de Briovérien terminal et de Paléozoïque inférieur. Ce qui conduit raisonnablement à penser que le groupe inférieur de la Baie d'Audierne pourrait représenter ici aussi bien des formations d'âge briovérien (s.l.) affectées par une phase cadomienne précoce (cadomien I ?), que des séries plus récentes si ce groupe inférieur a été recouvert tectoniquement par le groupe supérieur au cours des événements varisques.

Cette Zone d'anomalie magnétique se situe elle-même entre deux régions sensiblement différentes du point de vue gravimétrique et sismique (Lefort).

Au Sud-Est, c'est le " socle armoricain ", au sens large de croûte sialique résultant d'événements tectoniques d'âges divers recouverte, selon les régions, de sédiments eux-mêmes variés et toujours néritiques.

Au Nord-Ouest, c'est un domaine d'épaisse sédimentation ou bien de sédiments tectoniquement épaissis.

Lefort (1975, 1977) attribuait essentiellement au Paléozoïque inférieur (tout en reconnaissant l'impossibilité de distinguer celui-ci des formations briovériennes au point de vue gravimétrique et sismique) la responsabilité de cet épaississement du côté Nord-Ouest, ce qui le conduisit à proposer un âge " calédonien " à la paléostructure soulignée par la zone d'anomalies magnétiques et l'accumulation des masses ophiolitiques et sédimentaires.

En réalité, rien ne permet, dans l'évolution tectonique et magmatique nord-armoricaine, de reconnaître un arrière-pays continental en bordure d'une subduction calédonienne développée immédiatement au Nord-Ouest. Au contraire, toute l'histoire lithostratigraphique cambrienne, ordovicienne et silurienne, en Bretagne et en Normandie, montre une stabilité relative du socle médio- et nord-armoricain à cette époque, affecté seulement de pulsations verticales modérées entraînant des variations paléogéographiques locales dans un cadre de sédimentation généralement peu profond. Seules les régions sud-armoricaines, après la sédimentation infracambrienne et paléozoïque inférieure épaisse et atypique de la zone ligéro-moldanubienne, témoignent d'une activation magmatique et structurale croissante depuis la fin de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien supérieur : le mécanisme Sud → Nord de cette activation s'apparente à une toute autre histoire géodynamique et elle s'achèvera directement par la " collision hercynienne " : c'est l'*orogénèse ligérienne*, première étape fondamentale de l'évolution varisque (Cogné, 1976).

Revenant dès lors au schéma par ailleurs très solide établi par Lefort en faveur d'une paléo-subduction Nord → Sud (ou Nord-Ouest → Sud-Est)

dans la région de la Manche occidentale, il convient plutôt d'admettre pour celle-ci un âge cadomien, en rapport avec toutes les données réunies précédemment sur la signification paléogéodynamique des grandes séries briovériennes.

C'est à cette proposition que s'est rallié depuis Lefort à la suite des travaux de Auray sur les magmatismes nord-armoricains (Auray, 1979 ; Auray et Lefort, 1979) et que nous développons ici (Cogné, 1978, 1979).

3) Quelle relation avec la paléo-subduction en Mer d'Irlande ?

L'identification en Mer d'Irlande dans le " complexe de Mona ", depuis les schistes bleus d'Anglesey jusqu'au Sud-Est de l'Irlande (fig. 3), d'une zone de mélanges et de paléo-subduction responsable des développements volcaniques cordilléraires observés dans les unités précambriennes dispersées sous le Paléozoïque de Cornouaille et du Pays de Galles, datées de 650 à 600 M.A. environ, est un élément important de corrélation pour la reconstruction du dispositif orogénique cadomien (Baker, 1973 ; Wood, 1974 ; Wright, 1969, 1977).

En réalité, et malgré d'évidentes similitudes entre le Briovérien supérieur du domaine domnonéen et les massifs précambriens de la zone sud-britannique, les études comparatives entre ces deux régions restent à faire pour permettre aussi bien de les différencier que tenter de les assimiler directement.

Si bien que deux hypothèses principales peuvent être envisagées actuellement (fig. 2 et 4) :

— l'une proposant une unique zone de subduction, décrochée par une " transformante " cadomienne ou (et) par des cisaillements sénestres pré-hercyniens homologues de celui qui décroche cette zone au niveau de la Baie d'Audierne (fig. 4) - ce qui conduit à interpréter les massifs précambriens et le volcanisme sud-britanniques comme prolongements directs du domaine domnonéen, constituant une même marge active évoluant vers un unique arc insulaire ;

— l'autre faisant appel à un double système de subduction parallèle, de fonctionnement très probablement non synchrone - ce qui correspondrait bien avec le double développement thermodynamique observé dans les régions domnonéennes (Cadomien I et II), dualité apparemment non reconnue dans les régions sud-britanniques où le " Cadomien II " paraît seul figurer et est assimilé plus volontiers aux structures observées en presqu'île d'Avalon, à l'Est de Terre-Neuve.

Dans ce deuxième schéma (qui n'exclue d'ailleurs pas l'influence secondaire des décrochements sénestres proposés dans le premier) :

— la première paléo-subduction serait apparue directement en bordure de la marge continentale penté-

vrienne, du côté nord-armoricain, déterminant l'évolution du Briovérien inférieur et la phase cadomienne I antérieurement à 660 M.A. ;

— la seconde, plus récente, serait aussi plus interne et responsable de la formation du véritable arc insulaire, en partie superposé au premier système, déterminant les volcanismes et sédimentations d'âge briovérien supérieur puis la phase cadomienne II aux alentours de 600 M.A.

4) L'orogène cadomien d'Europe moyenne et occidentale.

Rassemblant ces données, il devient possible d'interpréter l'orogène cadomien, à l'échelle tant armoricaine (où il a été défini) que médio-européenne (où il est largement représenté) en terme de tectonique globale et de mobilisme crustal.

a) Le continent pentévrien et ses limites.

En amont de l'évolution orogénique cadomienne, il faut cerner l'origine, l'extension et le devenir du bloc continental pentévrien (2.000 M.A.) qui bordait au Sud l'Océan Celtique, et en marge duquel va se développer cet orogène d'âge protérozoïque supérieur correspondant à la période éburnéenne ou pentévrienne.

Ce bloc peut être rapporté à un des éléments, plus ou moins morcelés depuis le Protérozoïque moyen, de la croûte continentale "proto-gondwanienne". Plus précisément, il s'apparente au craton ouest-africain et aux événements éburnéens (Charlot, 1978).

Par contre, séparé du craton nord-atlantique ou laurasien par l'Océan celtique et par les orogènes d'âge protérozoïque moyen qui frangent celui-ci vers le Nord, il lui est totalement étranger : aucun élément significatif d'un tel socle ne présente au Nord d'âges correspondant à la période éburnéenne ou pentévrienne.

L'extension réelle vers le Sud du bloc pentévrien n'est pas pour autant véritablement établie. Dissocié de sa patrie africaine, il apparaît maintenant totalement isolé en Europe, un autre élément éventuellement comparable (et isolé comme lui) étant peut-être le soubassement ibéro-aquitain mis en évidence sur les bordures du Golfe de Gascogne (Capdevila *et al.*, 1974) et présentant des âges supérieurs à 1.800 M.A. (Capdevila et Vidal, 1975).

Autrement dit, si le bloc pentévrien se rattachait initialement au supercontinent "proto-gondwanien" assemblé à la fin du Protérozoïque inférieur (≈ 2.000 M.A.), il s'en est trouvé séparé au cours du morcellement de celui-ci à partir du Protérozoïque moyen ou supérieur. Mais alors que la plupart des éléments ainsi dissociés se sont trouvés à nouveau rassemblés et définitivement cratonisés lors des événements orogéniques panafricains (Black, 1978), constituant ce qui va devenir le véritable Gondwana, le micro-continent pentévrien, soubassement de la marge active cadomienne, continue de s'en écarter davantage, sous

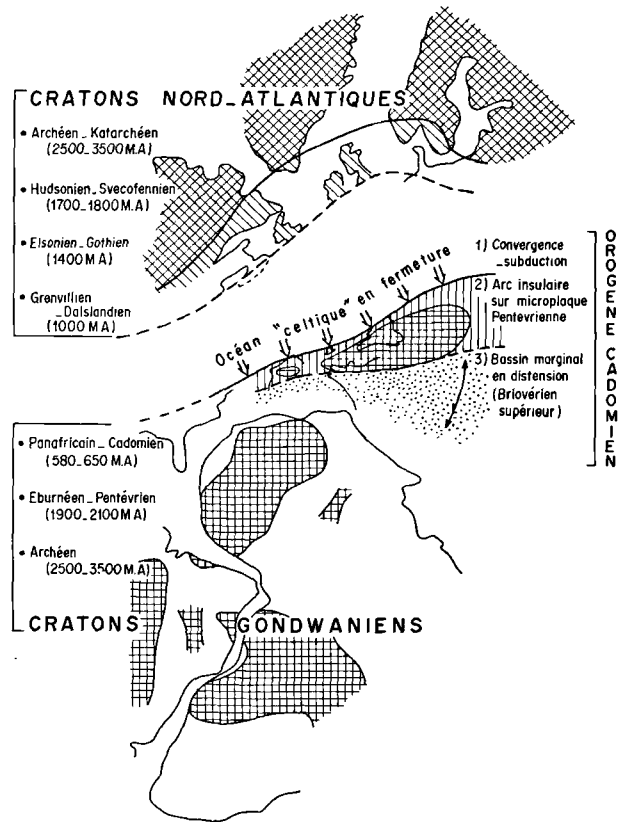


Fig. 5. — L'orogène cadomien en bordure septentrionale des masses gondwaniennes.

Tandis que se ferme l'Océan celtique, par subduction sous le micro-continent pentévrien (cordillère domnonéenne), celui-ci se détache de ses racines gondwaniennes par ouverture progressive du bassin marginal briovérien supérieur (zone armoricano-thuringienne).

l'effet des distensions marginales consécutives à cet orogène et à l'ouverture de la proto-Téthys paléozoïque (fig. 5 et 7).

b) La phase initiale de construction de la cordillère domnonéenne sur la marge active pentévrienne (cadomien I).

S'achevant vers 670 M.A., âge moyen des premières intrusions calco-alcalines nord-trégorroises (Auvray, 1979), cette première étape correspond à la sédimentation et aux volcanismes du Briovérien inférieur et aux métamorphismes et plissements groupés sous le terme de Cadomien I (fig. 6).

1° Sur la *marge pentévrienne*, le métamorphisme et les plissements se développent dans un cadre géothermique permettant d'atteindre les premiers termes du faciès amphibolite.

2° Du côté de la *zone de subduction*, si l'on admet que la structuration des séries du groupe inférieur de la Baie d'Audierne en témoignent, le mouvement apparaît suffisamment lent pour que cette élévation thermique suive la progression de l'élévation de pression, donnant, non pas des faciès H.P.-B.T., comme on en trouvera plus tard au Cadomien II, mais des faciès à disthène ou à pyroxène et grenat, voire granulitiques et éclogitiques, de pression et température élevées.

3° *En arrière* enfin de la marge pentévrienne, vers le Sud ou le Sud-Est, s'amorce l'amincissement crustal (préluant aux ruptures ultérieures) au niveau d'un sillon ou bassin marginal dans lequel s'accumulent les faciès détritiques du Briovérien inférieur (et "moyen") mancellien, mais dénués encore de manifestations volcaniques caractéristiques d'un arrière-arc apparemment mal différencié.

Par contre, le flux thermique progressivement croissant qui marque la fin de cette période entraîne les premières fusions crustales dans les parties profondes de la zone mancellienne, ou bien à la base de la croûte domnonéenne, expliquant les premières suites magmatiques nord-trégorroises et l'apparition du métamorphisme et de la migmatitisation du Massif de Saint-Malo (et de ses équivalents occidentaux) à la limite des domaines domnonéen et mancellien.

Cette présentation de la période initiale de l'orogène cadomien (fig. 6 A), dans un schéma de type cordilléraire, correspond cependant à une vision encore trop simpliste d'une réalité qui pose de nombreux problèmes.

On peut noter en particulier que dans ce schéma, il n'est fait appel qu'à une vision autochtoniste des choses, chaque zone sédimentaire, volcanique ou métamorphique, étant supposée s'être développée à peu près là où on l'observe actuellement.

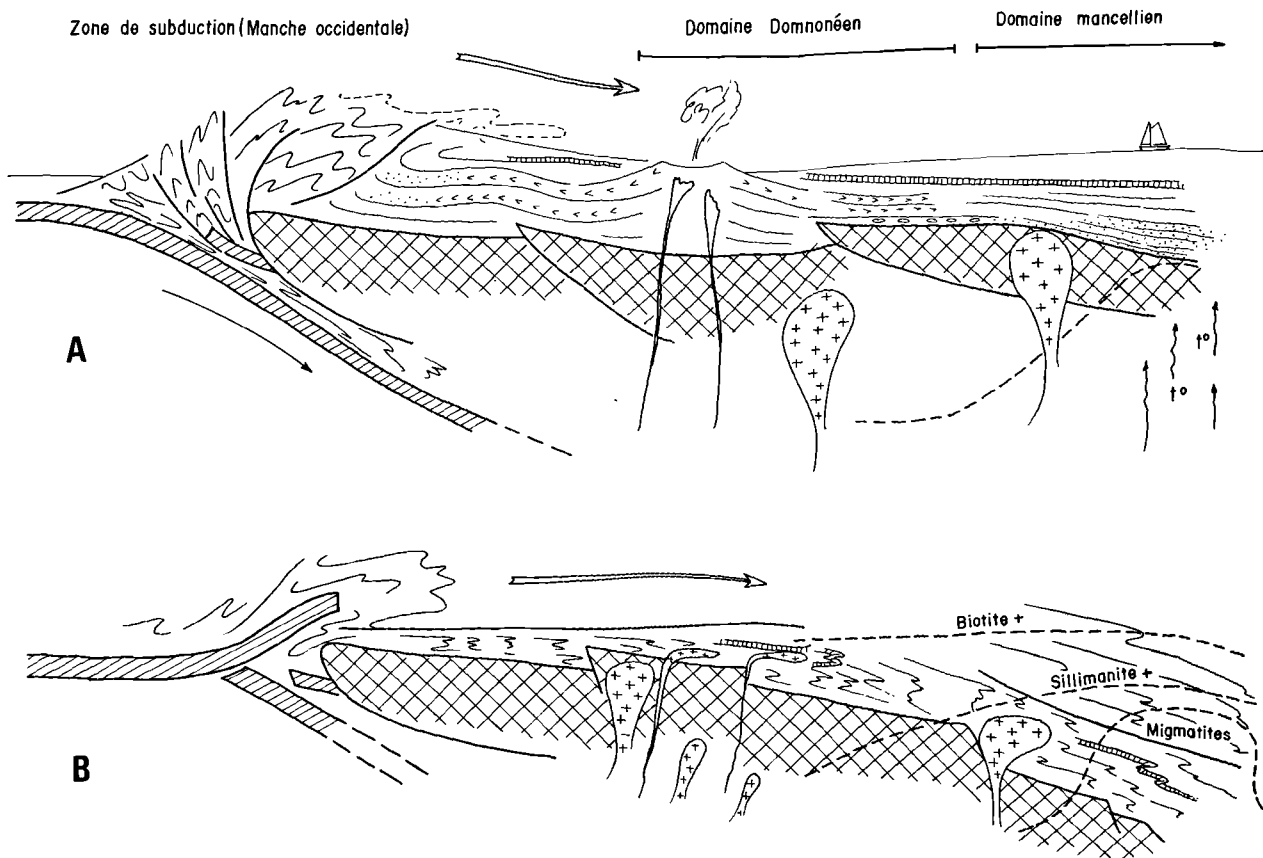


Fig. 6. — Les phases initiales d'évolution de la cordillère domnonéenne.

- A : Subduction de la Manche occidentale, magmatismes et volcanismes d'âge Briovérien inférieur, en bordure du microcontinent pentévrien.
- B : Structuration et métamorphisme (phase Cadomienne I), en liaison avec un phénomène éventuel d'obduction.

Un élément fondamental en particulier n'est pas intégré dans ce schéma : la structure isoclinale en plis couchés très étirés et le métamorphisme qui affecte tout l'ensemble de la série, nécessitent au-dessus, et avant le dépôt du Briovérien supérieur, l'accumulation et le glissement tangentiel de masses suffisamment épaisses pour créer de telles conditions thermodynamiques.

Or, on ne connaît rien qui corresponde à de tels dépôts ou à de telles surcharges et le cadre paléogéographique domnonéen se prête mal à de telles accumulations *in situ*. C'est ce qui conduit à imaginer le passage de charges allochtones importantes (maintenant disparues), dont le mouvement a dû se faire en direction subméridienne si l'on en juge par le développement des plis couchés initiaux d'axes E-W observés dans la masse des séries métamorphiques (Jeannette, 1972).

C'est une telle interprétation qui est présentée ici à titre d'hypothèse (fig. 6 B) laquelle a l'avantage, dans la mesure où elle nécessite un "poussoir" important du côté nord (que l'on peut imaginer sous forme d'un blocage de la subduction suivi d'une obduction finale) de coïncider avec l'accumulation des masses basiques en Manche occidentale ou avec la disposition chevauchante vers le Sud des séries ophiolitiques de la Baie d'Audierne. Ces dernières, en effet, sont chevauchantes largement sur les séries prasinitiques et tuffacées moins métamorphiques qui devraient normalement les surmonter. Et ce dispositif tangentiel s'est développé avant le dépôt des formations d'âge Briovérien supérieur ou terminal, qu'il s'agisse du Briovérien supérieur domnonéen discordant sur les séries isoclinales et métamorphiques (Jeannette et Cogné, 1968) ou du Groupe supérieur de la Baie d'Audierne superposé aux formations ophiolitiques hautement métamorphiques (Cogné, 1965 ; Peucat et Cogné, 1973).

c) *La chaîne cadomienne et l'ouverture pré-paléozoïque d'une mer marginale à partir du Briovérien supérieur (Cadomien II).*

Le blocage inévitable de la convergence océan-continent auquel aboutit un tel schéma d'obduction entraîne normalement l'arrêt des phases initiales de l'orogénèse cadomienne et de l'évolution de la cordillère domnonéenne sur la marge pentévrienne.

Les forces internes responsables de la convergence n'en demeurent pas moins actives et une réactivation géodynamique s'opère dès lors au cours du Briovérien supérieur qui va se traduire à la fois ou successivement, entre 650 et 580 M.A. (fig. 7 et 8) :

1° au Nord ou au Nord-Ouest, par une reprise accentuée (accélérée) de la *subduction*, qui se développe, semble-t-il, non plus au niveau de la précédente, où se sont accumulés déjà les matériaux ophiolitiques responsables des anomalies magnétiques observées en Manche occidentale, mais en avant de celle-ci (schistes bleus d'Anglesey et de la Mer d'Irlande) ;

2° au Sud et au Sud-Est, par une *distension accrue de l'arrière-pays*, déjà amorcée lors de la phase précédente dans la zone mancennienne mais élargie maintenant en une véritable *mer marginale* centre-armoricaine ou plus largement armoricano-thuringienne, dans laquelle s'accumulent sur une croûte sialique amincie, les épaisses séries du Briovérien supérieur (greywackes,

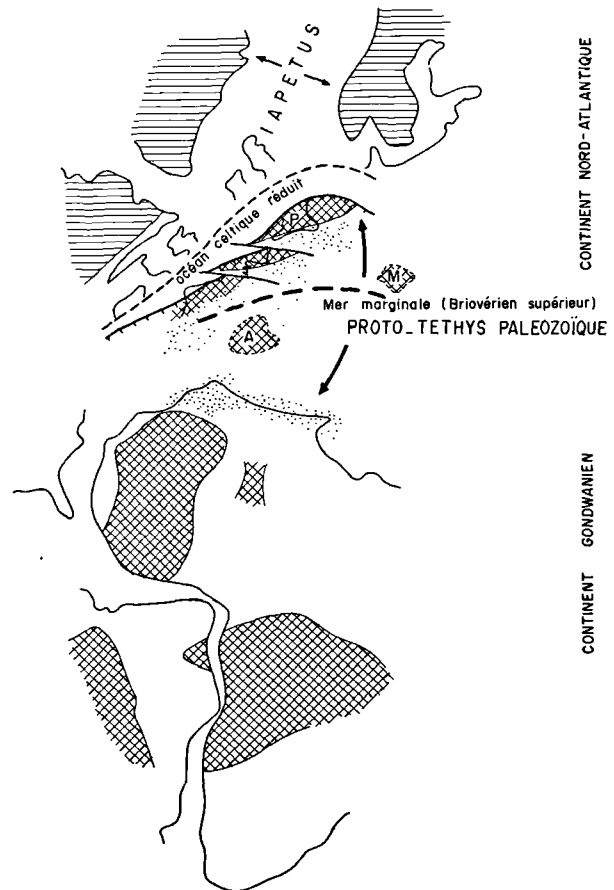


Fig. 7. — Etape finale de l'orogène cadomien et ouverture de la Proto-Téthys paléozoïque à la fin du Protérozoïque supérieur.

La plaque "Armorique", d'origine ouest-africaine (Pentévrien - Eburnéen à 2.000 M.A., et Briovérien - Panafricain à 600 M.A.) a définitivement rejoint l'Europe (continent nord-atlantique). Entre les éléments dissociés subsistant du continent gondwanien (microcontinents : P : Pentévrien, A : Aquitainien, M : Moldanubien ?) l'océan Proto-Téthysien s'ouvre par élargissement de la mer marginale fini-cadomienne (tirets noirs : ligne des ophiolites infra-paléozoïques). Ainsi se constitue, au Sud du Continent nord-atlantique, la marge médio-européenne sur laquelle s'étendront les dépôts paléozoïques et contre laquelle se bloquera l'orogène varisque (cordillère ligérienne d'âge dévonien et collision hercynienne d'âge carbonifère).

molasses, olistolites, glissements synsédimentaires, etc.) et les volcanismes propres à ce domaine (spilitiques en particuliers) ;

3° entre les deux, par le *développement d'un arc insulaire*, en partie ou totalement édifié sur les restes de la cordillère domnonéenne et de la marge pentévrienne ; caractérisé par un Briovérien supérieur discordant, volcano-sédimentaire, avec ses suites intrusives et effusives calco-alkalines caractéristiques (Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979) et bordé vers les régions externes par les remontées diapiriques des masses anatectiques, tel le Massif de Saint-Malo (Brun, 1978), la mise en place du pluton granodioritique mancellien, ou en profondeur par les anatexies locales hétérogènes qui voisinent ces mêmes granodiorites ;

4° s'achevant enfin par *les plissements liés à la phase cadomienne II*, contemporains en gros de ces processus magmatiques ou anatectiques, mais relativement modérés en général en dehors des zones affectées par ces activations, et de type de plus en plus superficiel en s'éloignant vers les régions centre-armoricaines ou barrandiennes.

Cette deuxième phase importante de l'évolution orogénique cadomienne est celle que l'on observe le plus largement dans l'ensemble des régions d'Europe moyenne et occidentale. Elle achève l'évolution du Briovérien supérieur proprement dit, très étendu dans ces régions à la suite de l'ouverture progressive de cette mer marginale qui isole de plus en plus vers le Nord le bloc pentévrien coupé de ses origines gondwaniennes (fig. 8) et, avec lui, l'édifice cadomien.

5) Conclusion : Création et évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et méridionale : initiation des temps varisques et alpins.

La fermeture de l'Océan celtique responsable de l'évolution cadomienne (zones domnonéo-mancellienne et sud-britannique) entraîne l'ouverture au Sud d'une mer marginale caractéristique de la période terminale de toute cette évolution (Briovérien supérieur) dans les régions armoricano-thuringiennes.

L'extension progressive de cette mer marginale vers le Sud, dont le développement va se poursuivre ensuite pendant le Paléozoïque inférieur (zone ligéro-moldanubienne), se trouve précisée :

— d'un côté, par les études lithostratigraphiques mais aussi géochronologiques et géochimiques isotopiques (Vidal, 1974, 1976) qui confirment l'âge jeune (< 650 M.A.) de la croûte dans toutes ces régions ;

— et de l'autre, par les données paléomagnétiques (Hagstrum *et al.*, 1980 ; van der Voo *et al.*, 1980) qui, sans exclure l'hypothèse d'une distension "médi-européenne" ultérieure, montrent que la "plaque armorique", jusque-là solidaire du bloc gondwanien, a désormais rejoint l'Europe (fig. 7 et 8).

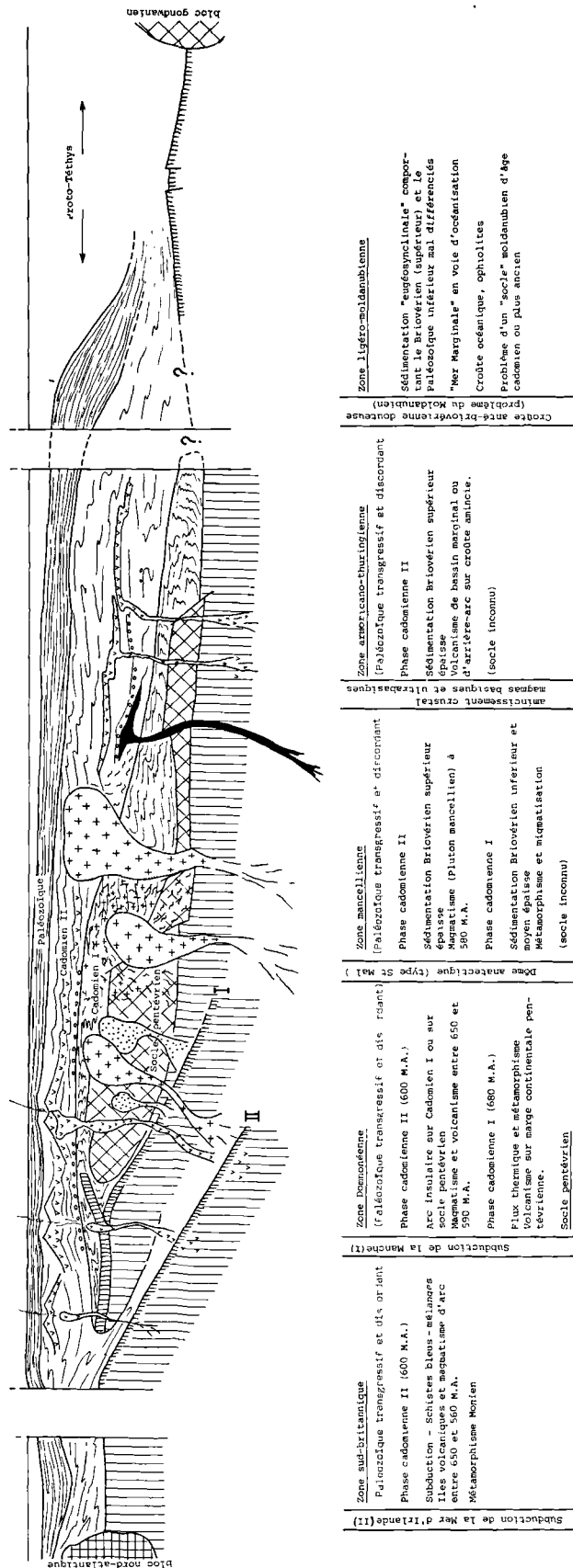


Fig. 8. — La chaîne cadomienne et la plaque "Armorique" à l'aurore des temps paléozoïques.

Ainsi se trouve déterminé le cadre paléogéographique et paléogéodynamique dans lequel vont se développer les temps paléozoïques, aussi bien dans les domaines calédonien ou varisque que dans le futur domaine alpin.

Du côté des Calédonides, une certaine ambiguïté subsiste sur la période d'ouverture véritable du Iapetus et ses relations avec l'Océan celtique qu'il prolonge vers le Nord-Ouest. L'orogène cadomien ne s'achève pas en effet par une collision continent-continent : la cratonisation apparaît ainsi inachevée à la fin du Précambrien. Or, aucune trace de croûte océanique ne semble connue avec certitude dans le champ calédonien avant l'Ordovicien tout à fait inférieur. Si donc rien n'interdit de penser à la permanence dans cette zone d'un océan réduit au Précambrien supérieur, il apparaît tout autant possible de proposer que le Iapetus corresponde *pro-parte* à la réouverture de cette zone mal cicatrisée à la suite de l'orogène cadomien.

Il en va de même en Europe moyenne où la discussion autour de l'existence d'un "océan médio-européen" précoce au niveau de la zone rhéno-hercynienne reste ouverte.

C'est vers le Sud, par contre, en direction de l'Europe méridionale, que s'observe véritablement le développement d'une zone de sédimentation épaisse, "géosynclinale", s'étendant du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque inférieur, maintenant contractée et métamorphosée, avec des résidus de croûte océanique ("ligne des ophiolites" - fig. 7) d'âge encore mal précisé, dans la zone ligéro-moldanubienne.

Ainsi, qu'il s'agisse du Iapetus au Nord-Ouest dont l'activité prolonge celle de l'Océan celtique jusqu'à la collision calédonienne, ou de cet Océan proto-téthysien refermé sous la marge méridionale de l'Europe cadomienne au cours du Dévonien puis bloqué par la collision hercynienne (Cogné, 1976, 1977), dans les deux cas, c'est une croûte cadomienne jeune, intermédiaire entre ces deux grandes zones orogéniques, qui

s'y trouve en grande partie réincorporée et réactivée. Ceci explique en particulier le caractère "ensialique" souvent invoqué dans ces deux orogènes pour expliquer le développement des anatexies crustales et des granitisations, en particulier le long des grandes zones de cisaillement hercyniennes.

Constitué pour l'essentiel par le Briovérien supérieur des régions cadomiennes externes, le soubassement du domaine varisque se trouve ainsi profondément repris, expliquant, comme précédemment pour le domaine calédonien (Cogné, 1970), les difficultés rencontrées dans l'identification de ce "socle mou", en quelque sorte inachevé, au cours des recherches abordées depuis plus d'un demi-siècle à ce sujet et conduisant de nombreux auteurs à en minimiser le rôle et l'importance.

C'est ce qui explique enfin que seul le témoin domnonéen soit resté à peu près intact jusqu'à nous entre ces deux puissantes collisions : c'est le domaine principal d'activité métamorphique et magmatique cadomienne et le seul segment véritablement cratonisé dès la fin des temps cadomiens.

Doublement africaine à l'origine par son évolution Eburnéo-Pentévrienne puis Cadomo-Panafricaine, l'Armorique, et avec elle l'ensemble des régions varisques d'Europe moyenne et occidentale, sont à partir de là définitivement "européanisées".

La fermeture, au Nord, de l'Océan celtique (prolongée par celle du Iapetus), puis celle, au Sud, de l'Océan proto-téthysien, seront suivies cependant par le troisième acte de ce "drame" : la réouverture plus méridionale encore de la Téthys véritable, d'où sortira à son tour le domaine alpin. Là encore, c'est cette même croûte jeune, initiée depuis le Précambrien supérieur, déjà reprise au cours des temps varisques, qui sera prise à nouveau avec les sédiments plus jeunes qui la recouvrent ou qui la bordent, dans l'étau gondwano-laurasien qui l'enserme au Sud et au Nord depuis près de un milliard d'années.

BIBLIOGRAPHIE

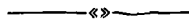
- 1) ADAMS C.J. (1967). — A Geochronological and related isotopic study of rocks from North-Western France and the Channel Islands (United Kingdom). Thèse, Oxford (ronéo).
- 2) ADAMS C.J. (1976). — Geochronology of the Channel Islands and the adjacent French Mainland. *Geol. Soc. London*, vol. 132, p. 233-250.
- 3) ANDERSON M.M. et MISRA S.B. (1968). — Fossils in the Precambrian Conception Group of southeastern Newfoundland. *Nature*, vol. 220, p. 680-681.
- 4) ARNOLD A. et SCHARBERT H.G. (1973). — Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der Südlichen Bohmischen Masse in Osterreich. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, vol. 53, p. 61.
- 5) AUDREN Cl. (1976). — Modèle de mise en place des massifs anatectiques en Bretagne méridionale. *R.A.S.T.*, Paris, p. 23.
- 6) AUDREN Cl. (1977). — Mise en évidence d'un corps diapirique profond par analyse de la déformation dans une couverture épimétamorphique. *R.A.S.T.*, Rennes, p. 25.
- 7) AUDREN Cl. et I.E. METOUR J. (1976). — Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, XVIII, p. 1041-1049.
- 8) AUDREN Cl., COGNÉ J. et PEUCAT J.J. (1977). — La Cordillère ligérienne : une évolution orogénique siluro-dévonienne en bordure méridionale du domaine varisque médio et ouest-européen. *R.A.S.T.*, Rennes, p. 26.

- 9) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. In Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic region. *Geol. Surv. Can.*, vol. 78-13, p. 159-176.
- 10) AUTRAN A. et COGNÉ J. (1980). — La zone interne du domaine varisque dans l'Ouest de la France et le développement de l'orogène varisque. 26^{me} Congrès Géol. Intern., Paris, 1980 (dans ce volume, p. 90-111).
- 11) AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1974). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif Central Français) au Paléozoïque. Relations entre les cycles calédoniens et varisques. In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 211-226.
- 12) AUVRAY B. (1979). — Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. Thèse, Rennes, 670 p. (sous presse). In *Mém. Soc. Géol. Min. de Bretagne*.
- 13) AUVRAY B. et VIDAL Ph. (1973). — Chronologie des événements géologiques dans le Trégor (Bretagne septentrionale). *R.A.S.T.*, Paris, p. 74.
- 14) AUVRAY B. et MAILLET P. (1977). — Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif Armoricain (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, XIX, p. 947-952.
- 15) AUVRAY B. et LEFORT J.P. (1979). — Evolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain au Protérozoïque supérieur (résumé). *Tect. Stud. Group*, mars 1979. In *Jour. Geol. Soc. London* (in press).
- 16) BAKER J.W. (1971). — The Proterozoic history of the southern Britain. *Proc. Geol. Assoc. Lond.*, vol. 82, p. 249-266.
- 17) BAKER J.W. (1973). — A marginal Late Proterozoic ocean basin in the Welsh region. *Geol. Mag.*, vol. 110, p. 447-455.
- 18) BARROIS C. (1899). — Brioverian system in sketch of the Geology of central Brittany. *Proc. Geol. Assoc.*, t. XVI, p. 101-132.
- 19) BECKINSALE R.D. et THORPE R.S. (1979). — Rubidium-strontium whole rock isochron evidence for the age of metamorphism and magmatism in the Mona Complex of Anglesey. *Jour. Geol. Soc. London*, t. 136, p. 433-440.
- 20) BERNARD-GRIFFITHS J. (1975). — Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : Le Bas-Limousin (Massif Central Français). *Ann. Scient. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 55, 243 p.
- 21) BLACK R. (1978). — Propos sur le Pan-Africain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, XX, p. 843-850.
- 22) BONNOT H. et PIBOULE M. (1979). — Présence de métapéridotites d'origine mantellique dans la série cristallophyllienne du Limousin. *R.A.S.T.*, Lyon, p. 69.
- 23) BOYNTON H.L. et FORD T.D. (1979). — *Pseudovenidia charnwoodensis* - a new precambrian arthropod from Charnwood Forest, Leicestershire. *Mercian Geol.*, vol. 7, p. 175-177.
- 24) BROWN M. (1978). — The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the St-Malo region, Armorican Massif, France. *Precamb. Res.*, vol. 6, p. 2-11.
- 25) BRUN J.P. (1977). — La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple : le massif de Saint-Malo (Massif Armoricain, France). *Can. J. Earth Sc.*, vol. 14, n° 8, p. 1697-1707.
- 26) BRUN J.P. (1979). — Genèse des dômes et interactions thermomécaniques dans le domaine de la migmatite. In A.T.P. C.N.R.S. "Transport de la Matière". Gif-sur-Yvette, Janvier 1979. *Sciences Géologiques*, Mém. 53, p. 127-136.
- 27) BRUN J.P. et MARTIN H. (1978). — Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dôme migmatitique : le massif de Saint-Malo (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. XX, 1, p. 91-101.
- 28) BRUN J.P. et MARTIN H. (1979). — The St. Malo migmatite belt : a late precambrian gneiss dome. A comment. *Precamb. Res.*, vol. 8, p. 137-143.
- 29) BUNEL H. (1829). — Observations sur les terrains intermédiaires du département du Calvados. *Mém. Soc. lin. Normandie*, t. V, p. 91-100.
- 30) CALVEZ J.Y. (1976). — Comportement des systèmes Uranium-Plomb et Rubidium-Strontium dans les orthogneiss d'Icart et de Moëlan (Massif Armoricain). *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes (ronéo), 74 p.
- 31) CALVEZ J.Y. et VIDAL Ph. (1978). — Two Billion Years old relicts in the Hercynian Belt of Western Europe. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 65, p. 395-399.
- 32) CAPDEVILA R., LAMBOY M. et LEPRETRE J.P. (1974). — Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, D, vol. 278, p. 17-20.
- 33) CAPDEVILA R. et VIDAL Ph. (1975). — Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et les charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). *R.A.S.T.*, Montpellier, p. 89.
- 34) CARME F. (1971). — Le problème de l'âge des séries cristallophylliennes des massifs cristallins externes. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 273, D, p. 1671-1674.
- 35) CARME F. (1971). — Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 273, D, p. 2038-2041.
- 36) CARME F. (1975). — Essai d'interprétation unitaire des corps basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les Massifs Cristallins externes des Alpes. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 281, D, p. 351-354.
- 37) CHALOUPSKY J. (1974). — Stratigraphie du Précambrien du Massif de Bohême. In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Colloque intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 17-32.
- 38) CHARLOT R. (1978). — Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse. Rennes, 220 p. (*Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*, sous presse).
- 39) CHAUVEI J.J., AUDREN Cl. et AUVRAY B. (1975). — Mise en évidence d'une série volcanosédimentaire dans la partie orientale de Belle-Ile-en-Mer (Bretagne méridionale). *R.A.S.T.*, Montpellier, p. 98.

- 40) COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, (1960), 382 p.
- 41) COGNÉ J. (1959). — Données nouvelles sur l'Antécambrien de Normandie et de Bretagne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, I, p. 112-118.
- 42) COGNÉ J. (1959). — Comparaisons entre le Précambrien de Normandie et de Bretagne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. 9, p. 269-270.
- 43) COGNÉ J. (1962). — Le Briovérien : Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, IV, p. 413-430.
- 44) COGNÉ J. (1965). — Les gneiss œillés du Languedoc : un jalon nouveau de la base du Briovérien Supérieur dans les schistes cristallins de Bretagne méridionale. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 261, p. 3849-3852.
- 45) COGNÉ J. (1970). — Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fin-précambriens. *Coll. Int. C.N.R.S.*, Rabat, 1970. *In Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 236, p. 193-218.
- 46) COGNÉ J. (1971). — Le Massif Armoricaïn et sa place dans la structure des socles ouest-européens. *In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Technip., édit., tome I, p. 1-23.
- 47) COGNÉ J. (1974). — Le Massif Armoricaïn. *In J. Debelmas, Géologie de la France*. Doin, édit., Paris, tome I, p. 105-161.
- 48) COGNÉ J. (1976). — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 268, *Géologie de l'Himalaya*, p. 111-129.
- 49) COGNÉ J. (1977). — La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale : vers un essai d'interprétation géodynamique globale. *R.A.S.T.*, Rennes, p. 157.
- 50) COGNÉ J. (1978). — Vers un essai d'interprétation paléo-géodynamique de l'orogène cadomien d'Europe occidentale : sa place dans l'évolution des régions médio et ouest-européennes sous-jacentes au domaine varisque. *C.R. PICG n° 22 - Cluj- Napoca*, Sept. 1978 (sous presse).
- 51) COGNÉ J. (1979). — Principal stage in the creation and evolution of Armorican continental crust in the context of western Europe (abstract). *Tectonic Studies Group Meeting*, mars 1979. *In Jour. Geol. Soc. Lond.* (in press).
- 52) COPE J.W.C. (1977). — An Ediacara-type fauna from South Wales. *Nature*, London, vol. 268, p. 624.
- 53) CRIBB S.J. (1975). — Rubidium-Strontium ages and strontium isotope ratios from the igneous rocks of Leicestershire. *J. Geol. Soc. London*, vol. 131, p. 203-212.
- 54) DARBOUX J.R. (1973). — Le Briovérien de la Baie de Douarnenez (Massif Armoricaïn) : étude pétrographique et structurale. *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 170 p.
- 55) DEUNFF J., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J. et VIDAL Ph. (1973). — Confirmation micro-paléontologique de l'âge radiométrique ordovicien inférieur du groupe spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 276, D, p. 935-937.
- 56) EBERT H. (1935). — Hornfels bildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. *Z. Deutsch. geol. Ges.*, vol. 87, p. 129-147.
- 57) FORESTIER F.H. (1972). — Découverte d'importants fragments d'un socle granitique précambrien dans le Massif Central Français septentrional et le Massif Armoricaïn méridional. Extension de ce socle dans le bâti sialique sous-jacent. Analogies avec le Moldanubien. *In Précambrien des zones mobiles de l'Europe*, Liblice, juin 1972, p. 199-204. Ed. Institut Geol. Acad. Tchec. Sc., Prague.
- 58) FORESTIER F.H. (1974). — Les domaines de métamorphisme de plus haut degré en Armorique méridionale. Corrélation à travers l'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 57-60.
- 59) GAERTNER H.R. von (1974). — Le seuil cristallin entre le Rhéno-hercynien et le Saxo-Thuringien, et sa continuation vers l'Est et vers l'Ouest (résumé). *In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*. *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 644.
- 60) GIORGI L., GIRAUD P. et VACHARD D. (1979). — Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du Massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 288, D, p. 1079-1082.
- 61) GRAINDOR M.J. (1954). — Note préliminaire sur la glaciation infra-cambrienne dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 6, 4, p. 17-24.
- 62) GRAINDOR M.J. (1957). — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Mem. expl. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- 63) GRAINDOR M.J. (1960). — Existence vraisemblable de Pentévrien dans les îles Anglo-Normandes et La Hague. *Bull. Soc. lin. Norm.*, t. 10, I, p. 44-46.
- 64) GUILLOT P.L. et DOUBINGER J. (1979). — Découverte d'Acritarches du genre *Veryachium* dans les schistes sériciteux de Genis. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 272, D, p. 2763-2764.
- 65) GUILLOT P.L. et LEFEVRE J. (1975). — Découverte de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (série métamorphique du Bas-Limousin). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 280, D., p. 1529-1530.
- 66) HAGSTRUM J.T., Van der VOO R., AUVRAY B. et BONHOMMET N. (1980). — Eocambrian-Cambrian paleomagnetism of Armorican Massif, France. *Geophysical Journal* (sous presse).
- 67) HAMEURT J. et JEANNETTE D. (1979). — Mise en évidence d'un terme lithostratigraphique nouveau du Briovérien : le groupe détritique de Saint-Cast (Bretagne septentrionale). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 273, D, p. 1764-1768.
- 68) HIRBEC Y., PEUCAT J.J. et AUVRAY B. (1979). — Datation U-Pb sur zircons du complexe basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre (Bretagne Nord). Implications géodynamiques. *R.A.S.T.*, Lyon, p. 251.

- 69) HOLUBEC J. (1966). — Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the Bohemian Massif (The Tepla-Barrandian region). *Rozpr. CSAV*, t. 76, n° 4, 62 p.
- 70) JAGER J. (1974). — The evolution of Central and West European continent. *In* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Colloque intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 227-241.
- 71) JEANNETTE D. (1972). — Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences Géolog.* (Strasbourg), Mém. n° 36, 175 p.
- 72) JEANNETTE D. et COGNÉ J. (1968). — Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la Baie de Saint-Brieuc. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 226, D, p. 2211-2214.
- 73) JONIN M. et VIDAL Ph. (1975). — Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain. *Can. J. Earth Sc.*, vol. 12, 6, p. 920-927.
- 74) JUNG J. (1954). — Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central Français. *Ann. Hébert et Haug*, Paris, vol. 8, p. 245-258.
- 75) KETTNER R. (1917). — Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. *Geol. Rundsch.*, (8), 5/8, p. 169-188.
- 76) KOSSMAT F. (1927). — Gliederung des varistischen Gebirges. *Abh. Sächs Ak. Wiss.*, p. 1-39.
- 77) LE CORRE Cl. (1977). — Le Briovérien de Bretagne Centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 3, p. 209-254.
- 78) LEFORT J.P. (1975). — Le Socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France. Thèse Rennes, 1975. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. LVI. (1977), 130, p. 1-68.
- 79) LEFORT J.P. (1977). — Possible "Caledonian" subduction under the Domnanean domain - North Armoricain area. *Geology*, vol. 5, p. 523-526.
- 80) LEUTWEIN F. (1968). — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif Armoricain. *Mém. Sc. de la Terre*, n° 11, 83 p.
- 81) LEUTWEIN F., CHAURIS L., SONET J. et ZIMMERMANN J.L. (1969). — Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif Armoricain). *Sc. de la Terre* (Nancy), vol. 14, n° 1, p. 329-359.
- 82) LEUTWEIN F., POWER G., ROACH R., et SONET J. (1973). — Quelques résultats géochronologiques obtenus sur des roches d'âge précambrien du Cotentin. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 276, D, p. 2121-2124.
- 83) LOSERT J. (1967). — Contribution to the problem of the pre-assyntian tectogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian Massif. *Krystall., Czec. Acaa. Sc.*, vol. 5, p. 61-84.
- 84) MASKA M. (1960). — The main features of the structure and the development of the Czech Massif. *In* Tectonic development of Czechoslovakia, Praha.
- 85) MÖBUS G. (1974). — Caractéristiques de l'évolution de la zone Saxo-Thuringienne dans l'orogénèse hercynienne en Europe centrale. *In* La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 391-404.
- 86) MONTIGNY R. et ALLEGRE C. (1974). — A la recherche des océans perdus : les éclogites de Vendée, témoins métamorphiques d'une ancienne croûte océanique. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 279, D, p. 543-545.
- 87) MUIR M.D., BLISS G.M., GRANT P.R. et FISHER M.J. (1979). — Palaeontological evidence for the age of some supposedly Precambrian rocks in Anglesey, North Wales. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p. 61-64.
- 88) PATCHET P.J. et JOCELYN J. (1979). — U-Pb zircon ages for late Precambrian igneous rocks in South Wales. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p. 13-19.
- 89) PAVLOVSKY E.V. (1974). — L'âge et la tectonique du socle précambrien des Hercynides de l'Europe occidentale. *In* La Chaîne hercynienne d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 113-120.
- 90) PEUCAT J.J. (1973). — Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne. Etude pétrographique et structurale. *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 108 p.
- 91) PEUCAT J.J. (1974). — Confirmation de l'origine ophiolitique des metabasites mésozonales et catazonales de la Baie d'Audierne. *R.A.S.T.*, Nancy, p. 313.
- 92) PEUCAT J.J. et COGNÉ J. (1974). — Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud-Finistère) : un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 278, D, p. 1809-1812.
- 93) PEUCAT J.J., LEMETOUR J. et AUDREN Cl. (1978). — Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 7, XX, p. 163-167.
- 94) RAUMER J.F. von (1976). — Variszikum in den Zentral und Westalpen Franz Kosmat Symposium. *Nova Acta Lepold*, vol. 224, 45, p. 147-176.
- 95) RINGWOOD A.E. (1974). — The petrological evolution of islands arc systems. *J. Geol. Soc. London*, vol. 130, p. 183-204.
- 96) ROACH R. (1966). — Outline and guide to the geology of Guernsey. *Trans. Soc. Guern.*, vol. 17, p. 751-776.
- 97) ROACH R. (1974). — A review of the precambrian rocks of British Variscides and their relationships with the Precambrian of NW France. *In* La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 61-79.
- 98) SCHOLTZ H. (1934). — Die Tektonik des Steinkohlenbeckens im Saar-Nahe Gebiet und die Entstehungsweise der Saar-Nahe-Senke. *Z. deutsch. geol. Ges.*, t. 85, p. 316-382.
- 99) SMEJKAL (1964). — Absolutní Stari nekterých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masivu stanovené kalium-argonovou metodou. *Sborn. Geol. Ved.*, G, 4, p. 121-134.
- 100) SMITH D.G. (1977). — Lower Cambrian palynomorphs from Howth, Co, Dublin. *Geol. J.*, t. 12, p. 159-168.
- 101) SUK M. (1974). — Le développement métamorphique du massif de Bohême. *In* La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Colloque int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 341-348.

- 102) TERS M. (1970). — Découverte d'un gisement de graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la série de Bretignolles (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 271, D, p. 1060-1062.
- 103) TODT W. (1978). — U-Pb-Untersuchungen an Zirconen aus pravariszischen Gneisen des Schwarzwaldes. *Fortschr. Miner.*, vol. 56, B1, p. 136-137.
- 104) Van der VOO R., BRIDEN J.C., et DUFF B.A. (1980). — Late Precambrian and Paleozoic Paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. *26^{me} Int. Geol. Congr.*, Paris, 1980 (sous presse).
- 105) VEJNAR Z. (1965). — Bemerkungen Zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelböhmischen Algonkium und dem Moldanubikum. *N. Jb. Geol. Paläont.*, vol. 2, p. 102-111.
- 106) VEJNAR Z. (1971). — Grundfragen des Moldanubikums und Seine Stellung in der Böhmischen Masse. *Geol. Rundsch.*, vol. 60, p. 1455-1465.
- 107) VERDIER P. (1968). — Etude pétrographique et structurale du Trégor occidental (Baie de Lannion, Côtes du Nord, Finistère). *Thèse 3^{me} cycle*, Strasbourg, 55 p.
- 108) VIDAL Ph. (1974). — Limitations isotopiques à l'âge et à l'évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et occidentale. *In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. int. C.N.R.S.*, n° 243, p. 129-142.
- 109) VIDAL Ph. (1976). — L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Thèse*, Rennes, 1976, *Mém. Soc. Géol. Min. de Bretagne* (sous presse).
- 110) VIDAL Ph., COGNÉ J. et BONHOMME M. (1970). — Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 271, D, p. 1737-1740.
- 111) VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNÉ J., HAMEURT J. et JEANNETTE D. (1971). — Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 273, D, p. 132-135.
- 112) VIDAL Ph., DEUTSCH S., MARTINEAU F. et COGNÉ J. (1974). — Nouvelles données radiométriques en Baie de Saint-Brieuc : le problème d'un socle anté-cadomien nord-armoricain. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 279, D, p. 631-634.
- 113) WEISBROD A. (1970). — Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. *Thèse*, Nancy.
- 114) WIMMENAUER W. (1977). — Eléments pétrographiques d'une lithostratigraphie du Précambrien de la Forêt Noire (Allemagne). *Estudios geol.*, vol. 33, p. 373-377.
- 115) WOOD D.S. (1974). — Ophiolites, melanges, blueschists, and ignimbrites : Early caledonian subduction in Wales? *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, vol. 19, p. 334-344.
- 116) WRIGHT A.E. (1969). — Precambrian rocks of England, Wales and Southeast Ireland. *Mem. amer. assoc. petrol. Geol.*, vol. 12, p. 93-109.
- 117) WRIGHT A.E. (1976). — Alternating subduction direction and the evolution of the Atlantic Caledonides. *Nature*, vol. 264, p. 156-160.
- 118) WRIGHT A.E. (1977). — The evolution of the British Isles in the Late Precambrian. *Estudios geol.*, vol. 33, p. 303-313.
- 119) ZOUBEK V. (1965). — Moldanubikum und seine Stellung in geologischen Bau Europas. *Freiberger Forsch. H.*, C 190, p. 129-148.
- 120) ZOUBEK V. (1972). — Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. P.I.C.G. - Conférence de Liblice, juin 1972, Ed. Inst. Geol. Acad. Tchéc., Prague, 1974.
- 121) ZOUBEK V. (1977). — Remarks to the problem of subdivision of the Precambrian. *In Correlation of Precambrian*, vol. 1, Nauka-Moscow, p. 62-93.



Caledonian Europe (*)

by B.A. STURT (**), N.J. SOPER (***), P.M. BRÜCK (****) and F.W. DUNNING (*****)

Résumé. — Au cours du Protérozoïque supérieur (essentiellement Riphéen supérieur et Vendien), un sillon sédimentaire épais s'est développé le long de la marge continentale laurentienne, en conséquence de l'ouverture du Iapetus. De l'autre côté de cet océan, les déformations fini-cambriennes (cadomiennes) ont plissé et découpé en bloc l'équivalent sédimentaire et volcanique de ces formations, sur la marge du continent Fennoscandinave.

Au Cambrien, une nouvelle zone de sédimentation et d'activité volcanique déborde sur la chaîne cadomienne érodée, tandis que la sédimentation se poursuit sur le rivage laurentien du Iapetus.

Vers la fin du Cambrien, le sillon septentrional laurentien subit une déformation et un métamorphisme très intenses, alpinotypes (l'orogénèse Grampienne), probablement comme une conséquence de collisions entre microcontinents. Ailleurs, la sédimentation se poursuit, relativement peu perturbée, jusqu'à la fin du Silurien. C'est alors que se produit la collision entre la Laurentia et l'Europe du Nord (déjà annoncée par la convergence des faunes à l'Ordovicien terminal), qui plisse les séries du Paléozoïque inférieur, et, dans une énorme explosion de magmatismes et de volcanismes, aboutit à la création des *Calédonides nord-atlantiques* et plus largement du continent des *Vieux Grès Rouges*.

Abstract. — During the Upper Proterozoic (mainly Upper Riphean and Vendian time) a belt of augmented sedimentation extended along the margin of the Laurentian continental plate consequent upon the opening of the Iapetus Ocean. On the opposite side of the ocean, end-Precambrian (Cadomian) disturbances folded and block-faulted the equivalent sedimentary and volcanic rocks marginal to the Fennoscandian continent. In the Cambrian a new belt of sedimentation and volcanic activity encroached on the eroded Cadomian fold-belt, while sedimentation persisted on the Laurentian shore of Iapetus. Around the end of the Cambrian, the northern Laurentian belt underwent very intense alpinotype deformation and metamorphism (the Grampian orogeny) probably as a result of microcontinental collisions. Sedimentation continued elsewhere with relatively little disturbance until the end of the Silurian when continental collision between Laurentia and North Europe (already presaged by the merging of faunas in the late Ordovician) folded the Lower Palaeozoic sequences and, in a huge episode of magmatism and vulcanism, brought into existence the *North Atlantic Caledonides* and the wider *Old Red Continent*.

INTRODUCTION

(*) Le thème "Europe calédonienne", prévu dans le cadre du Colloque C⁶-Géologie de l'Europe, a dû être supprimé par suite de l'absence des contributions prévues de la part des spécialistes pressentis. Les auteurs du texte synthétique présenté ici, préparé pour la revue *Episodes*, ont bien voulu accepter que celui-ci soit également inséré dans l'ouvrage issu des travaux du Colloque pour suppléer à cette lacune. Qu'ils veuillent bien trouver ici les remerciements des éditeurs. Ceux-ci renvoient également, pour plus de détails, les lecteurs à l'ouvrage collectif récemment publié dans le cadre du P.I.C.G. n° 27: « Caledonian Appalachian orogen of the North Atlantic Region » (*Geol. Surv. of Canada, Paper 78-13*).

(**) Geological Institute, University of Bergen, 5014 Bergen (Norway).

(***) University of Sheffield, Sheffield S1 3JD (England).

(****) University College, Cork (Ireland).

(*****) Institute of Geological Sciences, London SW7 2DE (England).

During the Upper Proterozoic (mainly Upper Riphean and Vendian time) a belt of augmented sedimentation extended along the margin of the Laurentian continental plate consequent upon the opening of the Iapetus Ocean. On the opposite side of the ocean, end-Precambrian (Cadomian) disturbances folded and block-faulted the equivalent sedimentary and volcanic rocks marginal to the Fennoscandian continent. In the Cambrian a new belt of sedimentation and volcanic activity encroached on the eroded Cadomian fold-belt, while sedimentation persisted on the Laurentian shore of Iapetus. Around the end of the Cambrian, the northern Laurentian belt underwent very intense alpinotype deformation and metamorphism — the Grampian orogeny — probably as a result of microcontinental collisions. Sedimentation continued elsewhere with relatively little disturbance until the end of the Silurian when continental collision between

Laurentia and North Europe (already presaged by the merging of faunas in the late Ordovician) folded the Lower Palaeozoic sequences and, in a huge outbreak of magmatism and vulcanism, brought into existence the *North Atlantic Caledonides* and the wider *Old Red*

Continent. The North Atlantic Caledonides (fig. 1) were subsequently broken up by continental drift or isolated by epeirogenic sinking into five separate fragments: East Greenland, Svalbard, Scandinavia, the British Isles and Newfoundland. For geotectonic rea-

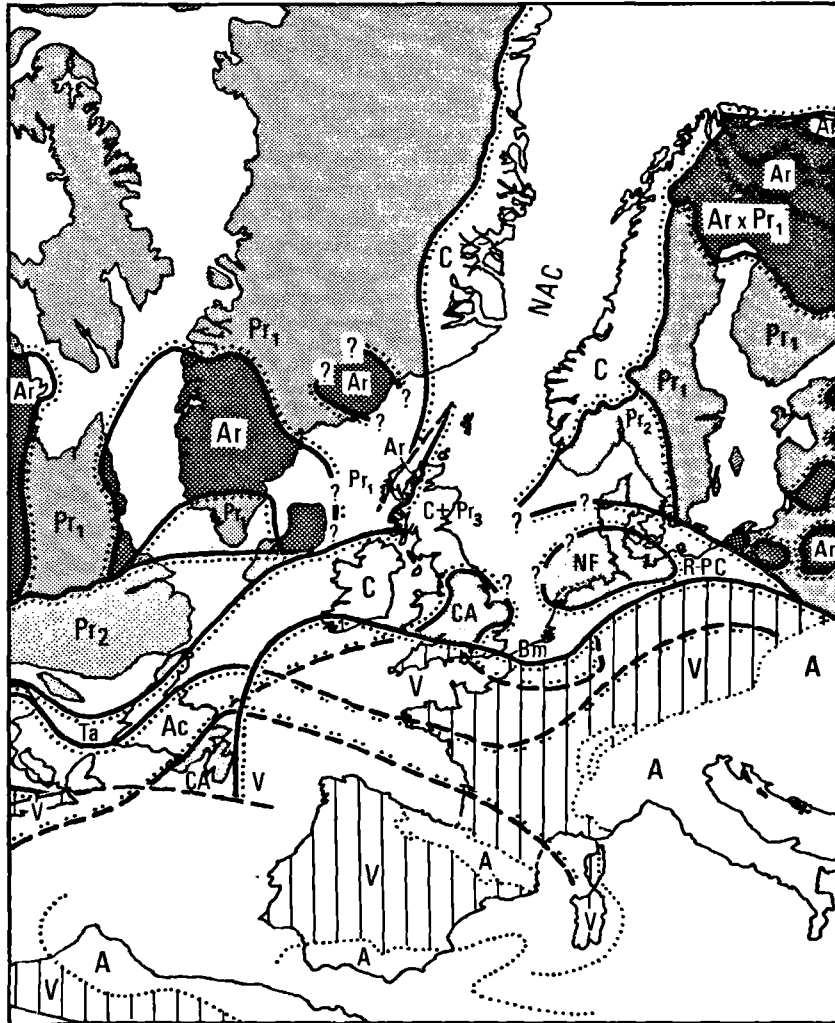


Fig. 1. — Exposed and concealed orogenic zones in the North Atlantic region plotted on a pre-Atlantic reconstruction. Dots are located on the younger sides of boundaries of orogenic zones; the latter are broken where overlapped by younger belts. The track of the future Alpine zone is shown.

Letter symbols used are: Ar, Archaean. — Pr₁, Early Proterozoic (Svecofenno-Karelidic, Hudsonian, Nagssugtoqidian, Laxfordian) orogenic zones. — Pr₂, Mid- to late Proterozoic (Grenvillian, Sveco-Norwegian, Dalslandian) orogenic zones. — Pr₃, Late Proterozoic (Morarian) orogenic zone in the Scottish Caledonides. — CA, Cadomian-Avalonian orogenic zone. — C, Caledonian. — NAC, North Atlantic Caledonides. — Ta, Taconic belt. — Ac, Acadian belt. — R-PC, Rügen-Pomeranian Caledonides. — NF, Norddeutsches Festland (median massif). — Bm, Brabant massif. — V, Variscan/Hercynian/Appalachian orogenic zones. — A, Alpine zone.

Based on Autran, Bogdanov, Bridgwater, Dadlez, Dewey, Dunning, Franke, Gafarov, Grant, Haller, Harland, Holtedahl, Jager, Lapinski, Lobatsh-Zhuchenko, Rast, Stockwell, Wills and Windley.

sons, the orthotectonic, alpinotype metamorphic Caledonides of Scotland, Ireland and Scandinavia are described as a unit (though they are not equivalent in age), followed by the non-metamorphic mediotype late Caledonides of Britain and Ireland. Then come the Caledonides of Greenland and Svalbard, essential to the understanding of the North Atlantic Caledonides, and lastly, the enigmatic and problematic Caledonides of central Europe, whose relationship to the North Atlantic Caledonides is obscure and which fit with the greatest difficulty into plate tectonic syntheses. Newfoundland is omitted purely for reasons of space.

I. — THE ORTHOTECTONIC CALEDONIDES OF THE BRITISH ISLES AND SCANDINAVIA (*)

The Caledonian metamorphic rocks of Scandinavia and the British Isles form the orthotectonic section of the north-east European Caledonides, and although separated only by the North Sea show interesting and fundamental differences in pattern and developmental history. In recent years considerable additions have been made to our understanding of large segments of this orthotectonic section, many of which are summarized in Tozer and Schenk (1978).

In our traditional view the Moine thrust belt of Scotland and the Scandinavian thrust-front are taken as respectively representing the northwestern and southeastern margins of the Caledonian orogenic belt. However, it is now considered that the major translations on the Moine Thrust took place in early to middle Ordovician times, whereas along the major part of the Scandinavian thrust front the major translation of nappes took place in late Silurian to earliest Devonian times. Thus the thrust fronts show different timing and represent major translations during different orogenic phases. The Moine Thrust represents the frontal thrust translations related to the Grampian orogenic phase (Late Cambrian/early Ordovician) and hence equating in time with the Finnmarkian (Sturt *et al.*, 1978) whose maximum expression is seen in northern Norway. In both the Grampian and Finnmarkian the major frontal movements appear to have been in the early Ordovician, though later reactivation probably occurred in both cases.

It is now known that the Caledonian development of the orthotectonic zone in Britain and Ireland was essentially completed during the Grampian. This stands in marked contrast to the Scandinavian orthotectonic zone where the structural/metamorphic development occurred in two distinctive cycles i.e. the Finnmarkian and the Main Scandinavian (late Silurian). Thus one is led to the consideration that the two segments had different geotectonic evolutionary patterns particularly during post Finnmarkian/Grampian development.

(*) by B.A. Sturt.

1) The Orthotectonic segment of the British Isles.

This represents the heartland of Caledonia, and as such many concepts concerning Caledonian orogenic evolution are based on studies made in these classic terranes. In recent years, however, new discoveries and re-assessments, both relating to internal relationships and possible geotectonic evolutionary models, have been made which must eventually lead to a radical revision of the significance of this orthotectonic segment.

The orthotectonic belt of Britain/Ireland has a clearly defined NNE/SSW trending thrust-front and consist essentially of two major lithostratigraphic units referred to as the Moine and the Dalradian. The Moine, for long regarded as a sub-Dalradian continental prism sequence of Late Precambrian age and probably the time-equivalent of the Torridonian clastic sequence of the foreland, is now known to be an extremely complex tectono-stratigraphic unit. In addition to the long-recognized "Lewisian Inliers" the Moines are now considered to contain at least two major sequences which have suffered different patterns of orogenic development. A considerable volume of evidence indicates the widespread presence of meta-sediments and gneisses which attained their initial metamorphic and structural development during the Grenville Orogeny around 1 000-1 100 Ma ago. Claims have also been advanced for the existence of a later Precambrian orogenic phase (the Morarian) around 700-800 Ma ago, though here the evidence is perhaps more tenuous (van Breemen *et al.*, 1978). The rocks unaffected by these events i.e. the younger Moines or Grampian Group, are now considered as a cover sequence to the older metamorphics which passes vertically upwards into the more varied shallow-water sequence of the Dalradian.

The Dalradian which spans the Precambrian-Cambrian boundary and which possibly extends up into the lowermost Ordovician was regarded, in early plate-tectonic models, as a continental rise prism built out from the edge of a developing Atlantic-type continental margin onto oceanic crust to the south (Dewey and Pankhurst, 1970). This is now considered unlikely as the sediments of the Upper Dalradian require a provenance area in continental crust lying to the south of the depositional basin (Harris *et al.*, 1978). This latter postulate is enhanced by the discovery of high-grade basement-type metamorphics as inclusions in the Carboniferous volcanic vents of the Midland Valley of Scotland and in Central Ireland, and by evidence from the L.I.S.P.B. seismic experiment (Bamford *et al.*, 1977) where the presence of high-velocity continental crust can be inferred at quite shallow levels beneath the Midland Valley. In an important recent article, Harris *et al.* (1978) interpret Dalradian sedimentation as having occurred in an ensialic, fault-controlled marginal basin. They analyse the sedimentation as recording several large-scale,

basin-deepening and shallowing sequences which record a progressive upward increase in tectonic instability.

The metamorphism, affecting the Dalradian, is essentially of the Barrovian type, though in NE Scotland a local development of lower pressure Buchan-type metamorphism is recorded. The age of metamorphism and attendant deformation is generally regarded as having occurred in earliest Ordovician times, an argument backed by a plethora of radiometric age determinations; though Williams (1978) points to a number of possible ambiguities in this postulate as does Phillips (*in Tozer and Schenk, 1978*) where diachronism in deformation is appealed to.

The structure of the Dalradian of Scotland and Ireland is dominated by alpine-type nappe tectonics with associated thrusting, and a recent proposal has been made where the rocks of the Banff Division of NE Scotland are regarded as lying in a major thrust nappe separated from the main Dalradian by Precambrian gneisses (Ramsay and Sturt, 1979). That the internal relations in the Dalradian are not simple is indicated by the recognition of Precambrian gneiss units within the sequence, in NW Mayo (Max and Sonet, 1979), the Ox Mountains (Pankhurst *et al.*, 1976) and in NE Scotland (Ramsay and Sturt, 1979).

Various attempts have been made to fit the orthotectonic segment of the British Isles into a general geotectonic evolutionary model which embraces also the Paratectonic zone. A particularly good example of this is seen in the article of Phillips *et al.* (1976). There are, however, still many uncertainties in such reconstructions certain of which will only be resolved when unambiguous palaeomagnetic data is available showing reasonably precise positioning of the British Isles during Lower Palaeozoic times.

2) The Scandinavian Segment.

A clearly defined southeastern foreland is seen to margin the Scandinavian Caledonides, with a thin autochthonous sedimentary sequence overlying the crystallines of the Baltic Shield. This sequence is generally of Late Precambrian to Cambrian age, locally extending upwards into the Upper Ordovician in Central Jämtland. The orthotectonic Section of Scandinavia is dominated by extensive thrust nappes which involved very considerable lateral translations, probably in excess of 600 km (Gee, 1978). Large basement windows are exposed in a series of great culminations arching the nappe piles. It can be shown (Tozer and Schenk, 1978) that the nappe sequences are complex and contain, in addition to Caledonian metamorphics, considerable developments of Precambrian sialic gneisses and probably also of Precambrian metasediments. In addition it has recently been established that considerable fragments of obducted oceanic crust expressed as ophiolites, occur within the nappe sequence (Furnes *et al.*, 1979).

The orthotectonic evolution of the Scandinavian Caledonides occurred in two major orogenic cycles - namely the Finnmarkian and the Main Scandinavian Phases. The Finnmarkian has its type area in northernmost Norway (Sturt *et al.*, 1978) where it impinges directly onto the autochthon and is truncated by later nappes belonging to the Main Scandinavian cycle. The Finnmarkian involved the emplacement of a series of nappes which contain distinctive basement-cover couplets, and the timing of orogenic metamorphism apparently spanned from Late Cambrian into Early Ordovician times. The metamorphism was entirely of the medium pressure Barrovian type with a general increase in grade upwards through the nappe pile. The basement gneiss elements bear evidence of considerable through variable degrees of Caledonian reworking though locally stratigraphic unconformities with the overlying Caledonian sediments are preserved. In the West Finnmark region the important though highly unusual synorogenic magmatism of the Seiland Province is found with a large number of layered gabbro plutons with varied parent magmas, ultramafic plutons and alkaline complexes. The Finnmarkian Nappe Complex in truncated by Main Scandinavian nappes of the Lyngen district (Zwaan and Roberts, 1979), and south of this is now incorporated as a basement element during the Main Scandinavian evolution.

It has recently been realized that there was an extensive involvement of oceanic crust in the framework of the Scandinavian Caledonides (Furnes *et al.*, 1979). Large fragments of probable oceanic crust are located along the western part of Scandinavia from Karmøy in the south to the Lyngen peninsula in the north. These include the virtually complete ophiolites of Karmøy (Sturt *et al.*, 1979) and Leka (Prestvik, 1979) and a large number of less complete fragments. Stratigraphic evidence from the Støren Ophiolite, of the Trondheim region, suggests that ophiolite obduction occurred in pre-Middle Arenig times, though due to the lack of faunal control the obduction of the other fragments cannot be dated more precisely than sometime prior to Middle/Upper Ordovician. The probable timing of ophiolite obduction, however, appears to fit quite well with that of the Finnmarkian orogenic phase. The implications of this are profound and point to major ophiolite obduction more or less contemporaneous with the thrusting, folding and metamorphism of the Finnmarkian continental prism. This pattern appears to correlate well with the major ophiolite obduction in western Newfoundland and the deformation and metamorphism of the Fleur de Lys continental prism (Williams, 1978).

A major feature emerging in the western part of the orthotectonic zone is the widespread evidence for a major tectono-metamorphic hiatus marked by uplift, deep-seated erosion and deposition of transgressive continental or shallow marine deposit in the Ordovician. Though with the exception of parts of the Trondheim region there is no precise stratigraphic evidence for

placing the hiatus more exactly than Pre-Upper Ordovician. It is obviously important to obtain precise stratigraphic evidence for the transgression in different regions.

Post-dating Finnmarkian orogenesis and ophiolite obduction, major sedimentary basins were established often characterized by essentially shallow marine or even continental deposits, though regions of thick deep-marine infill occur. Evidence for continued evolution of the westward Iapetus is recorded in the patterns of volcanic island arc and marginal back-arc basin development in early to mid-Ordovician times, this being particularly well illustrated in the Trondheim region (Furnes *et al.*, 1979). No clear evidence is yet available, however, to indicate ophiolite obduction during the Main Scandinavian orogenic phase. The major thrusting, accounting for the present-day distribution of the major post-Finnmarkian nappes, occurred in late Silurian times, though evidence is available that this continued through into post-Iludlow or even post-Downtonian times (Gee, 1978: *in* Tozer and Schenk, 1978). The metamorphism is again essentially of the medium pressure Barrovian type though local areas of low pressure Abukuma Plateau-type metamorphism occur in the southern part of the Trondheim region (Guezou, 1977). The timing of the peak of orogenic metamorphism now has reasonable stratigraphic and geochronological control and can be seen to be essentially Wenlockian in age and essentially prior to final nappe emplacement.

One of the great unresolved problems of the Main Scandinavian phase nappes lies in defining the provenance area of great crystalline sheets high in the nappe sequence in southwestern Norway, e.g. the Jotunheim and Hardanger-Ryfylke nappe systems. This is of obvious importance in any consideration leading to a geotectonic evolutionary model, especially when it has been shown that nappe units high in sequence in the East Greenland Caledonides bear similar high grade Precambrian sialic crystallines (Higgins, 1976).

Thus we can turn to look at the differences in the evolutionary pattern of the British/Irish and the Scandinavian orthotectonic belts. Firstly, we can note the similarity of timing of the Grampian and Finnmarkian orogenic episodes. The Dalradian, however, was deposited in a marginal basin, whereas the time equivalent sequences of Scandinavian developed as a continental prism margining a major ocean as indicated by the substantial obduction of oceanic crust on to the Scandinavian margin in early Ordovician times. During Ordovician times the metamorphic Caledonides of the British/Irish area ceased to be an orthotectonic belt and the tectonics were dominated by vertical uplifts. In the western part of the Scandinavian orthotectonic belt major transgression occurred in the Ordovician and new basinal sequences were deposited on the eroded relics of the Finnmarkian belt, with evidence for island arc development and back arc spread-

ing. The orogenic activity of the Main Scandinavian Phase with its extensive southeasterly nappe translations, folding and metamorphism, and in part basement reactivation is not evidenced in the British/Irish orthotectonic belt which in late Ordovician and Silurian times could not have been part of the actively evolving orogenic belt. This leads one to point to the enigmatic position of the Caledonian nappe sequences of Shetland, which lies north of the British orthotectonic zone and on the same latitude as the Bergen area. Shetland in part comprises a sequence of nappes which contain a possible major ophiolite slab, and indeed Flinn (1956) has likened the tectono-stratigraphic sequence of Shetland to that of the Bergen-Jotun section. It is of interest that Shetland has been ignored in almost all geotectonic reconstructions for both the British Isles and Scandinavia. Here obviously lies an important and crucial area for furthering the understanding of Caledonian development in the north-east Atlantic area.

3) Conclusion.

The conclusion must be that considerable work is still to be done before meaningful models, which successfully integrate the patterns of geotectonic evolution of the NE Atlantic Caledonides, can be accomplished. Perhaps one can present a plea for a new round of carefully designed palaeomagnetic studies to enable a precise palaeogeographic positioning to be made of the various segments of the British Isles and Scandinavia during Lower Palaeozoic evolution.

II. — THE NON-METAMORPHIC CALEDONIDES OF GREAT BRITAIN (*)

Six geotectonic zones of general NE trend can be recognised in the paratectonic Caledonides of Britain (fig. 2). The characteristics of these zones as developed in mainland U.K. are outlined below; their Irish extensions are considered by P.M. Brück in a subsequent section.

1) Midland Valley.

This post-Caledonian graben is bounded to the NW by the Highland Border Fault which is traditionally taken as the southern limit of the orthotectonic Caledonides. However, deep seismic investigations (Bamford *et al.*, 1978) and studies of basement xenolith suites in Carboniferous volcanic necks (Graham and Upton, 1978) have shown that Lewisian-type basement in granulite-facies extends southwards beneath the Midland Valley. It is probably overlain by a southerly thinning wedge of low grade but intensely

(*) by N.J. Soper.

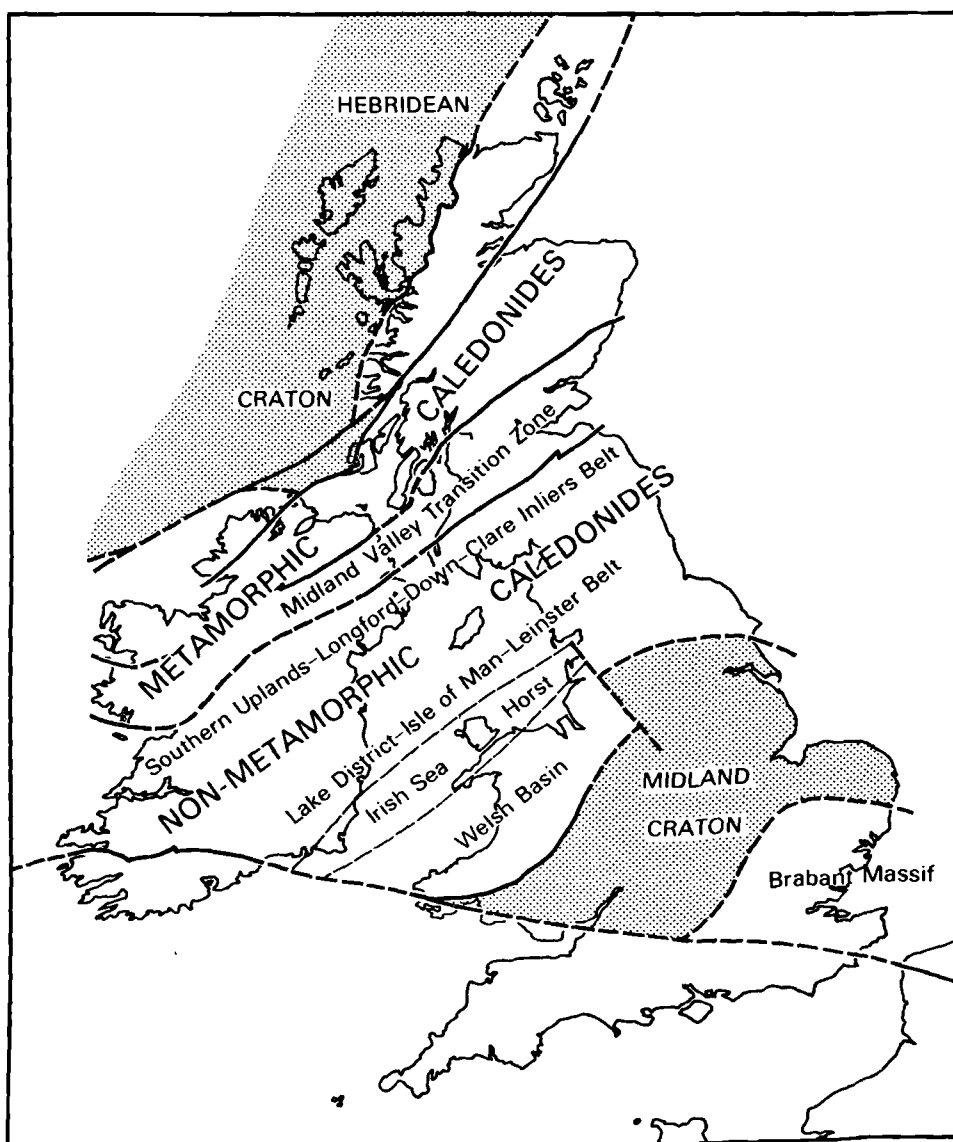


Fig. 2. — Main structural units of the British Caledonides.

deformed Dalradian metasediments, mantled by a weakly deformed cover of mainly marine Silurian and continental early Devonian clastics. The Southern Uplands Faults limits this zone to the south; north of the fault is located the early Ordovician Ballantrae complex, an ophiolite-amphibolite-olistostrome association disrupted by NW-directed thrusting, which figures prominently in plate tectonic reconstructions of the Caledonides.

2) **Southern Uplands.**

This area is inferred to be underlain by continental basement, nowhere exposed, but characterised by seismic velocities more characteristic of the "Pentevrian-type" deep basement of the north of England than of the Lewisian to the north. The exposed cover succession consists of late Ordovician-early Silurian deep water (perhaps oceanic) Moffat Shales overlain

by thick Silurian flysch. Recent structural reinterpretation of the area between the Southern Uplands Fault and the Ettrick Valley Fault (Weir, 1979) indicates imbricate stacking of the cover sequence on a series of listric faults which were propagated sequentially towards the SE during later Ordovician and Silurian time. South of the Ettrick Valley Fault, which is thought to represent a fundamental plane of decollement, the Silurian rocks show rather intense multiphase folding, associated with strike faulting but little cleavage.

3) Lake District - Isle of Man.

The north of England is apparently floored by "Pentevrian-Cadomian-type" deep basement, below which the Moho, at about 30 km, is particularly shallow. The exposed succession starts with about 4 km of late Cambrian - early Ordovician turbidites, the Manx and Skiddaw Slates. Recent work has shown that volcanicity (previously thought to have been confined essentially to Llandeilo time) occurred throughout the Ordovician - submarine and tholeiitic at first, but with thick calc-alkali subaerial piles built up, weakly deformed and eroded by Ashgill time. Thin transgressive carbonate and clastic sequences of late Ordovician age were followed by several kilometres of Silurian turbidites. The major tectonic evolution of the area took place rather abruptly in end-Silurian time, with the imposition of cleavage, associated with polyphase folding, to form an arcuate slate belt convex to the NW. Granite plutons, emplaced at about this time, coalesced with subvolcanic intrusions of Ordovician age to form the granitic foundation of the Lake District and the density contrast between these intrusions and their country rocks has exercised a major control on the subsequent tectonic and sedimentary history of the whole region.

4) Irish Sea Horst.

Pre-Caledonian metasediments of the Mona Complex, with their gneissic foundation, are thought to have formed a positive region trending SW through Anglesey in early Palaeozoic time. The principal evidence for this — the absence of Cambrian rocks in Anglesey in contrast to their thick development on the mainland and the north-westerly Arenig overstep of Cambrian and earlier formations — has now been weakened. A major part of the Mona "Bedded Series" (including the Gwna olistostromes) is found to be of Cambrian age (Muir *et al.*, 1979) and structural re-evaluations show that much of the multiphase deformation and metamorphism previously assigned to the Cadomian is Caledonian (Barber and Max, 1979).

5) Welsh Basin.

Long regarded as a classical geosyncline this area is still seen to comprise an ensialic basin filled by a thick sequence of dominantly shallow marine clastic

and volcanic rocks of latest Precambrian (Arvonian) to Silurian age. Although strain studies have indicated that the sequence is thinner in certain areas than previously supposed, it is probably in excess of 10 km where bolstered by volcanic piles. These latter are dominated by acid, often ignimbritic volcanoclastics and range in age from latest Precambrian (Arfon) through Arenig-Llanvirn (Cader Idris) to Caradoc (Snowdon). The volcanic outbursts were preceded by crustal updoming, followed by erosional overstep. Thick Silurian flysch was deposited immediately before orogenic deformation converted the region into a slate belt. In detail the tectonic pattern is more complex than that of the Lake District and the strain diminishes markedly towards the SE margin where, in the Welsh Borders, there is a sedimentary transition up into continental Devonian. The main deformation appears, as in the Lake District, to have been imposed in end-Silurian or early Devonian time; recent suggestions (Davies and Cave, 1978) that the cleavage is an early diagenetic feature associated with primary dewatering of sediments have not met with acceptance. In contrast to the Lake District and Southern Uplands, no major Caledonian granites are found in this region at the present level of exposure, although subvolcanic and hypabyssal intrusions are widespread.

6) Midland Craton.

The Welsh Basin is flanked to the SE by this apparently isolated cratonic area which is characterised by thinner "shelf" sequences of weakly deformed Lower Palaeozoic strata. The accessible sub-Cambrian rocks comprise retrograded gneiss remnants of probable late Proterozoic age and a varied cover sequence dominated by coarse clastics and acid volcanics which suffered considerable deformation and disruption, but minimal metamorphism in latest Precambrian time.

Plate Tectonic Interpretation.

It is widely accepted that a plate tectonic hypothesis which involves the creation and destruction of a major ocean (Iapetus) provides the only adequate uniformitarian interpretation of the Caledonide orogen. Evidence for the existence of Iapetus is provided by the provinciality of Cambrian and early Ordovician shelly faunas, but few surviving fragments of oceanic lithosphere have been identified with certainty and the palaeomagnetic data from the opposing plates are insufficiently precise to define the width of the ancient ocean. The strongly contrasting physical nature and age of stabilisation of the deep basement to the north and south of the Southern Uplands places the boundary between the Laurentian and Afro-Asian plates somewhere in that region; tectonic style and aeromagnetic "grain" change abruptly at the Solway Line and this is now regarded as the most likely site of the Iapetus suture. The climactic tectonism that affected the non-metamorphic Caledonides in end-Silurian time

can only be seen as a massive conversion of kinetic energy into work : collision-type orogeny.

Beyond these basic points, the details are far from clear. In particular the geometry and timing of subduction are matters of continuing speculation because the evidence is permissive rather than critical. The multitude of hypotheses put forward over the last decade cannot be reviewed here, but consensus views are emerging. It is widely agreed that northerly subduction occurred in Ordovician time along a line approximating to the Southern Upland Fault ; that the imbricate structure of the central Southern Uplands results from the accretion of a flysch wedge on to the northern continental margin ; that the Ballantrae complex represents oceanic lithosphere obducted northwards ; and that southerly subduction took place in the Ordovician beneath the Lake Districts. An earlier phase of northward subduction has been invoked to account for the Grampian Orogeny in the metamorphic Caledonides and southward subduction at the Solway Line to explain the distribution of volcanicity not only in the Lake District but in Wales ; both are acceptable working hypotheses. The recently proposed idea that the end of subduction is marked by the cessation of volcanicity is less acceptable : it implies that no significant subduction occurred in the Silurian. The corollary, that the cessation of volcanicity indicates the moment of collision, is refuted by evidence from the Lake District where volcanicity terminated in the Ashgill to be followed by a period of quiescence in the early Silurian. Even wilder speculations — for example the proposed 960 km wrench displacement on the Solway Line (Phillips *et al.*, 1976) — have no foundation. Nonetheless collision, in the general case, is likely to have been diachronous and oblique, and to have generated non-coaxial strains and wrench displacements.

III. — THE NON-METAMORPHIC LOWER PALAEOZOIC ROCKS OF IRELAND (*)

The Lower Palaeozoic sequence on the north-western side of the Iapetus Suture in Ireland (Phillips *et al.*, 1976) is essentially an extension of the Scottish Southern Uplands. Its main developments are in Longford-Down, Tyrone, Mayo, Galway and the northern central inliers. The oldest rocks occur in the north. They comprise at the base, in the west of Ireland, a thick succession of lower and middle Ordovician volcanics. These pass up into upper Ordovician turbidites with cherts, slates and volcanics developed chiefly in Longford-Down. In Mayo and Galway Silurian shelf rocks and turbidites rest unconformably on older strata. In Longford-Down the Silurian is thick, conformable, and turbiditic. The structure is

(*) by P.M. Brück.

complex and similar to that of the Scottish Southern Uplands.

The succession southwest of the Iapetus Suture is comparable with that in the Lake District. The principal outcrop is in Leinster ; other areas are the eastern and southern central inliers. In Leinster the rocks range upwards in thick, continuous and discontinuous sequences, from Lower Cambrian to Llandovery and in Slievenamon from Upper Cambrian to Wenlock. In the eastern inliers both Ordovician and Silurian sequences occur, while the western Lower Palaeozoics are entirely Silurian. Sandstone and siltstone turbidites dominate all the successions. There are also important volcanics, particularly of upper Ordovician age in Leinster, lower-upper Ordovician age in the eastern inliers, and Wenlock in Dingle in the southwest. The structure is seen as major and minor upward facing folds with a variably developed cleavage generally dipping steeply to the southeast.

IV. — CALEDONIDES OF E AND N-GREENLAND AND SVALBARD (*)

E-Greenland.

The E-Greenland Caledonian orogen occupies a 50-200 km wide tract between the coast and inland ice from 70° N to 82° N. The tectonic trend is roughly N-S and the western margin is overthrust. Much of the belt is composed of gneiss complexes. In the south the Flyverfjord infracrustal complex has yielded Archaean isotopic ages (c 3 000 - 2 300 Ma) and is overlain by a cover sequence (the Krummedal supracrustals) which underwent orogenic deformation in mid-Proterozoic time (c 1 245 - 1 000 Ma). Between 72° N and 74° N gneisses form involuted domes and mushroom shapes mantled by metasediments which in the classic interpretations of Backlund, Wegmann and Haller were regarded as Caledonian migmatite fronts. Recent research (Higgins, 1976) favours an origin in the multiphase interfolding of basement gneiss and later cover, and this is supported by early Proterozoic (c 2 000 - 1 700 Ma) isotopic ages on the gneisses. The region is evidently the site of an extensive early Proterozoic mobile belt. An obvious comparison can be drawn between the three pre-Caledonian orogenic cycles of E-Greenland and the Scourian, Laxfordian and Grenville - Moravian of the Scottish region, some 600 km to the south on a pre-Atlantic reconstruction.

Between 76° N and 81° N a thick sedimentary sequence previously referred to as Thule Group (from an assumed correlation with the Thule Group *sensu stricto* of NW Greenland, not now accepted) is affected by Proterozoic open folding assigned to the Carolinide orogeny. Gneisses between 76° N and 78° N

(*) by N.J. Soper.

were thought to result from a Carolinian phase of crustal reworking. A sample from these gneisses has yielded an Archaean age and this throws doubt on the orogenic status of the Carolinides.

Late Proterozoic sedimentation was widespread. In the north the Hagen Fjord Group attains 5 km in thickness. In the south of the fold belt the Eleonore Bay Group comprises a lower 8 km sequence of deltaic and fluvial quartzites and shales, rather reminiscent of the Grampian Group of the Scottish Dalradian, and an upper 4 km which contains stromatolitic carbonates, extends into the late Riphean, and has similarities to the Appin Group. The whole sequence is non-flyschoid and previous reports of an ophiolite complex towards the base are erroneous. The Eleonore Bay Group is followed with slight unconformity by the Tillite Gp. (< 1 km), of Vendian age, which can reasonably be associated with other late Proterozoic tillite sequences in the N Atlantic region. About 3 km of Lr. Cambrian to M. Ordovician platform carbonates with a Pacific fauna follow; *Skolithos* quartzite is known from erratics. These Palaeozoic sediments bear a close similarity to shelf successions of Durness and W Newfoundland. Flyschoid basinal sequences of this age are unknown in E-Greenland.

Caledonian deformation is less intense than previously supposed and generally takes the form of open N - S folding in the cover, large scale westerly-directed thrusting in the basement gneisses and along the western margin. Metamorphism of the cover is only significant in the lower part of the Eleonore Bay Group but reaches amphibolite-facies in the pre-Caledonian basement gneisses where it is often sufficiently intense to reset Rb-Sr mineral, but not whole rock systems. Mineral ages suggest stabilisation in the time span from late Ordovician to early Devonian in different areas. Granitic intrusives, mainly confined to the southern half of the fold belt have, in the few examples dated, given Ordovician ages. There are very thick late orogenic intermontane molasse deposits of M. and U. Devonian age.

N-Greenland.

An E-W trending Caledonian fold belt occupies northernmost Greenland (N of 83° N) and continues into the Canadian Arctic Archipelago as the Franklinian mobile belt. South of the fold belt in Greenland and undeformed platform sequence consists essentially of late Proterozoic - "Eocambrian" silicoclastic sediments, Lr. Cambrian - Silurian shelf carbonates and late Silurian flysch. The platform carbonates pass rapidly northwards into basinal arkosic and calcareous turbidites. The shelf edge was defined by E - W syndimentary faults which migrated progressively southwards through early Palaeozoic time. The fold belt coincides approximately with the flysch basin and its southern margin is quite abrupt but unthrust. Multi-phase folds verge northwards and intensify in that direction, with the appearance of schistosity and an

increase in metamorphic grade to amphibolite-facies on the north coast. A Tertiary thrust zone with greenschist-facies mylonisation terminates the fold belt to the north, below which are late Palaeozoic sediments and late Mesozoic volcanics (Kap Washington Group). The major tectonic evolution of the fold belt is believed to be Caledonian although the oldest cover rocks recorded are U. Carboniferous or Permian; no Devonian cover has been identified in the region. Basement gneiss is not involved in the fold belt at the level exposed, but amphibolite-facies gneiss xenoliths are recorded from volcanic necks. There are no Caledonian plutonic rocks.

Svalbard.

Although pre-Atlantic reconstructions place Svalbard in juxtaposition to the Wandel Sea shelf, where the projected trends of the E and N Greenland fold belts meet, the geology of Svalbard throws little light on the interrelationship of these belts. The Hecla Hoek sequence has Cambro-Ordovician carbonates with Pacific faunas at the top and ranges down through tillites and further carbonates into an enormously thick, largely volcanogenic clastic sequence whose metamorphic grade increases with depth. The upper part has closer similarities to the Upper Eleonore Bay and later sediments of E Greenland than to the N Greenland flysch belt, and Svalbard may, according to some reconstructions, have been much closer to E Greenland in late Proterozoic - early Palaeozoic time.

V. — CALEDONIAN FOLD-ZONES PERIPHERICAL TO THE NORTH ATLANTIC CALEDONIDES (*)

The extent and degree of Caledonian folding on the Continent of Europe SE of the North Atlantic Caledonides and SW of the East European platform are difficult to determine. There are some quite unequivocal Caledonian fold-zones such as the Brabant "Massif", the Ardennes massifs, and the Rügen-Pomeranian belt under the North German-Polish plain; there are regions such as the Sudeten in which the existence of Caledonian orogenesis has been vigorously disputed and even discounted; and there are those parts of the Bohemian Massif, the Alpine massifs and crystalline nappes, the Schwarzwald, Vosges and Massif Central which have given abundant Rb-Sr isochron ages in the Caledonian range 350-500 Ma, reputedly dating high-grade metamorphic and magnetic events (Jager, 1977).

Autran and Guillot (1977, fig. 4) have devised a pre-Atlantic reconstruction showing a Caledonian (essentially Acadian) metamorphic belt extending from the Massif Central through Newfoundland into the

(*) by F.W. Dunning.

Appalachians. The same belt presumably spreads out eastwards to the Bohemian Massif and the Alpine zone as shown in fig. 1. If this is a real Caledonian orogenic belt — good stratigraphical evidence seems only to exist in the northwestern Massif Central (Limousin) — it must constitute some sort of “Pan-African” type internides to all the external Caledonian fold-zones to the north, i.e. Brabant, Ardennes and Rügen-Pomerania. On presently available evidence, it is not possible to connect the Brabant-Ardennes fold-zone across north Germany to the Rügen-Pomeranian Caledonides. In fact, the clear discordance between the strongly folded Lower Palaeozoic and the Devonian (Gedinnian) in the Ardennes massifs cannot be traced eastwards into the Rheinische Schiefergebirge; neither can the discordance between folded Silurian and Givetian in the Brabant Massif be traced westwards beyond the Région du Nord in NE France. The Brabant massif apparently extends into the region

north and south of the Thames Estuary in SE England. Whether there is a further connection with the NW British Caledonides on land, via the *East Midlands Caledonian Aulacogen* of Evans (1979), or off the coast of East Anglia via the *Mid-North Sea Geosyncline* of Wills (1978), is difficult to prove or disprove on the scant borehole evidence.

The Rügen Pomeranian Caledonides situated along the Tornquist line at the SW boundary of the East European Platform comprise an 8-10 km thick Ordovician-Silurian miogeosynclinal sequence (Dadlez, 1974) strongly overfolded towards the Platform. Under the name of “Danish-Polnische Tafelrandsenke” (Franke, 1977) it may traverse N. Denmark. The big question then is whether or not it crosses the North Sea to connect with the nonmetamorphic Caledonides in Britain. This latter geotectonic unit comprising thick volcanic and flyschoidal formations characterised by mediotype folding is unrepresented in Scandinavia.

REFERENCES

- 1) AUTRAN A. and GUILLOT R.A. (1977). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin (Massif Central Français) au Paléozoïque; relation entre les cycles calédonien et varisque. *In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 211-226.*
- 2) BAMFORD D., NUNN K., PRODEHL C. and JACOB B. (1977). — LISPB III Upper crustal structure of northern Britain. *J. geol. Soc. Lond., n° 133, p. 481-488.*
- 3) BAMFORD D., NUNN K., PRODEHL C. and JACOBS B. (1978). — LISPB IV. Crustal structure of northern Britain. *Geophys. J.R. astr. Soc., t. 54, p. 43-60.*
- 4) BARBER A.J. and MAX M.D. (1979). — A new look at the Mena complex. *J. Geol. Soc. Lond., n° 136, p. 407-432.*
- 5) DADLEZ R. (1974). — Tectonic position of western Pomerania (northwestern Poland) prior to the Upper Permian. *Instytut Geol. Biuletyn, vol. 274, p. 49-87.*
- 6) DAVIES W. and CAVE R. (1976). — Folding and cleavage determined during sedimentation. *Sedimen. Geol., vol. 15, p. 89-133.*
- 7) DEWEY J.F. and PANKHURST R.J. (1970). — The evolution of the Scottish Caledonides in relation to their isotopic age pattern. *Trans. R. Soc. Edinb., vol. 68, p. 361-389.*
- 8) EVANS A.M. (1979). — The East Midlands aulacogen of Caledonian age. *Mercian Geol., vol. 7 (1), p. 31-42.*
- 9) FLINN D. (1959). — On certain geological similarities between northeast Shetland and the Jotunheim area of Norway. *Geol. Mag., vol. 96, p. 473-481.*
- 10) FRANKE D. (1977). — Palaeogeographie and tectonic development of the external zones of the central European Variscides and their northern foreland *In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 515-529.*
- 11) FURNES H., ROBERTS D., STURT B.A., THON A. and GALE G. (1979). — Ophiolite fragments in the Scandinavian Caledonides. *Proc. Int. Ophiolite, Conf. Cyprus (in press).*
- 12) GEE D.G. (1978). — Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics, vol. 47, p. 393-419.*
- 13) GRAHAM A.M. and UPTON B.G.J. (1978). — Gneisses in diatremes, Scottish Midland Valley: petrology and tectonic implications. *J. Geol. Soc. Lond., vol. 135, p. 219-228.*
- 14) GUEZOU J.G. (1977). — Histoire paléozoïque d'un segment central des Calédonides Scandinaves internes. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam., vol. 19, p. 453-470.*
- 15) HARRIS A.L., BALDWIN C.T., BRADBURY H.J., JOHNSON H.D. and SMITH R.A. (1978). — Ensialic basin sedimentation: the Dalradian Supergroup. *In Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent areas (Ed. Bowes D.R. and Leake B.E.) Seel House Press, Liverpool.*
- 16) HIGGINS A.K. (1976). — Pre-Caledonian metamorphic complexes within the southern part of the East Greenland Caledonides. *J. Geol. Soc. Lond., vol. 132, p. 289-305.*
- 17) JAGER E. (1977). — The evolution of the central and west European continent. *In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 227-239.*

- 18) MAX M.D. and SONET J. (1979). — A Grenville age for pre-Caledonian rocks in NW Co Mayo, Ireland. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p. 379-382.
- 19) MUIR D.D., BLISS G.M., GRANT P.R. and FISHER M.J. (1979). — Palaeontological evidence for the age of some supposedly Precambrian rocks in Anglesey, North Wales. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, p. 61-64.
- 20) PANKHURST R.J., ANDREWS J.R., PHILLIPS W.E.A., SANDERS I.S. and TAYLOR W.E.G. (1976). — The age and structural setting of the Slieve Gamph igneous complex, Co. Mayo, Eire. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 132, p. 324-327.
- 21) PRESTVIK T. (1979). — A Caledonian ophiolite complex of Leka, north central Norway. *Abstr. Int. Ophiolite. Sym. Nicosia-Cyprus* (in press).
- 22) PHILLIPS W.E.A., STILLMAN C.J. and MURPHY T. (1976). — A Caledonian plate tectonic model. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 132, p. 579-609.
- 23) RAMSAY D.M. and STURT B.A. (1979). — The status of the Banff Nappe: a preliminary re-interpretation. The Caledonides of the British Isles Reviewed (in press).
- 24) STURT B.A., PRINGLE I.R. and RAMSAY D.M. (1978). — The Finnmarkian phase of the Caledonian Orogeny. *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 135, p. 597-610.
- 25) STURT B.A., THON A. and FURNES H. (1979). — The Karmøy ophiolite, southwest Norway. *Geology*, vol. 2, p. 316-320.
- 26) TOZER E.T. and SCHENK P.E. (Eds.) (1978). — Caledonian-Appalachian orogen of the north Atlantic region. *Geol. Surv. Canada*, Paper 78-13.
- 27) VAN BREEMEN O., HALLIDAY A.N., JOHNSON M.R.W. and BOWES D.R. (1978). — Crustal additions in late Precambrian times. In Bowes and Leake (Eds.) Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. *Geol. J. Spec. Issue*, vol. 10, p. 81-106. Seel House Press. Liverpool.
- 28) WILLIAMS H. (1978). — Geological development of the northern Appalachians: its bearing on the evolution of the British Isles. In Bowes and Leake (Eds.) Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. *Geol. J. Spec. Issue*, vol. 10, p. 1-22. Seel House Press. Liverpool.
- 29) WILLS L.J. (1978). — A paleogeological map of the Lower Palaeozoic floor below the cover of Upper Devonian, Carboniferous and later formations with inferred and speculative reconstructions of the Lower Palaeozoic and Precambrian outcrops in adjacent areas. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, vol. 8.
- 30) ZWAAN K.B. and ROBERTS D. (1978). — Tectono-stratigraphic succession of the Finnmarkian Nappe sequence, North Norway. *Norg. geol. Unders.*, vol. 343, p. 53-72.



Thème II

Les grandes régions varisques

L'Europe varisque saxo-thuringienne et rhéno-hercynienne.

S.C. Matthews, J.J. Chauvel, M. Robardet. — **Variscan Geology of Northwestern Europe.**

H.J. Behr, O.H. Walliser, K. Weber. — **The development of the Rheno-hercynian and Saxo-thuringian zones of the mid-European Variscides.**

Les régions internes de l'édifice varisque

A. Autran, J. Cogné. — **La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne.**

P. Fluck, R. Maass, J.F. von Raumer. — **The Variscan units east and west of the Rhine Graben.**

Les régions varisques d'Europe méridionale et méditerranéenne

M. Julivert, F.J. Martinez, A. Ribeiro. — **The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt.**

R. Bourrouilh, T. Cocozza, M. Demange, M. Durand-Delga, S. Gueirard, G. Guitard, M. Julivert, F.J. Martinez, D. Massa, R. Mirouse, J.B. Orsini. — **Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée.**

Variscan Geology of Northwestern Europe

by S.C. MATTHEWS (*), J.J. CHAUVEL (**) and M. ROBARDET (**)

Résumé. — La géologie du Devon et de la Cornouaille a beaucoup de points communs avec celle du massif Schisteux Rhénaux : mêmes tendances générales de la sédimentation, présence de volcanismes synchrones. Toutefois, le Sud des Iles Britanniques doit être considéré comme un bassin, contrôlé par des fractures actives depuis le début du Dévonien et où les discontinuités intenses ont joué un rôle important lors des phases de compression.

En Bretagne, les formations paléozoïques reposent sur un socle protérozoïque traversé de plutons granitiques et granodioritiques. La transgression paléozoïque, commencée au Cambrien inférieur, n'a atteint son plein développement qu'au Llanvirn. Dans les domaines Domnonéen, Mancellien et Centre-Armoricain, les formations antérieures au Carbonifère doivent être rapprochées de celles du centre de la Péninsule Ibérique. Le domaine Ligérien est beaucoup plus complexe et montre, dans sa partie Sud, de nettes affinités bohémiennes. Dans toutes ces séries, aucun fait ne permet de mettre en évidence des traces d'une activité tectonique calédonienne.

La première trace de l'orogénèse varisque se traduit par des lacunes de sédimentation et des volcanismes aériens qui, suivant les régions, prennent place entre le Dévonien moyen et le Dinantien (phase bretonne). La sédimentation carbonifère, temporairement troublée par les événements mineurs de la phase sudète, est interrompue, au début du Westphalien, par la phase majeure de l'orogénèse varisque (phase de l'Erzgebirge).

Abstract. — The geology of Devon and Cornwall has many features in common with the geology of the Reinisches Schiefergebirge: same general tendencies in the stratigraphic succession, same ages, character and distribution of the vulcanism. However, Southwest England may be regarded as a fault-controlled basin whose fractures were active from early Devonian time and where built-in discontinuities had an influence during the compressional phase.

In the Armorican Massif, the Paleozoic formations rest unconformably on a Proterozoic basement intruded by granitic and granodioritic plutons. The Paleozoic transgression started during the Lower Cambrian time and was not achieved until the Llanvirn.

In the Domnonian, Mancellian and mid-Armorican "domains" the pre-Carboniferous succession has many similarities with the central Iberian region. The Ligerian domain presents a number of problems and shows, in its southern part, Ordovician and Devonian faunas of Bohemian character. The pre-Carboniferous succession produces not one piece of evidence to justify reference to any Caledonian tectonic episode.

The first events in the Variscan orogeny took place in the mid-Devonian to Dinantian range of time. This "Bretonic phase" produced more or less strong tendencies toward emergence and subaerial vulcanism. The Carboniferous sedimentation was only disturbed by a reactivation of the tectonic and volcanic activities in the course of the Visean (Sudetic phase). All of these successions, up to and including basal Westphalian, were folded by the major episode of the Variscan orogeny.

I. — INTRODUCTION

The area under discussion here has relatively old rocks in Brittany and Normandy, in the Channel Islands, in the Ardennes and in the Brabant Massif. The northern part of the Variscan fold belt is normally discussed in terms of the character of the late Palaeo-

zoic rocks found to the east of these massifs (Rheinisches Schiefergebirge, Harz and areas southeastward from there), to the west and northwest (southwest England, southern Ireland) and in northwest France where, as in central Europe, it has long been clear that pre-Devonian rocks became involved in Variscan tectonic events.

Central Europe, the region from which many of the most informative insights into Variscan geology have arisen, is the subject of a paper in the present volume (Behr, Walliser and Weber). There follows a

(*) University of Bristol.

(**) Centre Armoricain d'Etude structurale des Socles, Institut de Géologie, Université de Rennes.

brief reference to the southwest British Isles, a region similar in many ways to the German Rheinisches Schiefergebirge, but different in certain significant respects, and certainly not to be regarded simply as a western representation of all that is seen in Germany. Finally, northwestern France is treated. This region, lying southward of the severely deformed southwest England complex, has Precambrian and early Palaeozoic rocks (in north and central Brittany), which suffered no comparably drastic effects during late Palaeozoic time - and yet immediately to the south, across the South Armorican Shear Zone, advanced states of Variscan metamorphism and deformation are clearly seen. This apposition of what are apparently shallow level and deep level geological phenomena, evident in many parts of Europe, is among the features of Variscan tectogenesis most urgently requiring explanation at the present time.

II. — VARISCAN GEOLOGY IN THE SOUTHWEST BRITISH ISLES REGION

It has long been evident that the geology of Devon and Cornwall (Matthews, 1977) has many features in common with the geology of the Rheinisches Schiefergebirge. The same general tendencies are seen in the stratigraphic succession: a large influx of clastics in the Lower Devonian, lessening of that supply and consequent development of, first, carbonate complexes in the mid Devonian, then a thin, fine-grained basinal succession (with local highs indicated by Upper Devonian cephalopod limestones) ranging into the early Carboniferous. An influx of greywacke in Namurian time is an event which is analogous to, if not exactly contemporaneous with, the influx of Kulmgrauwacke in Germany. Vulcanism parallels that in Germany, in age, character and spatial distribution, with the notable exception of the fact that the Lower Devonian in the southern-most part of the region has basic volcanics as well as keratophyres.

Certain departures from the German model are clear. In north Devon, as in southwest Ireland, development of thick clastic successions continued in mid and late Devonian time - this may be taken to indicate closer association with Caledonian sources (the "Old Red Continent"). A point deserving close consideration is the fact that in spite of this abundant delivery of clastic material into the northern part of the region and in spite of the abundant production of carbonate on the shelf there in early Carboniferous time, little of the clastic or carbonate material found its way into the basin succession in the south. One is obliged to think in terms of active faulting (it would strike E-W), throwing down on the north, which effectively trapped coarse debris. A similar argument might apply in south Cornwall, where Lower Devonian in Old Red Sandstone facies, representing the maximum spread of

debris derived from Caledonian sources in early Devonian time, gives over southward into a very much thinner (a thickness contrast of the order of 10:1 is likely) Hercynian facies succession. Here again, the implication is that active faulting, throwing down on the north, barred the clastic influx.

Southwest England may then be regarded as a fault-controlled basin, whose fractures were active from early Devonian time onward. These built-in discontinuities, established during a Devonian and early Carboniferous phase of tensional tectonism, with basic vulcanism, may have introduced discontinuities which had an influence during the later compressional phase, when several sets of folds, striking E-W and flat-lying, but facing north in some cases, south in others, were produced.

South Cornwall is interesting in another connection. The Lower Devonian there, in Hercynian facies (and with basic volcanics) from Gedinnian time onward, appears to rest unconformably on Ordovician (Llandeilo) quartzites which match those of northwestern France in every detail of lithology and of palaeontology. This Ordovician may be taken to be younger than the metamorphic and ultrabasic rocks of the Lizard Peninsula in south Cornwall. "Armorican" successions therefore occur to the north of the Lizard. These appears to be no strong case for identifying the Lizard rocks as representing any type of Variscan suture. Instead, the Lizard block is to be regarded as a basement high in the Variscan context, and part of a large area of basement which, on present evidence, seems to continue across the English Channel (under the post-Palaeozoic basin) to reappear onshore as the pre-Variscan basement in northwest France.

III. — THE NORTHERN AND CENTRAL PARTS OF THE ARMORICAN REGION

1) Introduction : main structural features of the Armorican massif.

The structure of the Armorican Massif (fig. 1) is dominated by anticlinoria, in which the oldest rocks (Proterozoic) come to outcrop, and synclinoria, which contain the Palaeozoic successions. There is generally an eastwest trend of structure, with outcrop opening eastward. The Precambrian and Palaeozoic sedimentary rocks are invaded by plutons of various ages. On the north and on the south there are metamorphic complexes, the most important of which is the one in the Cornouaille Anticline. Major fractures divide the Armorican Massif into a number of blocks, usually called "domains". These are, from north to south, the Domnonean domain, the Mancelian, the mid-Armorican, the Ligerian, the domain of the Cornouaille Anticline and finally the West Vendean domain (fig. 2). It is in most cases difficult

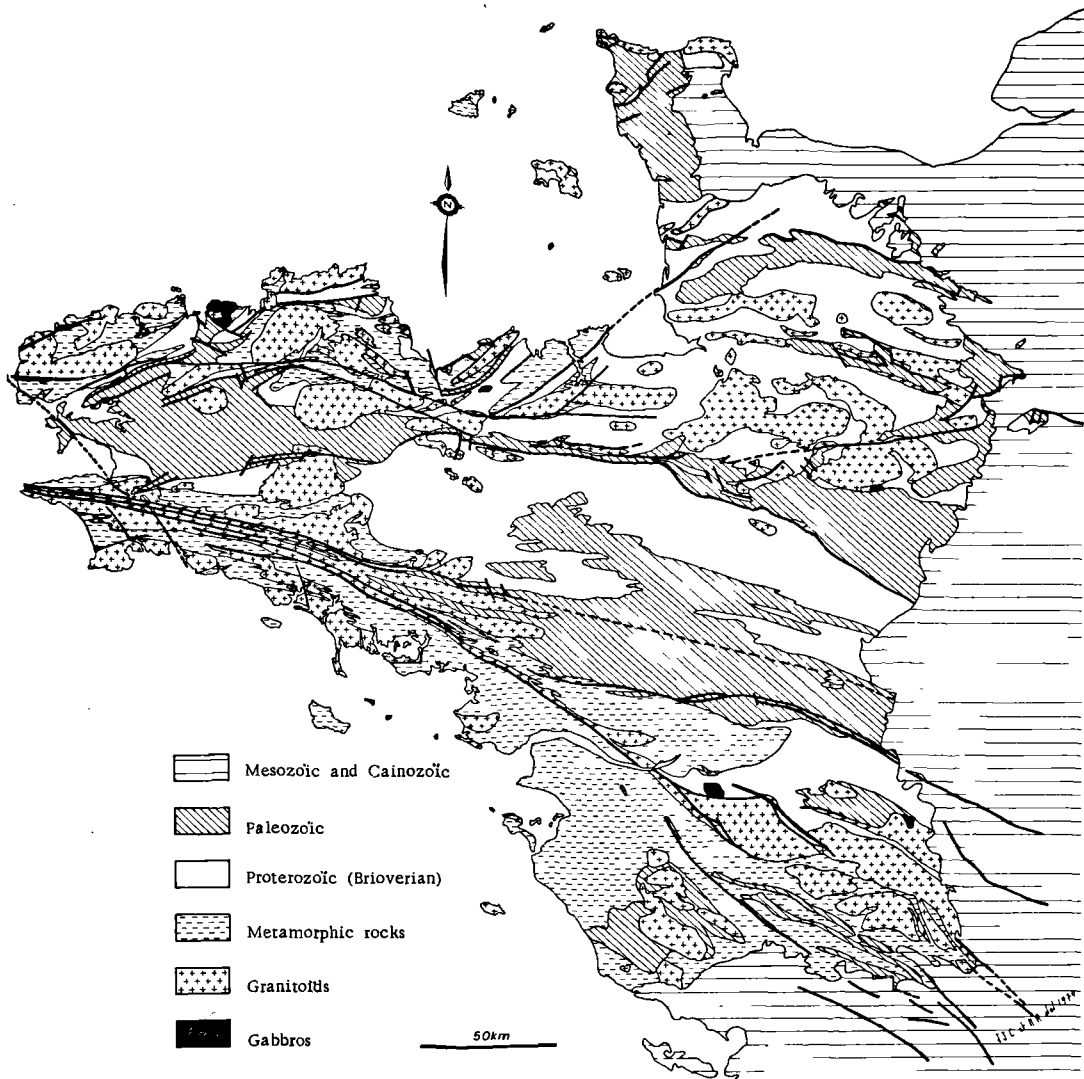


Fig. 1. — Geological map of the Armorican Massif.

(after Chauvel and Robardet, 1980).

to estimate the character and scale of movement on the large fractures which delimit these structural domains.

The Domnonean, Mancellian, mid-Armorican and, to some extent, the northern part of the Ligerian domain (Saint-Georges-sur-Loire Syncline) seem to have constituted a coherent palaeogeographic entity (it could be called the central and north Armorican region) during Palaeozoic time. The distinction of different domains within this region therefore depends on local

characteristics of the Precambrian geology (ante-Cadomian rise in the Domnonean, the abundance of granite plutons of Cadomian age in the Mancellian) or else on major features developed during the Variscan orogeny (variations in tectonic style, or in distribution of granitoids, etc...).

In contrast, the domain of the Cornouaille Anticline, in which metamorphism has obliterated the earlier details of the geology, is a special region whose long-term history is largely unknown. It is separated

from the north-central region by the South Armorican Shear Zone, a major structure which brings into contact domains which may well have belonged to different large palaeogeographic entities.

2) Precambrian.

In north and central Armorica the Palaeozoic rests unconformably on Precambrian rocks. These are in some case nucleus of lower Proterozoic age (the Icartian or Pentevrian of the Domnonean domain : ca. 2 000 m.y.), in others of upper Proterozoic age (the Brioverian), with more or less intense folding, varying degree of metamorphism, and intruded by granite plutons (Cadomian orogeny: Cadomian I: 680-670 m.y.; Cadomian II: 600-580 m.y.). There is at present no evidence bearing on events in the range of age between 2 000 m.y. and 700 m.y., i.e. mid-Proterozoic time. The end-Cadomian magmatism persists into the early Palaeozoic, with some volcanics in the Cambrian (ignimbrites in the Trégor and Normandy) and is perhaps reprinted also by the local late plutons (550-510 m.y.) in the Domnonean.

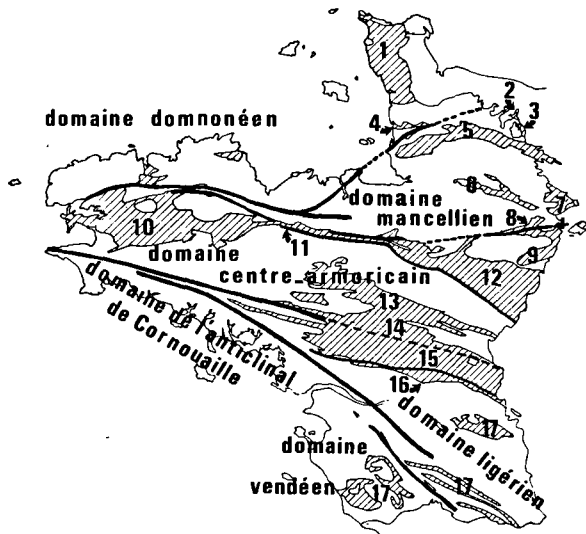


Fig. 2. — Structural Units and domains in the Armorican Massif.

(after Chauvel and Robardet, 1980).

1, Cotentin Synclines. — 2, May syncline. — 3, Urville syncline. — 4, Montmartin syncline. — 5, Zone Bocaine syncline. — 6, Mortain-Domfront syncline. — 7, Sées syncline. — 8, Pail syncline. — 9, Les Coëvrons syncline. — 10, Châteaulin Basin. — 11, Ménez-Bélaïr syncline. — 12, Laval Basin. — 13, Martigné-Ferchaud syncline. — 14, Angers syncline. — 15, Saint-Georges-sur-Loire syncline. — 16, Ancenis syncline. — 17, Vendean synclines.

3) Palaeozoic : pre-Carboniferous.

The unconformable relationship of the Palaeozoic (fig. 3) to the Brioverian, or else to Cadomian granites is a characteristic feature of the Armorican Massif. The age of the base of the Palaeozoic sequence is not everywhere precisely known, but it is clear that it varies from place to place. In Normandy, the beginning of the transgression is in the Lower Cambrian. In the mid-Armorican domain the unfossiliferous red beds are generally taken to be Cambro-Tremadoc but the possibility of an Arenigian age cannot be excluded for part, at least, of this sequence. In Mancellian, there was emergence until as late as the Arenig and there the "Grès armoricain" lies directly on Cadomian rocks. The transgression of Palaeozoic seas over the Cadomian, which had been emergent and subject to erosion since late Precambrian time, took place in several stages and maximum transgression was not achieved until the Llanvirn.

In the north and central Armorican region the whole sequence of Cambrian, Ordovician, Silurian and Devonian sediment involves an interchange of arenites and argilites (or siltites) entirely of epicontinental character as a variety of evidence makes plain : petrography, sedimentary character, numerous trace-fossils, abundant benthic faunas, algal limestones and biostromes and bioherms in the Cambrian and Devonian and, at some levels, an abundance of plant material.

That the north-central Armorican region (Domnonean, Mancellian, mid-Armorican domains) was palaeogeographically one during Palaeozoic time up to the Carboniferous is not open to any doubt. Any faunal variations are of only local significance. It deserves to be emphasized that there are many similarities, in sedimentary sequence and in the characters of the benthonic faunas of this range of age, with central Iberian region. This, and the north-central Armorican region could well be regarded as two parts, now separated, of one major palaeogeographic feature - a "north-central Armorican/central Iberian" domain. The Ligerian domain, bounded on the north by the Pointe-du-Raz - Malestroit Fault and by the Lanvaux-Angers axis and, on the south, by the South Armorican Shear Zone, presents a number of problems. In its northern part (Saint-Georges-sur-Loire Syncline) it has some distinctive features such as the Bains shales and arkoses low in the Palaeozoic (Cambro-Tremadoc? and Arenig), the volcanics of late Ordovician or Silurian age and some perhaps Devonian and, at its northern border, the granite-gneissic complex of Lanvaux (age: late Cadomian, around 550 m.y., and "Caledonian" - 473 and 533 m.y.). On the other hand, some other features of the Palaeozoic succession (the low and mid Ordovician for example) are in no significant way different from what is found in areas to the north. In its southern part (Ancenis Syncline), beyond the narrow tectonic depression called the Sillon Houiller of the Basse Loire, there is evidence

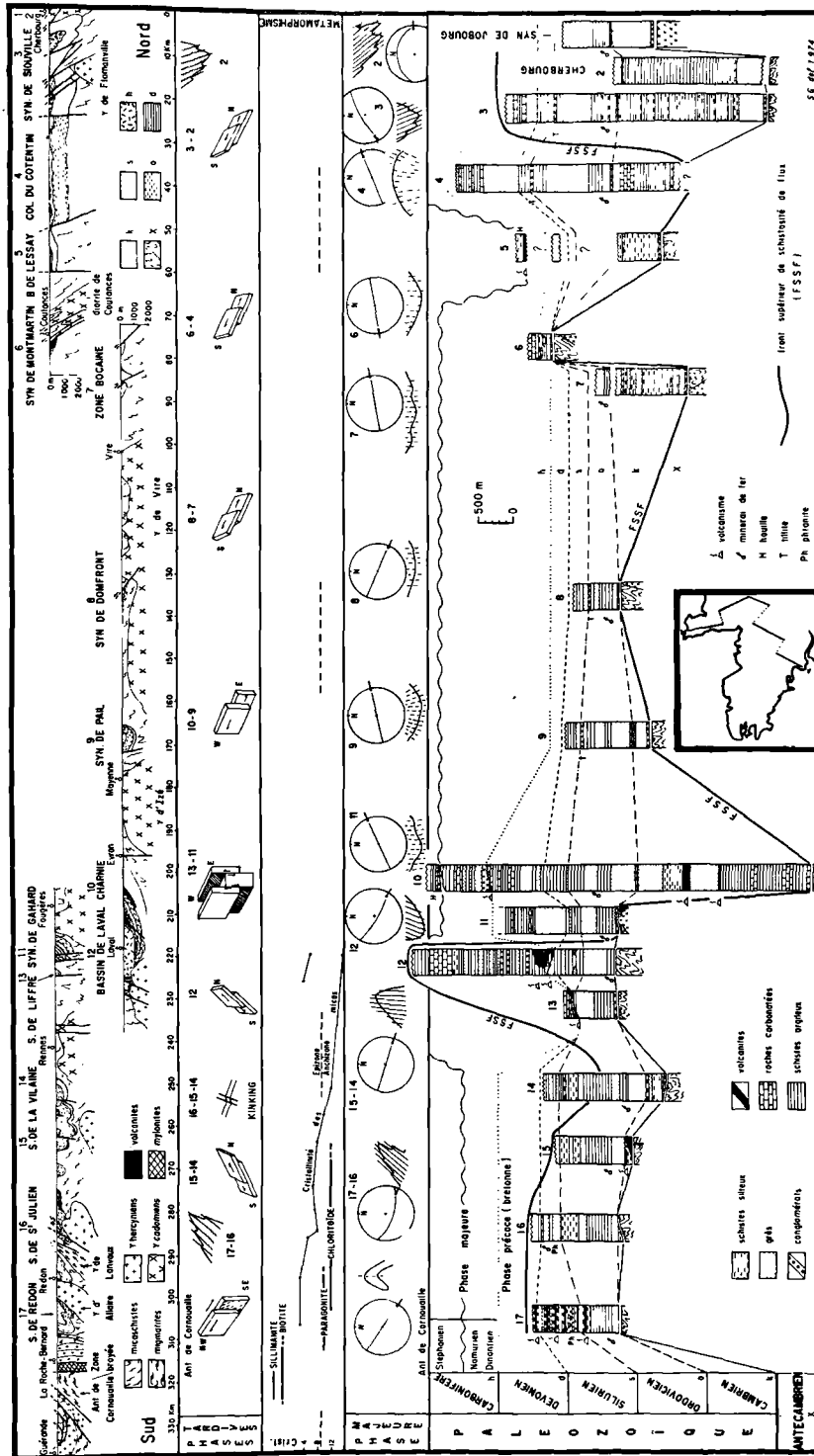


Fig. 3. — A structural and stratigraphical cross-section in the eastern part of the Armorican Massif. (modified after Audren *et al.*, 1974).

of deeply different affinities in the succession, especially in the Ordovician and Devonian faunas of Bohemian character.

The sedimentary history, and likewise the structure, produce not one piece of evidence to justify reference to any Caledonian tectonic episode, whether Taconic or Ardennic. Up to the end of the Lower Devonian, marine epicontinental sedimentation continued without any interruption by unconformity and with no hiatus of any importance. Sedimentation was continuous from Silurian into Devonian. Evidence of a break near the Ordovician-Silurian boundary (excising probably a part of the Ashgill and a low part of the Llandovery) is of no structural significance - it is likely that it is a reflection of the late Ordovician glaciation known on the African continent.

There are, nonetheless, local outbreaks of Lower Palaeozoic vulcanism (Upper Ordovician in the western part of the Châteaulin Syncline, Upper Ordovician or Silurian in the Saint-Georges-Sur-Loire Syncline) and in several areas there is evidence of Lower Palaeozoic plutonism with radiometric dates, for the most part, in the neighbourhood of 450-460 m.y. The existence of magmatic activity of Ordovician-Silurian age, known also in south Brittany and in Vendée, poses once again, here as elsewhere in Variscan Europe, the question of possible Caledonian events. This magmatism is often regarded as "anorogenic", but if one allows that there was an Acadian orogenic event in south Brittany, one might concede the possibility that the magmatism briefly noted here might be related to that Silurian-Devonian tectono-metamorphic activity.

4) Carboniferous and the Variscan Orogeny.

The first events in the Variscan orogeny (fig. 4) (usually grouped together as the "Bretonic phase") took place in the mid-Devonian to Dinantian range of time. In the Ancenis Syncline, following a tendency toward emergence shown in the highest Emsian (Grès à Psilophyton) and a break with Givetian missing, sedimentation resumed and produced a thick detrital sequence (a Frasnian-Dinantian "Culm"), marine at first (Frasnian and Famennian) and then continental (Dinantian). In the Montmartin Syncline, conglomerates and the Hyenville red beds are dated as Upper Devonian and are followed by sandstones then by limestones in the upper Tournaisian and low Visean. This sequence, too, could follow after early "Bretonic" events.

In the eastern part of the mid-Armorican domain (Laval Syncline), following subaerial acid extrusives (341 m.y.), there is a Carboniferous sequence which begins in the Tournaisian with thick molassic sediments including coals, and then carbonates, including some reefs, in the high Tournaisian and low Visean.

In the west (Châteaulin Syncline), where the Devonian sequence is continuous up to the beginning of

the Famennian, volcanic rocks referred to the "Bretonic phase" are followed by a thick sandstone-shale succession, with some calcareous lenses of low Visean age in the eastern part of the basin and some of upper Visean age in the west.

The events attributed to the "Bretonic phase" therefore amount to a break of greater or lesser importance and of age varying, according to locality, from mid Devonian to Tournaisian. The break is mappable and it is known that Carboniferous rests on a variety of rocks of earlier ages. There is also the vulcanism which precedes or accompanies the detrital (occasionally coarse) Dinantian succession. This "Bretonic" episode seems to have brought a considerable palaeogeographic effect, as is seen in the independent development of the Carboniferous successions in the Laval and Châteaulin basins, which had had, up to the end of the Lower Devonian at least, a common history. In the whole of the eastern part of the Armorican Massif there is no evidence of genuine deformation and it is thought that any Bretonic effect there was expressed as warping and vertical block-faulting. In contrast, in the Châteaulin Syncline it has been possible to recognize differences between structures in the Devonian and those in the Carboniferous rocks, and tangential structures, induced during intrusion of several granite massifs (Roscoff, Commana, Huelgoat, etc...) are taken to belong among the effects of the Bretonic phase.

In the course of the Visean there was reactivation ("Sudetic phase") of tectonic activity in several areas. In the Laval basin it is manifested in renewed volcanic activity and in the arrival of once again coarse sedimentary material in the upper Visean, Namurian and basal Westphalian. Lenses of conglomerate in the upper part of the Frasnian-Dinantian "Culm" of the Ancenis Syncline likewise suggest Dinantian activity. In the Western part of the Châteaulin basin, the first such sediments seem to belong in the upper Visean. There is possibly a break, with low and mid Visean absent, and so it is difficult to separate clearly "Bretonic" and "Sudetic" effects. Finally, the coal-bearing sequence, with some volcanic intercalations, in the Namurian-Westphalian of the Sillon Houiller of the Basse Loire might be to some extent consequences of the Sudetic events.

All of these successions, up to and including basal Westphalian, were folded in what appears to be structurally the major episode and which could be referred to the Erzgebirgan phase (or the Palentian phase of northwest Spain). In the east, the Westphalian and Stephanian coal basins were not deformed until later, when in the west such basins were affected by what might be the Asturian phase.

The structural features resulting from the long-continued Variscan tectonogenesis vary from one place

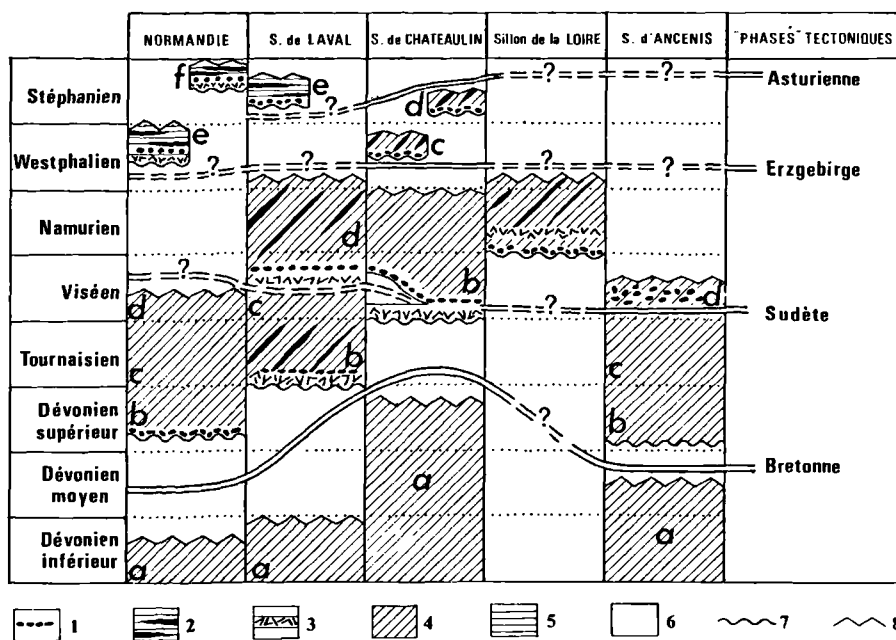


Fig. 4. — Devonian and Carboniferous sedimentation and tectonic events.

(after Chauvel and Robardet, 1980).

1: conglomerates. — 2: coal beds. — 3: volcanics. — 4: folded sediments. — 5: unfolded sedimentation. — 6: sedimentary gaps. — 7: basal unconformities. — 8: erosion level.

Normandie (Normandy): a, Gedinian, Siegenian and (?) Lower Emsian. — b, Red Hyenville Formation (unconformably lying on Brioverian formations). — c, Robillard sandstones. — d, Regneville limestones. — e, Le Plessis coal field. — f, Littry coal field.

S. de Laval (Laval Basin): a, Gedinian to Emsian. — b, L'Huisserie Formation ("Culm"): conglomerates, sandstones, shales, coal. — c, Laval and Sablé limestones. — d, Laval shales. — e, Saint-Pierre-La-Cour coal field.

S. de Châteaulin (Châteaulin Basin): a, Gedinian to Famennian II. — b, Châteaulin Group with limestones lenses (Lower Visean in the East-Upper Visean in the West). — c, Westphalian: Quimper, Kergogne and Cap Sizun coal fields. — d, Stephanian: Kergogne and Cap Sizun coal fields.

Sillon de la Loire (La Loire Graben): La Basse Loire coal fields: conglomerates, sandstones, shales, coal, with interfingered acid volcanics.

S. d'Ancenis (Ancenis Basin): a, Gedinian (?), Siegenian, Emsian and Eifelian. — b, c, d, "Culm frasnio-dinan-tian": frasnian and famennian limestones (b), shales and sandstones (c), Ingrandes conglomerate (d).

to another. In a north-south traverse (fig. 3), one can distinguish several zones, in which the intensity of deformation and also of metamorphism (anchizone to epizone) show gradients symmetrically disposed on either side of the Mancellian stable block. The gradients may suffer local perturbations due to thermal anomalies introduced by the emplacement of the Variscan granites, which are especially abundant in the western part of the Massif. These intrusions are not all strictly of one age: radiometric results range between 340 and 290 m.y., the youngest of these representing the last thermal events to have affected the Armorican Massif.

IV. — CONCLUSION

All of the comments assembled above show interpretation of the Variscan geology of central and north-west Europe to be in a state of flux. No-one finds satisfactory evidence of a "Hercynian Ocean" in this region. No plate margin can be identified. Instead, the tendency is to regard the Variscan geology of central and northwestern Europe as an example of intraplate tectonism, involving a tensional phase, followed by a compressional phase of deformation. It is pertinent to raise the question of the northern limit of Variscan tectonism: whether there is one conti-

uously developed Variscan Front, or whether instead the plate within which Variscan tectonism proceeded carries no deeply significant structural feature at what is conventionally regarded as the northern limit of Variscan effects, but instead continues northward up to a limit determined during an earlier major episode of tectonism. The question of the range of age of Variscan tectonism also arises. The subfluence model briefly mentioned above implies that Variscan tectonism originated in events which took place in time much earlier than the Devonian. As we learn more about the deep structure of Central and Western Europe we may hope to arrive at a clearer appreciation of all that was involved in Variscan intraplate

tectonism. And as we learn more about the pre-Permian geology of the continental shelf west of Ireland, Great Britain and France, we may hope to settle the question of the westward continuation of the Variscan foldbelt - whether it proceeds westward, as if formerly continuous with the geology of what is now north America, whether it swings round (as many have accepted), in a large arcuate structure, to reappear in the southwestern part of the Iberian peninsula, or whether instead there are no such continuities, but merely a number of fault-determined, ensialic sites of tectonism occurring in a pattern which would not deserve comparison with the Caledonian or the Alpine foldbelts.

REFERENCES

- 1) AUDREN Cl., COGNÉ J., CHAUVEL J.J., DORÉ F., JEGOUZO P., LE CORRE Cl., LE GALL J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y. and ROBARDET M. (1974). — La chaîne hercynienne armoricaine : zonéographie structurale d'une transversale dans le secteur oriental. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*. Nancy, 1974.
- 2) CHAUVEL J.J. and ROBARDET M. (1980). — Introduction à la géologie du Massif Armoricaïn. 26^{me} *Congrès Géologique International*, Paris, 1980.
- 3) MATTHEWS S.C. (1977). — The Variscan foldbelt in southwest England. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 154, p. 94-127.



The development of the Rheno-hercynian and Saxo-thuringian zones of the mid-European Variscides

by H.J. BEHR, O.H. WALLISER and K. WEBER (*)

Résumé. — Dans la zone saxothuringienne, d'épaisses séquences sédimentaires se sont déposées depuis le Précambrien tardif jusqu'au début de l'Ordovicien. Durant le Dévonien, dans la zone rhénohercynienne, des produits d'origine deltaïque provenant du Continent des Vieux Grès Rouges constituent d'épais dépôts de plate-forme. Dans les régions du géosynclinal qui se situent hors de cette zone principale de subsidence, on rencontre des successions peu épaisses déposées dans une mer peu profonde. La présence de roches volcaniques indique l'existence de deux épisodes de distension, l'un au Paléozoïque inférieur, l'autre au Dévonien moyen et au Carbonifère inférieur. Les premières traces de flysch apparaissent à la base du Dévonien supérieur, la masse principale étant dans la partie supérieure du Carbonifère inférieur : des olisthostromes y sont associés.

En profondeur, dans la zone saxothuringienne, comme le montre l'étude des roches cristallines, le métamorphisme et le plissement varisques ont débuté par des événements Acadiens-Bretons. A la même époque, la région géosynclinale était sujette à une tectonique en distension. Certains événements de la zone saxothuringienne peuvent être rapportés aux "phases" sudète et asturienne et apparaissent comme contemporains des épisodes de plissement de la zone rhénohercynienne. Les nappes et chevauchements majeurs font l'objet d'une discussion réactualisée. L'orogène varisque peut être considéré comme un cas de subduction de type A.

Abstract. — In the Saxothuringian region thick sequences of sediments were laid down from late Precambrian up to early Ordovician. During the Devonian the Rhenohercynian Zone has thick shelf deposits derived from deltaic spreads coming off the Old Red Continent. In areas of the geosyncline lying outside this major site of subsidence there are thin successions deposited in a sea of no great depth. Occurrences of volcanic rocks indicate two main tensional episodes, one in the early Paleozoic, the other in mid Devonian and Lower Carboniferous. First occurrence of flysch are found low in the Upper Devonian. The main flysch phase in the upper part of the Lower Carboniferous. The are associated occurrences of olisthostromes.

At depth in the Saxothuringian region, as the crystalline rocks show, Variscan metamorphism and folding began as Acadian-Bretonic events. At the same time, the geosynclinal region was subject to tensional tectonism. Certain effects in the Saxothuringian region can be referred to the Sudetic-Asturian set of events. Folding in the Rhenohercynian belongs in this same range of age. There is renewed discussion of nappes and major overthrusts in Variscan geology. The Variscan orogene can be considered as a case of A-subduction.

1) Introduction.

The central European, "Rhenide" section of the Variscan orogene lies between the Caledonian foreland on the north and the Moldanubian region, largely consolidated already in Cadomian time, in the south. The major features of the northern front of the Variscan orogene — running through southwest England, the Brabant Massif, under the north German lowlands and then bending southeastward to run parallel to the western margin of the East European Platform — are fairly clear. The southern limit of

the Variscan orogene, running to the south of the Moldanubian region, lies outside the area under discussion here.

The Rhenides, about 300 km broad, can be subdivided into zones each with its own individual history (Kossmat, 1927). The mid-German crystalline rise separates two major synclinoria - the Saxothuringian Zone (an internal zone) and the Rhenohercynian (external) Zone. Lying out beyond the Variscan Front is the sub-Variscan foredeep, a molasse basin, which at its widest extent continues for over 400 km into the North Sea region.

(*) Geologisch-Palaontologisches Institut, Georg-August Universität D 34 Gottingen. (R.F.A.).

This zonal subdivision can be traced westward in Europe, but any eastward continuation is less clear.

The western margin of the East European Platform is broken down into elongate basement blocks cut by the numerous lineaments and deep fractures, arranged NW-SE, which dominate the region where the stable Platform meets a reactivated western foreland. The interference pattern arising out of the collocation of block structure and Variscan Zones makes it difficult to recognize any simple, arcuate relationship linking the synclinoria to the geology south of the Moldanubian region.

The abundant literature on the Variscan geology of Central Europe has been reviewed on several occasions in recent years. The following publications deserve special note: for the Saxothuringian: Möbus (1977), Watznauer *et al.* (1976); for the Rhenohercynian: Krebs and Wachendorf (1974), Franke *et al.* (1978), Schwab (1977); for the Subvariscan foredeens: Ziegler (1978), Paproth and Teichmüller (1960); and for the Variscides of Europe: Dornsiepen (1978), Zwart *et al.* (1978).

2) Geosynclinal development.

The development of the Rhenide part of the Variscan geosyncline shows clear changes of character both across the general strike, from internal to external zones, and also along the strike. It will be convenient to discuss, in succession, the following regions:

1. The central part of the Rhenohercynian area, which can be subdivided into the main part of the Rheinisches Schiefergebirge, taken together with an eastern part of the Ardennes Massif and the north-western part of the Harz (Zone G₂ of fig. 1) and the southeastern Harz, taken together with the south-eastern part of the Rheinisches Schiefergebirge (Zone G₁ of fig. 1).

2. The mid-German crystalline rise and the central part of the Saxothuringian area (Zones A to F of fig. 1).

Geosynclinal development in the central part of the Rhenohercynian area (Zone G₂) shows the typical sequence Preflysch stage, Flysch stage and Molasse stage. Pre-Devonian rocks are seen only in the Remscheid-Altena Anticline and in the Ebbe Anticline: a few hundred metres of shales and greywackes whose age ranges from Llanvirn to Caradoc are overlain by approximately one hundred metres of the *Dayia*-Schichten, which are high in the Silurian. These belong in a region marginal to the Caledonian geosyncline, which farther to the west, in the Brabant and Ardennes Massifs, has up to three and a half kilometres of Cambro-Silurian sediments.

The chief feature of the Lower and Middle Devonian is the accumulation of several thousands of metres of neritic sediment in rapidly subsiding shelf-troughs. In the Lower Devonian a small proportion of the sediment came from the south. The main influx came by deltaic advance from the Old Red Continent and can be interpreted as a fringe of the Caledonian Molasse ("Molasse-Phase": Franke *et al.*, 1978).

Obviously the initiation of subsidence and the uplift of the Caledonides are interrelated. The further subsidence and the episodic northward shift of the shelf-troughs and likewise the varying and finally failing supply of clastic material are to be explained by the interplay of vertical movements and denudation in the Old Red Continent, by tension and graben-like subsidence at the southern margin of the continent, by load and also by migration of material at depth.

As the delta fronts withdrew, the former neritic area was subsumed in the region of pelagic sedimentation. Exceptions were the areas bordering the Brabant Massif - the Ardennes, the Eifel and the Bergisches Land. There, after the strong subsidence of Lower Devonian times, neritic circumstances continued in the mid Devonian, but with lesser thickness of sedimentary material (and therefore higher content of carbonates). At the border of the Brabant Massif sometimes event evaporites developed.

The pelagic, basinal area received clay grade sediment principally, with intercalated turbidites derived from the shelf margin. The relatively shallow, kinematically stable basin featured certain rises, whose character was maintained for considerable distances along the strike. On such sites, condensed, cephalopod limestones accumulated. Thicknesses of sediment on the shelf, in the basin, and on the intrabasinal rises are, in general, in the proportion 1 000 : 100 : 10.

The geosynclinal vulcanism is an indication of a tensional regime with deep-reaching fractures. The volcanic rocks are encountered in elongate, strike-parallel zones and also (over shorter distances) in hinge-zones adjacent to the shelf-troughs. Lower Devonian vulcanicity produced mainly keratophyres. Later, basic rocks were dominant. A peak of volcanic activity in the Givetian and the low part of the Frasnian occurred at the time of most widespread development of reefs - this was the episode of maximum facies-differentiation in the geosynclinal milieu.

The world-wide suppression of reefs in the Upper Frasnian was occasioned by an environmental change which is documented in the black Kellwasser sediments. This change is one of several happenings, global in scope, whose effects are overlain on developments due to more local causes.

During the Famennian sedimentation did more and more to smooth out basin relief. Deeper areas where pelagic sediments were accumulating occasionally received turbidites derived from the rather distant shelf region in the north. The intrabasinal rises persisted and received thin cephalopod limestones. Any of the former reefs which still projecting above the blanket of surrounding sediment more or less continued as sites of carbonate production through into the Visean.

As relief became smoother, facies differences were lessened and at the Devonian/Carboniferous boundary there was a globally effective transgression. The end

of the development of cephalopod limestone coincided with the extinction of the clymeniids and most of the goniatites. The so-called Hangenbergsschiefer succeeded almost all of the various earlier facies-differentiates. Only at a few places in the northern part of the Rheinisches Schiefergebirge is there any continuing influx of clastics derived from the Old Red Continent.

Following local reappearance of cephalopod limestone in the *Gattendorfia*-Stufe, one basinal facies,

consistent in character over large areas, became established. It includes, in succession, shales (Liegende Alaunschiefer) bedded cherts (Lydite and Kieselschiefer) — these in the *Pericyclus*-Stufe — then in the *Goniatites*-Stufe further shales (Kieselige Übergangsschichten, Kulmtonschiefer). From the Kieselschiefer episode onward, this sequence on several occasions received turbidites derived either from the carbonate platform in the northwest or, as is the case in the easternmost

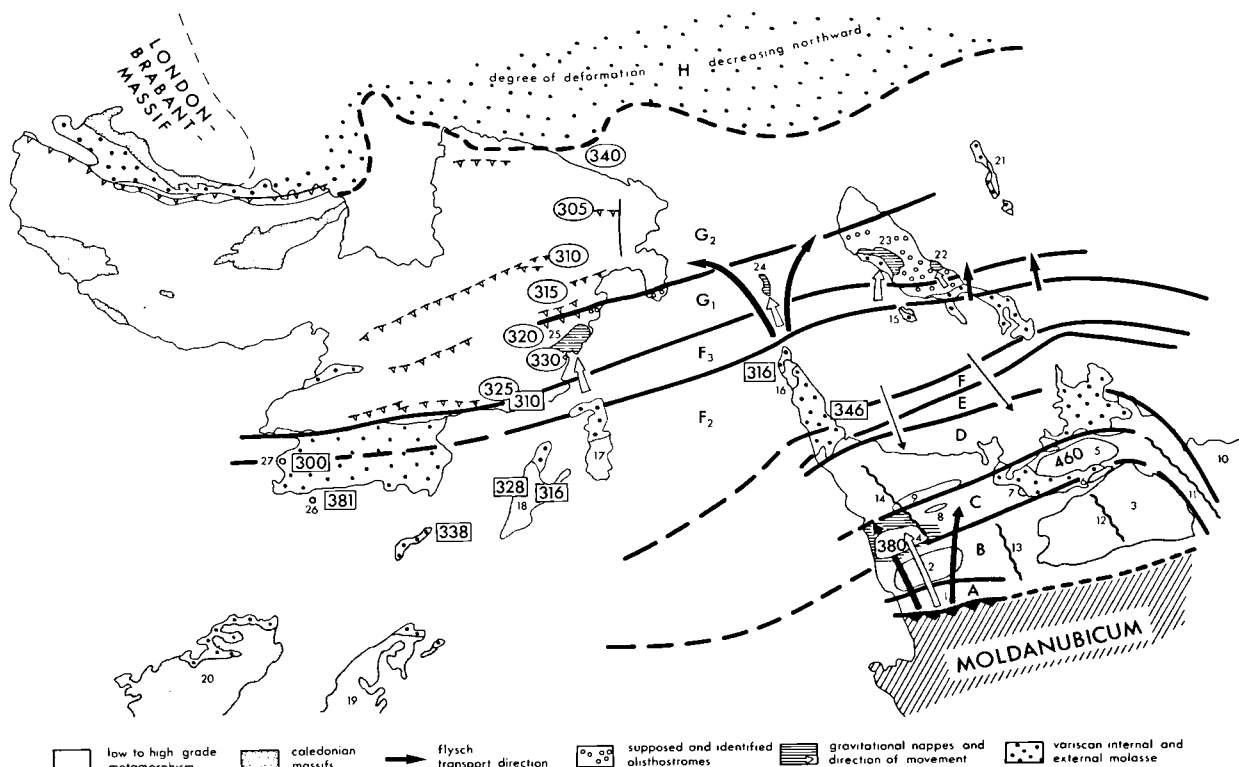


Fig. 1.

Saxothuringian zone: A, Waldassen syncline. — B, Fichtelgebirge-Erzgebirge synclinal zone. — C, lineament zone of Central Saxonia and Oberpfalz. — D, Thuringia synclinal zone. — E, Schwarzburg anticline. — F, Southern phyllite zone. — F₂, mid German cristalline rise.

Rhenohercynian zone: F₃, northern phyllite zone. — G₁ and G₂, Rhenohercynian zone with Rheinisches Schiefergebirge and Harz Mountains. — H, Subvariscan Fore-Deep.

1, Waldsassen. — 2, Fichtelgebirge. — 3, Erzgebirge. — 4, Münchberg Massif. — 5, Granulitgebirge. — 6, Franckenberg Zwischengebirge. — 7, Vildenfels Zwischengebirge. — 8, Hirschberg/Gfell gneiss area. — 9, Berga anticline. — 10, Lausitz. — 11, Elbe Valley Schiefergebirge. — 12, Flöhn syncline. — 13, Vogtland syncline. — 15, Kyffhäuser. — 16, Ruhla anticline. — 17, Spessart. — 18, Odenwald. — 19, Black Forest. — 20, Vosques. — 21, Flechtingen range. — 22, Selke napp. — 23, South Harz napp. — 24, Werra Grauwacke. — 25, Giessen Grauwacke and Solmstal formation. — 26, borehole Saar 1. — 27, borehole Düppenweiler. — 28, Stavelot-Venn Massif.

Numbers in oval frame: K/Ar ages of metamorphism
 Numbers in rectangular frame: K/Ar ages of cooling.
 Numbers without frame: Rb/Sr ages of metamorphism.

part of the Rheinisches Schiefergebirge, from various local highs (sites of continuing carbonate production) within the basin region.

A tensional episode is indicated by the occurrence within the lower part of this last pre-orogenic phase of a new peak of basic vulcanism ("Deckdiabas"). This was essentially a reactivation of the major controls of the Givenian-Frasnian vulcanism.

Toward the end of this pre-Flysch phase, much of whose character had been eventually controlled by events in the northern continent, there happened the diachronous arrival of the Flysch phase itself. These flysch sediments were derived from the south, in general — from the upwarped mid-German rise — and they made their first appearance, in southeastern areas, during the Upper Devonian (see below). But the chief influx began in the upper Viséan. The Flysch trough which contained these sediments migrated northward during the period of sedimentation (Franke, 1973; Ribbert, 1975).

In Namurian time and under the influence of the main orogenic phase, the flysch greywacke sequence gave over, without a break, into a molasse succession. In the trough, now evolved into the more extensive sub-Variscan foredeep the rate of sedimentation overtook the rate of subsidence during the late Namurian and so finally introduced the paralic sequence of sediments.

In the *southeastern part of the central Rhenohercynian area* (the Rheinisches Schiefergebirge south-eastward of the Dill Syncline and the Harz south-eastward of the Söse Syncline, Zone G₁), the sequence of events differs, in some respects considerably, from the picture given above. This is especially the case in (1) part of the basinal succession, to be referred to as the "Hercynian Complex" in what follows, (2) the Upper Devonian and low Lower Carboniferous occurrences of Flysch and (3) the special facies of the Horre-Acker Zone.

The pre-Flysch stage in the Hercynian Complex is characterized by thin, predominantly pelagic sediments (mostly clays or cephalopod limestones). In this relatively shallow geosyncline there are, repeatedly, local occurrences of sediments which accumulated in especially shallow environments. The succession is known to be broken in some places.

In the Rheinisches Schiefergebirge, near Giessen, thin Silurian limestones with ostracodes and orthocones overlie thin, neritic quartzites or Caradocian age. In other southeastern part of the region — Rheinisches Schiefergebirge, Kellerwald, Harz — the Silurian (chiefly graptolitic shales, subordinate limestones) attains thicknesses of only a few tens of metres. Facies developments of this character continue into the Devonian. The lower Devonian shales produce trilobites and styliolinids and there are intercalated limestones with cephalopods and

crinoids. The faunas of the *prinzeps*-Kalk and the Rothäuser Kalkgrauwacke (both Lower Emsian) in the Harz suggest shallow water conditions, and their stratigraphic equivalents in the Kellerwald (Erbsloch-Grau-wacke) and near Marburg yield beach pebbles (Jahnke, 1971). The Middle and Upper Devonian and even to some extent the early part of the Lower Carboniferous in the Hercynian Complex are all developed as thin shale successions with insertions of cephalopod limestone. The character and distribution of these sediments indicate that the whole Hercynian Complex was produced under one facies regime, whose original setting is the subject of further discussion below.

The Hercynian Complex apart, most of the area southeast of the Dill and Söse Synclines has Devonian in what is "normal" facies by northern standards. This especially applies to the major part of the Lahn Syncline and to the Elbingeröder Komplex in the Harz. There are nonetheless some further special facies types, particularly in the Hörre-Acker Zone and in the area on its immediate southeast. There are frequent occurrences of clastic material, either admixed in the "normal" facies or even supplanting it.

This special facies is to be attributed to the influence of early flysch-like sediments, which were confined to this southeastern region. The first influxes came in the Frasnian [e.g. the Werra-Grau-wacke (Wittig, 1968) and perhaps also the Giessen Grau-wacke]. There was renewed delivery low in the Famennian (Upper Nehden-Strufe, Upper Devonian II β : e.g. Südharz-Grau-wacke, Selke-Grau-wacke, lower part of the Tanner Grau-wacke, perhaps also the greywackes of the Harzgeröde Zone). According to Reichstein (1965), Lutzens (1969, 1972, 1973), Schwab (1969) and others olisthostromes occur in association with these greywackes. The contained olistoliths include spilites and also material from the Hercynian Complex.

A question arises concerning the Hercynian Complex: is it autochthonous or allochthonous? In the Schiefergebirge, Kellerwald and southwest Harz this Complex is seen to be confined to the area which received early flysch-greywackes. The individual occurrences frequently show complete (even if severely deformed) successions. Within these successions there are, at different times, masses of slumped sediment. In some cases it can be seen that the whole accessible mass is a slump. In the majority of such cases the age of the sedimentary envelope is not firmly established. Stoppel (1977) suggests Upper Devonian age for olisthostromes encountered in the southwest Harz and Kellerwald and regarded by him, Lüttke (1968, 1978), Alberti and Walliser (1977) among others as having come from higher areas nearby. In contrast, Schwab (1974) referred the significantly more voluminous olisthostromes of the southeast Harz (Harzgeröde Zone) to the low part of the Lower Carboniferous, Lutzens (1975) suggested late Lower Carboniferous age and derivation from the mid-German rise.

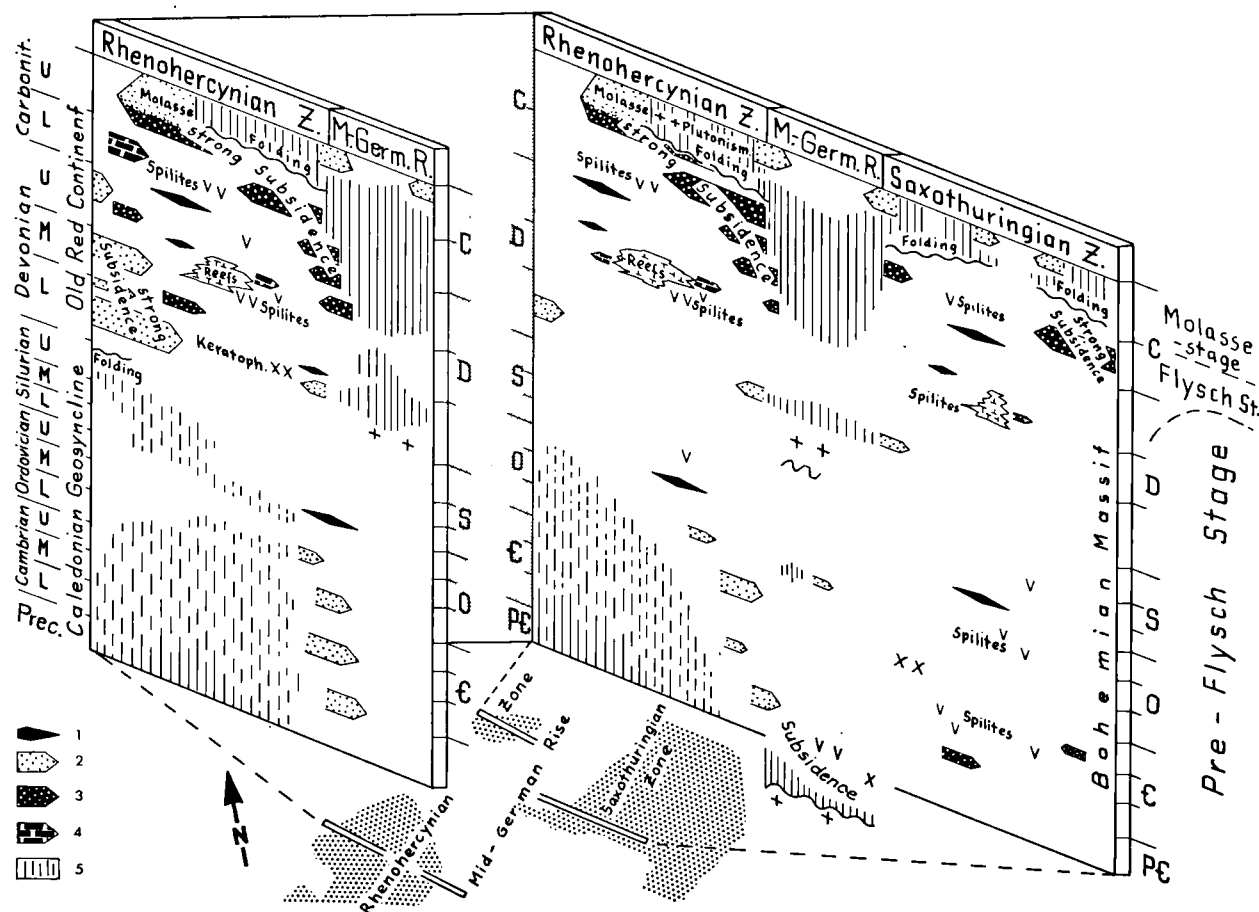


Fig. 2. — Schematic representation of the Variscan geosynclinal development in Central Europe.
 1, global events. — 2, neritic sediments. — 3, psammitic turbidites. — 4, Limestones turbidites. — 5, Land areas.

This presents a picture significantly different from the one offered by Lutzens (1973), involving a sequence with the elements pre-Flysch, Flysch, Olisthostromes, gliding sheets and gliding nappes: olisthostromes occur already in the Upper Devonian, in association with the early greywacke influxes. The distance travelled by these gliding bodies is not known. Parautochthony cannot be excluded. In the Lower Carboniferous of the southeast Harz olisthostromes, which occupy wide areas of outcrop, must have come from places to the south. The Südharz-Grauwacke too came from south to north, travelling, nappe-like, probably in association with its subjacent succession, the Stiege Schichten (with spilites, early Upper Devonian siliceous shales, and above these, red shales). In consequence, the Stiege Schichten were made over into a melange (Krebs and Wachendorf, 1974). During

orogenic compression, autochthonous and allochthonous rocks were folded and those of the Hercynian Complex were intensively sheared.

Details of the development of the *mid-German rise* and of the *Saxothuringian Zone* are not easily reconstructed. Large parts of the areas concerned have a cover of younger rocks. Metamorphic effects have to be taken into account. Some general characteristics can nevertheless be distinguished.

In the early Palaeozoic (Cambrian and low Ordovician), and probably during the late Precambrian too, this region was subsiding and received up to about 3 000 metres of sediment. A notable feature of the Lower Cambrian is the presence of shallow water limestone. They are widely developed. They are taken to include, in addition to the fossiliferous

examples in the Gorlitz Schiefergebirge and at Doberlug-Delitzsch, also the marbles and carbonates of the Ruhla crystalline complex, the north-western part of the Schwarzburg Anticline, the Keilberg series in the Erzgebirge and the Wunsiedler Marmor in the Arzberg series of the Fichtelgebirge. Close faunal affinities with the Mediterranean province suggest that this sedimentary sink was closed to the north, excluding Acado-Baltic fauna elements so that there was possibly an emergent region serving as a sediment source in the north, probably including the area of what later became the Rhenohercynian Zone. Widespread basic vulcanism indicates a tensional structural regime.

The succession following above the Lower Cambrian is dominated by alternating shale and sandstone units. The Upper Cambrian is probably (there is, as yet, no faunal proof) included here. The alternation, rhythmic to some extent, could indicate turbiditic character and therefore a deepening of the basin. The low part of the Ordovician (Frauenbachserie, Phycodenschiefer) too is made up mainly of clastics. Decreasing content of pebbles and a diminishing psammite proportion southward suggest that sediment supply was from a northern direction.

The main phase of subsidence was over by Arenig time. Further development of the succession up to the beginning of the Flysch phase involves a variable pattern of relatively thin sequences, some of basinal character, others of shallow water origin. From Tremadoc time onward, the northern part of the region received iron ore material which had originated in shallow water. Stratigraphic equivalents in areas to the southeast (Berga Anticline, Vogtland, northern margin of the Erzgebirge) are sandy or quartzitic shales and in the case of the upper ore-horizon the equivalent is the Hauptquartzit. The Lederschiefer (Ashgill) represent a return to a thicker succession, consistent in character. This occurs at the time of an eastward transgression.

Up to this point, the presumption is that at least parts of the Rhenohercynian region in the north served as an area under erosion. But in Silurian time it was covered by the sea. The succession developed in Llandovery and Wenlock time — Alaunschiefer — is of one and the same character throughout the whole Saxothuringian region. It gradually passes into siliceous shales. Greater differentiation first becomes evident in the Ludlow, with developments of limestone (Ockerkalk Group) and intercalated bodies of sand. In addition, there is weak basic vulcanism, limited in its areal extent.

Graptolite shale facies persists up to the early Devonian. The Tentakuliten-Knollenkalk which follows has at its base a calcareous sandstone and at its top the Neritenquartzit. These, like the Rothäuser Grauwacke in the Harz, are the first hints of the influence of the mid-German rise.

The sequence is dominated by shales up into the Givetian. Greywackes which follow suggest more intensive block tectonics, as do also occasional gaps in the succession evident from early Devonian onward. Basic vulcanism of this age indicates a tensional phase. The further development of the succession involves facies types and facies sequences of kinds known in the Rhenohercynian region - reef limestones in the Frasnian, cephalopod limestones and also clay-grade basin sediments, siliceous shales in the "Bavarian facies".

The first deliveries of greywacke — akin to those in the southeast Harz — appear high in the Upper Devonian. In the pre-Flysch Saxothuringian Lower Carboniferous there are shales, but in addition cephalopod limestones and also certain limestones (the so-called "Kohlenkalk"-Carboniferous Limestone) which originated in shallow water. Siliceous shales and spilites, in contrast to the Rhenohercynian case, are poorly represented. The flysch sequence includes several so-called conglomerate horizons. These, and also the clasts of Lower Palaeozoic enclosed in greywackes in the area north of the Münchberg gneiss outcrop, will receive special attention below.

3) Tectonic and metamorphic development of the Rhenohercynian Zone.

The structural style in the Rhenohercynian belt and the Sub-Variscan Foredeep is characterized by NW-facing folds and listric overthrusts. The monoclinic character of the deformation increases with increasing depth. It is possible to distinguish between two different, kinematically important types of overthrusts (Weber, 1978):

a) Listric overthrusts formed simultaneously with folding. In the Sub-Variscan Foredeep these overthrusts are often folded. In the Rhenohercynian belt during folding and overthrusting fold axial-planes and thrust-planes were rotated to the NW. In response to uplift and pronounced rotation to the NW, secondary structures were formed. These are low-dipping, NW-facing overthrusts, SE-dipping normal faults and a SE-dipping post-crystalline crenulation cleavage. These structures contribute to the NW-directed tectonic transport. The youngest tectonic fabrics are kink bands. They are the result of a more or less horizontal extension during late tectonic uplift.

b) The second type of listric overthrusts cut pre-existing NW-facing fold structures. This gives rise to an antithetic rotation of the overriding block and leads to steepening of the originally NW-facing folds and cleavage planes. The rotation is intensified by further tectonic shortening and may finally produce axial-planes and cleavage-planes dipping to the NW. This rotation, mainly developed in the southern Schiefergebirge, leads to the development of cleavage fans

in which a crenulation cleavage and kink bands form under the force of gravity (Hoeppener, 1957; Weber, 1978).

Nappe movements are supposed to have taken place in the southern Harz Mountains, the southeastern Rheinisches Schiefergebirge (fig. 1) and in the Stavelot-Venn-Massif west of the Rhine. But the amount of displacement is unknown and in some cases even the existence of nappes is questionable.

Strain analyses (Langheinrich, 1976) have revealed an orthorhombic finite strain-ellipsoid with no or only weak elongation parallel to the intersection of bedding and cleavage. Only at deeper levels does this type grade into finite triaxial strain.

The metamorphism in the Rhenohercynian belt is characteristically of low pressure/high temperature type. The metamorphic grade of the Devonian and Carboniferous rocks corresponds to the "very low grade" *sensu* Winkler (1976) or the "anchi-zone" *sensu* Kubler (1967), with metamorphic temperatures not higher than 350° C, and in most cases not higher than 300° C (Scherp, 1959; Meisl, 1970; Weber, 1972; Kasig and Spaeth, 1977; Wolf, 1972; R. and M. Teichmüller and Weber, 1979). In the Sub-Variscan Foredeep toward the north very low grade metamorphism gives over into the diagenetic zone R. and M. Teichmüller and Weber, 1979).

In the Stavelot-Venn-Massif and the Northern Phyllite Zone (southern Taunus and Hunsrück and the metamorphic Zone of Wippra in the southern Harz Mountains) the metamorphic temperatures were higher. In the northern part of the Stavelot-Venn-Massif metamorphic temperatures reached 320-360° C, in the central part 350-380° C (Schreyer and Abraham, 1978) and in the southern part 400-450° C (Kramm, 1973; Schreyer, 1975). In the metamorphic rocks of the southern Taunus and Hunsrück and the metamorphic zone of Wippra in the southern Harz the rocks belong to the quartz-albite-muscovite-chlorite-subfacies of the greenschist-facies with metamorphic temperatures of about 400-450° C (Franzke, 1960; Meisl, 1970; Mottana and Schreyer, 1977).

Outside the Northern Phyllite Zone the metamorphism can adequately be explained by the thickness of the sediment pile, accepting the premise that heat-flow was relatively high.

This, however, is not possible in the case of the Northern Phyllite Zone. There, at least 5 000-6 000 m of sedimentary cover would be required, but the chances are that maximally 2 000 m were present. The metamorphic rocks of the Northern Phyllite Zone must have been buried deeply, in contrast to the very low grade rocks of other parts of the Rhenohercynian belt and in yet clearer contrast to the completely non-metamorphic Middle and Upper Devonian rocks which overlie the mid-German rise (Mitteldeutsche Schwelle)

SE and NW of Saarbrücken, as the Saar 1 borehole (Zimmerle, 1976) and the Duppenweiler (Müller, 1978) boreholes have revealed.

The metamorphism in the Rhenohercynian belt is synkinematic with respect to the folding and its associated first cleavage (Weber, 1976). The radiometric age of the synkinematic metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge has been determined by the K/Ar-method using rock-samples with phyllosilicate fabrics of purely metamorphic origin (Ahrendt *et al.*, 1978). In areas with metamorphic temperatures below 350° C the blocking temperature for the K/Ar system of white mica was not reached. Therefore these ages date the peak of metamorphism (fig. 1, 3). According to these datings the age of metamorphism in the north-eastern Rheinisches Schiefergebirge is about 300 m.y. whereas it increases toward the south up to 330 m.y. in the Taunus. The "Taunus Pre-Devonian" rocks, following to the south, have yielded younger ages which are interpreted as cooling ages, because during metamorphism the temperature in this area exceeded the blocking temperature for the K/Ar system of the mica. The ages of about 330 m.y. in the Lahn-Syncline were measured on phyllitic slates. These rocks were probably brought to their present position by nappe movement proceeding from the southern margin of the Schiefergebirge and therefore have the higher ages characteristic of the southern margin (Weber, 1978). The sudden transition from 300 m.y. to about 340 m.y. at the northern margin of the Schiefergebirge, still problematical, is currently under investigation.

The K/Ar datings are in accord with the suggestion that the folding migrated from south to north. Assuming a mean tectonic shortening of 32 % (Wunderlich, 1964) this wave of folding migrated (on average) 0,5 cm per year. Prograde deformation and metamorphic development are continuous processes without distinguishable phase-like events.

4) Tectonic/magmatic development of the Saxothuringian Zone.

The development of the Central European Saxothuringian Zone is controlled by its situation at the northern margin of the Bohemian Massif, with the Moldanubian region already stable in pre-Variscan time, and by its proximity to the East European Platform. To an increasing degree eastward deep-reaching NE-SW fractures and shear zones suffer interference from NW-SE fractures. Some of these NW-SE zones have functioned as transform faults. The fracture-systems have exercised an influence on trough developments, had a sustained effect on deformation and metamorphism during Palaeozoic time and contrived to reactivate large Proterozoic complexes and to involve them intimately in the make-up of the Saxothuringian Zone. Such effects are responsible for the fact that the Saxothuringian Zone, in contrast to the relative smooth

progression of events in the Rhenohercynian Zone, comprises several individual elements each with its distinctive characteristics :

1° The boundary between Saxothuringian and Moldanubian Zone is at a south-dipping shear-zone along which the Moldanubian rocks have been carried northward. Some authors propose that there is a reworked transgressional contact between the two major units (Von Gaertner, 1968), others see the line as the front of an important intra-Moldanubian thrust structure (Stettner, 1972) or else as the root-zone of a north-westward directed Palaeozoic nappe (Kossmat, 1927; Behr *et al.*, 1979). The continuous metamorphic transition from the Saxothuringian zone of greenschist facies to the Moldanubian zone which is developed in cordierite-sillimanite-potassiumfeldspatic gneiss shows partial diaphthoretic overprinting at the late Variscan (Schreyer, 1965).

2° In the Waldsassen Synclinorium there is an Ordovician to mid-Devonian sequence, now in greenschist facies.

3° The Fichtelgebirge-Erzgebirge anticlinal zone has a steep plunge southwestward. The broad Erzgebirge segment exposes Upper Proterozoic, a thin Cambro-Ordovician succession and an extensive occurrence of Ordovician acidic igneous rocks. To the east, the gneiss complex (high amphibolite grade) has been mobilized to anatexis. The southwestern (down-plunge) part of the anticlinal zone is dominated by thick Cambro-Ordovician (more than 1 000 m) which has reached the staurolite isograd in the Fichtelgebirge.

4° The lineament zone in central Saxony and the Oberpfalz (Zentralsächsisch-oberpfälzische Lineamentzone) is the most complex piece of structure in the whole Saxothuringian region. At the Elbe line, in the east, it swings round into the Elbtalzone striking NW-SE. Out ahead of the Erzgebirge there is the brachyform, diapir-like structure of the Saxon Granulitgebirge. Upper Proterozoic (possibly also some Cambrian) rocks have in the course of Caledonian events been made over into medium pressure granulites and brought into tectonic association with retrograde high pressure granulites and mantle rocks. These rocks have been taken, on lithological grounds, to represent low Precambrian orogenesis, tectonism and metamorphism, but all of that is contradicted by the radiometric dates so far obtained. These rocks are in contact, at a shear zone, with a thin, incomplete Cambro-Ordovician to Devonian sequence which is now at amphibolite and greenschist facies.

A narrow syncline situated between the Erzgebirge and the Granulitgebirge open and deepens southwestward. It contains early Palaeozoic (predominantly Ordovician) to Devonian rocks in greenschist facies. In this syncline, tight and affected by imbricate structures, some bodies of crystalline rock are caught up. These are either parautochthonous or allochthonous (For references see Schwan, 1974). The two largest,

the Münchberger massif in the west and the Frankenberg-Hainichen Zwischengebirge in the east, are wedge-shaped and asymmetrical, with steep southeastern boundaries and shallower northwestern boundaries. The Wildenfels body appears to be a flat sheet. Characteristic rocks are hornblende banded gneisses, which could have been derived from Cambrian magmatites and which have, in part, reached amphibolite or eclogite facies, augen gneisses with Ordovician intrusion ages and Upper Proterozoic sequences of greywackes and shales which have passed the disthene isograd. Low in the mass there are melange horizons with prasinite-amphibolite sheets, serpentinites and Ordovician shales. Those horizons are situated upon Carboniferous with a Wildflysch character. It has olisthostromes and proximal turbidite (Behr *et al.*, 1979). On the northwest this association of sediments (also called "Bavarian facies", whose characters are to be attributed to a long-maintained, complex pattern of rises and depressions in the depositional site) is thrust over anchimetamorphic rocks representing the Thuringian deeper-water facies. This lineament runs northwestward to meet a major line of fracture, the Vogtland Overthrust, at the Berga Anticline.

5° In the Berga Anticline Ordovician in greenschist facies is enclosed by anchimetamorphic Lower Carboniferous.

6° In the broad Teuschnitz-Ziegenrück Syncline, where anchimetamorphic Lower Carboniferous outcrops, there are certainly variations in structural style, due especially to the effects of the Frankenwald transverse structure, which strikes NW-SE, but no basement is introduced in this case.

7° Lower Palaeozoic is again exposed in the Schwarzburg Anticlinorium. In the core there is an Upper Proterozoic greywacke-shale sequence. Outcrop of the Upper Proterozoic widens eastward and across the Elbe line it extends some distance southward into the Lausitz area. The upper Proterozoic in the Schwarzburg Anticline has reached the biotite isograd. In the eastward continuation of its outcrop it is only of anchimetamorphic grade; but 50 km to the south, in the Granulitgebirge, and again 100 km away, in the Erzgebirge, it is polymetamorphic, has reached high grade amphibolite facies or granulite facies and is almost entirely blastomylonitic or in some places ultramylonitic. In the Lausitz region large volumes of these rocks have met anatexis and been made over into two-mica granodiorites.

Internal structures within the Schwarzburg Anticlinorium include thrusts striking NE-SW and also imbricate zones.

8° Following to the northwest of the Schwarzburg Anticlinorium there is the "southern phyllite zone" of the mid-German rise. Phyllitic Lower Palaeozoic rocks are found here.

9° Here, the mid-German rise is taken to form the northernmost element in the Saxothuringian belt. In the Emsian to Givetian it began to assert itself as a rise separating the Rhenohercynian and Saxothuringian Zones. Its crystalline rocks are exposed in the Kyffhäuser and Ruhla areas and in the Odenwald and Spessart. Numerous boreholes have encountered the buried continuation of the rocks of the rise, east of the Elbe line, in the Thuringian depression, and at points farther west through to the Saar 1 Borehole. The rise becomes broader as it runs westward at the expense of the complex Saxothuringian outcrop near the northern margin of the Bohemian Massif. Judging by lithologies, the rocks of the rise include some which are probably Upper Proterozoic, also a coloured Cambro-Ordovician to Silurian sequence and in addition numerous (presumed Ordovician) intrusions of porphyroid acidic sheets. Lower levels of structure show dome-like arrangements (as in the Böllsteiner Odenwald or the Ruhla Crystalline Massif), but higher (younger?) levels are strictly controlled by a NE-SW structural grain. Metamorphism reaches the sillimanite isograd. Powerful shear zones and penetrative mylonitic fabrics are common. There is also anatectic mobilization, affecting particular zones, and giving rise to rocks of granitoid, dioritic and gabbroid composition.

10° The "northern phyllite zone", lying in front of the mid-German rise, can be referred to the Rhenohercynian region. It is encountered in the east as the Wippra zone of the southern Harz and is met again in boreholes in the Thuringian depression and, in the west, in the Duppenweiler borehole. In this phyllite zone Cambro-Ordovician rocks are in some places altered up to the almandine isograd. The structures are usually steeply disposed, with intensive shearing and mylonitization, which invites interpretation of the zone as an important shear zone at the northwest margin of the mid-German crystalline rise. Along this line the crystalline rocks have ridden over the northern phyllite zone.

The platform-margin faults which run NW-SE in ground eastward of the Lausitz block produce a special set of structures with NW-SE strike (Bober-Karzbach Mountains, inner Sudeten Syncline, West Sudeten Mountains). These are less in evidence farther to the west even although a number of powerful transverse structures cut the Saxothuringian Zone.

In the Variscan geology of Central Europe there is no convincing evidence of *Precambrian consolidation*. At almost all of the localities where the possibility of a Cadomian discordance might be explored the problem is obscured by structural and metamorphic effects. There are, as yet, no known Precambrian Rb/Sr isochrons. The first firmly identifiable pebbles of regional metamorphic rock come from the Upper Devonian. Some K/Ar ages between 300 and 790 m.y. are limited in their significance because of the polymetamorphic overprint. Only in the Lausitz greywacke

outcrop is it possible to map a weak discordance within the Proterozoic. In the Moldanubian to the south, however, there is indubitably powerful Cadomian folding and metamorphism. In the Fichtelgebirge and the Erzgebirge, in the lower set of rocks in the Münchberg Massif and also in parts of the mid-German rise, Cadomian effects reaching greenschist facies are very probable present (Stettner, 1972; Weinhold, 1977).

The numerous *Caledonian* Rb/Sr isochrons obtained from European basement are the subject of active discussion at the present time. Some are ages of intrusion, others must be interpreted as dates of metamorphic effects which are closely associated with intensive deformation (granulites and anatexitic gneisses). There is an apparent paradox in that the sedimentary rocks at higher levels of structure carry no evidence (apart from occasional slight breaks in the successions) of Caledonian events. Because of this, there has been frequent reference to a "Caledonian heating event", with non-orogenic magmatism. The dates of metamorphism have been doubted (Zwart and Dornsiepen, 1978; Zoubek, 1976). Others have reconfirmed the dates of metamorphism (e.g. Scharbert, 1979). Since the rocks involved are high grade metamorphic rocks representing deep crustal levels, some authors have envisaged different sets of processes operating independently of one another, yet contemporaneously, in different levels of the crust (e.g. Gebauer and Grünenfelder, 1979; Behr, 1978; Weber, 1978). Even the juxtaposition of two distinct Caledonian geothermal gradient, operating in neighbouring crustal strips, the one producing intermediate P/T granulites (30°-40° C/km), the other low P/T migmatites (50°-70° C/km) involves no contradiction. For such arrangements can be explained by horizontal tectonic effects within the crust involving A-subduction and subfluence. Caledonian folding, some of it alpinotype and with cleavage, has been recognized in the northwestern part of the Rhenohercynian zone, under the sub-Variscan foredeep in the northern part of Central Europe, and along the western margin of the East European platform. For the Moldanubian zone to the South a Caledonian anatexis was dated in the Bavarian Forest (Grauert *et al.*, 1974).

A number of uncertainties have surrounded the problem of dating *Variscan* events in the crystalline rocks, but work done on the Münchberg massif by Gebauer and Grünenfelder (1979) and Sollner (1978) has brought significant improvement. It has become clear that Acadian-Bretonic processes at depth were of particular importance and also that there was a duality, with both intermediate P/T conditions and low P/T conditions. Folding and medium grade metamorphism effective during mid to late Devonian time are suggested also for the Fichtelgebirge-Erzgebirge Anticline zone and for the mid-German rise.

Acadian folding, active at deep levels from the Massif Central (Bernard-Griffiths *et al.*, 1977) through

to the Saxothuringian Zone coincide in time with the tensional tectonism evident in the Rhenohercynian Zone (Ziegler, 1978).

The main Variscan tectonism took place in a Sudetic-Asturic range of age. In contrast to the earlier events it affected deep levels and the sedimentary superstructure as well. In the course of these events there was some measure of approach of character, involving, on the one hand, the old, deep-crustal crystalline rocks and on the other the low grade rocks of the superstructure - retrograde blastomylonitisation and prograde metamorphism into high greenschist or low amphibolite facies both took place. The enhanced

crustal mobility led to the establishment of the narrow structural bodies encountered in the Saxothuringian Zone. The Granulitgebirge serves as a model case of enhanced crustal mobility, zonal imprint of polymetamorphism and of polymylonitic fabric, and of close-set isograds (Behr, 1979). An especially clear feature of the whole Saxothuringian geology is the late kinematic/post kinematic flood of granitic intrusions.

5) Geodynamic considerations.

Geodynamic models proposed to explain the development of the Central European Variscides are of two kinds.

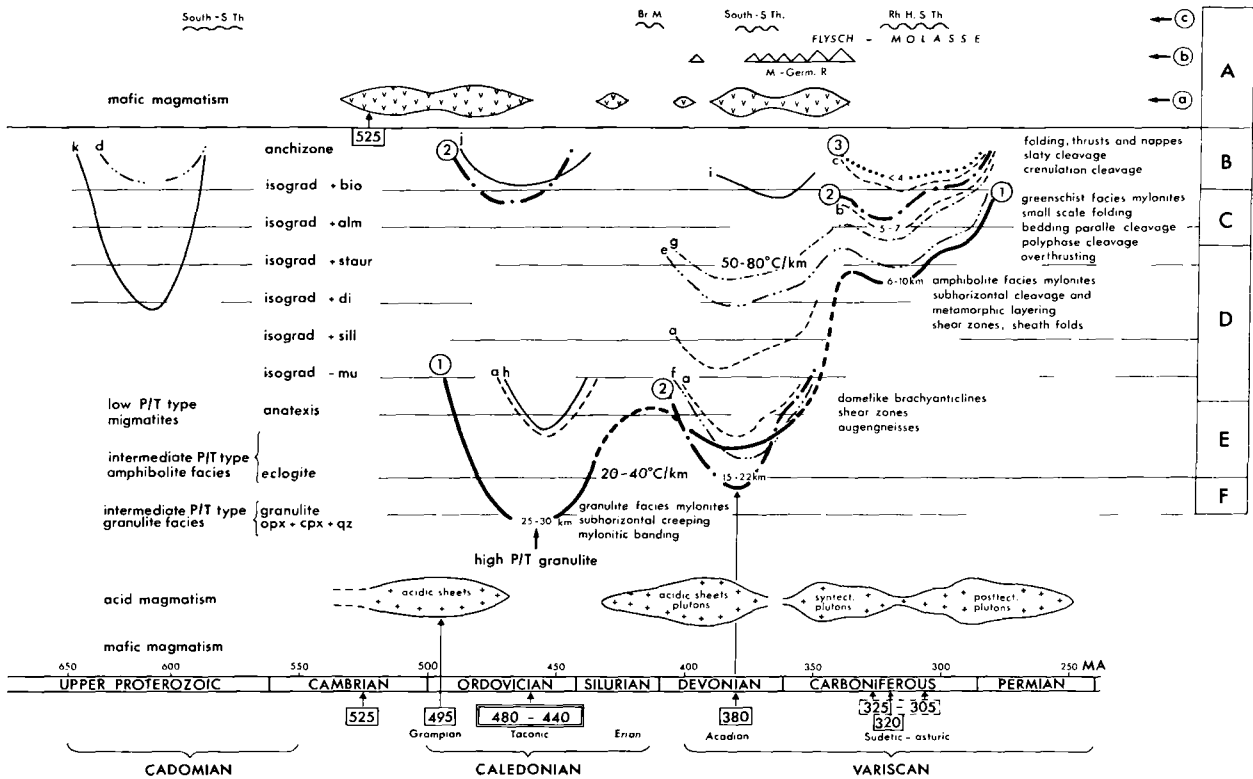


Fig. 3. — Sketch of the magmatic, metamorphic and tectonic events.

A, events within the sedimentary stockwerk : a, basic volcanism, indicating tensional phases ; b, uplifting of the mid German rise ; c, folding (South - S.Th : Southern Saxothuringian zone ; Rh.H.S.Th : Rhenohercynian and Saxothuringian zones ; Br.M. : Brabant Massif). — B, Schiefergebirge Stockwerk. — C, Phyllite Stockwerk. — D, Gneiss Stockwerk. — E, Magmatite anatexite Stockwerk. — F, Granulite Stockwerk.

1, Granulitgebirge. — 2, Münchberg Massif. — 3, Rheinisches Schiefergebirge. — a, mid German crystalline zone. — b, northern phyllite zone. — c, southern phyllite zone. — d, Fichtelgebirge/Erzgebirge. — e, Western Erzgebirge. — f, eastern Erzgebirge. — g, Fichtelgebirge. — h, Bavarian Forest, Schwarzburg anticline. — j, northern mid Europe. — k, crystalline area of Tepla (Moldanubian zone).

One line rectangle : Rb/Sr ages for the Münchberg Massif. — Double line rectangle : Rb/Sr ages for granulites. Dashed rectangle : K/Ar ages of metamorphism for the Rheinisches Schiefergebirge.

1° Some propose that a consolidated platform was broken by a system of deep fractures, which brought about large vertical offsets and divided the basement into blocks. Magmatic diapirism could have played a part in inducing vertical movement. Horizontally directed tectonics and nappe-like developments are not favoured. Interpretations involving autochthonous tectonic effects are preferred (Brause, 1970; Suk, 1979; Dvorak and Paproth, 1969; Krebs and Wachendorf, 1973).

2° Application of plate-tectonic concepts has re-awakened discussion of models involving horizontally directed tectonism. However it has not so far been possible to find evidence of any suture which might have acted within the Central European Variscides in a B-subduction context. The lack of any deep-sea sediments, the continental tholeiitic character of the initial magmatism and the character of the metamorphism indicate instead an intracontinental, ensialic orogen with A-subduction. Any outstanding contradictions and any apparent peculiarities in the Caledonian-Variscan development of this whole region can, in our view, be understood in terms of the subfluence mechanism. The causative event can be suggested to have been separation of the lithospheric mantle from the crust with consequent subcrustal subduction - all of this in keeping with the delamination principle proposed by Bird (1978).

Analysis of the Lower Carboniferous flysch on the north of the Bohemian Massif has produced new arguments for early Palaeozoic nappe structures in the southern part of the Saxothuringian Zone, these being rooted in structures at the Moldanubian/Saxothuringian boundary. From there, nappes with Cambro-

Ordovician to Devonian platform sediments and also some through sediments were driven northward over what later became the area of the Fichtelgebirge-Erzgebirge Anticlinal zone. If all of this is so, then it is necessary to reopen discussion of the problem of the allochthonous strata of the Münchberg Massif and the Zwischengebirge. Shortening and overthrusting in the order of 50-100 km would be involved.

At the northern margin of the Moldanubian and at the northern margin of mid-German rise there are important, deep-reaching thrust-zones. In these areas, geophysical work has given indications of the existence of deep-reaching crustal overthrusts and has recognized a discontinuity thought to be a Palaeo-Moho (Giese, 1978).

Within both the Saxothuringian and Rhenohercynian Zones there are further overthrusts, some of them of impressive scale, e.g. in the Ardennes. These are in most cases listric overthrusts, the larger of which, e.g. the Siegen Thrust, may give over into horizontal movement surfaces at perhaps 6-8 km depth.

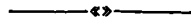
Horizontal nappe movements are found in the foreland of subfluence zones, e.g. in the north foreland of the mid-German rise and the Moldanubian region. In these cases crustal shortening has to be considered, and gravitational forces could locally have had some effect. These are thoughts which raise once again for discussion the concepts of horizontal tectonic transport earlier developed by Suess and Kossmat. Although the subfluence tectonics is a consequence of super-imposed plate movements regional plate models for the Variscan cannot at present be deduced from its Rhenidian part alone.

REFERENCES

- 1) AHRENDT H., HUNZIKER J.C., and WEBER K. (1978). — K/Ar-Alterbestimmungen an schwachmetamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. *Zt. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 229-247.
- 2) ALBERTI H. and WALLISER O.H. (1977). — Überblick über die paläogeographische und tektonische Entwicklung des Westharzes. *Exkursionsführer Geotagung*, 77, I, Exk. H, p. 173-178, Göttingen.
- 3) BEHR H.J. (1978). — Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. *Zt. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 283-318.
- 4) BEHR H.J. (1979). — Polyphase shear zones in the Granulite Belts along the margins of the Bohemian Massif. *J. of Structural Geology* (in press).
- 5) BEHR H.J., ENGEL W. and FRANKE W. (1979). — Wyldflysch and nappe tectonics in the Saxothuringian Zone (in preparation).
- 6) BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. and DUTHOV J.C. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectometamorphic event in the Western Massif Central Français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, p. 199-212.
- 7) BIRD P. (1978). — Initiation of Intracontinental Subduction in the Himalaya. *J. of Geophys. Res.*, vol. 83, p. 4975-4987.
- 8) BRAUSE H. (1970). — Variskischer Bau und "Mitteldeutsche Kristallinezone". *Z. Geologie*, vol. 19, p. 281-292.
- 9) DORNSEIPEN U.F. (1978). — Ein Überblick über die europäischen Varisziden. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 521-542.
- 10) DVORAK J. and PAPROTH E. (1969). — Über die Position und die Tektogenese des Rhenohercynikum und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, p. 65-88.

- 11) FRANKE W. (1973). — Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, West-Deutschland). *Geol. Jb.*, A, vol. 11, p. 3-127. Hannover.
- 12) FRANKE W., EDER W., ENGEL W. and LANGENSTRASSEN F. (1978). — Main Aspects of Geosynclinal Sedimentation in the Rhenohercynian Zone. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 201-216.
- 13) FRANZKE H.J. (1969). — Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von Wippra (Harz). *Hercynia*, n° 6, p. 187-206.
- 14) GAERTNER v. W.R. (1968). — The position of the excursion areas within the Scope of the Variscan Orogen. - Int. Geol. Congr. Prague, *Guide to excursion C 34*, p. 3-27, Prague.
- 15) GEBAUER D. and GRUNENFELDER M. (1979). — U-Pb Zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg Gneiss Massif, Northeast Bavaria. *Earth and Planetary Sci Letters*, vol. 42, p. 39-44.
- 16) GIESE P. (1978). — Die Krustenstruktur des Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 513-520.
- 17) GRAUERT B., HANNY R. and SOPTRAJANOVA G. (1974). — Geochronology of a Polymetamorphic and Anatectic Gneiss Region: The Moldanubicum of the area Lam-Deggendorf, Eastern Bavaria, Germany. *Contr. Mineral, and Petrol.*, vol. 45, p. 37-63.
- 18) HOEPPENER R. (1957). — Zur Tektonik im SW-Abschnitt der Moselmulde. *Geol. Rdsch.*, vol. 46, p. 318-348.
- 19) JAHNKE H. (1971). — Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke. *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, vol. 9, p. 105.
- 20) KASIG W. and SPAETH G. (1975). — Neue Ergebnisse über die Geologie der Kern- und Mantelschichten des Hohen Venns auf Grund von Profilaufnahmen bei der Verlegung der Erdgasleitung Aachen Rheinfelden. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 126, p. 1-14.
- 21) KOSSMAT F. (1927). — Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. Sachs. Geol. L.-A.*, H 1, p. 1-39.
- 22) KRAMM H. (1973). — Chloritoid stability in Manganese rich low-grad metamorphic rocks, Venn-Stavelot-Massif, Ardennes. *Contr. Min. Petrol.*, vol. 41, p. 179-196.
- 23) KREBS W. and WACHENDORF H. (1973). — Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 84, p. 2611-2630.
- 24) KREBS W. and WACHENDORF H. (1974). — Fal tungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. - Ab-bilder eines orogenen Diapirismus. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 147, p. 30-60.
- 25) KUBLER B. (1967). — La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *In Etages tectoniques*, p. 105-122. Colloque de Neu-châtel, 18-24, 4.
- 26) LANGHEINRICH G. (1976). — Verformungsanalysen im Rhenohercynikum. *Geotekt. Forsch.*, vol. 51, p. 1-127.
- 27) LUTZENS H. (1972). — Stratigraphie. Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittel-Unterharzes. *Geologie, Beih.*, vol. 74, p. 105.
- 28) LUTZENS H. (1975). — Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes. *Geologie, Beih.*, vol. 74, p.105.
- 29) LUTKE F. (1968). — Die Geologie der westlichen Harzgeroder Zone im Überblick (Silur und Devon; Harz). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 8, p. 449-475.
- 30) LUTKE F. (1977). — Zur paläogeographischen und tektonischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 153-160.
- 31) MEISL S. (1970). — Petrographische Studien im Grenzbereich Diagenese-Metamorphose. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, vol. 57, p. 1-93.
- 32) MOTTANA A. and SCHREYER W. (1977). — Carpho-lite Crystal Chemistry and Preliminary Experimental Stability. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 129, p. 113-138.
- 33) MÖBUS G. (1977). — Caractéristiques de l'évolution de la Zone Saxothuringienne dans l'orogénèse hercynienne en Europe Centrale. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. CNRS, Rennes*, vol. 243, p. 391-404.
- 34) MULLER E.M. (1978). — Ergebnisse der Forschungsbohrungen Duppenweiler/Saar. Vortrag auf der 130. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesell., Aachen.
- 35) PAPROTH E. and TEICHMULLER R. (1958). — Die paläogeographische Entwicklung der subvarikischen Saumsenke in Nord-Westdeutschland im Laufe des Karbons. *C.R. 4^{me} Congr. géol. Carbonif.* (Heerlen), p. 471-490.
- 36) REICHSTEIN M. (1965). — Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. *Geologie*, vol. 14, p. 1039-1076.
- 37) RIBBERT K.H. (1975). — Stratigraphie und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nordlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, vol. 18, p. 1-58.
- 38) SCHARBERT S. (1979). — Geochronologische Datierungen. *In Schönlaub W.P.: Das Paläozoikum in Österreich. Abh. Geol. B.A.* (Wien), p. 35-39.
- 39) SCHERP A. (1959). — Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. *Geol. Jb.*, vol. 77, p. 95-120.
- 40) SCHREYER W. (1957). — Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum des südlichen Bayrischen Waldes. *Geol. Rdsch.*, vol. 46, p. 306-317.
- 41) SCHREYER W. (1975). — New petrologic evidence for Hercynian metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Belgium. *Geol. Rdsch.*, vol. 64, p. 819-830.
- 42) SCHREYER W. and ABRAHAM K. (1978). — Prehnite/Chlorite and Actinolite/Epidote bearing mineral assemblages in the metamorphic igneous rocks of La Helle and Challes, Venn-Stavelot-Massif, Belgium. *Ann. Soc. Geol. de Belgique*, vol. 101, p. 227-241.
- 43) SCHWAN W. (1974). — Das Sächsische Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneissmasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum. *Erlanger geol. Abh.*, vol. 99, p. 1-189.

- 44) SCHWAB M. (1974). — Harz-verkehrt gestapelt. Neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes. *Wiss. u. Fortschr.*, vol. 24, p. 85-89.
- 45) SOLLNER F. (1978). — Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Münchberger Gneissmasse, NE-Bayern. Inaugural Dissertation München, Ludwig-Maximilian-Universität, p. 1-125.
- 46) STETTNER G. (1972). — Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 123, p. 291-326.
- 47) STOPPEL D. (1977). — Schlammstrom-Sedimente im Oberdevon des Südwestharzes und des östlichen Kellerwaldgebirges. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 128, p. 81-98.
- 48) SUK M. (1979). — Hauptprobleme des tiefen Unterbaues der Böhmisches Masse. *Krystalinikum*, vol. 14, p. 109-118.
- 49) TEICHMULLER M., TEICHMULLER R. and WEBER K. (1979). — Inkohlung und Illitkristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und im Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* (in press).
- 50) WALLISER O.H. (1977). — Probleme der geotektonischen Einordnung der Variskiden. *Z. f. angew. Geol.*, vol. 23, p. 459-463.
- 51) WATZNAUER A., TROGER K.A. and MÖBUS G. (1976). — Gleichheiten und Unterschiede im Bau der Saxothuringischen Zone westlich und östlich des Elbelineamentes. *Nova Acta Leopoldina*, N.F., vol. 224, p. 93-110.
- 52) WEBER K. (1972). — Kristallinität des Illits und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 141, p. 333-363.
- 53) WEBER K. (1976). — Gefügeuntersuchungen an transversalgeschieferten Gesteinen aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. (Ein Beitrag zur Genese der transversalen Schieferung). *Geol. Jb., D.*, vol. 15, p. 3-98.
- 54) WEBER K. (1978). — Das Bewegungsbild im Rhenoharzynikum. Abbild einer varistischen Subfluenz. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 249-281.
- 55) WEINHOLD G. (1977). — Zur privariskischen Vererzung im Erzgebirgskristallin aus der Sicht seiner lithofaziellen und geotektonisch-magmatischen Entwicklung während des assyntisch-kaledonischen Ara. *Freiburger Forsch. -H.*, C 320, p. 1-53.
- 56) WINKLER H.G.F. (1976). — Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 334 p. Springer, New York, Heidelberg, Berlin.
- 57) WITTIG R. (1968). — Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel. *Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforschung*, vol. 96, p. 31-67.
- 58) WOLF M. (1972). — Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 141, p. 222-257.
- 59) WOLF M. (1978). — Inkohlungsuntersuchungen im Hunsrück (Rheinisches Schiefergebirge). *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 217-227.
- 60) WUNDERLICH H.G. (1964). — Mass, Ablauf und Ursachen der orogenen Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. *Geol. Rundschau*, vol. 54, p. 561-882.
- 61) ZIEGLER P.A. (1978). — North-Western Europe : Tectonics and basin development. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 57, p. 589-626.
- 62) ZIMMERLE W. (1976). — Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. In Die Tiefbohrung Saar 1. *Geol. Jb. R.A.H.*, vol. 27, p. 91-305.
- 63) ZOUBEK U. (1976). — Diskussionsbeiträge zur Geochronologie und zum "moldanubischen Problem" *Nova Acta Leopoldina*, N.F., vol. 224, p. 475-480.
- 64) ZWART H.J. and DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geol. en Mijnbouw*. vol. 57, p. 627-654.



La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne

par Albert AUTRAN (*) et Jean COGNÉ (**)

Résumé. — C'est dans la zone interne de l'orogène varisque que l'on peut observer les indices magmatiques les plus démonstratifs de la distension d'âge Paléozoïque inférieur qui a succédé à l'orogène cadomien. Dès la fin du Silurien, ce domaine à croûte amincie, voire océanique, a commencé à se contracter par rapprochement de la plaque gondwanienne au Sud-Ouest et de la nouvelle plaque laurussienne au Nord-Est. Des microplaques intermédiaires, d'origine gondwanienne, entrent alors en collision, développant la zone orogénique ligérienne d'âge dévonien, dont les caractères structuraux et métamorphiques sont alpinotypes. La chaîne hercynienne proprement dite, consécutive à cette collision, est caractérisée par les grands cisaillements intracrustaux et les chevauchements achevant le raccourcissement Nord-Sud global, avec migration externe des zones de déformation, et activation magmatique intense de la croûte dans la zone interne (fusion crustale). Cette étape ensialique de l'orogénèse varisque, d'âge carbonifère, est celle classiquement désignée par le terme "hercynotype", mais elle est très clairement superposée et successive à un premier stade très important, alpinotype, caractéristique de la zone interne.

Abstract. — In the internal zone of the Variscan orogen. Cadomian orogenesis was succeeded by Paleozoic magmatic activity during a period of crustal extension. From the end of the Silurian onwards, the thinned crust of oceanic origin was subjected to shortening between the converging plates of Gondwana to the South-West and the new Laurussia to the North-East. Intervening microplates of Gondwana affinity collided and produced the Ligerian orogen, of Devonian age, with structures and metamorphism of Alpine type. Further collision produced the Hercynian chain proper. Shortening was accomplished by major overthrusts and accompanied by large transcurrent shears. Deformation migrated progressively outwards, giving way to intense magmatic activity and crustal melting in the internal zones. This ensialic stage of the Variscan orogen, Carboniferous in age, has been described as being of "Hercynian type", but it is quite clearly superposed on earlier important stages of Alpine type, at least in the internal zone.

INTRODUCTION

La zone axiale (fig. 1) de l'orogène varisque, "Moldanubischer Scheitel" dans les régions médio-européennes, est caractérisée par la présence de roches très métamorphiques et de granites en partie antérieurs à la tectogénèse hercynienne proprement dite. Ses caractères ont conduit très tôt de nombreux auteurs à lui attribuer une longue histoire polyorogénique, partant d'un socle cadomien ou même plus ancien (Moldanubien) plus ou moins repris dans une évolution "calédonienne" avant le développement de la tectogénèse hercynienne *sensu stricto*.

(*) B.R.G.M., Service géologique national, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex (France).

(**) Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (L.P.-C.N.R.S.), Institut de Géologie de l'Université de Rennes, 35042 Rennes Cedex (France).

Ainsi, Pruvost (1949) fut-il conduit à définir la *Ligeria* sud-armoricaine comme un domaine paléogéographique original, caractérisé par une lacune des formations fini-siluriennes et dévoniennes inférieures ou moyennes et par la transgression du Dévonien moyen ou supérieur, consécutive à une évolution "calédonienne" développant la cordillère "ligérienne" qu'il centrerait sur la "ride de Lanvaux". De son côté, Demay (1934) avait défini une zone précambrienne dans ces mêmes régions d'Europe occidentale, notion reprise et précisée par Jung (1954) sous le terme de noyau Arverno-vosgien dans le Massif Central français.

L'évolution de ces régions a été progressivement précisée ou redéfinie ensuite à travers les travaux de Roques (1941), Demay (1948), Chenevoy (1957), Cogné (1957), Collomb (1970), Roques (1971), Cogné et Vidal (1972), Chenevoy et Ravier (1974), Vidal (1974), etc..., et le fait structural et chronologique essentiel qui se dessine désormais est bien l'acquisition d'une structu-

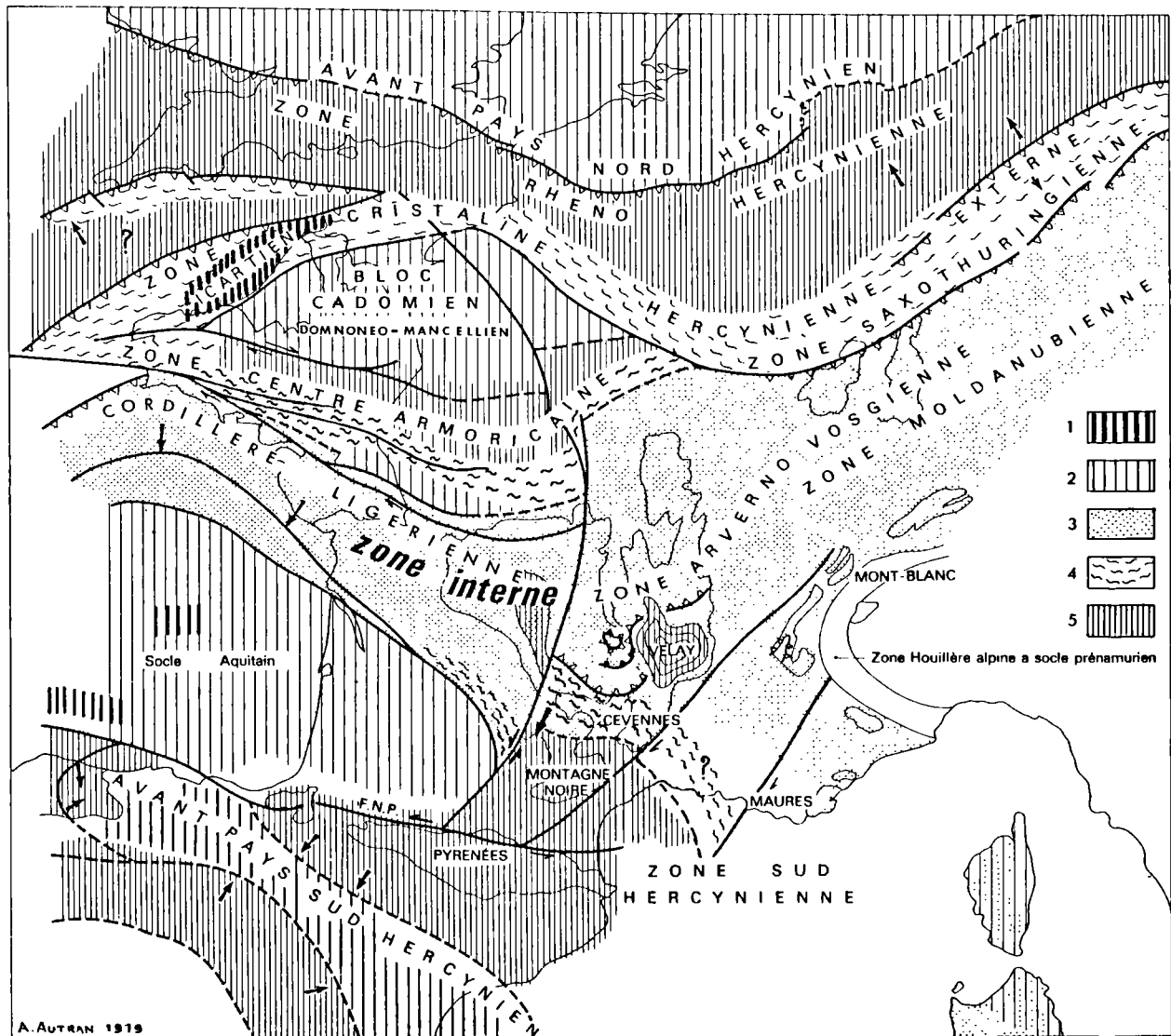


Fig. 1. — Les grandes zones structurales de l'orogène varisque en France.

1, Reliques de socle datées à 2.000 M.A. (bloc Pentévrien-Icartien de la Manche, escarpements nord et sud du talus continental du Golfe de Gascogne). — 2, Domaines de socle pré-varisque non affectés (au Nord) ou faiblement déformés par l'orogène varisque. — 3, Zone interne (ligérienne) de l'orogène varisque à déformation majeure polyphasée pendant le Dévonien. — 4, Zones à déformation majeure pendant le Dinantien (phases "bretonne" ou "sudète"). — 5, Zones à déformation majeure d'âge carbonifère supérieur (phases "asturienne" ou "saalienne").

ration tectonique et métamorphique majeure antérieure au dépôt des formations dévono-dinantiennes.

Après une longue période d'hésitation sur l'âge cadomien ou plus récent de cette évolution pré- ou

anté-hercynienne, et sur ses liens avec l'évolution varisque, d'importants progrès ont été réalisés ces dix dernières années grâce à la coordination des recherches par les méthodes géochronologiques, structurales et pétrographiques modernes propres aux zones

profondes. Une remarquable cohérence des résultats apparaît désormais, montrant que *cette période orogénique majeure, dite ligérienne* (*) depuis Pruvost dans les régions sud-armoricaines (Cogné, 1976), *est d'âge siluro-dévonien et plus ou moins contemporaine par conséquent de la phase acadienne des Appalaches* (Autran et Guillot, 1974 ; Cantagrel, 1973 ; Autran, 1978 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977).

Cette période orogénique précoce, propre à la zone interne de l'édifice varisque, succède à une longue évolution sédimentaire et magmatique proto-océanique à océanique véritable s'étendant du Précambrien terminal à la fin de l'Ordovicien (Cogné et Wright, 1980, dans ce volume), où l'on a pu caractériser successivement une période d'extension ou de distension crustale suivie d'une autre, à partir du Silurien, de convergence avec création d'arcs insulaires et de marges actives d'âge siluro-dévonien.

Zone active par excellence du domaine varisque, cette région a été soumise ensuite dès le Dévonien dans le Massif Central, puis partout au cours du Carbonifère, à une compression intracrustale vigoureuse qui caractérise le dispositif hercynien proprement dit. Elle a été alors le siège des magmatismes leucogranitiques d'origine essentiellement anatectique (granites de type S au sens de Chapell et White, 1974), liés au développement en profondeur des chevauchements intracontinentaux puis de cisaillements-décrochements de grande ampleur. C'est là l'image la plus apparente — et aussi la plus tardive — du développement varisque. Ainsi se sont formés les importants charriages intracrustaux, à regard externe (Sud) dont les plus précoces sont déjà d'âge dévonien dans le Haut-Allier (Massif Central) puis d'âge viséen inférieur (Séries de la Brévenne, et surtout le charriage de Marvejols sur la série du Lot (Demay, 1948 ; Mattauer *et al.*, 1976 ; Burg et Matte, 1978 ; Briand et Gay, 1978 ; Pin, 1979). Ce type d'évolution est très comparable à celui décrit actuellement dans la partie orientale nord de l'orogène (Allemagne, Autriche, Bohême) (Breddin, 1973 ; Behr, 1978, Fuchs, 1976). L'importante "zone broyée sud-armoricaine" (Z.B.S.A.) définie par Cogné (1954, 1960) appartient à cette évolution et présente une succession d'événements du même type (chevauchements intracrustaux, cisaillements) (Jegouzo, 1976) qui en font un des linéaments majeurs de l'édifice hercynien ouest-européen, et aussi un modèle de l'évolution "ensialique" consécutive à la collision plus méridionale qui caractérise au Carbonifère cette évolution.

(*) Nous préférons ce terme propre à l'Europe occidentale, qui s'applique bien aux régions décrites ici, parcourues par la Loire (Liger) de ses sources à son embouchure, plutôt qu'employer le terme "acadien", qui définit sensiblement la même période de temps dans les Appalaches mais non, semble-t-il, la même zone structurale.

I. — AGE DEVONIEN DE L'EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE MAJEURE DE LA ZONE VARISQUE INTERNE (Cordillère ligérienne)

Dans la zone Sud-Armoricaine - Vendéo-Limousine, prolongement classique vers l'Ouest de la zone Moldanubienne de l'Europe moyenne, un encadrement chronologique assez rigoureux permet de situer l'évolution tectonique et métamorphique majeure au Dévonien inférieur à moyen.

A) ARGUMENTS STRATIGRAPHIQUES

En des localités suffisamment étendues pour s'y assurer de la position lithostratigraphique et de l'état métamorphique et structural par rapport à celui des terrains non datés environnants, les découvertes récentes de faunes ont permis la datation locale de terrains qui, dans la plupart des régions, apparaissent malheureusement azoïques (fig. 2).

Les étages stratigraphiques les plus récents identifiés dans les séries *préorogéniques* sont ainsi :

— le Silurien en Vendée littorale (Brétignolles) (Deflandre et Ters, 1966 ; Ters, 1970) ;

— l'Ordovicien supérieur - Silurien en Vendée centrale (Chantonay) (Wynns, 1979) ;

— le Silurien supérieur en Bas-Limousin (Guillot et Lefevre, 1975) ;

— le Cambro-ordovicien dans le Lot (schistes de St-Geniez d'Olt) (Briand *et al.*, 1978).

L'âge des *premiers dépôts post-orogéniques* est :

— Givétien en Vendée centrale avec un faciès de calcaire récifal, shales et grès néritiques (Ville Dé d'Ardin) (Camuzard *et al.*, 1969) ;

— Givétien-Frasnien, avec aussi un faciès récifal, puis Famennien sous un faciès de schistes et volcanites dans tout le NE du Massif Central. Dans le Lyonnais en particulier, la transgression du Dévonien supérieur - Viséen inférieur sur le socle anatectique érodé vient d'être confirmée (Beurrier *et al.*, 1979).

Partout ailleurs, on doit se contenter d'assimilations au mieux lithostratigraphiques entre les séries lithologiques *préorogéniques*, et surtout de nombreuses datations isotopiques qui permettent de donner des limites d'âge pour les dépôts des sédiments, par l'intermédiaire des roches plutoniques antérieures ou recoupantes.

B) ARGUMENTS DE GEOCHRONOLOGIE ISOTOPIQUE

1) L'âge des séries initiales.

Jusqu'à présent, une seule datation directe d'un complexe volcano-sédimentaire métamorphisé (groupe

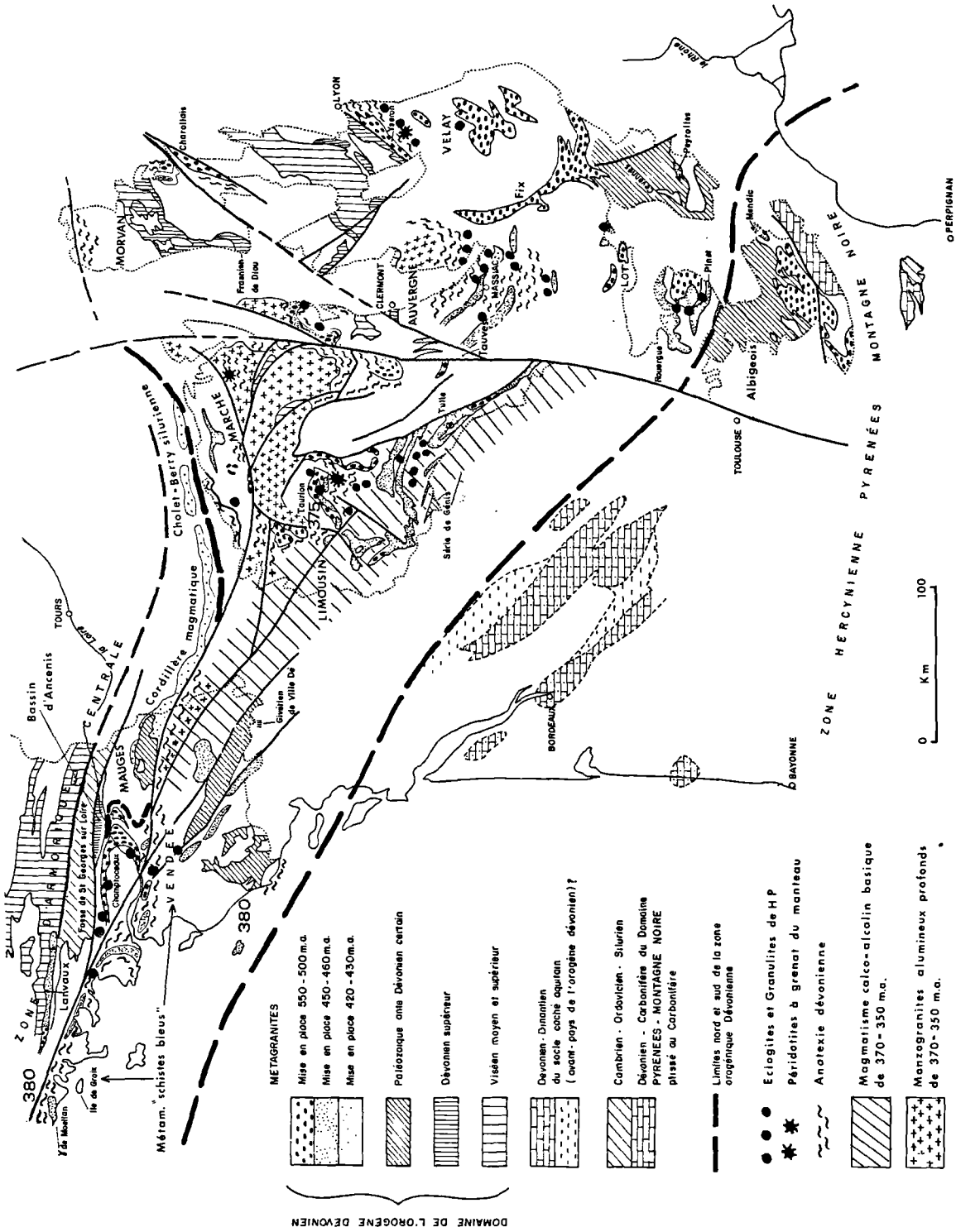


Fig. 2. — Localisation de quelques données utilisées pour définir et caractériser la période orogénique d'âge dévonien (après annulation du décrochement senestre post-dévonien du Sillon houillier).

leptyno-amphibolique) dans ses termes intrusifs et volcanique a été réalisée, par la méthode U-Pb sur zircons à Marvejols dans le Lot. Elle permet d'attribuer au Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur (~ 480 M.A.) un des types lithologiques les plus caractéristiques de l'ancien Noyau arverno-vosgien (Pin et Lancelot, 1978 ; Pin, 1979).

Il convient cependant de remarquer que sous ce terme de "formations leptyno-amphiboliques" sont désignés dans toutes ces zones des ensembles volcano-sédimentaires ou volcaniques fortement métamorphisés qui peuvent n'avoir pas partout le même âge initial bien qu'appartenant sans doute au même dispositif paléogéodynamique d'extension crustale et d'expansion progressive donnant des éléments de croûte océanique et parfois de véritables ophiolites depuis le Précambrien terminal jusqu'à l'Ordovicien. C'est ainsi que les séries cristallophylliennes de Champtoceaux sous-jacentes au Briovérien des Mauges, de même type leptyno-amphibolique que celles du domaine arverno-vosgien, sont recouvertes en discordance, soit par le Paléozoïque inférieur de la bordure sud du Synclinal d'Ancenis, soit vers le Sud par le Cambrien moyen à Paradoxides. Ceci leur donne un âge initial minimum infracambrien et sans doute précambrien terminal (Vidal *et al.*, 1970) confirmé par l'âge cambrien (550 M.A.) des orthogneiss qui s'y trouvent inclus (Vidal, 1976).

Par la méthode de l'encadrement d'âge, on peut aisément définir pour la plupart des séries lithostratigraphiques préorogéniques un âge antérieur à l'Ordovicien moyen, car il est assez facile, malgré les déformations et le métamorphisme, de caractériser l'intrusion d'un corps granitique grâce à ses effets thermiques et la nature de ses contacts. Mais il est beaucoup plus délicat de distinguer des granites incontestablement antérieurs au dépôt d'une série sédimentaire et affectés en même temps que celle-ci par les déformations et le métamorphisme que l'on cherche à dater. C'est ce qui a été recherché dans le Limousin et identifié dans la région de Thiviers (Floch, 1977) et dans celle de Châteauneuf (Mouthier, 1977) ; malheureusement dans les deux cas, le granite ancien n'a pas pu être encore daté sur le site où ces relations sont établies. Dans l'antiforme de Tulle, les métagranites de Mulatet et Chameyrat, datés à 530 M.A., paraissent aussi séparés de la série du Limousin par des méta-arkoses (Guillot, 1980).

2) L'âge des granites.

Les datations isotopiques de granites nous fournissent surtout un bon encadrement de l'évolution orogénique, tout à fait compatible avec les datations stratigraphiques rappelées ci-dessus.

a) *Les granites préorogéniques.* Ce sont :

— des granites potassiques rouges dans le Limousin (leptynites roses d'Aubazines) ou en Auvergne (gneiss

œillé et leptynite de Tauves) (Bernard-Griffiths, 1976 et 1977) datés à 430 M.A. (Silurien) ; orthogneiss du Celoux près de Brive, datés à 406 M.A. (Bernard-Griffiths, 1980) ;

— un granite à biotite potassique alumineux, le gneiss œillé du Pinet en Rouergue daté à 450 M.A. ainsi que, en Bretagne méridionale, les orthogneiss alcalins de Roguédas (Peucat, Le Métour et Audren, 1978) et de Moëlan II (Vidal, 1976) datés à 460 M.A. et 470 M.A.

b) *L'âge de l'anatexie* contemporaine de la fin de l'évolution métamorphique a été obtenu par isochrone Rb/Sr sur les diatexites et granites d'anatexie : 375 M.A. en Limousin (Duthou, 1977), 385 M.A. en Vendée et 375 M.A. en Morbihan (Vidal, 1976).

c) Le refroidissement des domaines métamorphiques par la *surrection tardi-orogénique* est bien indiqué par les âges 360-350 M.A. par K-A sur hornblendes (Cantagrel, 1973) ou Rb/Sr sur muscovites (Peucat *et al.*, 1977) dans tous les sites où la proximité des granites carbonifères n'a pas réchauffé le bâti (Duthou, 1978).

d) Enfin, *les plus anciens granitoïdes intrusifs tardi à post-orogéniques* sont datés du Dévonien supérieur au Tournaisien :

— tonalites du Limousin (\approx 360 M.A.) (Gebauer, Bernard-Griffiths *et al.*, 1978 ; Pin, 1979),

— granites alumineux de la Brême (\geq 360 M.A.) et granites de Guéret, de Vaulry, Aureil (356 à 346 M.A.) (Duthou, 1977),

âge confirmé, pour le granite de Guéret, par le dépôt du Viséen moyen de Château-du-Cher sur ce granite de mise en place profonde et déjà érodé.

3) L'évolution orogénique.

Ainsi encadrée entre la fin du Silurien (420 M.A.) et le Dévonien supérieur (360 M.A.), soit sur environ 60 M.A., elle n'a peut-être pas été parfaitement synchrone dans toute la zone, et sa durée réelle est peut-être plus brève, car le début des déformations et du métamorphisme est délicat à définir.

Plutôt qu'à l'une des phases tardives (mais qui serait majeure ici) de l'orogène calédonien, dont l'évolution géodynamique s'opère en un tout autre domaine paléogéographique au NW de l'Europe (fermeture du Iapetus), c'est aux premiers stades de l'évolution varisque qu'il convient d'attribuer cette évolution orogénique "éohercynienne" responsable du développement de la "cordillère ligérienne" (Autran, 1974, 1978 ; Cogné, 1976).

En effet, depuis la fin de l'orogénèse cadomienne dont le magmatisme calco-alcalin s'achève au début du Cambrien (vers 530-540 M.A.) et jusqu'au début de cette nouvelle période orogénique, dans toute cette région on n'observe aucune trace de déformation symmétamorphe pendant environ 120 M.A., c'est-à-dire pen-

dant toute la période de l'évolution calédonienne proprement dite, développée plus au Nord-Ouest. Les magmatismes abondants du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien lui-même, qui sont en cours d'étude, montrent surtout des types caractéristiques de distension crustale ou de magmatisme intra-plaque (Bebien *et al.*, 1980 ; Boyer, 1976 ; Piboule et Coffrant, 1975 ; Piboule et Briand, 1979). Les granites sub-alcalins de Lanvaux et de Moëlan et la trondhémite de Douarnenez, en Bretagne méridionale, appartiennent typiquement à ces mêmes magmatismes de distension bien caractérisée (Cocherie et Carpenter, 1979).

Quelques localités, au Cambrien supérieur probable, montrent un volcanisme calco-alcalin d'arc (Limousin-Rouergue) (Piboule *et al.*, 1976 ; Guillot *et al.*, 1979) qui permettent d'envisager des sites locaux et momentanés de subduction. Faute de données stratigraphiques, il reste cependant très hasardeux de tenter une reconstitution précise des événements Cambrien, Ordovicien et Silurien dans tout ce domaine interne de la Chaîne varisque. Seuls le Lot, le Limousin et la Vendée se prêtent actuellement à une approche de cet ordre, grâce aux séries stratigraphiques bien datées que l'on y reconnaît.

II. — QUELQUES CARACTERES DE L'OROGENE LIGERIEN

On abordera ici quelques questions, encore très imparfaitement résolues, que l'on se pose à propos de toute zone orogénique majeure : nature et organisation des zones isopiques de sédimentation au Paléozoïque dans la zone orogénique - caractères de l'évolution métamorphique et style structural - définition des bordures nord et sud de la zone orogénique - relations avec les phases carbonifères.

A) LES ZONES ISOPIQUES DU PALEOZOIQUE

Le peu de données stratigraphiques acquises dans cette zone généralement assez métamorphique rend toute tentative de reconstitution paléogéographique peu sûre. Aussi doit-on se contenter de quelques faits assez sommaires marquant les tendances de l'évolution paléogéographique.

En Vendée intérieure, l'Ordovicien inférieur montre une série qui présente des affinités avec celle de la zone centre-armoricaine plus au Nord : grès "armoricains" de la Châtaigneraie, d'âge arenig, Schistes de Réaumur comparables aux Schistes d'Angers (Mathieu, 1961).

En Limousin, par contre, la série de Génis rapportée à l'Ordovicien, ne présente aucun de ces caractères et ses termes très condensés (environ 300 m pour l'Ordovicien et le Silurien) (Guillot, 1978) ne représentent probablement que la partie supérieure de cet étage.

Au Cambrien, de même, les séries épaisses de grauwackes avec volcanismes interstratifiés attribuées à cet étage en Limousin ne semblent pas avoir d'équivalent en Vendée du Nord, ni dans l'Albigeois au Sud. Dans les Mauges, plus au Nord, s'observent par contre sous l'Ordovicien des grès à éléments pyroclastiques, rhyodacitiques, tout à fait homologues des "Grès" de Thiviers en Limousin ("Série intermédiaire" de Saint-Florent-le-Vieil et Bas-Vieux-Couffé entre le Briovérien des Mauges et l'Ordovicien inférieur de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis) (Cogné, 1967). Les faciès attribués au Cambrien (inférieur ?) en Vendée intérieure par Wynns (1979) trouvent, d'autre part, leur équivalent à l'Ouest des Monts de Lacaune (Nord de la Montagne Noire).

Ces quelques indications suggèrent déjà que les zones isopiques pourraient n'avoir aucun rapport avec la zonation structurale, obliques et sans doute indépendantes de celle-ci dans leur répartition.

Du côté de la Bretagne méridionale, plus à l'Ouest, une plus grande homogénéité apparaît sous la forme d'une épaisse et monotone série sédimentaire avec intercalations volcaniques acides et basiques à ultrabasiques. Ces formations, hautement métamorphosées, semblent devoir figurer une sédimentation flyschöïde épaisse intercalée de magmatismes d'affinité océanique, dans laquelle on peut reconnaître deux "super-groupes" (Cogné *et al.*, 1980) : l'un, inférieur, d'affinité "moldanubienne" et sans doute briovérien ; l'autre, supérieur, passant au Paléozoïque inférieur au niveau d'un large développement de porphyroïdes. Les séries ordoviciennes et siluriennes de Vendée maritime constituent normalement le sommet de ce deuxième ensemble.

B) L'EVOLUTION DES CONDITIONS METAMORPHIQUES

Celles-ci (fig. 2) semblent assez homogènes dans toute la zone : partout on met d'abord en évidence *une phase précoce de métamorphisme de forte pression* dont le faciès de basse température est exceptionnellement conservé vers l'Ouest : Vendée maritime (Bois de Cené) et surtout Ile de Groix, sous le faciès "schistes bleus" à glaucophane, lawsonite, jadéite, et interprété comme indice d'une subduction vers le Nord d'âge siluro-dévonien (Cogné, 1976). Plus généralement, on observe un faciès de haute température et forte pression : élogites, granulites de H.P. Actuellement, l'âge post-ordovicien de ce métamorphisme est établi dans le Limousin pour les élogites de Sauviat et à Marvejols, par datation U-Pb (Gebauer, Bernard-Griffiths *et al.*, 1978 ; Pin et Lancelot, 1978), ainsi que pour les schistes bleus de l'Ile de Groix dont l'âge est compris entre 420 M.A. (début du métamorphisme) et 375 M.A. (âge minimum des minéraux de haute pression), c'est-à-dire entre le Silurien et le Dévonien moyen (Peucat *et al.*, 1977, 1978). Pin (1979) attribue

de même le métamorphisme H.P. de Marvejols (Lot) à une subduction d'âge dévonien inférieur grâce à la datation U/Pb de leucosomes d'anatexie sous H.P.

Le passage de ces conditions de H.P. aux conditions suivantes qui accompagnent le développement de la foliation principale S_1 se fait par une chute de pression, mais on n'observe pas généralement d'indice de changement notable de la température ce qui suggère que cette évolution n'est pas de type polyorogénique ou polycyclique. D'ailleurs, à l'exception de la région du Haut-Allier (Massiac) dans le Massif Central (fig. 2), les matériaux recristallisés dans ce métamorphisme de H.P. sont le plus souvent d'anciennes roches magmatiques : les faibles perméabilité et P_{H_2O} de ces roches, au début du métamorphisme, peuvent être un facteur très important d'apparition des associations minérales de H.P.

Le second stade métamorphique, absolument généralisé, est typiquement "barrowien" ; on y constate une évolution classique avec diminution de la pression lors des phases finales de déformation. Cette remontée du bâti favorise le développement des aires anatectiques aux alentours de 375 M.A. (Vidal, 1976 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977), qui, parfois, s'élèvent en dômes migmatitiques plus localisés, tels ceux du Morbihan (Audren *et al.*, 1976) ou simplement en dômes d'isogrades tardifs discordants sur ceux du stade précédent, comme en Limousin par exemple. *Une telle évolution des conditions métamorphiques au cours du Dévonien a beaucoup d'analogies avec celle de la zone interne des Alpes* ; elle s'oppose fondamentalement au type d'évolution métamorphique que l'on pourra observer ensuite au Carbonifère, classiquement qualifié d'hercynotype et opposé à celui des Alpes (Zwart, 1973).

C) LE STYLE DES DEFORMATIONS AU DEVONIEN

Les déformations n'ont été étudiées de façon approfondie qu'en des localités dispersées de l'ensemble de la zone ligérienne et il est encore prématuré d'en donner une vision synthétique. Les grandes incertitudes lithostratigraphiques à l'échelle de toute la zone ne facilitent pas le décryptage de grandes structures tangentiellles, ni la mise en évidence des sens de déplacement. De plus, d'incontestables cisaillements et chevauchements carbonifères viennent oblitérer les structures dévoniennes, comme en Vendée occidentale, en zone sud-américaine, dans la Marche et le Lot.

On observe partout deux foliations superposées d'âge anté-dévonien supérieur, et l'anatexie atteint généralement son maximum pendant ou à la fin de la seconde phase.

En Limousin comme en Haut-Allier ou en Vendée, la direction d'allongement de la matière pendant les phases 1 et 2 est généralement E-W à N 120 ; vers l'Est et le Nord-Est du Massif Central, elle devient N 60 à N 20. Elle est toujours parallèle aux axes des plis associés.

1) Mégastructures tangentiellles dans le Haut-Allier.

Elles ont été décrites (Carme, 1974 ; Burg, 1977 ; Burg et Matte, 1978) sur la base de (fig. 3) :

— l'observation des zones anatectiques dans les synformes P_3 ;

— l'apparition de domaines moins métamorphiques et de lithologie différente (série schisto-gréseuse type Cévenol) sous un niveau leptyno-amphibolique à reliques de granulites et éclogites ("stade précoce" cf. § 2) et la fréquence de petits corps de serpentinite près de ce contact.

On observerait là un niveau très profond (— 25 km) de cisaillements crustaux symmétamorphes où la déformation se répartit dans une grande épaisseur, ce qui expliquerait l'absence de zone mylonitique. Grolier (1971), au Nord de l'Auvergne, a aussi décrit une grande nappe symmétamorphique contemporaine des plis P_2 .

2) En Limousin central : importants chevauchements.

Contemporains des phases 1 et 2, ils ont également été observés (Autran, 1974), entraînant la superposition de nappes d'orthogneiss blastomylonitiques sur des séries de paragneiss, et en Bas-Limousin on peut reconstituer de grands plis couchés déversés vers le Nord ou l'Est pendant ces mêmes phases 1 et 2 (Guillot, 1980).

Dans toutes ces localités, le niveau d'érosion actuellement visible correspond à une profondeur variant entre 30 et 15 km au moment du métamorphisme et des déformations. Comme la croûte atteint actuellement 30 km d'épaisseur, il devrait y avoir, au Dévonien, dans cette partie de la zone interne et sur une très grande largeur (supérieure à 100 km), une croûte épaisse de 50 à 60 km. La répétition de la croûte sur elle-même par cisaillement tangentiel paraît ainsi avoir été une modalité majeure du raccourcissement crustal dans le Massif Central, dès le Dévonien.

3) Données gravimétriques et magnétiques en Bretagne méridionale et Vendée littorale.

Rassemblées sur la fig. 3, elles montrent le pincement vers l'Ouest de cette large zone en direction de l'embouchure de la Loire et au-delà. Ceci coïncide, d'autre part, avec une réduction sensible du niveau d'érosion, à partir de la Vendée, sauf le long des axes d'élévation tardive (P_3) des gneiss et migmatites des bandes anticlinoriales du "domaine de l'Anticlinal de Cornouaille" (Cogné, 1960) et interprétées comme des remontées diapiriques de ces matériaux (Audren, 1976).

Ainsi pincées et resserrées ou redressées, les séries métamorphiques profondes de *Bretagne méridionale* ou de *Vendée littorale* présentent cependant les mêmes traces de plis isoclinaux primitivement couchés (P_1 et P_2) que dans les régions limousines ou du Haut-Allier, mais sans qu'il soit possible encore d'y reconstituer de vastes structures tangentiellles homologues, ni

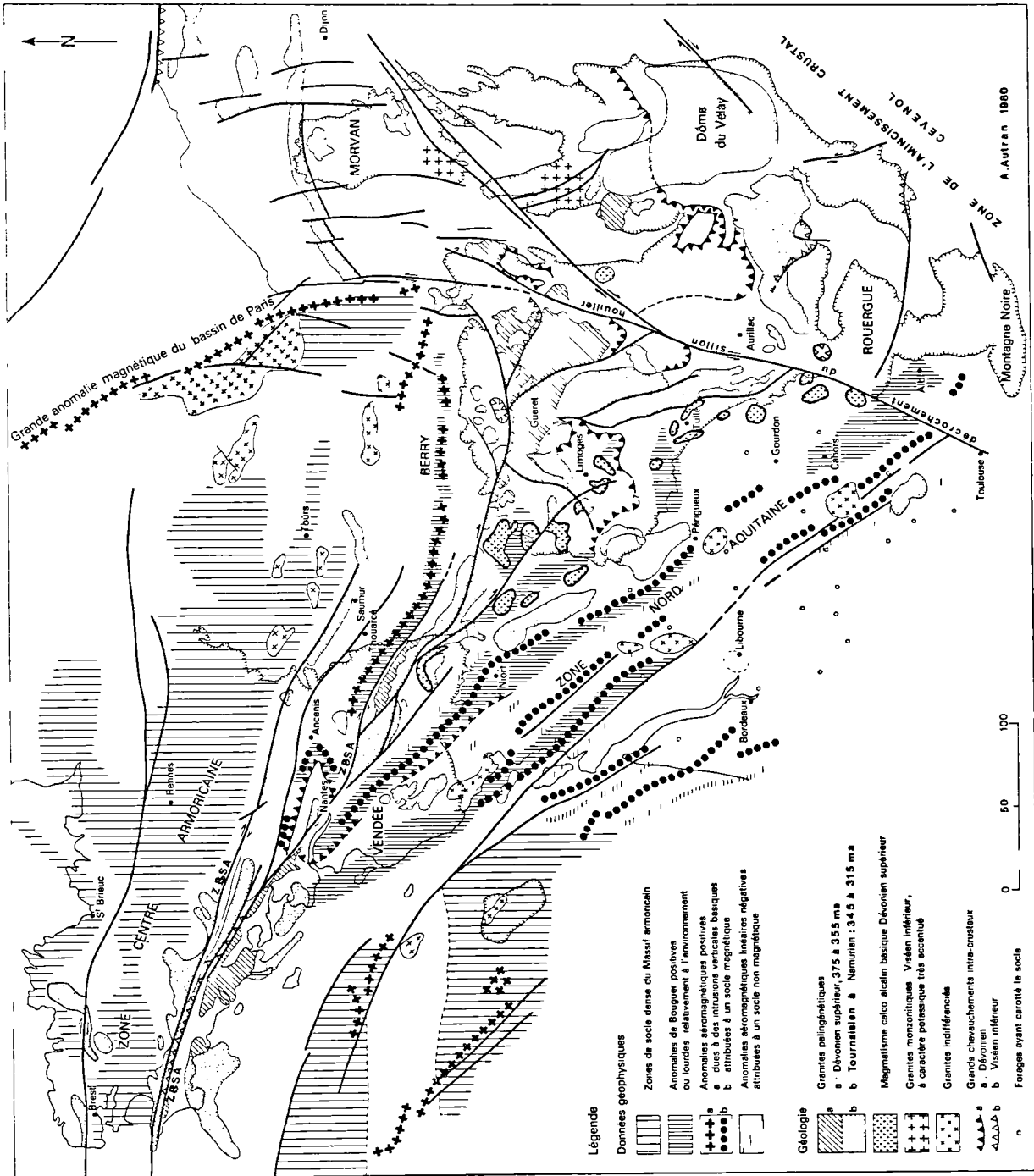


Fig. 3. — Les relations entre le Massif armoricain et le Massif Central français : données géophysiques et géologiques essentielles (d'après les cartes gravimétriques et aéromagnétiques éditées par le B.R.G.M. et les publications synthétiques de Lefort, Weber et Debeglia).

à plus forte raison d'en établir toujours la polarité, bien que celle-ci ait toujours été considérée (quelles que soient les idées exprimées sur leur âge) comme étant déversées vers le Sud (Cogné, 1965, 1974 ; Hassenforder, 1970 ; Ters, 1974 ; Iglesias et Brun, 1976).

4) Nappe cristallophyllienne de Champtoceaux.

C'est dans ce contexte que se situe, aux confins de la Bretagne, de la Vendée et de l'Anjou, le problème posé par la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux. Il s'agit d'une vaste structure tangentielle méso et catazonale, géométriquement située sous le Briovérien épimétamorphique des Mauges, lui-même recouvert transgressivement par le Paléozoïque (Cogné, 1966, 1967). Initialement considérée comme précambrienne à cause même de cette situation géométrique, cette vaste structure témoigne de cisaillements tangentiels symmétamorphes postérieurs à la mise en place de granitoïdes orthogneissifiés dans ce mouvement et datés aux alentours du Cambrien (Vidal, 1976). La mise en évidence, par Diot et Blaise (1978), d'importants cisaillements senestres anté-frasnien tout le long de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis, en bordure nord immédiate de l'unité de Champtoceaux, paraît compatible avec ces cisaillements profonds, également senestres (Lagarde, 1978), responsables de la structuration en climat catazonal des orthogneiss et des métamorphites associées. Dans ces conditions, la mise en place, du NE vers le SW, de cette structure tangentielle serait le meilleur témoin sud-armoricain du régime de déformation propre à la zone ligérienne, dans un phénomène profond de "subfluence" (au sens de Behr, 1978), ou de fluage infracrustal agissant du SE vers le NW, dont les échos en surface perturbent sans doute la bordure méridionale du bassin sédimentaire d'Ancenis (Dubreuil *et al.*, 1979 ; Dubreuil, 1980) mais n'introduisent pas encore de coupure majeure dans la sédimentation vers le Nord. C'est à ce moment cependant qu'apparaît la sédimentation molassique dévono-dinantienne qui va combler le bassin d'Ancenis.

Il est remarquable d'observer, par opposition, le caractère modérément déformé du Paléozoïque aussi bien au Nord qu'au Sud, et le compartimentage du socle cadomien de Vendée intérieure traversé par le granite Ardovicien de Pouzauges (Sonnet, 1968). Nous touchons là sans doute un des éléments supracrustaux de la bordure septentrionale de la zone orogénique ligérienne, découpée par des cisaillements hercyniens, sous-charriée en quelque sorte mais "externe" vis-à-vis de cette zone orogénique.

D) QUELQUES ASPECTS DU MAGMATISME DEVONIEN A VISEEN

1) Dans le Massif Central.

Comme en Bretagne méridionale au Nord de la zone ligérienne, mais ici sur une surface plus large

qu'à l'Ouest, on constate que les grands massifs de granite (fig. 4 B) par fusion crustale (leucogranites de type S et granites crustaux hybrides de type I et S) (Chappell et White, 1974) se forment au-dessus des sous-charriages intracrustaux. Ils sont un peu plus jeunes que dans la bande sud-armoricaine (325 M.A.). Ici un abondant plutonisme d'âge dévonien terminal (355 M.A.), tournaisien (345 M.A.) et viséen inférieur (335 M.A.) apparaît limité strictement au domaine affecté par l'évolution tectono-métamorphique dévonienne (au Nord du Lot) et montre une organisation des types de granites en bandes grossièrement parallèles à la direction NW-SE des intrusions de diorites et tonalites calco-alcalines dévoniennes du Limousin (fig. 3 et 4 B). De plus, on constate pour les granites tournaisiens (350-345 M.A.) un accroissement significatif de la teneur en K_2O à même teneur de SiO_2 (Lameyre *et al.*, 1980) du SW au NE vers le Forez et le Morvan (*). On décèle donc dans le magmatisme calco-alcalin plutonique du Massif Central une organisation qui semble confirmer l'existence d'un stade de subduction d'âge dévonien dirigée vers le NE. Enfin, dans cette partie NE (arverno-vosgienne, fig. 1) du Massif Central, le volcanisme bimodal tholéitique continental à calco-alcalin d'âge dévonien supérieur (Lyonnais - Charollais - Forez - Morvan) traduirait probablement l'amorce d'un stade de distension en arrière de la subduction.

2) Du côté sud-armoricain.

Les choses apparaissent moins claires : les corps de diorite dévoniens synorogéniques ne s'étendent guère à l'Ouest de la Vendée, si l'on excepte peut-être les résidus dioritiques notés jusque dans la région de Quimper le long de la Zone broyée sud-armoricaine. Les plutonites à caractères hybride mantellique et crustal d'âge Dévonien à Viséen y sont également peu fréquents en dehors de certains granites "tardi-migmatitiques" tels les massifs de Carnac et de Guidel, alors qu'ils abondent dans le Massif Central.

Si l'on rapproche ces constatations de la grande différence de largeur de la zone interne (80 km au maximum en Bretagne contre plus de 200 dans le Massif Central) et de l'importance croissante vers l'Est des écaillages et sous-charriages crustaux reconnus dès le Dévonien dans le Massif Central, on peut en déduire que la convergence des plaques aquitaine et médio-européenne a été probablement perpendiculaire à leurs limites dans le Massif Central, mais oblique sur elles et dirigée du SW vers le NE en Bretagne (Vignerresse, 1978), et que la collision continentale s'est produite plus précocement dans le Massif Central.

(*) Cette tendance est encore accentuée si on prend en compte les granitoïdes à tendance syénitique, si caractéristiques à cette époque varisque précoce, des massifs cristallins externes des Alpes (granites de la Lauzière dans Belledonne, par exemple) et ceux des Vosges (Ballons).

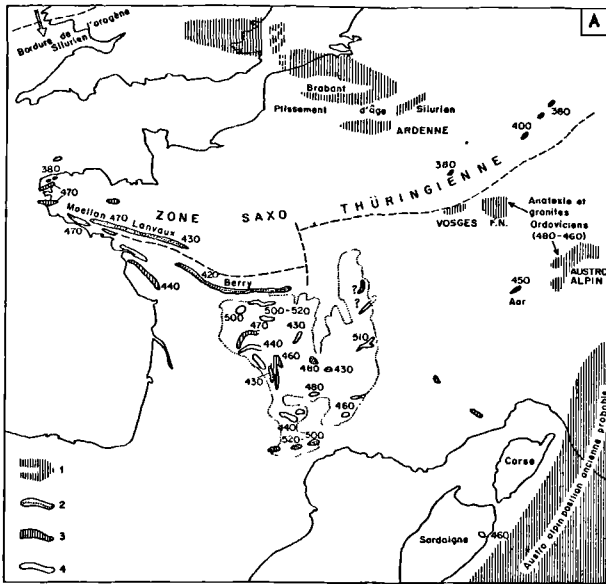


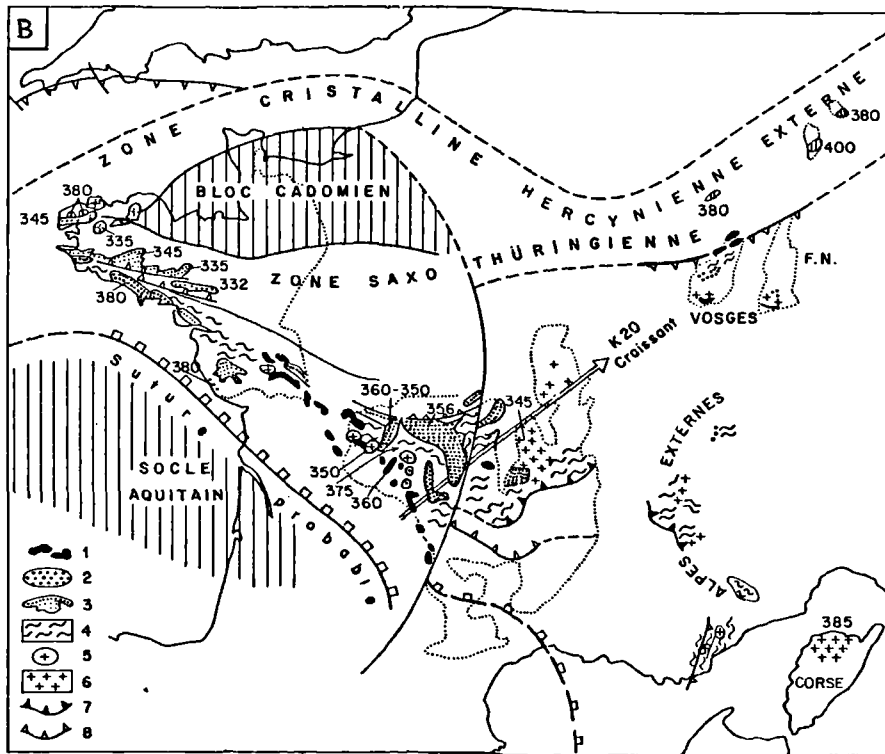
Fig. 4. — Les magmatismes granitoïdes de la zone varisque interne.

A - du Cambrien moyen au Silurien :

- 1, Régions à déformations et métamorphismes ordovico-siluriens (calédoniens) connus ou décelés par la géochronologie. — 2, Granitoïdes de tendance alcaline potassique. — 3, Trondhjémite et tonalites associées. — 4, Granitoïdes leucocrates alumineux.

B - du Dévonien supérieur au Viséen :

- 1, Diorites, quartz-diorites, tonalites calco-alcalines. — 2, Monzogranites alumineux profonds hybrides (I + S). — 3, Leucogranites alumineux (S). — 4, Zones anatectiques au Dévonien. — 5, Granites et granodiorites de gisement intrusif superficiel (I + S). — 6, Granitoïdes de type très potassique. — 7, Chevauchements intracrustaux d'âge dévonien. — 8, Chevauchements intracrustaux d'âge tournaisien ou viséen.



E) LES BORDURES NORD ET SUD DE LA ZONE OROGENIQUE LIGERIENNE

1) La bordure nord, du côté armoricain.

La bordure nord de la zone active éohercynienne (fig. 2 et 3) est marquée en Bretagne méridionale par la Zone broyée sud-armoricaine (Z.B.S.A.), d'âge carbonifère. Celle-ci escamote ce qui aurait pu être la bordure externe d'une marge continentale active. En fait, la Z.B.S.A. se subdivisant en plusieurs branches vers l'Est, il est possible, entre la branche bordant au Nord le bassin synclinal d'Ancenis (Faille Nort sur Erdre-Thouarcé) et la branche vendéenne Nantes-Cholet, d'observer dans le pays des Mauges les relations du socle anté-paléozoïque, cadomien, avec la zone orogénique varisque reprenant et flexurant la "nappe de Champtoceaux". Ce secteur est encore insuffisamment étudié de ce point de vue, mais quelques observations inédites réalisées avec Forestier, conduisent à concevoir, à l'extrémité occidentale de la zone de Champtoceaux, au Sud-Est de Nantes, une déformation et un métamorphisme hercynien intenses des granites qui y sont intrusifs. Or, immédiatement à l'Est, le même Briovérien apparaît conservé, plissé et métamorphisé par l'orogénèse cadomienne et recouvert en discordance et remanié en galets dans le Cambrien moyen (Veziens, Cléré sur Layon) très peu déformé. On observe donc, au Nord de la Vendée, une bordure bien exposée de la zone orogénique ligérienne constituée d'un socle métamorphique cadomien, plus ou moins intensément repris dans une évolution tectono-métamorphique plus récente.

Cette bordure externe se caractérise d'autre part au *Paléozoïque inférieur* par la mise en place de longues "chaînes" de plutonites caractéristiques de distension : granites à caractère subalcalin potassique d'âge ordovicien (470 M.A.) à silurien (430 M.A.) dans la bande Lanvaux-Angers (Cogné *et al.*, 1972), même type de granites d'âge silurien (430 M.A.) associés à des gabbros tholéïtiques continentaux dans la bande Cholet-Thouars (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979), prolongée jusqu'au Sud du Berry (Weber, 1973) (fig. 4 A). Ces zones de distension crustale sensiblement E-W, seront réutilisées ultérieurement par les cisaillements dextres carbonifères. Mais auparavant, et dès l'Ordovicien supérieur ou le Silurien, ces mêmes zones de distension auront guidé le développement du volcanisme tholéïtique et de la sédimentation de fosse subsidente qui caractérise par exemple le Sillon marginal externe de Saint-Georges-sur-Loire parallèlement à ces alignements sub-alcalins, en relation avec la subduction ligérienne qui, à partir de cette époque, s'opère plus au Sud sous la marge méridionale du bloc continental cadomien (Cogné, 1976).

Plus au Nord encore, pendant tout le Dévonien, et ceci dès le Downtonien, les deux bordures du bassin de Châteaulin montrent un volcanisme basique tholéïtique riche en TiO_2 associé à des kératophyres ;

ce type de magmatisme plus tardif pourrait se situer sur une zone intraplaque continentale à l'arrière de la cordillère ligérienne. Il traduirait un régime de distension arrière-cordillère.

Signalons enfin que dans le Léon (Nord-Finistère), des granites potassiques (orthogneiss de Tréglonou et de Plouvenez-Lochrist), dont la mise en place est datée du Dévonien (380 M.A.) (Cabanis, Peucat *et al.*, 1979) peuvent aussi s'intégrer à ce dispositif.

Ainsi ces différents magmatismes de la plaque continentale cadomienne au Nord de la zone orogénique suggèrent-ils assez clairement que la subduction initiale, puis l'enfoncement de croûte continentale, se sont faits du Sud vers le Nord sous le continent cadomien. A partir du Frasnien puis au Viséen, dans le bassin d'Ancenis, l'épaisse sédimentation d'un Culm à caractère molassique (faciès rouge) traduit la surrection finale de cette zone orogénique méridionale.

Dans ce même bassin d'Ancenis, la nouvelle attribution au Givétien des calcaires de Chalonnnes (Dubreuil, Vachard, 1979) reposant sur le Silurien, confirme l'instabilité paléogéographique de la bordure méridionale de ce bassin, appuyée sur le socle cadomien des Mauges, au Nord-Est de la zone active ligérienne.

2) La bordure sud, à l'Est du Sillon houiller.

La bordure méridionale de la zone interne n'est accessible à l'affleurement qu'à l'Est du décrochement senestre du Sillon houiller, dans le Massif Central (fig. 3). Ces régions de la Châtaigneraie, du Rouergue, de l'Albigeois, n'ont pas encore fait l'objet d'études suffisantes pour savoir avec certitude où s'arrête, vers le Sud, l'emprise des déformations d'âge dévonien.

Il s'agit d'un domaine où prédominent les mica-schistes peu métamorphiques à foliation très plate. Il a été longtemps opposé aux formations de la zone interne, dont nous avons vu l'évolution au Dévonien, comme une zone orogénique plus récente que Demay (1948) décrivait affectée de plis déversés vers le Sud, sous le charriage général de la zone interne (nappe de la Margeride). Dans cette région-clé, la série du Lot vient d'être réétudiée (Briand et Gay, 1978 ; Briand et Piboule, 1979 ; Pin, 1979 ; Pin et Lancelot, 1978). On y observe le charriage vers le Sud d'une unité septentrionale (le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols) où un métamorphisme de H.P. s'est d'abord établi au Dévonien (vers 415 M.A.), sur des magmatites de type arrière-arc d'âge ordovicien inférieur (480 M.A.). Puis vers 345-350 M.A., c'est-à-dire au Tournaisien lors du charriage vers le Sud, une série de déformations et un métamorphisme barrovien à disposition inverse primaire se sont imposés dans l'unité chevauchante et, au-dessous d'elle, dans le vaste domaine à schistosité peu inclinée du Lot et probablement aussi de la Châtaigneraie vers le NW.

Cet ensemble de phénomènes tectono-métamorphiques apparaît ici plus jeune qu'à 100 km plus au Nord,

en Auvergne ou Lyonnais, où le même type de séquence d'événements est anté-dévonien supérieur. Cela suggère une migration vers le Sud de l'âge des grands écaillages crustaux, après une première étape de fermeture des zones océanisées (ou à croûte amincie) du Paléozoïque inférieur. Cette première étape a dû être partout d'âge dévonien et l'on en trouve les dernières traces vers le Sud dans le Rouergue, où l'évolution est polycyclique (Collomb, 1969 ; Cantagrel, 1973 ; Nicollet, 1978) mais où la phase de type barrowien, associée à la schistosité la plus ancienne, est antérieure à 350 M.A. (âge de fermeture K/A des hornblendes), et succède effectivement elle-même à une phase de H.P. à éclogites postérieures à 480 M.A.

Dans tout ce domaine de schistes, intermédiaire entre la Montagne Noire à structuration post-viséenne et la région très métamorphique dévonienne du Nord, on observe toujours que la schistosité principale correspond en réalité à la superposition de deux schistosités (schistosité ou foliation S₁-S₂), la seconde étant la plus évidente et persistant seule lorsque la recristallisation syn à post-S₂ devient intense. Les successions locales et les caractères géométriques de ces phases de déformation sont actuellement bien connues en de nombreuses portions d'une transversale Auvergne - Montagne Noire (Burg et Matte, 1978), mais il n'est pas encore possible d'établir un tableau détaillé de la succession chronologique des séquences de déformations observées depuis le Dévonien jusqu'au Westphalien. Il semble bien d'ailleurs que chaque épisode tectono-métamorphique majeur, relativement bref (l'épisode dévonien, celui du Viséen inférieur dans le Lot, celui du Namuro-westphalien dans la Montagne Noire) s'accompagne d'une nouvelle séquence de deux à trois "phases" de plissements intenses.

La définition de la limite sud de la zone interne dans les régions méridionales du Massif Central ne se présente donc pas du tout comme celle de la limite nord en Armorique. Sur la fig. 2, la zone à structuration dévonienne a été limitée vers le Sud, le long de la ligne de fort gradient gravimétrique qui sépare la zone lourde Albigeois-Causse de la zone plus légère Rouergue-Cévennes (décrochement Broquiès-Le Vigan). Au Sud de cette ligne, on observe d'ailleurs entre Tarn et Montagne Noire la même séquence de déformations post-viséennes que dans la Montagne Noire (Arthaud, 1970) et il ne semble pas y exister de déformations, ni de métamorphisme, attribuables à la période dévonienne. La série stratigraphique y est complète et de faciès plate-forme ou récifal.

L'absence de séries flyschoides dévoniennes, en écho des déformations de la zone interne, se comprend si la marge continentale nord de la plaque méridionale (plaque Aquitaine) est située au Nord de la Montagne Noire comme le suggèrent les récents progrès de l'analyse stratigraphique de l'Albigeois (Donnot et Guérangé, 1978). S'il y a eu des flyschs dévoniens, ils sont ou érodés, ou conservés dans certaines des séquences

schistogréseuses des Cévennes ou de l'Albigeois oriental où elles forment des nappes dont le matériel a plutôt été considéré jusqu'à présent comme Cambrien inférieur ou Briovérien, mais pourrait être dévonien (Weisbrod, 1970). De tels flyschs dévoniens sont bien connus dans les Externides méridionales (Baléares, Pyrénées *pro parte*, Massif catalan).

Plus à l'Est, la partie sud de la zone interne dessine une forte inflexion vers le Sud et devient méridienne comme l'ont bien montré Arthaud et Matte (1974) (fig. 5). Cette direction méridienne se retrouve dans les massifs hercyniens externes des Alpes dont la série lithologique et la structuration préviséenne et post-cambrienne est très vraisemblablement de même âge et même type que celle du Massif Central (Carme, 1971 ; Giorgi, 1979).

Cette divergence en "Y" de la zone axiale à l'Est du Massif Central pose de sérieux problèmes qui ne peuvent, actuellement, ni être bien posés, ni faire l'objet d'explications précises, faute de données géologiques suffisantes à ce sujet sur le NE du Massif Central et le socle des Vosges, d'une part, sur celui des Alpes internes, d'autre part. Dans cette dernière région, les fragments de socle préalpin dispersés et

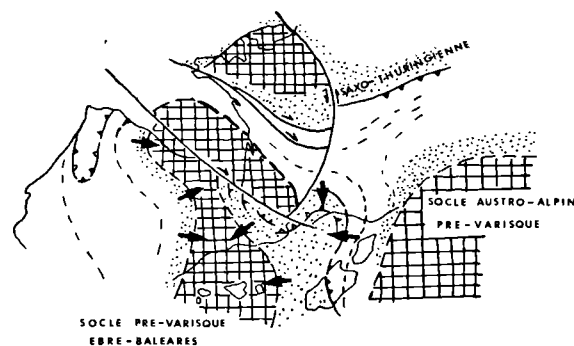


Fig. 5. — Schémas de la disposition de la zone externe méridionale pyrénéo-sarde et de la branche méridienne de la zone interne (dessiné d'après Arthaud et Matte, 1974, modifié).

Quadrillés : blocs de socle pré-varisque constituant les microcontinents austro-alpins, ebro-aquitain, et domnonéomanceillien, d'affinité gondwanienne, entre lesquels se font les convergences et les collisions varisques. — *Pointillés* : zones externes. — *Blancs* : zones internes.

Le socle pré-varisque Ebre-Baléares, partie résiduelle finale de la microplaque ibérique, est recouvert de flyschs dévoniens et carbonifères. Les Pyrénées hercyniennes apparaissent comme une chaîne intracratonique, se terminant vers l'Ouest au Pays Basque et se moulant à l'Est sur le coin de socle aquitain. Celui-ci, par le jeu simultané des décrochements senestre du Sillon houiller et dextre de la faille nord-pyrénéenne, "poinçonne" la plaque ibère à partir du Viséen. Vers l'Est, cette même plaque ibère est très probablement sous-charriée sous la plaque "austro-alpine".

déplacés dans les dérives post-triasiques permettent cependant de reconstituer un bloc continental, oriental par rapport à la branche méridienne de la chaîne varisque, puis méridional, au Sud de l'Autriche. Il s'agit de l'actuel socle "austro-alpin" de la plaque apulienne, élément septentrional de la plaque gondwanienne dans les Alpes internes. Celui-ci, dans sa position originelle fini-hercynienne, doit être replacé plus au Sud, à l'Est du "bloc corso-sarde" lui-même remonté contre le socle provençal (Bourrouilh *et al.*, 1979). Au niveau de ce socle, l'évolution tectono-métamorphique pré-varisque a été rapportée au "Calédonien" (440-420 M.A.) (Schönlaub *et al.*, 1978 ; Cliff, 1978 ; Jäger, 1974) ou au Panafricain (\approx 600 M.A.), et il semble bien que la chaîne varisque se moule autour, avec les zones hercyniennes internes chevauchant primitivement vers l'Ouest les zones plus externes de la branche méridienne, comme on peut l'observer en Sardaigne et en Sicile (fig. 5).

3) La bordure sud de la zone interne à l'Ouest du décrochement du Sillon houiller.

Au Sud du Limousin et de la Vendée, le socle aquitain ("microcontinent ibéro-armoricain" in Cogné et Wright, 1980, fig. 2), caché sous le Mésozoïque, est suffisamment connu par quelques dizaines de sondages et une bonne cartographie aéromagnétique et gravimétrique pour y rechercher la bordure méridionale de la zone active varisque dans les régions occidentales (fig. 3 et fig. 5).

a) Les directions des grandes structures anticlinales et synclinales sud-armoricaines de Vendée en direction NW-SE (phase 3) se marquent très bien sur les cartes gravimétriques et magnétiques : l'anticlinal gneissique et migmatitique de Saint-Nazaire - Mervent peut être prolongé ainsi jusqu'au SE d'Angoulême et Périgueux et l'anticlinal migmatitique des Sables d'Olonne jusqu'à Jonzac (Autran, Gérard, Weber, 1976).

b) Au Sud de ces structures se développe un tout autre style. On reconnaît d'abord un bassin de Dinantien à faciès Culm allongé NW-SE, et plus au Sud encore, entre Dordogne et Garonne, de vastes synclinaux de Dévonien inférieur et moyen à faciès néritique, carbonaté, du type Pyrénées - Montagne Noire, ainsi que du Silurien ou de l'Ordovicien, plissés et parfois schistosés, mais pratiquement non métamorphiques (fig. 2). Par contre, sous toute la Gironde, des schistes épimétamorphiques sont rapportés au Briovérien d'après leur faciès ; aucune datation de leur métamorphisme n'a été réalisée, mais ils pourraient supporter le Paléozoïque (Ordovicien et Dévonien) en discordance. Kaplan (1968) a fait une étude de chronologie au K/A et Rb/Sr sur les matériaux de plusieurs forages entre Muret et Agen. Les schistes dévoniens, siluriens, ordoviciens ont donné des âges anté-carbonifères : soit l'âge de la sédimentation, soit un âge "ligérien". Ce résultat déjà important, qui mériterait d'être développé,

semble permettre d'exclure l'existence dans le socle nord-Aquitain, d'une phase orogénique importante aussi bien au Carbonifère qu'au Dévonien. Il est donc possible de faire de ce socle et de sa couverture paléozoïque, la plaque continentale bordière sud de la zone orogénique éohercynienne et de la cordillère ligérienne. Lefort (1979) arrive à la même conception par l'analyse des données géophysiques du plateau continental sud-armoricain et situe la frontière de ce microcontinent en mer à une cinquantaine de kilomètres de Belle-Isle en direction NW-SE (fig. 1 et 2). Signalons enfin que la réalité de ce microcontinent, partout caché sous des sédiments de plate-forme plus jeune et dont la nécessité paléogéographique était déjà pressentie depuis longtemps, a été testée directement par la découverte sur les deux escarpements des talus continentaux qui encadrent le Golfe de Gascogne, d'un socle granulitique précambrien daté entre 1 800 et 2 500 M.A. et d'affinité éburnéo-gondwanienne (Capdevila *et al.*, 1974, 1975).

F) RELATIONS AVEC LES PHASES OROGENIQUES HERCYNIENNES D'AGE CARBONIFERE

Ces relations sont différentes selon les transversales successives depuis l'Ouest de la Bretagne, jusqu'à l'Est du Massif Central (fig. 1).

1) Au Sud de la zone interne.

a) A l'Ouest de la faille du Sillon houiller, il ne semble pas exister de zone orogénique majeure d'âge carbonifère ; sur la plate-forme aquitaine, seuls des granites, d'âge d'ailleurs généralement inconnu, sont très probablement carbonifères, tel celui de Castelsarrasin, près de Montauban, le seul daté (310 M.A.) (Kaplan, 1968). L'amortissement vers l'Ouest des déformations carbonifères observées à l'Est du décrochement du Sillon houiller semblent se faire au niveau de la zone lourde de Cahors, elle-même décrochée vers le Sud par rapport à celle de l'Albigeois le long de cette faille (fig. 3).

b) A l'Est du Sillon houiller, nous avons discuté précédemment ces relations à propos de la recherche de la limite méridionale de la zone interne. Ici une migration continue des déformations vers le Sud, ainsi que leur virgation subméridienne, sont à présent bien argumentées. Les déformations et le magmatisme granitique très intenses, qui accompagnent la formation de "l'arc Pyrénées - Montagne Noire" d'âge carbonifère supérieur, s'expliquent au mieux, dans ce site très spécial (fig. 5, et Arthaud et Matte, 1974) par le resserrement, à cette époque, de l'arc du Léon autour de la microplaque Ebre-Aquitaine, laquelle se cisaille en jeu dextre parallèlement aux Pyrénées suivant les directions actuellement N 110° qui étaient déjà bien matérialisées dans la paléogéographie de l'Ordovicien et du Dévonien.

La complexité de la zone externe méridionale n'est donc pas seulement le résultat des déformations alpines qui s'y superposent. Elle ne montre pas, dès l'origine, la belle régularité sur un millier de kilomètres de la zone externe septentrionale.

2) Au Nord-Ouest de la zone interne.

En Bretagne centrale et occidentale, une zone orogénique majeure se développe au cours du Carbonifère inférieur. Il s'agit de la *Zone broyée sud-armoricaine* (Z.B.S.A.) et, parallèlement à celle-ci, d'une importante zone tectono-métamorphique synchrone de la mise en place des massifs de leucogranites de type S, bien datés à présent de 345 à 330 M.A. (Peucat *et al.*, 1979) jusqu'à 300 M.A. (Vidal, 1976). Cette zone de déformation se prolonge très probablement sous le bassin de Paris (fig. 1) au Nord du petit bloc cadomien peu déformé des Mauges qui porte le bassin d'Ancenis (Weber, 1973). Le Namurien discordant, non métamorphique, de Basse-Loire, scelle ces déformations majeures tandis que le "flysch" dinantien du bassin d'Ancenis enregistre au Sud ces déformations. C'est pourquoi cette zone a depuis longtemps été assimilée à la zone "sudète" saxo-thuringienne, mais ici les déformations majeures ont commencé très tôt, dès le début du Carbonifère.

L'anatexie génératrice des nombreux leucogranites de cette époque, à bas rapport isotopique initial de Sr malgré leur origine crustale, et l'absence de magmatisme calco-alcalin mantellique, indiquent clairement que c'est le sous-charriage de la zone ligérienne à croûte jeune (< 600 M.A.) (Vidal, 1976) sous la zone centre-armoricaine qui est le phénomène essentiel dans cette région avec les conséquences d'épaississement crustal qu'il entraîne. Des mylonites plates ou à plongement nord, contemporaines de cette phase ont d'ailleurs été observées par Jegouzo (1976) sous cette bande de leucogranites, antérieures au fonctionnement du cisaillement dextre qui a commencé en cours de cette phase et contrôlé le développement vertical des schistosités.

Au nord de cette zone à déformation cisailante intense, avec métamorphisme associé de pression intermédiaire (disthène et staurotide) et anatexie leucogranitique, le socle cadomien et les grands bassins épicontinentaux de Châteaulin et de Laval enregistrent des déformations plus récentes encore, post-namuriennes mais anté-stéphaniennes, dont la fin pourrait être synchrone de la mise en place des granites de Quintin-Moncontour datés à 290 M.A. (Peucat *et al.*, 1979). D'après Le Corre (1978), il semble y avoir une continuité dans les caractéristiques géométriques de la déformation depuis la Z.B.S.A. au Sud jusqu'au bassin de Laval au Nord. Cependant, les intensités de déformation sont variables et sont très étroitement contrôlées par les conditions thermiques locales. Les données radiométriques laissent supposer que la remontée progressive des isothermes s'est effectuée à des moments différents d'une région à l'autre, s'étalant sur une

période de près de 50 M.A. Il faut donc admettre pendant cette longue période une relative permanence du champ de contrainte régional, les notions de "phases" classiquement adoptées pour désigner une telle évolution apparaissant trop étroites.

Tout à fait à l'Ouest de la Bretagne, la zone de déformation centre-armoricaine que nous venons de décrire converge avec une zone sensiblement de même âge, développée à l'Ouest du bassin viséen supérieur de Châteaulin qui la recouvre en discordance. Ce sont les secteurs de Crozon, Monts d'Arrée, et bassin de Morlaix, ainsi que le Pays de Léon et la bordure occidentale du Trégor, où le Paléozoïque inférieur apparaît très déformé, soit juste avant, soit après le dépôt du Strunien (Cabanis, 1974; Darboux *et al.*, 1977; Rolet et Thonon, 1979; Chantraine *et al.*, 1979). Dans ce secteur, la datation des déformations nous est fournie par un encadrement stratigraphique souvent très précis (Rolet *et al.*, 1979) et par la mise en place des grands massifs de granites hybrides, essentiellement crustaux ici aussi, qui s'échelonnent de 345 M.A. à 335 M.A. (granites de St-Réan, Plouaret et Huelgoat) (fig. 4 B) et sont contemporains des déformations.

Cette nouvelle zone orogénique nord-occidentale, d'âge carbonifère très précoce (350-335 M.A.), correspond à la *phase bretonne* de Stille, mais les caractères de grande intensité de la déformation et du métamorphisme qu'elle présente ne lui étaient pas classiquement attribués en Bretagne où on les plaçait plutôt soit dans l'orogénèse cadomienne à l'Ouest (Léon), soit dans la phase sudète au Sud. On constate que cette "zone cristalline externe" (fig. 1), liée à la phase bretonne, enferme par le Nord le bloc de socle cadomien Domnonéo-manceillien affecté de façon très hétérogène et modérée par les déformations varisques. Celui-ci constitue un "zwischengebirge" très caractéristique depuis la région de Morlaix, à l'Ouest, jusqu'à la "cordillère métamorphique du pays de Bray" (ou "cordillère parisienne" de Lienhardt, 1961) soulignée en surface par le système des failles crustales de la Seine qui longent la grande anomalie magnétique du bassin de Paris (fig. 1), à l'Est.

Nous voyons donc qu'en Bretagne, l'évolution carbonifère au Nord de la zone interne, a un caractère très différent de celle que l'on constate au Sud de celle-ci. Elle paraît dominée ici par les cisaillements en décrochement dextre, tandis que les serrages N-S conduisent à un raccourcissement plus modéré qu'au Sud, dans la zone interne ou sur sa bordure méridionale, où les écaillages crustaux ont une très grande importance.

Il convient de noter pour finir que les rapports actuellement observés de part et d'autre de la Z.B.S.A., sur une même transversale à celle-ci, n'ont probablement rien à voir avec ce qu'ils étaient au Dévonien. Les études de paléomagnétisme ont montré que des déplacements senestres considérables avaient affecté globalement les plaques Laurussia et Gondwana au

cours du Dévonien. Il est très probable qu'avant les jeux dextres de la Z.B.S.A. reconnus au Carbonifère, celle-ci a été le lieu de déplacements senestres beaucoup plus considérables, pendant la période de convergence de plaques dévonienne, responsables de l'orogène ligérien. Des arguments en faveur de ces déplacements senestres sont offerts, nous l'avons vu, par la structure profonde de la nappe de Champtoceaux et par celle plus superficielle de la bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis avant le dépôt du Frasn-Dinantien (Diot et Blaise, 1978). Un élément repère de tels déplacements paraît être le décrochement senestre d'environ 150 km des anomalies magnétiques de la Manche jusqu'à celles de la Baie d'Audierne (Lefort, 1974), et surtout le déplacement de l'ordre de 200 km de la zone orogénique cadomienne majeure orientée NE-SW, depuis la Bretagne occidentale au Nord de la Z.B.S.A. jusqu'à la région des Mauges au Sud de la branche Nort-sur-Erdre - Thouarcé de la Z.B.S.A.

3) Dans la zone interne elle-même.

a) *Dans le Massif Central*, au Nord du Lot, la première phase carbonifère bien caractérisée est la "phase de la Brévenne" d'âge post-dévonien supérieur ou tournaisien, et antérieure au Viséen moyen. Elle n'affecte de façon intense que de petites portions de la zone ligérienne déjà cratonisée : celle-ci est introduite en lames de socle rétro-morphosé dans les structures d'écaillage associées à un métamorphisme du faciès "schiste vert" observable aussi dans le Dévon-Viséen inférieur du Beaujolais et du Forez.

Plus au Sud, il faut atteindre la Montagne Noire pour trouver un nouvel ensemble de faits orogéniques bien caractérisés au Carbonifère supérieur (Viséen supérieur - Stéphanien inférieur).

Entre les deux, au Nord des Cévennes et dans le Lot, on peut généralement assurer que la déformation principale (deux phases de plis) et le métamorphisme barrowien associé sont antérieurs à la mise en place du granite de la Margeride bien daté à 323 M.A. (Couturie *et al.*, 1979). Mais nous avons vu aussi que les grands chevauchements intracrustaux d'âge tournaisien à viséen inférieur y étaient responsables de la schistosité plate et du métamorphisme superposé à une empreinte préalable modérée d'âge dévonien.

Dans l'ensemble du Massif Central, au Nord de la Montagne Noire, depuis le Rouergue et les Cévennes, *il n'y a pas de déformations importantes pénétratives et de métamorphisme régional d'âge carbonifère supérieur*. On n'y reconnaît que de multiples intrusions granitiques depuis 360 M.A. jusqu'à 280 M.A. Celles-ci ont pu s'entourer de dômes thermiques responsables

du "rajeunissement" local des systèmes isotopiques (Cantagrel, 1973 ; Autran, 1974 ; Duthou, 1978) et de néogénèses minérales (biotites, andalousite, cordiérite) qui ont souvent été utilisées comme argument pour une histoire polycyclique et polymétamorphique dans cette zone. Seule exception, *la région périvellave* (Nord du Pilat - Vivarais oriental : Chenevoy, 1964 ; Gay, *et al.*, 1979 ; Cévennes méridionales : Weisbrod, 1970) montre clairement un métamorphisme plus récent, mésozonal et de basse pression associé à la création d'une nouvelle série de schistosités, entourant le *dôme anatectique du Velay* où les leucogranites anatectiques les plus jeunes ont été datés à 300 M.A. (Gourgaud, 1973 ; Durand, 1976). Ce très vaste dôme d'âge carbonifère supérieur est structuralement très différent de celui de la Montagne Noire dont les caractères métamorphiques apparaissent pourtant similaires. Aussi la conception classique d'une zone structurale Cévenole - Montagne Noire au Carbonifère supérieur, ne paraît-elle pas à conserver : le dôme du Velay se présente comme un vaste dôme plutono-métamorphique diapirique carbonifère perçant à travers la zone orogénique dévonienne. Celle-ci se prolonge à l'Est du dôme dans les massifs cristallins externes des Alpes (Autran, 1978 ; d'après Carme, 1971, 1974) (fig. 3) et probablement le socle provençal.

b) *Du côté sud-armoricain*, la zone interne apparaît plus vigoureusement reprise par des déformations postérieures au développement des schistes cristallins ligériens, et contemporaines de l'évolution de la Zone broyée sud-armoricaine qui les limite au Nord. Au sous-charriage initial déjà signalé de cette zone ligérienne vers le Nord, conséquence directe de la collision hercynienne, s'associent ici de vigoureux écaillages vers le Sud, responsables en partie de la réduction progressive de largeur de cette zone vers l'Ouest, écaillages et chevauchements tardifs à post-métamorphiques qui expliquent les relations toujours tectoniques des différentes unités métamorphiques constituant cette région (Audren, 1971 et travaux en cours). Cette tectogénèse carbonifère est datée par les divers types de granites qui jalonnent ces limites tectoniques : les uns, tardi-migmatitiques (granites type Carnac ou Guidel) (Cogné, 1960), intrusifs depuis les zones anatectiques ligériennes jusque dans les micaschistes qui les surmontent et se situent de préférence à la limite des deux systèmes ; les autres, leucogranitiques introduits en lames tangentielles contemporaines des écaillages, et témoins vers 320-300 M.A. (Vidal, 1976) des dernières anatexes crustales homologues de celles qui caractérisent la zone broyée sud-armoricaine elle-même (leucogranites de Guérande, Plœmeur, Pont-l'Abbé). L'essentiel de ces structures était acquis avant le dépôt du Stéphanien du bassin de Quimper.

CONCLUSION

Le développement de l'évolution varisque à l'Ouest de l'Europe

Dans l'état actuel des connaissances, il apparaît bien que l'épisode orogénique majeur, d'âge dévonien, propre à la zone interne du système varisque, tout en étant à rattacher clairement à cette évolution varisque, est nettement distinct des phases orogéniques hercyniennes, d'âge carbonifère. Ceci, aussi bien dans le temps que par le type d'évolution géodynamique qui, d' "alpinotype" au départ, devient ensialique, "hercynotype", en passant du Dévonien au Carbonifère.

Ceci s'explique bien dans un schéma géodynamique unitaire tel celui proposé précédemment par l'un d'entre nous (Cogné, 1976) et confirmé depuis par des travaux nouveaux, faisant intervenir une convergence de plaques sud-européenne suivie d'une collision des masses continentales qui enserrant le dispositif ligérien (Cogné, 1979) (fig. 6).

En première étape, après l'ouverture (distension) infra-paléozoïque d'un domaine sédimentaire et volcanique d'affinité océanique, entre la Laurussia (agrandie par l'orogène cadomien) et les masses gondwaniennes (Cogné et Wright, 1980, dans ce volume, fig. 7), s'observe la fermeture à partir du Silurien de ce dispositif proto-océanique qui devait présenter beaucoup de ressemblances avec les dispositifs méso-cénozoïques du Sud-Ouest Pacifique. Dans le segment décrit ici, les subductions se sont faites du *Sud-Ouest vers le Nord-Est*, sous le continent cadomien. C'est la période éohercynienne de développement de la *cordillère ligérienne*, "alpinotype", avec ses métamorphismes précoces de haute pression, puis de haute température mais de pression basse ou modérée, s'achevant par les anatexies profondes fini-dévonien. S'y associent vers le Nord, les magmatismes et volcanismes calco-alcalins des régions marginales externes. A ce stade le mouvement relatif des deux plaques n'était sans doute pas le même tout au long de la zone : convergence avec forte composante de cisaillement senestre en Bretagne, frontale dans le Massif Central.

En deuxième étape, c'est le développement, réellement ensialique cette fois, de la *chaîne hercynienne* proprement dite, consécutive à la collision au début du Carbonifère du micro-continent ébro-aquitain, élément parmi d'autres des masses gondwaniennes (Cogné et Wright, *id.*, fig. 2) contre la marge active ligérienne

et le continent cadomo-laurasien. La suture collisionnelle proprement dite n'est pas clairement visible. La plus externe et, semble-t-il, la plus continue, se caractérise au plan géophysique au niveau du plateau continental sud-armoricain et sous le bassin d'Aquitaine (Lefort, 1979), à une cinquantaine de kilomètres au Sud de Belle-Isle-en-Mer. Mais plus à l'Est, dans le Massif Central surtout, des sutures plus précoces et d'extension plus limitée (~ 200 km ?) traduisent probablement la fermeture de bassins océanisés locaux, ces premières sutures étant ensuite réactivées en cisaillements-obduction intracrustaux à vergence Sud. Les effets de cette collision sont considérables : obductions locales, telle celle de l'île de Groix chevauchante secondairement vers le Nord sur l'avant-pays ligérien (Quinquis, 1980), cisaillement crustaux (Z.B.S.A.) et chevauchements divergents vers le Nord ou vers le Sud de part et d'autre de la zone ligérienne, activations ensialiques du soubassement cadomien et leucogranites. On retrouve là tous les éléments "classiques" du développement "hercynotype", d'âge hercynien *sensu stricto*, tel qu'il est reconnu au cours du Carbonifère dans l'ensemble de l'Europe moyenne et occidentale.

Ainsi le domaine varisque correspond-il à la succession normale et à la superposition de deux événements géodynamiques complémentaires, nettement individualisés mais étroitement liés par une même cause profonde : celle qui détermine la convergence initiale responsable de la fermeture au Dévonien d'une zone océanique (cordillère ligérienne) entraînant la collision au début du Carbonifère des masses Cadomo-laurasiennes et gondwaniennes (chaîne hercynienne proprement dite).

Tant il est vrai, en dépit des écoles et des schémas trop absolus, que le domaine varisque successivement alpinotype puis hercynotype nous présente sans doute la meilleure illustration du caractère complémentaire de ces deux types d'organisation orogénique trop souvent (et artificiellement) opposés sur la base de comparaisons de chaînes considérées à des stades d'évolution et d'érosion trop différents.

Note. — Cet article est la contribution n° 20 du Groupe français au Projet n° 27 "Orogène calédonien des régions nord atlantiques" du P.I.C.G.

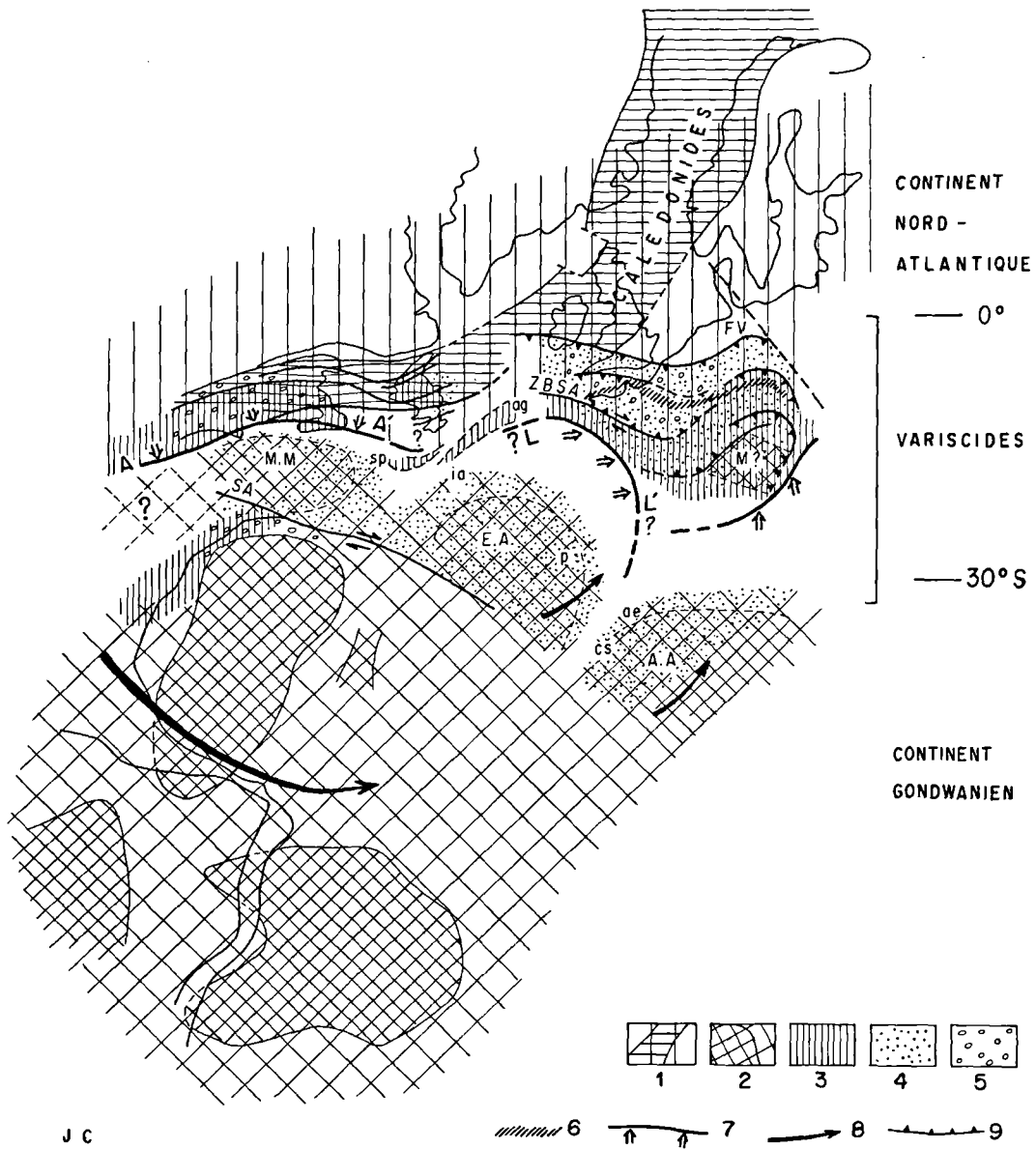


Fig. 6. — Le développement des Variscides médio et ouest-européennes dans le contexte péri-atlantique des orogènes fini-paléozoïques.

Légende : 1, Socle cadomo-laurussien jusqu'à 600 M.A. et Calédonides (continent nord-atlantique). — 2, Socle gondwanien et microcontinents septentrionaux (M.M. = Meguma - Meseta Marocaine; E.A. = Ebro-Aquitain; A.A. = Austro-alpin; M? = Moldanubien?) d'âges caractéristiques 2 000 ou 600 M.A. — 3, Régions d'activité orogénique majeure siluro-dévonienne (420-370 M.A.): plissements acadiens et cordillère ligérienne. — 4, Régions d'activité tectonique carbonifère (350-270 M.A.): plissements hercyniens. — 5, Régions d'activité tectonique permienne (270-240 M.A.): plissements allegheniens-saaliens. — 6, Zone cristalline hercynienne externe. — 7, Zones de suture (subduction-collision: AA' = Acadienne; LL' = Ligérienne). — 8, Mouvements relatifs des blocs crustaux au cours des plissements hercyniens (ZBSA = Zone broyée sud-armoricaine; SA = faille sud-atlasique). — 9, Chevauchements crustaux (FV = Front varisque).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARTHAUD F. (1970). — Etude tectonique et micro-tectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse, Montpellier. *Publ. U.S.T.E.L.A., Géol. Str.*, 1, 175 p.
- 2) ARTHAUD F. et MATTE P. (1974). — Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens péribaléares. In La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern. C.N.R.S.*, 243, p. 497-513.
- 3) AUDREN C. (1971). — Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins de l'Estuaire de la Vilaine. *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 84 p.
- 4) AUDREN C. (1976). — Modèle de mise en place des massifs anatectiques en Bretagne méridionale. *4^{me} Réun. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 23.
- 5) AUDREN C. et LE MÉTOUR J. (1976). — Mobilisation anatectique et déformation : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVIII, 4, p. 1041-1049.
- 6) AUTRAN A. (1974). — Notice explicative de la carte à 1/50.000 Bourgneuf (Massif Central). Edit. BRGM.
- 7) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. In Caledonian Appalachian orogen of the north atlantic region. P.I.C.G., projet 27, *Geol. Surv. Canada*, Paper 78-13, p. 159-175.
- 8) AUTRAN A., GÉRARD A. et WEBER G. (1976). — La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), vol. XVIII, p. 1119-1132.
- 9) AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1974). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. In La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern. CNRS*, vol. 243, p. 211-226.
- 10) BEBIEN J. et GAGNY C. (coord.) (1980). — Volcanites du Précambrien au Crétacé en France et leur signification géostrutturale. 30 p. In Colloque Géologie de la France, édit 26^{me} C.G.I. B.R.G.M.
- 11) BEHR H. (1978). — Subfluenz Prozesse in Grundgebirge Stockwerk Mittel Europas. *Z. dt. Geol. ges.*, vol. 129, p. 283-318.
- 12) BERNARD-GRIFFITHS J. (1976). — Essai sur les âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas-Limousin. Thèse. 243 p. *Ann. Scient. Univ. Clermont*, vol. 55, fasc 27.

Fig. 6 (suite).

Deux étapes principales caractérisent le développement des Variscides au cours du Paléozoïque supérieur :

— La première est consécutive à la convergence qui resserre au cours du Siluro-Dévonien les zones de distension proto-téthysiennes développées depuis la fin du Protérozoïque entre les masses gondwaniennes et cadomo-laurasiennes. Tandis que se développe la collision acadienne (AA') entre l'Afrique de l'Ouest et le continent nord-américain, le glissement senestre des grandes masses continentales et la rotation inverse du bloc gondwanien ferment obliquement le domaine ligérien contre la marge ouest et médio-européenne. Ainsi se développent la subduction LL' et la cordillère ligérienne dans la zone interne de l'orogène varisque.

— La seconde est celle de la collision hercynienne proprement dite à partir du Carbonifère, responsable des cisaillements crustaux qui caractérisent cette période jusqu'au Front varisque (FV). Pour l'essentiel, cette collision s'opère au niveau de la marge active ligérienne constituée précédemment à la bordure méridionale de la plate-forme cadomienne, sous la poussée des microcratons septentrionaux de la masse gondwanienne entre lesquels se moulent les zones actives de la chaîne (fig. 5).

La fin de cette évolution, puis le ralentissement ou le blocage de la rotation inverse du bloc gondwanien sur lui-même, se marquent par les cisaillements dextres (Z.B.S.A., S.A.) et par le développement final des plissements allegheniens-saaliens. Déjà commence la distension entre les Appalaches et les Mauritanides, et l'émission des grands dykes permo-triasiques amorcée de l'ouverture atlantique.

Remarques. — 1) Dans ce schéma très condensé, intégrant en une seule image une succession d'événements liés principalement à l'évolution de la zone interne de l'édifice varisque, les conséquences de celle-ci au niveau des régions rhéno-hercyniennes à partir du Carbonifère sont seulement évoquées. Les phases dites "bretonne" et "sudète" témoignent de l'existence dans ces régions d'une zone probable de croûte amincie (dite parfois "océan") médio-européenne. Le seuil cristallin d'Allemagne moyenne, et plus largement la "zone cristalline externe" (6) (fig. 1) sont le témoin direct de l'activation subséquente de cette zone et de sa fermeture à la suite de la collision sud-varisque. Ils ne permettent pas pour autant de voir une subduction Nord-Sud Carbonifère à ce niveau.

2) La position relative des grandes masses continentales est esquissée ici vers la fin du Dévonien (d'après les premières approches paléomagnétiques) avant la collision hercynienne proprement dite du côté européen.

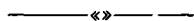
3) L'origine des futurs massifs sud-varisques est proposée par les lettres minuscules (sp : sud-portugais ; ag : alcudo-galicien ; ia : ibéro-asturien ; p : pyrénéen ; cs : corso-sarde ; ae : alpins externes).

- 13) BERNARD-GRIFFITHS J. et TEMPIER P. (1977). — Intrusion silurienne du massif de métagranite de Tauves, Massif Central Français. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 284, n° 22, p. 2199-2202.
- 14) BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. et DUTHOU J.L. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic Event in western Massif Central Français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, p. 199-212.
- 15) BEURRIER M., PIBOULE M., CHIRON J.C. et GAY M. (1979). — Relations de la série de la Brèvenne avec celle du Lyonnais. *7^{me} Réunion. ann. Sci. Terre*, Lyon.
- 16) BOUCHARDON J.L. (1976). — Les formations cristallophylliennes de la région de Saint-Germain-les-Belles (Haut-Limousin). *Thèse 3^{me} cycle*, Univ. Lyon I.
- 17) BOURROUILH R. et GORSLINE D.S. (1979). — Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part. I, vol. 90, p. 1074-1083.
- 18) BOYER C. (1976). — Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs armoricain et central. *Bull. B.R.G.M.*, S1, vol. 1, p. 3-24.
- 19) BREDDIN H. (1973). — Tiefentektonik und Deckenbau im massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Mitteil.*, vol. 12, p. 81-130.
- 20) BRIAND B. et GAY M. (1978). — La série inverse de Saint-Geniès-d'Olt : évolution métamorphique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, S1, vol. 3, p. 167-186.
- 21) BRIAND B. et PIBOULE M. (1979). — Les metabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière-arc ? *Bull. B.R.G.M.*, S1, vol. 2, p. 131-172.
- 22) BURG J.P. (1977). — Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. *Thèse de 3^{me} cycle*, Univ. de Montpellier, 80 p.
- 23) BURG J.P. et MATTE P. (1978). — A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan evolution. *Z. dt. Geol. Gesell.*, vol. 129, p. 429-460.
- 24) CABANIS B. (1974). — La tectogenèse hercynienne dans la région de Morlaix et sa signification à l'échelle du N-O de la Bretagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVI, 2, p. 230-237.
- 25) CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J. et DEUTSCH S. (1979). — Remise en cause de l'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le Pays de Léon : âge dévonien des orthogneiss de Treglonou et Plounevez-Lochrist. *Bull. B.R.G.M.*, S1, n° 4 (à paraître).
- 26) CAMUZARD J.P., LARDEUX H., PILLET J. et RIVIERE M. (1969). — Données nouvelles sur les calcaires givétiens de la Vildé d'Ardin (Vendée). *Bull. Soc. Et. Sci. Anjou*, N.S., vol. VII, p. 41-51.
- 27) CANTAGREL J.M. (1973). — Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques : Application au Massif Central français. *Ann. Scient. Univ. Clermont*, 50, 282 p.
- 28) CAPDEVILA R., LAMBOY M. et LEPRETRE J.P. (1974). — Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale nord-espagnole. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 278, p. 17-20.
- 29) CAPDEVILA R. et VIDAL Ph. (1975). — Données géochimiques et radiométriques sur les granulites et les charnockites de la marge continentale nord-espagnole (Golfe de Gascogne). *3^{me} Réunion. ann. Sci. Terre, Montpellier*, p. 89.
- 30) CARME F. (1971). — Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes des Alpes et les Cévennes septentrionales. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 273, p. 2038-2041.
- 31) CARME F. (1974). — Tectoniques superposées dans le Haut-Allier : mise en évidence d'une mégastructure tangentielle formée aux dépens d'un socle plus ancien. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 278, p. 2501-2504.
- 32) CHANTRAINE J., RABU D. et AUTRAN A. (1979). — Lithostratigraphie et déformations du Briovérien de la baie de Lannion. Implications sur les relations entre les cycles cadomien et hercynien. *Bull. B.R.G.M.*, S1, n° 4 (à paraître).
- 33) CHAPPELL B.W. et WHITE J.R. (1974). — Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p. 173-174.
- 34) CHENEVOY M. (1957). — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie NW du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 428 p.
- 35) CHENEVOY M. (1964). — Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du mont Pilat (Massif Central) et leur histoire cristallogénique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. VI, p. 55-63.
- 36) CHENEVOY M. et PIBOULE M. (1974). — Un schéma structural du Haut-Limousin métamorphique. *C.R. Ac. Sc.*, série D, vol. 279, p. 1115-1118.
- 37) CHENEVOY M. et RAVIER J. (1968). — Extension des séries cristallophylliennes à andalousite-cordiérite et à disthène-staurotide dans les Cévennes septentrionales et médianes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. X, p. 613-617.
- 38) CHENEVOY M. et RAVIER J. (1974). — L'histoire anté-stéphanienne du Massif Central français et le problème des influences calédoniennes. In *La chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. Coll. intern. CNRS*, 243, p. 199-210.
- 39) CLIFF R.A. (1979). — Zircon U/Pb evidence for early paleozoic tectonic activity in austro-alpine nappe. The eastern alps. In *U.S.G.S. Open File report*, n° 78/701, p. 71-72.
- 40) COCHERIE A. et CARPENTER M. (1979). — Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implication pétrogénétique. *Bull. B.R.G.M.*, S1, vol. 4 (à paraître).
- 41) COGNÉ J. (1954). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : A propos des "Hälliflints". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, vol. IV, p. 729-737.
- 42) COGNÉ J. (1957). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p.

- 43) COGNÉ J. (1965). — Notice pour la Carte Géologique, feuille Quiberon-Belle-Ile au 1/80.000. B.R.G.M., édit.
- 44) COGNÉ J. (1966). — La nappe cristallophyllienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* (Strasbourg), vol. 19, n° 2, p. 107-136.
- 45) COGNÉ J. (1967). — In notice explicative pour la carte géologique à 1/80.000, feuille d'Ancenis. B.R.G.M., édit.
- 46) COGNÉ J. (1976). — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In *Ecologie et géologie de l'Himalaya. Colloque intern. CNRS*, 268, p. 111-129.
- 47) COGNÉ J. et VIDAL P. (1972). — Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification de l'axe structural Moëlan-Lanvaux à l'Ordovicien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 117.
- 48) COGNÉ J. et WRIGHT A.E. (1980). — L'orogène cadomien : vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques finiprécambriens d'Europe moyenne et occidentale. *26^{me} Congr. Géol. Int. Paris*, Colloque « Géologie de l'Europe ». *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIX, fasc. 1, p. 29-55.
- 49) COLLOMB P. (1970). — Etude géologique du Rouergue cristallin. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 419 p.
- 50) COUTURIE J.P., VIALETTE Y. et VACHETTE M. (1979). — Age namurien d'un laccolite granitique différencié par gravité : le granite de la Margeride (Massif Central). *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 289, p. 449-452.
- 51) DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A. et ROLET J. (1977). — L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre armoricain au Dévono-carbonifère. *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 284, p. 1151-1154.
- 52) DEFLANDRE G. et TERS M. (1966). — Sur la présence d'acritarches ordoviciens dans les schistes ardoisiers de la région de la Mothe-Achard (Vendée). Extension de l'Ordovicien en Vendée littorale. *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 262, p. 237-240.
- 53) DEMAY A. (1934). — Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne d'Europe. Evolution stratigraphique et orogénique du géosynclinal hercynien. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, vol. 7, p. 191-221.
- 54) DEMAY A. (1948). — Tectonique anté-stéphanienne du Massif Central. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 1948.
- 55) DEMAY A. (1952). — Sur les relations stratigraphiques, structurales et magmatiques entre Massif Central et Armorique méridionale. *Int. géol. Congres*, Part. XIII, p. 52-62.
- 56) DIOT H. et BLAISE J. (1978). — Etude structurale dans le Précambrien et le Paléozoïque de la partie méridionale du domaine ligérien (S-E du Massif armoricain) (Mauges, synclinal d'Ancenis et sillon houiller de la Basse-Loire). *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, C, X, 1, p. 31-50.
- 57) DONNOT M. et GUÉRANGÉ B. (1978). — Le synclinorium cambrien de Brusque : implications stratigraphiques et structurales dans les monts de Lacaune (Montagne Noire). *Bull. B.R.G.M.*, S1, vol. 4, p. 333-363.
- 58) DUBREUIL M. et VACHARD D. (1979). — Sur l'âge givétien de la formation de Chalonnès (bassin d'Ancenis) et ses conséquences. *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 289, p. 241-244.
- 59) DURAND M. (1976). — Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation dans la région de Lamastre. *Thèse spécialité*, Univ. Claude Bernard, Lyon.
- 60) DUTHOU J.L. (1977). — Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque ; relations avec le métamorphisme (Nord Limousin). *Thèse Ann. Sc. Univ. Clermont*, 63, 294 p.
- 61) DUTHOU J.L. (1978). — Les granitoïdes du Haut-Limousin. Chronologie Rb/Sr. Le thermo-métamorphisme carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XX, 3, p. 229-236.
- 62) FLOCH J.P. (1977). — Age cambrien moyen à supérieur des formations métamorphiques du groupe Bas-Limousin. *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 284, p. 1639-1642.
- 63) FLOCH J.P., GROLIER J., GUILLOT P.L. et SANTALLIER D. (1978). — Données récentes sur la géologie du Bas-Limousin. *102^{me} Congrès Soc. sav., Limoges, Sc.* fasc. II, p. 147-158.
- 64) FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A. et MARCHAND J. (1973). — Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, 5-6, p. 562-578.
- 65) FUCHS G. (1976). — Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. *Jahrb. Geol., B.A.*, vol. 119, p. 45-61 (traduction française BRGM, n° 5476).
- 66) GAY M., BRIAND B., CHENEVOY M. et PIBOULE M. (1979). — La série du Vivarais oriental : schéma d'évolution structurale. *6^{me} Réunion. ann. Sci. Terre, Lyon*.
- 67) GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., KREBS O. et GRÜNENFELDER M. (1978). — U-Pb systematics of zircons and monazite from a mafic complex and its country rocks (Sauviat, French central Massif). *U.S.G.S. Open File report 78/701*, p. 131-132.
- 68) GIORGI L. (1979). — Etude géologique du massif des Grandes Rousses (Alpes). *6^{me} Réunion. ann. Sci. Terre, Lyon* et Thèse Univ. de Grenoble.
- 69) GOURGAUD A. (1973). — Les granites et migmatites du Forez au Sud de Montbrison. *Thèse 3^{me} cycle*, Univ. Clermont II.
- 70) GUILLOT P.L. (1978). — Notice explicative de la feuille Juillac de la carte géologique de France à 1/50.000. Edit. B.R.G.M., Orléans.
- 71) GUILLOT P.L. (1980). — Etude géologique de la Série métamorphique du Bas-Limousin (Massif Central). *Thèse Univ. Orléans* (à paraître).
- 72) GUILLOT P.L. et LEFEVRE (1975). — Découverte de conodontes dans le calcaire à entroques de Génis en Dordogne (Bas-Limousin). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 280, p. 1529-1530.

- 73) GUILLOT P.L., TEGYEY M., ALSAC C., FLOC'H J.P., GROLIER J. et SANTALLIER D. (1979). — Apport de la géochimie à la reconstitution anté-métamorphique de la série du Bas-Limousin. *In* Origin and distribution of the elements. Edit. by Ahrens, p. 493-504. Pergamon press, Oxford.
- 74) GROLIER J. (1971). — La tectonique du socle du Massif Central. *In* Symposium J. Jung, p. 215-268, édit. Plein air service, Clermont-Ferrand.
- 75) HASSENFORDER B. (1970). — Etude pétrographique et structurale des formations cristallines et cristallophylliennes de la Basse-Loire. *Thèse 3^{me} cycle*, Strasbourg, ronéo, 69 p.
- 76) IGLESIAS M. et BRUN J.P. (1976). — Signification des variations et des anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (Vendée littorale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVIII, 6, p. 1443-1452.
- 77) JAGER J. (1974). — The evolution of Central and West European continent. *In* La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern CNRS*, 243, p. 227-241.
- 78) JEGOUZO P. (1976). — La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. *Réun. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 234.
- 79) JUNG J. (1946). — Géologie de l'Auvergne et de ses confins. *Mém. carte géol. de France*, 372 p.
- 80) JUNG J. (1954). — Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hébert et Haug*, vol. 8, p. 245-258.
- 81) KAPLAN G. (1968). — Contribution à l'étude du métamorphisme des sédiments paléozoïques du bassin d'Aquitaine. *Bull. Centre recherches Pau, S.N.E.A.P.*, vol. 2, n° 1, p. 57-68.
- 82) LAGARDE J.L. (1978). — La déformation des roches dans les domaines de la schistosité sub-horizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées) et au complexe métamorphique de Champtoceaux (Massif armoricain). *Thèse 3^{me} cycle*, Univ. Rennes.
- 83) LAMEYRE J., AUTRAN A., BARRIERE M., DIDIER J., FLUCK P., GIRAUD P., BONIN J. et ORSINI B. (1980). — Les granitoïdes de France. *In* Géologie de la France, édit. par A. Autran- J. Dercourt, B.R.G.M. (sous presse).
- 84) LE CORRE Cl. (1978). — Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. *Thèse*, Rennes, ronéo, 381 p.
- 85) LEFORT J. (1974). — Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. *Thèse*, Univ. Rennes, 217 p.
- 86) LEFORT J.P. (1979). — Iberian-armoric arc and hercynian orogeny in western Europe. *Geology*, vol. 7, p. 384-388.
- 87) LEFORT J.P. et HAWORTH R.T. (1979). — The age and origin of the deepest correlatives structures recognized off Canada and Europe. *Tectonophysics*, vol. 59, p. 139-150.
- 88) LE METOUR J. et BERNARD-GRIFFITHS J. (1979). — Age limite Ordovicien-Silurien de la mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Vendée). Implications géologiques. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, vol. 4 (à paraître).
- 89) LIENHARDT M.J. (1961). — Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté-permien du Bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 233-241.
- 90) MATTAUER M. et ETCHECOPAR A. (1976). — Arguments en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central. *In* Géologie et écologie de l'Himalaya, *Coll. intern. CNRS*, 268, p. 261-267.
- 91) MATHIEU G. (1961). — Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord du bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 1, p. 11-20.
- 92) MOUTHIER B. (1976). — Lithostratigraphie et métamorphisme des formations cristallophylliennes de la région de Châteauneuf-la-Forêt (Haut-Limousin). *Thèse 3^{me} cycle*, Univ. Cl. Bernard, Lyon, 170 p.
- 93) NICOLLET C. (1978). — Pétrologie et tectonique des terrains cristallins anté-permiens du versant sud du dôme du Lévezou (Rouergue). *Bull. B.R.G.M.*, S 1, n° 3, p. 225-263.
- 94) PEUCAT J.J. et COGNÉ J. (1977). — Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). *Nature*, vol. 268, p. 131-132.
- 95) PEUCAT J.J., LE METOUR J. et AUDREN C. (1978). — Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique siluro-dévonienne en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XX, 2, p. 163-167.
- 96) PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J. et AUTRAN A. (1979). — Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale : étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. B.R.G.M.*, S 1, n° 4 (à paraître).
- 97) PIBOULE M. et COFFRANT D. (1975). — Les métavulcanites basiques du Bas-Limousin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XVII, 4, p. 620-628.
- 98) PIBOULE M. et DUTHOU J.L. (1976). — Nouvelles données géochimiques sur quelques ortho-amphibolites du Limousin. *C.R. Ac. Sc.*, Série D, vol. 282, p. 337-340.
- 99) PIBOULE M. (1979). — L'origine des amphibolites du Massif Central. *Thèse*, Lyon I, 1000 p.
- 100) PIBOULE M. et BRIAND B. (1979). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la recherche des sites géotectoniques des magmas tholéitiques parents des ortho-amphibolites. Application aux metabasites des groupes "leptyno-amphiboliques" du Massif Central français. *7^{me} Réun. ann. Sci. Terre, Lyon*, p. 367.
- 101) PIN C. et LANCELOT J. (1978). — U-Pb evidences of bimodal magmatism of early paleozoic age in the Massif Central: the leptyno-amphibolitic group of Marvejols. *U.S.G.S. Open file report 78-101*, p. 337.

- 102) PIN C. (1979). — Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques de la région de Marvejols. *Thèse 3^{me} cycle*, Montpellier, 210 p.
- 103) PRUVOST P. (1949). — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug.*, vol. VII, p. 345-360.
- 104) QUINQUIS H. (1980). — Schistes bleus et déformation progressive: l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 145 p.
- 105) ROQUES M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- 106) ROQUES M. (1971). — Structure géologique du Massif central. In Symposium J. Jung, Géologie du Central Français. Plein Air service, édit., Clermont-Ferrand, p. 17-32.
- 107) ROLET J. et THONON P. (1979). — Mise en évidence de trois complexes volcano détritiques d'âge dévonien inférieur à moyen, strunien et viséen inférieur, sur la bordure nord du bassin de Châteaulin. *Bull. B.R.G.M.*, S I, n° 4 (à paraître).
- 108) SCHÖNLAUB H.P. et SCHARBERT S.M. (1979). — The early history of the eastern Alps. *Z. dt. Geol. Gesell.*, vol. 129, p. 473-484.
- 109) SONNET J. (1968). — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. *C.R. Ac. Sc.*, Série D, vol. 267, p. 15-17.
- 110) TERS M. (1970). — Découverte d'un gisement de graptolithes du Silurien (Wenlock) dans la série de Brétignolles (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, Série D, vol. 271, p. 1060-1062.
- 111) TERS M. (1974). — Notice pour la carte géologique, Feuille Palluau, 1/80.000. Edit B.R.G.M.
- 112) VIDAL Ph., COGNÉ J. et BONHOMME M. (1970). Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale: la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Ac. Sc.*, Série D, vol. 271, p. 1737-1740.
- 113) VIDAL Ph. (1973). — Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XV, 3-4, p. 239-245.
- 114) VIDAL Ph. (1974). — Limitations isotopiques à l'âge et à l'évolution de la croûte continentale en Europe moyenne et occidentale. In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. CNRS*, 243, p. 129-142.
- 115) VIDAL Ph. (1976). — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Thèse*, Univ. Rennes, 140 p.
- 116) VIGNERESSE J.G. (1978). — Gravimétrie et granites armoricains: structure et mise en place des granites hercyniens. *Thèse doct. ing. (3^{me} cycle)*, Rennes, 91 p.
- 117) WEBER C. (1973). — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris, d'après les données de géophysique. *Bull. B.R.G.M.*, S II, vol. 3-4, p. 219-343.
- 118) WEISBROD A. (1970). — Etude structurale des Cévennes médianes. *Sciences de la Terre*, vol. 15, p. 5-44.
- 119) WYNNS R. (1979). — Données nouvelles sur la stratigraphie et la structure du haut bocage vendéen (Synclorium de Chantonay). *7^{me} Réun. ann. Sci. Terre*, Lyon.
- 120) ZWART H.J. (1967). — The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 46, p. 283-309.
- 121) ZWART H.J. et DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 57, 4, p. 627-654.



The Variscan units east and west of the Rhine graben

by P. FLUCK (*), R. MAASS (**) and J.F. von RAUMER (***)

Résumé. — Sur la coupe nord-sud présentée ici, se trouvent des types très différents de croûte varisque. Les unités les plus septentrionales (Odenwald-Spessart), malgré une structure géologique déjà complexe, montrent les événements métamorphiques les plus jeunes des temps varisques. Elles représentent un type de structure géologique plutôt proche de la couverture, recoupé par des intrusions de gabbros, diorites, granodiorites et granites. La Forêt Noire et les Vosges, profondément marquées par les granitoïdes varisques, semblent présenter une histoire tectono-métamorphique plus ancienne, antérieure aux écaillages venant du Nord et du Sud. Ceux-ci développent une structuration complexe où se trouvent représentés les éléments de la superstructure varisque, au voisinage des lignes tectoniques majeures.

Le domaine alpin, en dépit de son histoire complexe, montre en grande partie des éléments métamorphiques pré-varisques et les événements varisques se présentent comme un voile sur une croûte déjà très métamorphisée.

Quelques éléments lithologiques majeurs constituent des critères pour une interprétation géologique dans le cadre plus large de l'Europe varisque.

Abstract. — In the north-south section concerned very different types of Variscan continental crust are preserved. The northernmost units (Odenwald-Spessart), already of a complex geologic pattern, display the youngest dated metamorphic events of Variscan time. They represent more a cover type of geological structure, intersected by gabbros, diorites, granodiorites and granites. Black Forest and Vosges, strongly influenced by the Variscan granitoid series, seem to represent an "older" structural and metamorphic pattern, before Variscan underthrusts from north and from south produced a complex pattern, where Variscan cover has been preserved in the neighbourhood of the major tectonic lines.

The Alpine domain nonetheless of its complex history, displays mainly pre-Variscan metamorphic structures, and Variscan events seem to represent already an overprint on a highly metamorphosed crust.

Some major lithologic elements could serve as criteria for a geologic interpretation in the larger frame of Variscan Europe.

Variscan basement appears on both sides of the Rhine Graben in distinct massifs — the Spessart, Odenwald, Vosges and Black Forest — and in some smaller outcrops in the Palatinate region (fig. 1).

Each is part of a formerly continuous Variscan structure whose main geological features had already taken shape in late Palaeozoic time. In order to promote a broad understanding of European Variscan structures, this paper presents a kind of cross-section, from north to south, which should serve as a basis for comparing the four massifs, their lithostratigraphic units and their deformation histories.

Obviously, different tectonic levels are exposed in the several regions. The distinct series of metamor-

phic rocks accessible at outcrop are only piecemeal representatives of complex rock sequences whose polarities are in most cases not yet clearly understood. Permian deposits cover much of the older complex, which includes rocks often of polyphase and polymetamorphic character. There are differences between the individual histories of the massifs, and it will therefore be useful to offer first some details of the northern units, the Odenwald-Spessart, and the southern, the Vosges-Black Forest, before trying to unravel common features of the rock sequence, metamorphic events, deformation and magmatic history.

I. — SPESSART - ODENWALD

Both regions are situated in the northernmost segment of the north-south cross-section (Table I, fig. 2) and represent typical crystalline basement. The crystalline rocks exposed in the *Spessart* area (Matthes and Okrusch, 1965, 1977 with all earlier references) are quite well known and their rock-sequence and meta-

(*) Institut de Géologie, 1, rue Blessig, Strasbourg (France).

(**) Institut de Géologie, Université, Freiburg-i-Br. (Allemagne fédérale).

(***) Institut de Minéralogie et Pétrographie, CH 1700 Fribourg Pérolles (Suisse).

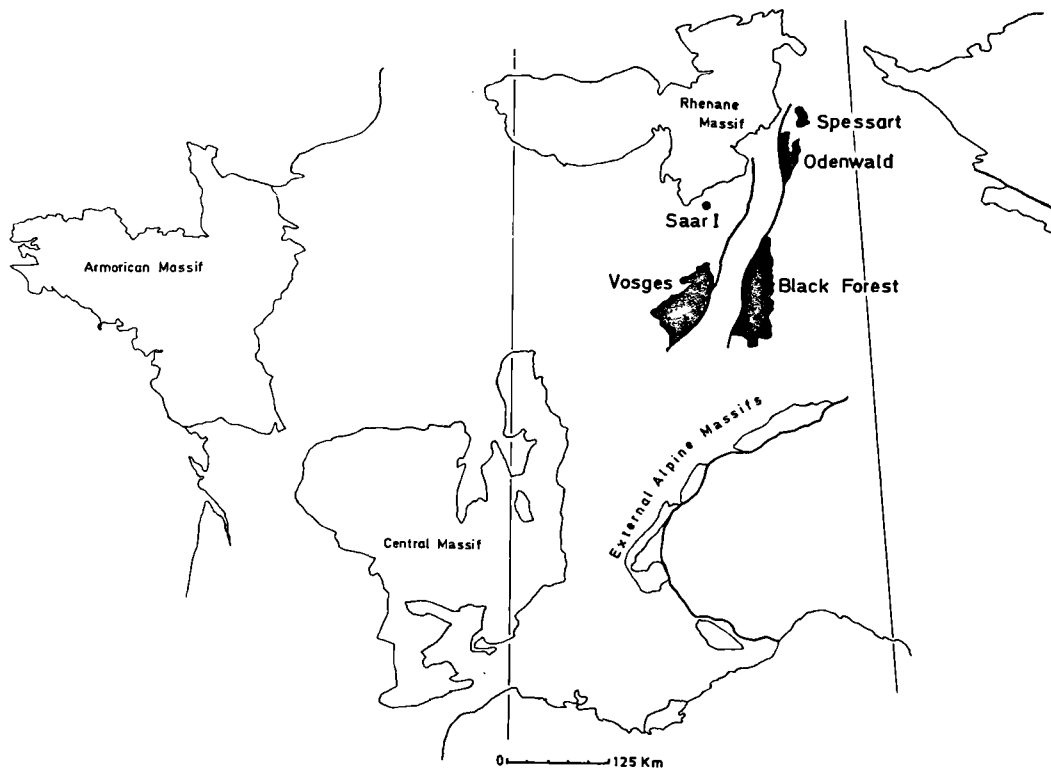


Fig. 1.

morphic history are fairly well established. They are taken to cover the time span from young Precambrian (variegated series in the south) to Cambrian (staurolite, gneisses) and Ordovician (micaceous, quartzites and micaschistes in the north). A point of reference in time is provided by the granitoid orthogneiss (Rotgneise) in the central part of the region, which is intrusive among the sedimentary rocks mentioned above and which has yielded evidence of early Devonian age (384 m.y. Rb/Sr total rock : Kreuzer *et al.*, 1973). Judging by the critical mineral assemblages in the metasediments, P-T conditions of 600-650° C/5-6 Kb were attained (Matthes and Okrusch, 1977) during a regional metamorphism which affected also the granitoid orthogneisses. This main phase of regional metamorphism may be taken to be a Variscan event.

It is much more difficult to give an overall view of the *Odenwald*. There, two main tectonic units are to distinguished, the "Bergsträsser Odenwald" in the west and the "Böllsteiner Odenwald" in the east. The two represent different types of geological evolution. They are welded together by an intermediate zone of granitoid gneisses ("Zwischenzone" : Nickel, 1950, 1964).

The *Bergsträsser Odenwald* is dominated by early and late Variscan granitoid and basic rocks which crystallized, according to Maggetti (1975), at a maximum pressure of $P_{H_2O} 2Kb$. All of the magmatic rocks currently exposed suffered deformation effected contemporaneously with intrusion. In consequence, fabrics representing a full range of transition from pure magmatic to syntectonic deformational to sheared magmatic to blastomylonitic are found. The associated, older metamorphic rocks display all transitional stages from blastic overgrowth through to anatexis mobilization and, finally, blastomylonitization. Magmatic and metamorphic fabrics may therefore converge ("Angleichgefüge" : Maggetti and Nickel, 1976 ; Nickel, 1954 ; Nickel and Maggetti, 1974 ; Nickel and Zurbriggen, 1975 ; Zurbriggen, 1976), making it difficult, at times, to distinguish between the older metamorphic rocks and those of magmatic origin.

Among the metamorphic rocks there are fine-grained metagreywackes (bi-plag-gneisses) containing a few pebble horizons, also a variegated series composed of metapelites with interlayered quartzites (\pm graphite, \pm apatite), and some carbonates and amphibolitic rocks. Locally, horizons very rich in Al are found - these

Odenwald - Spessart
Variscan areas

Geological map

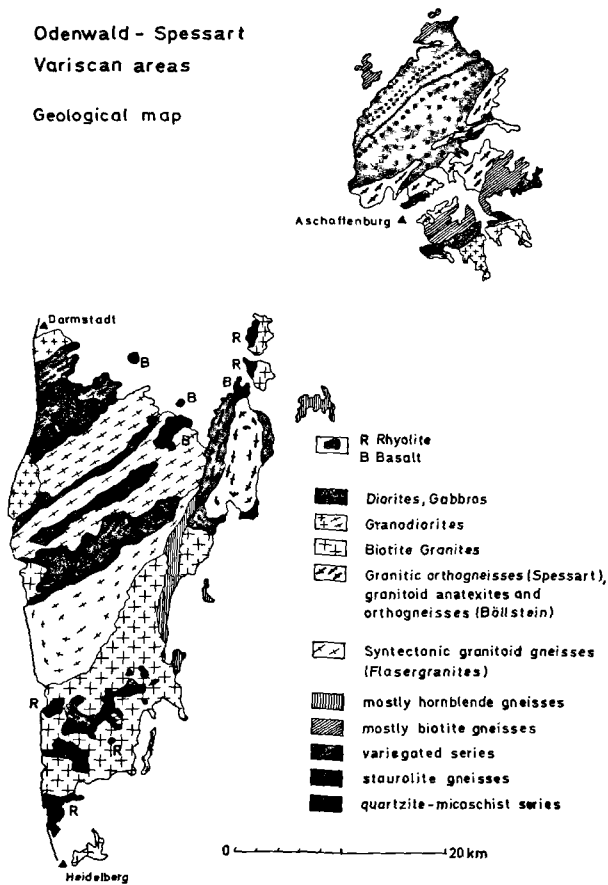


Fig. 2.

could be interpreted as having been lateritic. The whole sequence could, if one takes guidance from Thuringian relationships (Bankwitz, 1970; Franke, 1978; Hoth *et al.*, 1970; von Gaertner, 1950) be thought to occupy a range of age from Precambrian to Silurian (Okrusch *et al.*, 1975, with further references). The variegated schists, the carbonate units and the basic intercalations could represent an Ordovician-Silurian sequence in reduced "Thuringian" facies, similar to the metasediments from the southern part of the Odenwald discussed by Eigenfeld (1963). The more homogenous metagreywackes with pebble horizons could be of Precambrian age. There is no reason to regard all of the sequence as being either Precambrian or Palaeozoic (see further discussion below).

Regional metamorphism proceeded to anatexis in the southern part of the region (Matthes *et al.*, 1972), but in the north pressure and temperature reached no higher than about 3-5 Kb/650° C so that only very

local occurrences of incipient anatexis are encountered (von Raumer, 1973). This regional metamorphism to amphibolite facies should be regarded as a Variscan event, for the most recent data on the different members of the anatexis rock series suggest Variscan age (335 m.y. U/Pb on zircons: Todt, 1979). The Abukuma type of metamorphism characteristically found in the region varies in the neighbourhood of the main gabbro bodies where mineral assemblages typical of pyroxene hornfels facies are developed (Erdmannsdörffer, 1947; Matthes and Schubert, 1971).

The regional structures recall to mind certain features of the central Thuringian massifs (von Gaertner, 1950; Schroeder, 1966) since the metamorphic rocks have a flat-lying, gently domed schistosity which is accompanied by thin granitoid bands. The dominant structural trend in the granitoid and basic rocks runs NE-SW, i.e. parallel to a fracture cleavage produced contemporaneously with the dome structures. A "synorogenic sandwich structure" (Nickel and Maggetti, 1974) is the result. A NW-SE cross section reveals its complex pattern of structure, with relatively flat-lying schistosity in the gently domed metamorphic series intersected by the fracture cleavage and shearing zones, the latter ones occupied by syntectonic magmatic rocks. The coincidence in these shearing channels of ductile and brittle deformation products — which makes it difficult to describe and classify the Odenwald magmatic rocks — might be a consequence of continuation of shearing during cooling and, perhaps, uplift. A new, late set of vertical fractures arranged NW-SE cut all earlier elements in the structure, giving rise to a new set of folds, and also kinks, concentrated on a vertical great circle running NW-SE (von Raumer and Maggetti, 1975). The youngest granites appear to have been controlled, during emplacement, by structures on this trend.

The Böllstein area (Korn, 1929; Chatterjee, 1961) is dominated by anatexis rocks (Rotgneise) presumably of early Palaeozoic age and by granitoids. These occur in the cores of domes which have envelopes of metasedimentary rocks. It is plain that the Böllstein area shows a set of older, metamorphic rocks, exposed at relatively deep level, whose existence is merely hinted in the Bergsträsser area by the occasional fine granitoid bands. The metasediments, mainly mica schists and metagreywackes, include also carbonates and some quartzites with graphite and apatite. They appear to correspond with the metasedimentary rocks of the Bergsträsser Odenwald and the Spessart. This correspondence, plus new evidence (Todt, 1979) of a 380 m.y. event, leads one to suggest that the granitoid rocks in the Böllstein area may be the result of an event similar to the one which gave rise to the granitoids in the Spessart. The Böllstein granitoids, together with their metamorphic envelope suffered a second metamorphic event which reached amphibolite grade, as is indicated by mineral assemblages in basic and ultrabasic rocks (Kauner *et al.*, 1974). The granitoid

gneisses suffered granular recrystallization. This second metamorphic event may be thought to be of Variscan age and may be taken to correspond with the anatectic event in the Bergsträsser Odenwald.

The two distinct parts of the Odenwald are welded together along an intermediate zone ("Zwischenzone": Nickel, 1950, 1964, 1975, 1979 with all earlier references) where oldest basement gneisses in an anticlinal structure, with fold-axes arranged N-S coincide with the N-S Otzberg lineament (Schälicke, 1969, 1975). Most of the rocks in the neighbourhood of this structure, and also some syntectonic granitoids were reworked by repeated deformation and recrystallization during Variscan time. The occurrence of horizontal mylonitic gneisses at the top of the basement gneisses might indicate that the Böllstein area and the intermediate Zone formerly bore an overthrust cover (Nickel, 1975) which was stripped off late in Variscan time to expose the older crystalline basement.

The earliest documents of the *magmatic history* of the Odenwald-Spessart areas are the granitoid orthogneisses (Rotgneise) in the Spessart and Böllstein areas. As noted, in the Bergsträsser area only thin granitoid veins hint at that anatectic event. The main magmatic history is of Variscan age. As a first stage, the metasedimentary rocks were invaded by a series of intrusions ranging from gabbros to diorites (Maggetti, 1970, 1971, 1974). Due to differential mobilization two main sequences of magmatic rocks emerged, one with hornblende dominant — the hornblende gabbros and diorites, the other a biotite-rich series arising out of anatexis of metapelitic material — the biotite diorites (Maggetti and Nickel, 1973, 1976). Late stage granites are the Heidelberg and Tromm granites, which were followed by pink, coarse grained granites with large K-feldspars. The last magmatic events involved abundant production of dykes (mainly kerantites) and granite porphyries (Hellmann, 1975), followed finally by Permian rhyolites and ignimbrites.

II. — BLACK FOREST - VOSGES

These regions are quite as heterogenous as the Odenwald and the Spessart. Opinions vary on questions of their geological evolution. It will be necessary, at certain points here, to consider alternative possible interpretations of the evidence.

The crystalline basement can be regarded as a number of segments divided by major fault zones. The segments, shown schematically in Table I, run from the Taunus and Hunsrück in the north to the southern part of the Black Forest in the south. The major fault zones are named in Table I.

It is a peculiarity of the segments that in most cases metasedimentary rocks of low grade occur adjacent to the segment boundaries.

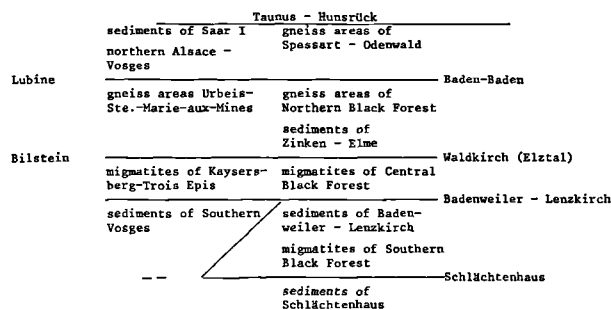


Table I. — Segments of Variscan basement east and west of the Rhine Graben.

The discussion treats first the rock-types present, dealing with the areas of gneiss outcrop and then the low grade metamorphic and the sedimentary rocks. The nature of the tectonic lines separating the segments, which different authors interpret in different ways, must be reserved for separate discussion.

Crystalline basement.

Crystalline basement, as Table I shows, occurs in four separate areas. In the north, information on crystalline basement is available in the Odenwald and the Spessart and also from the Saar I borehole (Lang, 1976), in which undeformed albitic granite (Hering and Zimmerle, 1976) is overlain by unmetamorphosed Middle Devonian sedimentary rocks. The granite has given an age of 380 m.y. (Rb/Sr total rock: Lenz and Müller, 1976).

In the northern part of Alsace there are few exposures. A certain amount of information is available from boreholes Microdiorites, banded pink granites and granodiorites and a granite with large K-feldspars have been recognized. There are some points of resemblance to Odenwald lithologies but no detailed comparative studies have been made.

Significant information on rock-types and metamorphic effects comes from the *central part of the Vosges* and from the *main Black Forest area*, i.e. from the gneiss segments Urbeis - Ste.-Marie-aux-Mines - Val d'Ajol (von Eller, 1976) and the northern Black Forest as well as the gneiss and migmatite regions of Kayserberg - Trois Epis (Fluck, 1976) and the central Black Forest (Hameurt, 1967; Wimmenauer, 1977). On both sides of the Rhine Graben metamorphic sequences can be established. These are rocks mainly of Precambrian age which could possibly include a range into early Palaeozoic age (Fluck, 1979). On both sides there are one or more "variegated" and "monotonous" series of rocks with leucocratic gneisses, amphibolites, kinzigitic gneisses and sillimanite-biotite-gneisses with quartzites. According to Fluck (Bon-

homme and Fluck, 1974 ; Fluck, 1974, 1979) a basal variegated group (Ste.-Marie-aux-Mines, Urbeis), is followed by a lower amphibolitic series, then an upper series with kinzigitic garnet gneisses, granulites, leptynites and carbonates, and this is overlain by a set of rocks containing biotite-sillimanite-gneisses and quartzites. The kinzigitic garnet gneisses show an older mineral paragenesis of garnet-kyanite followed by cordierite-sillimanite, indicating an older granulite facies grade (750° C/9-10 Kb) followed by 650° C/4 ± 1 Kb conditions. If one makes comparisons with the Bohemian Massif it can be supposed that the granulite facies event took place about 430 m.y. ago. There is no lead on the date of the younger event. The northern part of the Black Forest was not affected by any considerable anatectic mobilization and this, according to Maass (1979) allows the possibility of distinguishing a monotonous and a variegated series, with the latter (seen SE of Offenburg) characterized by leucocratic rocks of aplitic appearance, quartzites with graphitic interlayers and granulitic gneisses (leptynites), the whole interlayered with amphibolites and calc-silicate rocks. Kinzigitic gneisses appear near the Bilstein-Waldkirch line, where are also kinzigites with a preferred plagioclase blastesis, producing rocks called "Perlgneiss" and "Kornelgneiss".

In the southern part migmatites are most abundant, but also relictic metagreywacke paragneisses (plagioclase, biotite, quartz, partly also with cordierite and sillimanite) with frequent small amphibolites are found. At the southern and southeastern margin of the massif, leucocratic gneisses, leptynites and interstratified amphibolites are characteristic elements. They may represent a volcanic sequence (acid tuffs and/or subvolcanics with basic interlayers) of stratigraphic relevance (Wimmenauer, 1977). Similar associations also occur, in less quantities, in other parts of the Black Forest. Sparse relics of true granulites and granulitic paragneisses have been reported by Eigenfeld (1952) and Groschopf *et al.* (1977) from the core of the central Black Forest gneiss massif. In the same area, eclogites transformed into amphibolites are widespread in small occurrences. According to Maass (1979) a slight variance of general composition seems to indicate, that not all occurrences of paragneisses and leptynites do indicate necessarily the same stratigraphic units.

Following Büsch (1966, 1970) and Mehnert and Büsch (1966), quartzdioritic mobilizates would indicate minimum conditions of about 700° C/2-4 Kb. It deserves to be noted that Wimmenauer (1948, 1950) described cordierite - bearing mobilizates from the Schauinsland area.

The migmatites of Kaysersberg and Trois Épis which, again, are found to the south of the Bilstein-Waldkirch tectonic line, are very similar to these main migmatites of the Black Forest. All transitional stages are present from metablastic overgrowth of mobilized migmatite structures through to more homogeneous

granitoids with xenoliths (Millot and von Eller, 1958). According to von Eller (1961) these are transformed Precambrian rocks. Flück (1976, 1979) on the other hand, uses comparative studies of geochemistry to suggest that the Kaysersberg migmatites may be interpreted as transformed Visean greywackes over which older Trois Épis migmatites have been thrust.

In the southernmost segment, crystalline basement is well known in the *southern Black Forest*.

In the opinion of Hoenes (1940) and Metz and Rein (1958) the gneisses are very similar to those of the central Black Forest, with highly transformed meta-sediments and orthogneisses. Variscan granitization produced the Wehra-Wiesetal diatexite (with K-feldspar metasomatism) and cordierite-bearing syntexites (Mambach syntexite).

Low grade metasedimentary units.

Metasediments of low grade (biotite, chlorite) are found at the segment boundaries — Lubine - Baden-Baden, Badenweiler - Lenzkirch, Schlachtenhaus — and are known from the Villé zone too. It appears that the metamorphism of these metasediments occurs close to thrusts and has no stratigraphic significance. Intense mylonitization transforms the sediments as well as the apposed basement gneisses, producing a prograde effect in the sediments and a retrograde effect in the gneisses.

a) *Rocks of the Lubine - Baden-Baden zone :*

The low grade rocks near Lubine include the Steige and Villé schists (von Eller *et al.*, 1970a, b). The Steige schists consist of mostly monotonous, in some cases coloured, phyllites of pelitic and greywacke composition. Fossils (Doubinger and von Eller, 1963 ; Ross, 1964) and age-determination (425 m.y. Rb/Sr total rock : Claver and Bonhomme, 1970) indicate Ordovician and Silurian. At Baden-Baden (near Gaggenau) the equivalent metasediments (Sittig, 1965, 1969) begin in coloured slates and quartzites (locally conglomeratic) which are interbedded with actinolitic rocks. Following above there are banded slates and phyllites with crystalline limestones and dolomites. All are taken to represent a sequence of Lower Palaeozoic age. The Villé schists, taken long time for one single unit, contain a Precambrian series of low grade metamorphism and a Paleozoic serie of prograde metamorphism (corresponding to the Steige schists). The Precambrian retrograde series yielded an age of 620 m.y. from pyrophyllite (Clauer and Bonhomme, 1970). It has porphyroids, quartzites and low grade schists and resembles nothing in either the northern sedimentary sequence or the southern gneisses.

b) *Rocks of the Badenweiler-Lenzkirch zone :*

Here two belts of low grade metasediments are separated, tectonically, by an occurrence of younger, non-metamorphic sedimentary rocks. The metasedimentary belt on the north includes metapelites and

metagreywackes (Altherr and Maass, 1977; Maass, 1979), the latter containing rhyolitic bands and also pebbles of quartz and rhyolite. The southern belt (Batz, 1976) also has metapelite-metagreywacke but feldspathic quartzites and actinolitic rocks are also present. All of these low grade rocks (and especially those in the north) are strongly deformed (faulted and mylonitized). It is thought that both metamorphism and deformation have been due to the operations of an important thrust zone at the segment border here. Gneisses immediately to the north have yielded evidence of 360 m.y. age (Leutwein and Sonet, 1974; Brewer and Lippolt, 1974), interpreted as metamorphic event comparable to circumstances at Lubine zone.

c) *Rocks of the Schlachtenhaus zone :*

Very small outcrops of low grade metamorphic rocks (with biotite/chlorite) show again metapelitic and metagreywacke character. They are strongly sheared and are overlain by cleaved granites.

Non-metamorphic Paleozoic sediments.

Non-metamorphic Paleozoic deposits are known in the Saar I borehole, in the northern Vosges (Bruche Valley), the southern Vosges (west of Thann) and along the tectonic lines of Waldkirch (Elztal) and Badenweiler. No transition into any of the low grade metasediments (of probably Lower Palaeozoic age) is known. The following major stratigraphic subdivisions are present :

a) *Devonian.*

Devonian rocks encountered in the Saar I Borehole and in the Bruche Valley obviously belong to one depositional site. They are separate, both stratigraphically and tectonically from the rocks of the Rhenish Massif, whose southern limit is at the Taunus-Hunsrück.

In Saar I the evidence suggests that a non-metamorphic, albitic granite of Lower Devonian age was eroded and then covered by 480 m of mid Devonian reefal limestone (mostly biostromes) which are followed by 10 m of Upper Devonian in the same facies then 150 m of Upper Devonian calcareous sandstones, 40 m of detrital, oolitic and nodular limestones and 45 m of mudstones and cherts. In the Bruche Valley (Blanalt and Lillie, 1973) the Middle Devonian is composed of green and red coloured pelites and greywackes with some intercalated limestones (reef detritus) which contain pebbles and fragments of volcanites and sediments. The granite conglomerates, with large blocks of reef limestone, found near Russ have also been attributed to the Givetian. However, since the large clasts of reef material are not in place it is possible that the whole deposit is of younger, even Lower Carboniferous age (unpublished observations Maass and Wickert). Upper Devonian (Adorf) age has been proved by fossils from a sequence of shales and arkoses (Figge, 1968; Blanalt and Doubinger,

1973). A younger succession of coloured shales, greywackes and chert has produced no proof of age.

Of special interest are the volcanic rocks, keratophyres and spilites with associated thick pyroclastics (tuffs, "schalstein" and breccias : Juteau, 1971; Juteau and Rocci, 1965, 1966) which are probably of Upper Devonian and Lower Carboniferous age.

The facies differences sketched out here suggest that platform deposits are dominant in the Saar I area, whereas the quartzo-pelitic sediments of the Bruche Valley appear to be of basinal character.

The Devonian sedimentary rocks known in the southern Vosges and the Badenweiler-Lenzkirch neighbourhood are of Upper Devonian age. The succession at Treh in the southern Vosges, earlier regarded as representing Lower and Middle Devonian (Doubinger and Ruhland, 1963) must also be referred to the Upper Devonian (Maass, unpublished information on conodonts). 150 m of greywackes, siltstones and shales are known. The uppermost part of the succession, with some conglomerates and green cherty beds, may possibly range into the Lower Carboniferous. In the southernmost Vosges (Chagey/Belfort), limestones with macrofossils are taken to represent highest Devonian horizons (Asselberghs, 1926).

b) *Lower Carboniferous.*

Lower Carboniferous has the same pattern of distribution as Upper Devonian. In Saar I 90 m of shales and greywackes are known, in contrast to the Bruche Valley where there are several hundreds of metres of a pyrite-rich "Culm" succession. This latter includes vulcanodetrital conglomerates, some of which may be slumps. This material has, locally, a carbonate cement. It may even approach the character of an impure limestone. Cherts, tuffs and basic and keratophyric lavas have been reported.

In the Black Forest, both Tournaisian and Viséan are thought to be present. In the Vosges, there is no direct proof of Tournaisian, and a hiatus has been assumed, but the presence of several hundreds of metres of Lower Carboniferous following below dated Viséan (V2 α) makes it probable that Tournaisian exists in the Vosges. A very limited occurrence of highly tectonized metamorphic rocks from the neighbourhood of the Waldkirch (Elztal) tectonic line has been taken to be of Lower Carboniferous age (Groschopf, 1973).

The low part of the Lower Carboniferous in the southern Vosges and the Badenweiler-Lenzkirch areas is represented by more than 1 000 m of greywacke and shale, i.e. a facies following smoothly on what is found in the Upper Devonian. Some calcareous ooids are found among the greywackes. In the northern part of the southern Vosges (Markstein area : Grimm, 1979) subaquatic slides are abundant, with pebbles of gneiss. Deposits of this type are less common to the south, where there are abundant

spilites, keratophyres and chert. The upper parts of the Lower Carboniferous have reworked oolites and fossils (V2 α). Higher still, there are over 1 000 m of volcanic rocks. Andesitic tuffs and lavas are overlain by late Viséan (V3) greywackes and shales (at Oberburbach). There are ignimbrites, porphyries and rhyolites intercalated among the greywackes. Similar, but much tectonized sequences occur in the Badenweiler-Lenzkirch zone. Locally (e.g. Lenzkirch) there are examples of *Calamites* in life-position.

c) *Lower Silesian*.

Namurian and Westphalian A occur as a molasse following above the Viséan — 290 m of such sediments are present only in the Saar I borehole with a gradual upward transition into molasse. There is a continuous sequence through Westphalian into Permian. In the Bruche Valley, by contrast, Namurian and much of the Westphalian are missing, and Upper Silesian and Permian rest unconformably on the Lower Carboniferous. Obviously, the sedimentary trough which

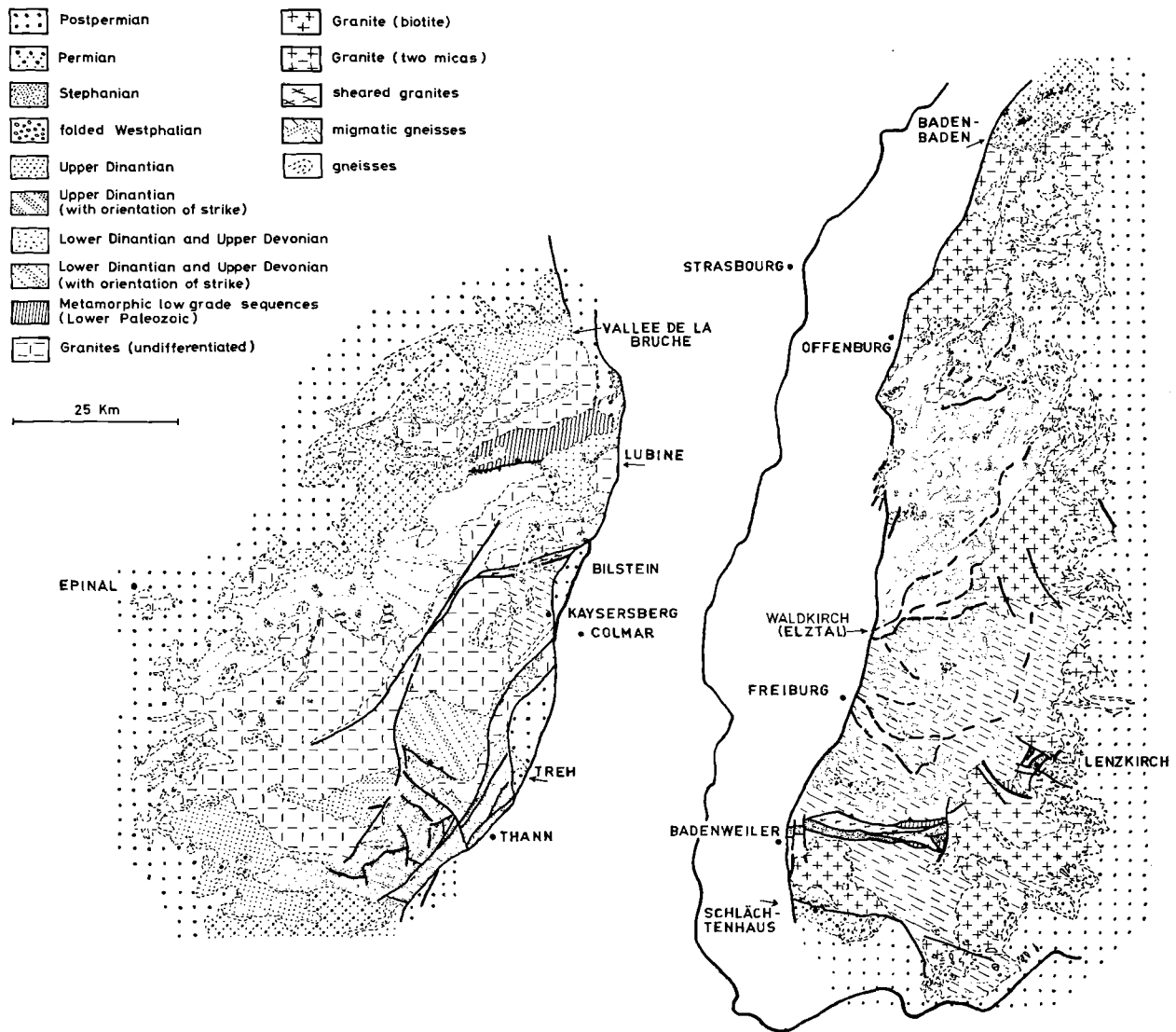


Fig. 3. — Geological map of Variscan Black Forest and Vosges.

existed in the Bruche Valley region in Devonian and early Carboniferous time had migrated northward during the Lower Silesian.

Near Offenburg there is a further occurrence of Lower Silesian, in coarse arkoses and conglomerates with a few coal seams.

It is an isolated and folded deposit surrounded and underlain by gneisses.

d) *Upper Silesian and Permian.*

Only in the Saar I neighbourhood is there a continuous succession (about 4 000 m thick, including greywackes, shales and coals), from Namurian through Westphalian and Stephanian. In all other areas Stephanian (or in some places Upper Westphalian) and Permian are discordant on older folded basement.

Major sedimentary troughs containing post-Variscan sediments occur in the Saar-Nahe region (the Saar I Borehole in Zimmerle, 1976), at the northern limit of the Vosges and Black Forest and at their southern limit as well. These troughs seem to be tied to major tectonic lines. Within the central basement areas there are smaller, local occurrences of post-Variscan sediments in the neighbourhood of less important fault-zones on various trends. In some places they are present merely as infill of irregularities in the Variscan basement. The contemporaneous acid volcanism (mostly ignimbrites) shows no clear dependence on Variscan tectonic features.

Variscan plutonic rocks.

Plutonic activity makes an important contribution to the Variscan geological history of the Black Forest and the Vosges, especially in time from early Carboniferous onward. Age determinations (see below) range from 360-330 m.y. for sheared granites and 330-285 for undeformed granites. Plutonic rocks are relatively evenly distributed at outcrop in the Vosges (von Eller, 1961, 1976; Hameurt, 1967; von Eller *et al.*, 1970a, b, 1972; Gagny, 1968; Fluck, 1979). In the Black Forest they are concentrated in northern and southern parts of the region (Hoenes, 1949; Hoenes *et al.*, 1949; Metz and Rein, 1966, 1969; Otto, 1967; Emmermann, 1973; Groschopf *et al.*, 1977).

It is not possible here to deal with every aspect of the plutonism in these two areas. Instead, we consider some general lines of evolution.

According to Emmermann (1977) it is necessary to regard the granitic rocks of the Black Forest as having evolved in time from late Devonian to late Carboniferous, with individual granite bodies having characters that are a function of their age of intrusion. This is well seen in studies of their mineralogical and chemical composition. A major break in the course of their evolution occurs near the Lower/Upper Carboniferous limit. The late Devonian and early Carboniferous

granites began with relatively leucocratic first melts and developed toward biotite granites and granodiorites. In contrast the late Carboniferous granites are more the product of magmatic fractionation and differentiation leading to two-mica granites and granites with large K-feldspar phenocrysts. In the Black Forest the distribution of the late granites appears to be uninfluenced by anything in the earlier-established structural trends.

In the Vosges some aspects of the plutonic evolution are different. Three regions should be distinguished there. In the Champ-du-Feu Massif (de la Roche and von Eller, 1979), there are all transitions from diorites to granodiorites, found concentrated along lines trending ENE-WSW and these are followed by discordant bodies of granodiorite, tonalite and granite. In the complex "des Ballons" massif (southern Vosges) a succession of diorites, gabbros, monzodiorites and quartz-monzonites is emplaced among rocks of Lower Visean age (Pagel, 1978, pebbles of monzonite are found in breccias of Upper Visean age: Fourquin, 1966). The main intrusion is a monzogranite with hornblende, plagioclase and pinkish K-feldspar phenocrysts. In the central Vosges the dominant feature is the "des Crêtes" plutonic series in which, in clear distinction to anything in the Black Forest, all of the granites have Mg-rich actinolite accompanied by pyroxene and biotite.

Although there seem to exist remarkable differences between Black Forest and Vosges, mostly when considering the Precambrian and older Paleozoic metamorphic rock series (von Eller *et al.*, 1977), recent results (Fluck and Otto, 1978) indicate closer relationships in the plutonic histories of the two - there are granite bodies of corresponding character on either side of the Rhine Graben and even the rare durbachites (in some degree derivatives of the "des Crêtes" series) are very similar. The granites which show correspondence of character are first the granites with large K-feldspars - the Thannenkirch and Tholy granites of the Vosges and the Oberkirch and Abtal granites of the Black Forest. All of these are of late Carboniferous age. A second correspondence between granites on either side of the Rhine Graben is in the late, coarse-grained leucogranites - the Valtin, Brezouard and Dambach granites in the Vosges and the Forbach-Seebach granite of the Black Forest.

III. — EVOLUTION OF VARISCAN BASEMENT IN TIME

The main geological features of the Odenwald-Spessart and the Black Forest-Vosges having been reviewed we turn now to consider the whole inter-regional geological history - metamorphic events, plutonism, structural character.

Metamorphic events.

Gneisses of different ages occur in the different regions. In the Odenwald-Spessart the metasedimentary units are thought to be of Precambrian-Silurian age (Matthes and Okrusch, 1977; Okrusch *et al.*, 1975; Nickel, 1975; Neumann, 1966), arguing by analogy with Thuringian evidence.

The metamorphic conditions estimated (Spessart 600-650° C/4-5 Kb, Odenwald 650-700° C/3-4 Kb, regional anatexis at 335 m.y.) would require, in order to produce such pressures, a load of 9-18 km of rock. A pile on this scale seems unlikely, especially if one takes account only of the relatively slight thicknesses of Palaeozoic sediments. Further, the presence of metamorphic detrital material in the mid Devonian of Saar I requires explanation.

The oldest gneisses in the Black Forest and Vosges are generally regarded as transformed representatives of sedimentary rock of Precambrian and early Palaeozoic age. They have furnished dates between 620 and 410 m.y. for metamorphism or anatectic events (see below). The only exception, in Fluck's (1974, 1979) view, are the migmatites of Kaysersberg (Vosges), which he regards as the anatectic equivalent of nearby Viséan sedimentary rocks, transformed during overthrusting, which brought the "trois Epis" migmatites into apposition with the Viséan. Maass, however, does not accept this as an example of relatively late anatexis. He holds that the Kaysersberg migmatites correspond by age and evolution with the migmatites of the central and southern Black Forest. The problem is: to what extent is it possible to distinguish between the effects of an extreme plagioclase metablastesis and the products of regional anatexis, especially if the two are closely adjacent to one another or even superposed in time?

Neglecting such questions for the moment, we can accept, in general, that most of the gneisses are Precambrian rocks which were metamorphosed and deformed during a Palaeozoic event. Evidence accessible at the present level of erosion has suggested ages of metamorphism as follows:

Vosges:

Clauer and Bonhomme (1970):

- 620 m.y. Rb/Sr total rock
Villé schists, tectonized micaschists and gneisses with retrograde event, formation of pyrophyllite.
- 425 m.y. Rb/Sr total rock
Steige schists, diagenetic transformation of sediments.
- 358 m.y. Rb/Sr total rock
low grade metamorphism near the thrust-zone in both Steige phyllite and slates and southern part of Villé schists.
Tectonic contact, with isotopic exchange on both sides.

- 338 m.y. Rb/Sr fine fraction } both late stage mobilization
- 265 m.y. Rb/Sr fine fraction }

Black Forest:

The Black Forest area has suffered a widespread strong anatectic event of Caledonian age, which was dated by:

Hofmann and Kohler (1973):

- 470 m.y. Rb/Sr total rock
Prevariscan anatectic gneisses from northern and central Black Forest.

this was confirmed by:

Steiger *et al.* (1973):

- 480 m.y. U/Pb zircons
anatectic gneisses from central Black Forest (with a pre-Caledonian history for part of the zircons).

A younger event in granitoid gneisses is mentioned by: Brewer and Lippolt (1974):

- 363 m.y. Rb/Sr total rock
(with reference isochrone from Klemmbach-Schlachtenhaus)
"Randanatexit" from the northern tectonic limit of the Palaeozoic Badenweiler-Lenzkirch zone. Event limited to the thrust zone.

Odenwald:

The youngest metamorphic event of regional character is dated by:

Todt (1979):

- 335 m.y. U/Pb zircons
anatectic rocks from different localities.

dating the regional anatexis of Bergstrasser Odenwald.

Plutonic evolution.

The course of evolution, as already discussed in terms of petrology, has been confirmed by radiometric datings. If classified according to age, the oldest accessible plutonic rocks are some from the Black Forest:

Todt (1978):

- 520-550 m.y. U/Pb zircons
Orthogneiss from Black Forest

This indicates the age of intrusion of an orthogneiss which may later have suffered Ordovician-Silurian anatexis.

Data from the Vosges (Vidal and Hameurt, 1973) have to be re-examined. Data from Saar I and from the Odenwald-Spessart give a clear, homogeneous pattern of ages, e.g.

Kreuzer *et al.* (1973):

- 384 ± 11 m.y. Rb/Sr total rock
granitoid orthogneisses
from Central Spessart

Lenz and Müller (1976):

- 381 ± 24 m.y. Rb/Sr total rock
aplitic granite from Saar I

Todt (1979) :

380 m.y. U/Pb zircons
 metamorphic gneiss Böllstein
 granodioritic gneiss Böllstein

These are interpreted as ages of intrusion of Lower Devonian granitoids.

The sequence of Variscan granites, well established and discussed by von Eller *et al.* (1977) and critically reviewed by Hofmann (1979) has furnished a variety of data, contradictory in some instances (Faul and Jager, 1963; Hahn-Weinheimer *et al.*, 1973; Brooks *et al.*, 1970; Wendt *et al.*, 1970a, b; Vidal and Hameurt, 1973; Leutwein and Sonet, 1974; Bierwirth and Ackermann, 1974; Brewer and Lippolt, 1974a, b; von Drach *et al.*, 1974a, b; Fehn and Hahn-Weinheimer, 1974; Müller-Sohnius *et al.*, 1976; Todt, 1976), but two main series of granites can be distinguished, and older deformed series (365-330 m.y.) and a younger set of undeformed granites (330-285 m.y.). These results confirm Emmermann's (1977) findings. There are, nonetheless, some Namurian deformed granites - e.g. the Verrières granite which is interpreted as deformed Thannenkirch granite and the Bilstein granite, intruded along with the Brézouard granite, having suffered transformations of probably Asturian age.

According to Brewer and Lippolt (1974a) the so-called post-tectonic Variscan granites are the melting product of Caledonian crust and arose as a consequence of tectonic events which took place 330 m.y. ago. The magma chambers resulting from these events remained stable for several tens of millions of years.

If the data are plotted on a Sr isotope evolution diagram (Brewer and Lippolt, 1974a) it is noticeable that the crustal evolution trend-line, with relatively slight slope, is crossed at about 330 m.y. by the much steeper trend lines of the post-tectonic granites. The divergence of the two lines of evolution is also well seen. Very interesting results include the low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial value for the syenites from Murgtal (von Drach and Lippolt, 1974) indicating "that this rock is derived from the mantle or deeper crust" (Brewer and Lippolt, 1974). Due to lack of data, insights of this kind cannot be applied to all of the rocks in the massifs under discussion. But Jager's (1979) recent discussion and Duthou's (1979) results from the Limousin (Massif Central), provide for a better understanding of these problems. Tectonic effects achieved at levels now accessible to study might well have controlled the emplacement of the late Variscan granites, but the whole process of formation of Variscan granites started earlier, about 360-370 m.y. ago, a result obtained by projecting the late Variscan trend lines to their intersection with crustal trend lines. The hornblende syenite mentioned above might be one of the few indications that mantle material, in some form or another, could have been involved in the early stages of Variscan evolution. It might be worthwhile to examine this as a possible interpretation of the Oden-

wald gabbros and diorites. In the whole context of Variscan history they constitute an early event, preceding the regional anatexis dated at 335 m.y. (Todt, 1979).

Structural evolution.

At the outset, the discussion proposed subdivision of the crystalline basement of the whole region into segments separated from one another by structural lines. Since these have a significant influence on interpretation of the tectonic development of the area, they each deserve brief examination.

a) Bilstein-Waldkirch (Elztal) tectonic line.

When examining a structural map of the region one notes a change of trend at this line. On the north, all of the structures up into the southern parts of the Rhenish Massif show NE-SW trends. In the south, by contrast, the gneiss areas are characterized by very open, smooth, "dish-like" patterns, as compared to areas of outcrop of Paleozoic sedimentary rocks where "Armorican", E-W and NW-SE trends of folds axes occur (Maass, 1979).

According to Fluck (1979) the dominant structures in the Vosges have an E-W trend but they pass into a NE-SW alignment across the Ste. Marie-aux-Mines fault. According to Maass its influence is of less importance for the regional pattern as in the southern Vosges many structural blocs of E-W, NW and also (in minor degree) NE trends are observed which are in no way concerned to the fault of Ste. Marie-aux-Mines.

The change of trends across the Bilstein-Waldkirch line is seen again in gravity and magnetic anomalies (Edel, 1978), reason enough to suppose its great importance.

Tectonized non-metamorphic sedimentary rocks occur in direct association with this structural line. Its prolongation westward in the Vosges could be situated to the north of the migmatite zone, along a line occupied by the sheared Bilstein granite. Von Eller (1976) mentioned the existence of south dipping thrust-planes in this area.

This structural line, which separates two blocks with different trends, is taken by Maass to represent the most important thrust zone, flanked on the north by a significant structure dipping south and on the south by another dipping north. In Fluck's view the Bilstein zone is the root-zone of gneisses which have been transported southward to rest on Viséan (migmatized by this event), and the overthrusts situated to the north also have a northward dip. On this latter interpretation the Bilstein zone is not outstandingly important.

b) The Lubine - Baden-Baden tectonic line.

This complex tectonic is a south-dipping thrust zone lying between the northern segment of the Odenwald-Black Forest on the north and on the south, the northern part of the areas of gneiss outcrop.

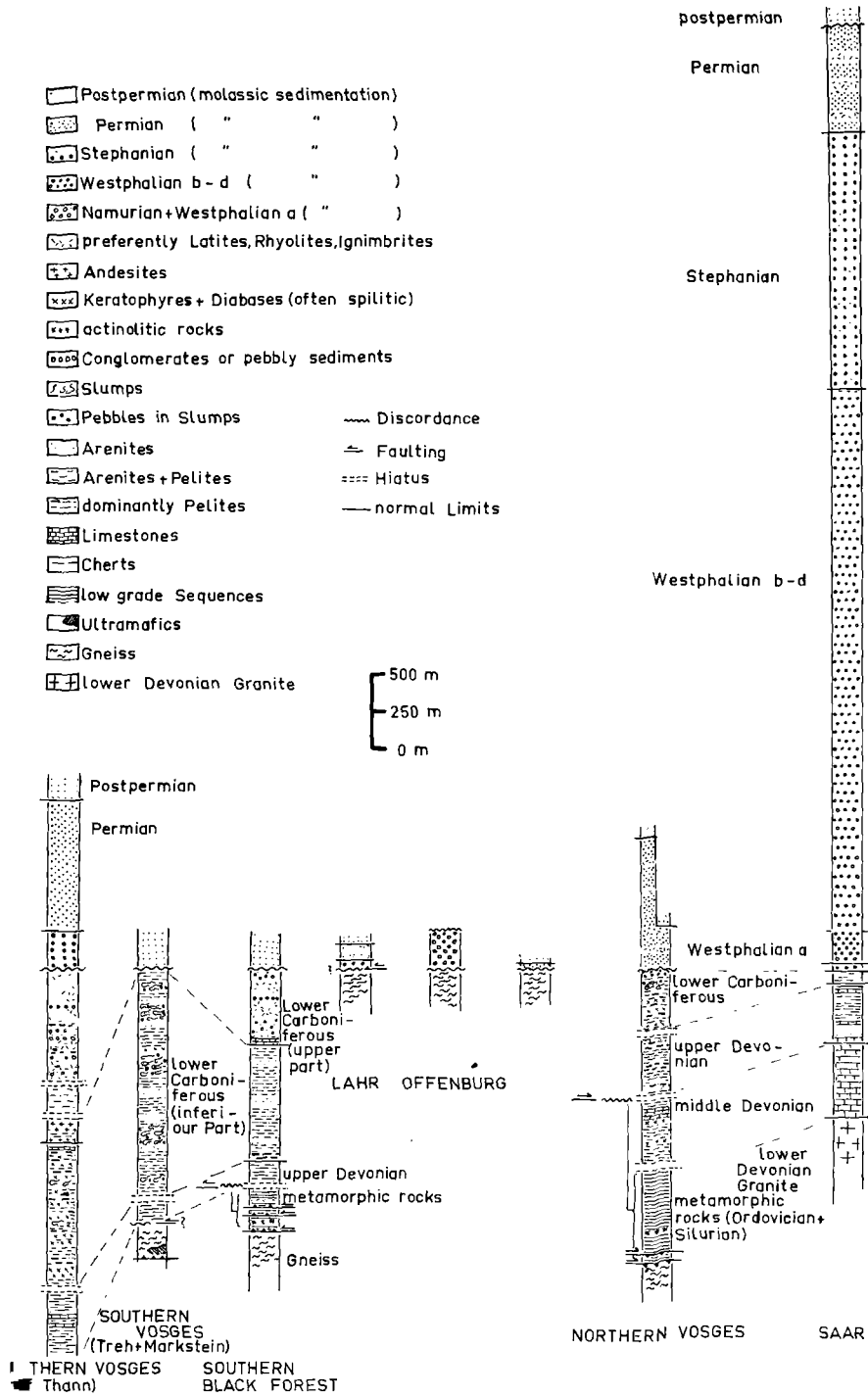


Fig. 4. — Profiles of Sedimentary Evolution.

Gneisses, Precambrian micaschists, the lower Paleozoic parts of Villé and Steige schists were transformed on a thrust causing intense shearing (retrograde metamorphism and blastomylonites) in the metamorphic Precambrian rocks and prograde metamorphism in the lower Paleozoic series. In both cases the metamorphism leading to phyllonites is dated at 360 m.y. (as noted above).

Away from the thrusts no significant metamorphic transformation can be recognized (compare the Hunsrück and Mosel regions near the southern margin of the Rhenish Massif). It is worthwhile to note the fact that at this same time a continuous stratigraphic succession was developing in the Bruche Valley (probably) and in the Saar I neighbourhood (certainly).

c) *Badenweiler-Lenzkirch tectonic line.*

North-dipping thrusts provide the contact between anatectic gneisses on the north and metasediments of greenschist facies grade on the south. There are features of fabric appropriate to more than one crustal level. Blastomylonite zones in granitoid gneisses immediately to the north of the thrust-complex have yielded a date of 365 m.y. ("Randgranit": Brewer and Lippolt, 1974a). An interpretation of the evolution of this thrust zone is given in fig. 5. It will be discussed below.

The continuation of the Badenweiler tectonic line to the west could, according to Maass, run between the migmatites of Kaysersberg-Trois Epis and the Lower Carboniferous of Marckstein (north of Treh). Fluck prefers to run the Badenweiler line into the line of klippen in the southern Vosges.

d) *Schlächtenhaus tectonic line.*

Little is known about this structure. Deformed granites with a north-dipping foliation lie above schists in the same attitude. The Schlächtenhaus line lies at the northern margin of a well-developed, E-W trending sedimentary trough whose fill is of Stephanian and Permian age. In some respects there is a resemblance to the Lubine - Baden-Baden case.

e) *Taunus-Hunsrück tectonic line.*

This delimits the whole area of crystalline basement outcrop on the north, against the rocks of the Rhenish Massif. It is of primary importance in any attempt to understand the geology of the region and especially the Spessart-Odenwald areas. Its broad relationships have been discussed by Ahrendt *et al.* (1978), Behr (1978) and Weber (1978). Clearly, it has considerable palaeogeographic and palaeotectonic significance. On the south there is a cover of Permian and Mesozoic sediments. On the north there are meta-sedimentary Devonian and pre-Devonian rocks. The metamorphic event took place 325-330 m.y. ago (Ahrendt *et al.*, 1978). Farther to the north, rocks of this age show no significant metamorphism.

These major tectonic lines discussed above seem to be of transcendent importance in the general orogenic evolution of the region. Any other details of structure (not discussed here) are of lesser importance.

IV. — OROGENIC EVOLUTION OF THE REGION

If one compares the various segments some differences in the timing of events become evident. The Precambrian basement in the Vosges and Black Forest received granitoid intrusions (the oldest so far known in the region) dated at about 500 m.y. These granitoids became orthogneisses in the course of an Ordovician metamorphic event with regional anatexis. This general mobilization is not to be regarded as the terminal phase of an early orogenic episode, but as a link into the early part of the Variscan history of the region. In the Odenwald-Spessart, and also in the Saar I neighbourhood, events of this character arrived later. The oldest intrusive episode is dated at about 380 m.y. This was followed by a regional anatexis at 335 m.y. identified on the east of the Rhine Graben. In the Saar area, by contrast, the Lower Devonian granites appear to be intrusions at a higher level and there there is no evidence of a subsequent metamorphic event.

Sheared granites (dated at 360-330 m.y.) in the Black Forest and the Vosges seem to be tied to major tectonic lines. The late plutonism at 330-280 m.y. is obviously free of any such restriction.

Any general commentary must be affected by the interpretation one applies to the pattern of tectonic lines, i.e. whether one regards the whole cross-section as dominated by a system of thrusts (over- or under-) symmetrically developed to the Black Forest segment (the tectonic line of Waldkirch itself probably representing a southward dipping fault zone), or instead identifies a major vergence, with the Lubine - Baden-Baden line given prime importance. Both ideas will be explored here.

First, we take it that the Bilstein-Waldkirch line, intervening between two different structural units, is the more important. It is not yet clear when the two main blocks with their different structural trends first came together. But if they were at one time apart from one another, then there should have existed a projection of Moldanubian material, whose southward limit cannot now be recognized. The two must have come to their present relationship to one another by, at the latest, the time of the Variscan plutonism, as is indicated by, for example, the fact that the Triberg granite intersects the Waldkirch (Elztal) line. There arises, naturally, the question of the means by which the two blocks were brought together, whether by considerable crustal shortening (involving thrusts) or by transport parallel to major transform faults. If major

Schematic presentation of underthrusting at Badenweiler tectonic zone
 1. about upper Devonian-lower Carboniferous (inferior part)
 2. about lower Carboniferous (superior part)

- Stephanian
- Westphalian
- Namurian
- nonmetamorphic Devonian-lower Carboniferous
- low grade metamorphites
- variscan granites
- gneiss
- migmatitic gneiss
- orthogneiss
- guidelines of gneissic layered structures

Stephanian A intrusion
 Westphalian ≈ metamorphism
 Namurian

nonmetamorphic Devonian-lower Carboniferous
 low grade metamorphites
 variscan granites

gneiss
 migmatitic gneiss
 orthogneiss

guidelines of gneissic layered structures

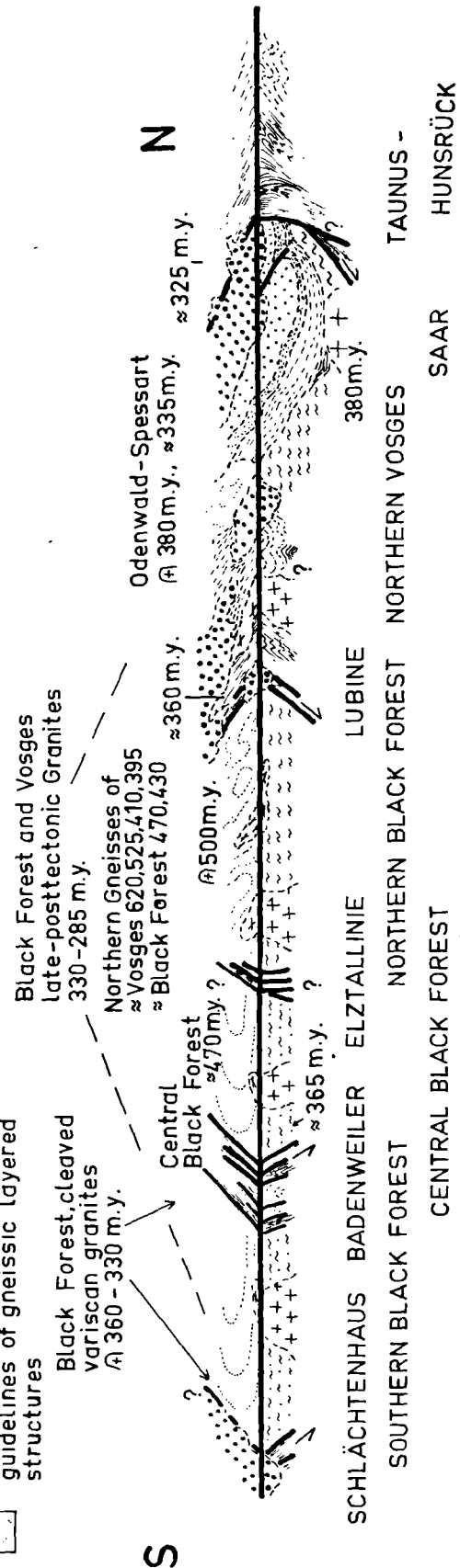
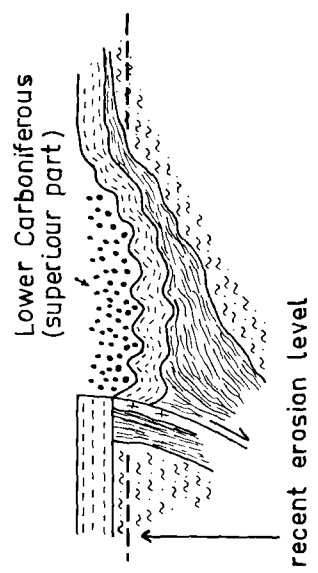


Fig. 5. — Schematic section Through the Variscan Massifs Marginal to the Rhine Valley (without any certain scale, mesozoic sequences uncovered).

thrusting (over- or under-) were the mechanism, the southern block would be the relatively overriding one and would obviously represent what was, in terms of Ordovician events, the deeper tectonic level.

There are also the tectonic lines set out to the north (and south-dipping) and to the south (and north-dipping) of the Waldkirch (Elztal) line (fig. 5) with strong NE-SW trends. These are probably of younger age. They are, plainly, genuine thrusts. Some of their details can be discussed. Immediately at the contact, the overridden, strongly mylonitized Lower Palaeozoic is metasedimentary. Away from the thrust the same units are non-metamorphic. Further, the higher grade metamorphic rocks in the opposed, overriding unit are also always characterized by strong mylonitization, shearing and drag folds. These structures and the associated metamorphism seem to be special features confined to the neighbourhood of the thrust zones. In the foreland region, by contrast, all that is to be found is a hiatus with Devonian resting on Ordovician (or again the same contrast: thrusting on the Lubine line dated at 360 m.y. but continuous deposition from mid Devonian to Lower Carboniferous in the Bruche Valley and, indeed, to Permian in Saar I). In the Badenweiler zone there could be a discordance with Carboniferous resting on some part of the Devonian, for it is probable that the first thrust movement, with accompanying mylonitization and metamorphism, predates some part of the Upper Devonian. During the Viséan renewed thrust movement must have introduced topographic effects, producing conglomerates and breccias with include material eroded from the older sheared granites.

According to Fluck the Bilstein-Waldkirch and the Badenweiler-Lenzkirch tectonic lines are of lesser importance than the Lubine - Baden-Baden line, which he interprets as a contact between two plates. Only at this boundary is such a setting conceivable, because only here are two distinct units brought together — in the north there are Lower Devonian plutons, corresponding to the Saxothuringian zone, and on the south there are no plutons older than Viséan. Older plutons are found again only farther to the south in the Vosges and Black Forest, where there is a resemblance to the Massif Central.

On this view, Moldanubian is present in the central and southern part of the Vosges and in the entire Black Forest. The plate boundary hypothesis arises because of the striking differences of character between the northern and the southern element. The thrust plane now separating the two is suggested to dip toward the south (where, on this interpretation, there is an island arc system in the southern Vosges volcanics: *Bebien et al.*, 1977). An implication of these proposals would be that an oceanic region separated the two plates before their convergence.

This discussion of alternative interpretations does not touch on the northernmost segment. There one

observes an inversion of the sedimentary environment. In the northern Vosges and in the Saar, just as in the Rhenish Massif, the following association of events can be recognized:

Middle Devonian: northern platform (Saar), southern trough (Bruche Valley).

? Upper Devonian: similar distribution of facies with subaqueous slides from the north and accumulation in the south.

? Lower Carboniferous: perhaps first sediments from the south (Russ conglomerate).

Namurian: no evidence in the south.

Westphalian: strong subsidence in the Saar region, uplift or deformation to the south where Westphalian is absent, and Stephanian and Permian transgressive.

General uplift, seen in the southern part of this northern part of this northernmost segment is indicated also by evidence from the Odenwald, where after the main metamorphic event (335 m.y.: *Todt*, 1979) and the emplacement of the plutonic rocks (intrusion at 3-6 km depth, 1-2 Kb pressure) there was strong uplift, as is evidenced by cooling ages of hornblendes and biotites (*Kreuzer*, 1975), at time between 335 and 325 m.y. ago. *Maggetti* (1975) has calculated that about 4 000 m of rock were removed during approximately this range of time, indicating a rate of uplift of 0,3-0,4 mm/year. This does not appear to be extreme if one compares the Alps, where according to *Schaer* (1979) 20-50 km of continental crust have been eroded in the last 20 million years.

In the northern segment (Saar-Odenwald) with its northern limit at the Taunus-Hunsrück tectonic line, the regional anatexis of the Odenwald, the subsequent general uplift, the subsidence of the Saar trough and the underthrusting directed southward from the Taunus-Hunsrück line (metamorphism at 325 m.y.: *Ahrendt et al.*, 1978) all might be interrelated in terms of a subfluence zone (*Behr*, 1978) seen at only relatively shallow depth. Such an interpretation could throw new light on the "mid-German crystalline rise" as defined by *Brinkmann* (1948).

One interpretation of the whole region requires the existence of a single subduction zone (directed toward south or north) at the Lubine - Baden-Baden line. This would imply, among other things, that all of the other tectonic lines are of lesser significance. However the existence of several of these lines and more the existence of sial throughout the region argue against such a view of the case. Subfluence (*Behr*, 1978) could be a more appropriate explanation. Further, it should be borne in mind that the evolution of the central parts of the Variscides was achieved before that of the northernmost external parts. It is also noteworthy, that the last plutonic and volcanic events pay no regard to any of the segmentation that was so clearly in evidence at earlier times.

Is it this last phase tending to obscure the good lateral relations on both sides of the Rhine (as indicated in table I)? The only remarkable difference is given by an apparent dip of level towards west causing a larger representation of Paleozoic cover (up to the Odenwald-Saar segment).

What was the role of the N-S trending strike slip faults? They have been active on both sides of the Rhine graben, but did not extinguish common features on both sides. Among them the Oetzberg tectonic line separating Böllsteiner (Moldanubian type) and Bergsträsser Odenwald (Saxothuringian type) lead to the diverging aspects on its both sides.

V. — CORRELATIONS

It may be useful to discuss the character of the crystalline basement southward of the region discussed here. Much of it has been made over during Alpine events, but remaining relics suffice to demonstrate the fact that there was a long pre-Permian history in the Alpine region (Jager, 1977). The nearest outcrops of Variscan crystalline basement in the Alpine domain are in the external massifs of the Helvetic realm. Von Raumer (1976, 1979, with all references) has established a sequence of events valid for all of five external massifs and has suggested points of comparison with extra-Alpine Variscan terrain.

Following Precambrian and early Paleozoic accumulation of sedimentary and volcanic rock there was a major metamorphic event of probable Lower Paleozoic age (first a high pressure event, then regional anatexis followed by the emplacement of Caledonian granitoids), then formation of blastomylonitic zones characterized by mineral parageneses indicating low activity of water. A second anatexis event of probable early Variscan age is characterized by granitoid mobilizates rich in cordierite. This is followed by biotite granites and late Variscan granites with large K-feldspar phenocrysts. Finally, there are occurrences of rhyolite along the main tectonic lineaments.

In addition to this set of events affecting crystalline basement, there was a separate scheme of evolution of sedimentary basins which started to develop in (probably) mid Devonian time (mid Devonian: spilites, "amphibolites"; ? upper Devonian: spilites, keratophyres, tuffs greywackes; Dinantian: flysch sediments, sandstones, shales). Latest sediments are confined to distinct troughs of Westphalian to Stephanian and Permian age (coarse clastic sediments, shales, coalseams).

If one compares the segments of Odenwald-Black Forest regions some analogies are recognizable. ? Precambrian leptynite-amphibolite series are well known, and Paleozoic stratigraphy is locally even proven by fossils. In the basement there are interesting corres-

pondences, e.g. in the existence of amphibolitic gneisses with large K-feldspars where parageneses resembles that of the "crêtes granites" of the Vosges and the Black Forest durbachites. They are older than the cordierite bearing granitoids among which they are found as xenoliths.

The cordierite-bearing granitoids occur in all of the external massifs and can be followed through the Massif Central to Brittany. They are present only locally in the early granitoid series of the Black Forest and Vosges. Their larger occurrence towards south could have a certain paleotectonic significance discussed by von Raumer (1979). Another polarity seems to be indicated by the occurrence of granitoid augengneisses and acidic fine grained gneisses, representing Precambrian or early Paleozoic series of acid meta-volcanics (porphyries and tuffs) of a well defined chemical composition. Do they, too, represent a particular belt denoting a certain paleotectonic situation?

Le Fort and Ehrstrom (1969) have compared the sedimentary basins mentioned above with the Bruche Valley, and Bebie *et al.* (1977) have discussed similarities linking the southern Vosges, Belledonne and Pelvoux.

If one attempts to link the different units of this very loose N-S cross section with the more complete cross sections as exposed for example in the Armorican massif (Cogné, 1977) or in the Massif Central (Autran, 1978), interesting similarities of evolution can be recognized.

A main Variscan trend in NE-SW is present in the northern segments and in the Alpine region, whereas in the central parts of Vosges and Black Forest structural domes and depressions are the rule. Do the latter represent a central block of "Moldanubikum" flanked in the north and the south by a "Saxothuringikum" made up of transformed older units?

This "Moldanubikum" core and its southern limits with Paleozoic anatexis and appearance of Al-rich granitoids of early Variscan age recall a situation in the Central Armorican unit approaching the south-armorican shear zone. Odenwald-Spessart regions represent partly domains of Precambrian sedimentation, intersected by shearing channels, where intrusions of syntectonic magmas took place. They could correspond in a certain sense to one of the greater shearing zones cutting the Armorican massif in its northern part.

The external Alpine massifs finally seem to represent some part of the section, where Al-rich granitoids follow earlier Paleozoic magmatic rocks, as characterized by the "Anticlinale de Cornouailles" and the south Armorican shear zone. The abundant number of eclogitic xenoliths in the cordierite-bearing granitoids from the southernmost external massif (Argentera) could then represent also the southernmost paleogeographic situation approaching the southern board of

the Paleozoic continent, where eclogitic material was brought up by the rising granitoid material (von Raumer, 1979).

It will be interesting to attempt to understand how these problems are set in a larger frame, and so to

arrive at an improved appreciation of the "puzzle" of Variscan Europe.

We acknowledge helpful suggestions from E. Nickel (Fribourg) and W. Wimmenauer (Freiburg), and S.C. Matthews (Bristol) spent much time to improve the final english version.

REFERENCES

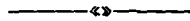
- 1) AHRENDT H., HUNZIKER J.C. and WEBER K. (1978). — K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 229-247.
- 2) ALTHERR R. and MAASS R. (1977). — Metamorphite am Südrand der Zentralschwarzwälder Gneisanatexitmasse zwischen Gschwend und Bernau. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 154, p. 129-154.
- 3) ASSELBERGHS E. (1926). — Sur l'existence du Famennien (Néodévonien) à Chagey (Belfort). *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 26, p. 67.
- 4) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des éléments orogéniques calédoniens en France. *Geol. Surv. Canada*, Paper 78-13, Caledonide orogen, p. 159-175.
- 5) BAATZ K. (1976). — Petrographie und Geochemie der Südrandschuppen der Zone Badenweiler-Lenzkirch. *Diplomarbeit*, unpubl. Freiburg i. Br., 67 p.
- 6) BANKWITZ P. (1970). — Ueber die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzbürger Sattels. *Geologie*, vol. 19, p. 1023-1048.
- 7) BANKWITZ E. and BANKWITZ P. (1975). — Zur Sedimentation proterozoischer und kambrischer Gesteine im Schwarzbürger Antiklinorium. *Z. geol. Wiss.*, vol. 3, p. 1279-1305.
- 8) BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU Th. and SAGON J.P. (1977). — Le volcanisme dévonien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. *In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. C.N.R.S.*, Paris, p. 275-292.
- 9) BEHR H.J. (1978). — Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. *Z. dt. Ges.*, vol. 129, p. 283-318.
- 10) BIERWIRTH and ACKERMANN W. (1974). — Initial argon diagrams of some granite of Eastern Bavaria and the Black Forest using the mineral quartz. *N. Jb. Mineral. Monatsh.*, p. 49-62.
- 11) BONHOMME M. and FLUCK P. (1974). — Compléments de pétrographie et analyse isotopique Rubidium-Strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines. *Sci. Géol.*, vol. 27, p. 271-283.
- 12) BREWER M.S. and LIPPOLT H.J. (1974a). — Petrogenesis of basement rocks of the Upper Rhine region elucidated by Rubidium-Strontium systematics. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 45, p. 123-141.
- 13) BREWER M.S. and LIPPOLT H.J. (1974b). — Rb-Sr age determinations of pre-tectonic granites from the Southern Schwarzwald, SW Germany. *N. Jb. Miner. Monath.*, p. 28-41.
- 14) BRINKMANN R. (1948). — Die mitteldeutsche Schwelle. *Geol. Rdsch.*, vol. 36, p. 56-66.
- 15) BROOKS C., WENDT I. and HARRE W. (1968). — A two error regression treatment and its application to Rb-Sr and initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of Younger Variscan granitic rocks from the Schwarzwald massif, southwest Germany. *J. Geoph. Res.*, vol. 73, p. 6071-6084.
- 16) BUSCH W. (1966). — Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. *V. N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 104, p. 190-258.
- 17) BUSCH W. (1970). — Dioritbildung durch Remobilisation. *II. N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 112, p. 219-238.
- 18) CHATTERJEE N.D. (1960). — Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. *N. Jahrb. Geol. Pal. Abh.*, vol. 111, p. 137-180.
- 19) CLAUER N. and BONHOMME M. (1970). — Dations rubidium-strontium dans les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges). *Bull. Serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, vol. 23, p. 191-208.
- 20) COGNÉ J. (1977). — La Chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? *Colloque intern. C.N.R.S.*, N° 268, Ecologie et géologie de l'Himalaya, p. 111-129.
- 21) DOUBINGER J. and ELLER J.P. von (1963). — Découvertes des Chitinozoaires d'âge silurien dans les schistes de Steige. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 256, p. 469-471.
- 22) DOUBINGER J. and RUHLAND M. (1963). — Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge dévonien au Treh (région du Markstein, Vosges méridionales). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 256, p. 2894-2896.
- 23) DRACH V. von and LIPPOLT H.J. (1974a). — Herkunft eines dioritischen Gesteins des Nordschwarzwalds, gedeutet aufgrund seiner K-Rb-Sr-Eigenschaften. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 122, p. 229-245.
- 24) DRACH V. von, LIPPOLT H.J. and BREWER M.S. (1974). — Rb-Sr-Altersbestimmungen an Graniten des Nordschwarzwaldes. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 123, p. 38-62.
- 25) DUTHOU J.L. (1977). — Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la Chaîne Varisque, relations avec le métamorphisme : Le Nord Limousin (Massif Central Français). *Ann. Scient. Univ. Clermont*, vol. 43, p. 1-288.

- 26) EDEL J.B. (1978). — Contribution du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'Est de la France et le Sud de l'Allemagne. *Sci. Géol. Bull.*, vol. 31, p. 45-55.
- 27) EIGENFELD R. (1952). — Ueber Paragneise granulitischer Prägung im Raume Kandel/Glottertal des Schwarzwaldes nordöstlich Freiburg/Brsg. *N. Jb. Mineral. Abh.*, vol. 84, p. 241-280.
- 28) EIGENFELD R. (1963). — Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. *Jb. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, vol. 6, p. 137-238.
- 29) ELLER J.P. von (1961). — Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. *Mém. carte serv. géol. Als.-Lorr.*, vol. 19, p. 1-160.
- 30) ELLER J.P. von (1976). — Vosges - Alsace. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, p. 1-182.
- 31) ELLER J.P. von, BLANALT J.C., HAMEURT J. and HOLLINGER J. (1970). — Carte géologique du socle vosgien, partie septentrionale (notice explicative). *Bull. Serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, vol. 23, p. 5-28.
- 32) ELLER J.P. von, FLUCK P., HAMEURT J. and HOLLINGER J. (1970). — Carte géologique des Vosges moyennes, partie centrale et partie orientale (notice explicative). *Bull. Serv. carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, vol. 23, p. 29-50.
- 33) ELLER J.P. von, FLUCK P., HAMEURT J. and RUHLAND M. (1972). — Présentation d'une carte structurale du socle vosgien. *Sci. Géol. Bull.*, vol. 25, p. 3-20.
- 34) ELLER J.P. von, FLUCK P. and WIMMENAUER W. (1977). — Vosges et Forêt Noire : analogie et divergences de deux portions du socle Rhénan. In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 405-414.
- 35) EMMERMANN R. (1973). — Granitbildung im Verlauf einer Orogenese. Habilitation Thesis Universität, Karlsruhe.
- 36) EMMERMANN R. (1977). — A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald. *N. Jahrb. Mineral. Abhandl.*, vol. 128, p. 219-253.
- 37) ERDMANNSDORFFER O.H. (1947). — Die Diorite des Bergsträsser Odenwaldes und ihre Entstehungsweise. *Heidelberger Beiträge zur Mineralogie*, vol. 1, p. 37-85.
- 38) FAUL H. and JAGER E. (1963). — Ages of some granitic rocks in the Vosges, the Schwarzwald, and the Massif Central. *J. Geoph. Res.*, vol. 68, p. 3293-3300.
- 39) FEHN U. and HAHN-WEINHEIMER P. (1974). — Rb-Sr ages of two epizonal granites of the southern Schwarzwald, Germany. *J. Geol.*, vol. 82, p. 514-519.
- 40) FIGGE K. (1968). — Oberdevon im Breuschtal der Vogesen. *N. Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, p. 195-199.
- 41) FLUCK P. (1974). — Etude géochimique des amphibolites de Sainte-Marie-aux-Mines. *Sci. Géol. Bull.*, vol. 27, p. 285-308.
- 42) FLUCK P. (1976). — Contribution géochimique à l'étude du problème des migmatites de Kaysersberg (Vosges). *Sci. Géol. Bull.*, vol. 29, p. 93-120.
- 43) FLUCK P. (1979a). — Les granitoïdes des Vosges. In Synthèse sur les granitoïdes de la France. *Int. Geol. Congress*, Paris, 1980 (in press).
- 44) FLUCK P. (1979b). — Histoire Hercynienne et plus ancienne. In Synthèse Vosges-Alsace-Jura. Livret-guide Exc. *Int. Geol. Congress*, Paris, 1980 (in press).
- 45) FLUCK P. (1979c). — Thèse. *Sci. géol. Mémoire* (in press).
- 46) FLUCK P. and OTTO J. (1978). — Nouveaux éléments de comparaison entre les socles des Vosges et de la Forêt Noire. *Sci. géol. Bull.*, vol. 31, p. 57-65.
- 47) FRANKE D. (1978). — Entwicklung und Bau der Paläozooiden im Nordlichen Mitteleuropa. *Z. geol. Wissensch.*, vol. 6, p. 5-32.
- 48) FRANKE W., EDER W., ENGEL W. and LANGENSTRASSEN F. (1978). — Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian zone. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 201-216.
- 49) GAERTNER H.R. von (1950). — Probleme des Saxothuringikums. *Geol. Jahrb.*, vol. 65, p. 409-450.
- 50) GAGNY C. (1968). — Pétrogenèse du granite des Crêtes. *Thèse Fac. Sc. Nantes*, p. 1-546.
- 51) GRIMM B. (1979). — Geologische Untersuchungen im Paläozoikum von Sondernach/Südvogesen. *Diplomarbeit*, 52 p., unpublished, Freiburg I. Br.
- 52) GROSCHOFF R. (1973). — Eine weitere zone präpermischer Sedimente im Schwarzwald. *Jahrb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, vol. 15, p. 247-249.
- 53) GROSCHOFF R., KESSLER G., LEIBER J., MAUS H.J., OHMERT W., SCHREINER A. and WIMMENAUER W. (1977). — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Freiburg im Breisgau und Umgebung 1/50.000. *Geol. Landesamt Baden-Württemberg*. Stuttgart.
- 54) HAHN-WEINHEIMER P., PROPACH G. and RASCHKA H. (1971). — Zur Genese des Kagenfels Granits. *Bull. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine*, vol. 24, p. 5-56.
- 55) HAMEURT J. (1967a). — Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine*, vol. 26, p. 1-406.
- 56) HAMEURT J. (1967b). — Cartes géologique et pétrographique des terrains cristallins et cristallophylliens des Vosges moyennes lorraines. *Bull. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine*, vol. 20, p. 117-128.
- 57) HAMEURT J. and VIDAL Ph. (1973). — *Bull. Soc. Géol. France*, vol. XV, n° 3-4, p. 246-251.
- 58) HELLMANN K. (1975). — Die Granodioritporphyre des Bergsträsser Odenwaldes. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 189-196.
- 59) HERING O. and ZIMMERLE W. (1976). — Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. In Die Tiefbohrung Saar I. *Geol. Jahrb. A*, vol. 27, p. 91-306.

- 60) HOENES D. (1940). — Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes. *N. Jahrb. Miner. Beil.*, n° 76 A, p. 153-256.
- 61) HOENES D. (1949). — Magmatische Entwicklung und Tiefenstufen im Grundgebirge der Vogesen und des Schwarzwaldes. *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, vol. 39, p. 197-223.
- 62) HOENES D., MEHNERT K.R. and SCHNEIDER-HOHN H. (1949). — Führer zu petrographischen-geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (e.Nägele), Stuttgart.
- 63) HOFMANN A.W. (1979). — Geochronology of the crystalline rocks of the Schwarzwald. *In Lectures in Isotope Geology* (Jäger E. and Hunziker J.C., ed). Springer Verlag, Berlin, p. 215-221.
- 64) HOFMANN A. and KOHLER W. (1973). — Whole rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 119, p. 163-187.
- 65) HOTH K., HIRSCHMANN G. and LORENZ W. (1970). — Das Jungpräkambrium im Bereich der Varisziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetappen. *Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Pal.*, vol. 15, p. 379-424.
- 66) JAGER E. (1977). — The evolution of the Central and West European continent. *Colloque international du C.N.R.S.*, 243, p. 227-240.
- 67) JAGER E. (1979). — Evolution of the European continent. *In Lectures in Isotope Geology* (Jäger E. and Hunziker J.C., ed.). Springer Verlag, Berlin, p. 222-224.
- 68) JUTEAU T. (1971). — Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif dévono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales). *Sciences de la Terre*, vol. 16, p. 49-105.
- 69) JUTEAU T. and ROCCI G. (1965). — Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Bas-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol. 18, p. 145-173.
- 70) JUTEAU T. and ROCCI G. (1966). — Etude chimique du massif volcanique dévonien de Schirmeck (Vosges septentrionales) *Sciences de la Terre*, vol. 11, p. 68-104.
- 71) KAUER E., OKRUSCH M., RICHTER P., SCHMIDT K. and SCHUBERT W. (1974). — Die metamorphe Basit-Ultrabasit-Assoziation in der Böllsteiner Gneiskuppel, Odenwald. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, vol. 122, p. 186-228.
- 72) KORN D. (1928). — Tektonische und gefügeanalytische Untersuchungen im Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes. *N. Jahrb. Mineral. Geol.*, BB, (B), n° 62, p. 171-234.
- 73) KREUZER H. (1975). — K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des kristallinen Odenwaldes. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 71-78.
- 74) KREUZER H., LENZ H., HARRE W., MATTHES S., OKRUSCH M. and RICHTER P. (1973). — Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart Rb/Sr-Gesamtgesteins-Datierungen. *Geol. Jahrb. A*, vol. 9, p. 69-88.
- 75) LANG H.D. (1976). — Die Tiefbohrung Saar I, redactor. *Geol. Jahrb.*, vol. 27 A, p. 1-551.
- 76) LEFORT P. and EHRSTROM M. (1969). — Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. *Sciences de la Terre*, vol. 14, p. 215-238.
- 77) LENZ H. and MULLER P. (1976). — Radiometrische Altersbestimmungen am Kristallin der Bohrung Saar I. *Geol. Jb.*, A, vol. 27, p. 429-432.
- 78) LEUTWEIN F. and SONET J. (1974). — Geochronological studies in the southern Black Forest. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, vol. 121, p. 254-271.
- 79) MAASS R. (1979). — Variscan Black Forest. *Geologie en Mijnbouw*. (in press).
- 80) MAGGETTI M. (1970). — Genese der synorogenen basischen Gesteine im mittleren Odenwald (Deutschland). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 50, p. 547-548.
- 81) MAGGETTI M. (1971). — Die basischen Intrusiva des Heppenheim-Lindenfelder Zuges. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 115, p. 192-251.
- 82) MAGGETTI M. (1974). — Zur Dioritbildung im kristallinen Odenwald. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, vol. 54, p. 39-57.
- 83) MAGGETTI M. (1975). — Die Tiefengesteine des Bergstrasser Odenwaldes. *Aufschluss Sonderband*, vol. 27, (Odenwald), p. 87-107.
- 84) MAGGETTI M. and NICKEL E. (1973). — Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite im kristallinen Odenwald. *N. Jb. Miner. Petr. Abh.*, vol. 119, p. 232-265.
- 85) MAGGETTI M. and NICKEL E. (1976). — Konvergenzen zwischen Metamorphiten und Magmatiten. *Geol. Jahrb. Hessen*, vol. 104, p. 147-160.
- 86) MATTHES S. and OKRUSCH M. (1965). — Spessart-Sammlung Geologischer Führer, vol. 44, Berlin (Borntrager).
- 87) MATTHES S. and OKRUSCH M. (1977). — The Spessart crystalline complex, north-west Bavaria: rock series, metamorphism, and position within the Central German Crystalline Rise. *In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 375-390.
- 88) MATTHES S., OKRUSCH M. and RICHTER P. (1972). — Zur Migmatit-Bildung im Odenwald. *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 116, p. 225-267.
- 89) MATTHES S. and SCHUBERT W. (1971). — Der Original-Beerbachit im Odenwald, ein Amphibolit-Hornfels in Pyroxen-Hornfelsfazies. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 33, p. 62-86.
- 90) MEHNERT K.R. (1953-1963). — Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. I-IV. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, vol. 185, p. 59-140 (1953); II.90, p. 39-90 (1957); III.98, p. 208-249 (1962); IV.99, p. 161-199 (1963).

- 91) MEHNERT K.R. and BUSCH W. (1966). — Dioritbildung durch Remobilisation. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, t. XI, p. 246-265.
- 92) METZ R. (1966). — Zur Petrogenese und Mineralisation im Nordschwarzwald. *Jber. Mitt. Oberrh. geol. Ver.*, vol. 48, p. 171-186.
- 93) METZ R. (1971). — Mineralogisch-Landeskundliche Wanderungen im Nordschwarzwald, besonders in dessen alten Bergbaurevieren. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 21, p. 1-516.
- 94) METZ R. and REIN G. (1958). — Erläuterungen zur Geologisch-petrographischen Uebersichtskarte des Südschwarzwaldes. Moritz Schauenburg Verlag Lahr/Schwarzwald, p. 1-126.
- 95) MILLOT G. and ELLER J.P. von (1958). — Etude des gneiss et granites migmatiques de Kaysersberg, des Trois Epis et de Ribeauvillé dans les Vosges. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, vol. 8, p. 437-446.
- 96) MOUILLAC J. (1974). — Géologie du granite des Ballons. *Thèse Univ. de Nancy*, I, p. 1-243.
- 97) MULLER-SOHNUS D., PROPACH G., and KOHLER H. (1976). — Contemporaneous intrusion of the Barhalde and Schluchsee granite. *N. Jb. Mineral. Abh.*, vol. 127, p. 174-186.
- 98) NEUMANN W. (1966). — Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. *Geologie*, vol. 15, p. 942-962.
- 99) NICKEL E. (1950). — Zur Grenzziehung zwischen Bergsträsser und Böllsteiner Odenwald. *Fortschr. Mineralogie* (1950-1951), n° 29-30, p. 79-81.
- 100) NICKEL E. (1953). — Die petrogenetische Stellung der Tromm zwischen Bergsträsser und Böllsteiner Odenwald. *Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wissensch. Mathem. Naturw. Kl.* (1952), vol. 3, p. 385-503.
- 101) NICKEL E. (1954). — Grenzfazies und Angleichgefüge der varitischen Elemente im kristallinen Odenwalde. *Opuscula Mineralogica et Geologica*, vol. II, p. 1-34.
- 102) NICKEL E. (1964). — Vergleich von Phasenabfolgen im kristallinen der Zwischenzone und des Böllsteins. *N. Jb. Miner. Geol. Palaont. Mh.*, p. 30-42.
- 103) NICKEL E. (1975). — Geologische Position und Petrogenese des kristallinen Odenwaldes. *Aufschluss Sonderband*, vol. 27, p. 1-26.
- 104) NICKEL E. (1979). — Odenwald-Sammlung geologischer Führer 65 Berlin (Bonrtrager), p. 1-202.
- 105) NICKEL E. and MAGGETTI M. (1974). — Maymentwicklung und Dioritbildung im synorogenen konsolidierten Grundgebirge des Bergstrasser Odenwaldes. *Geol. Rdsch.*, vol. 63, p. 618-654.
- 106) NICKEL E. and ZURBRIGGEN B. (1975). — Die Entwicklung der Neunkircher Flasergranitoide. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 159-174.
- 107) OKRUSCH M., RAUMER J.F. von, MATTHES S. and SCHUBERT W. (1975). — Mineralfazies und Stellung der Odenwaldkristallins. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 109-134.
- 108) OTTO J. (1971). — Der Granit von Oberkirch im Nordschwarzwald. *Ber. Naturf. Ges. Frbg. i. Br.*, vol. 61-62, p. 5-57.
- 109) RAUMER J.F. von (1973). — Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). *N. Jahrb. Miner. Abh.*, vol. 118, p. 313-336.
- 110) RAUMER J.F. von (1976). — Variszikum in den Zentral- und Westalpen. *Nova Acta Leopoldina*, NF, vol. 224, n° 45 p. 147-176.
- 111) RAUMER J.F. von (1979). — Variscan events in the Alpine region. *Geol. in Mijnbouw*. (in press).
- 112) RAUMER J.F. von, and MAGGETTI M. (1975). — Basite und Paragneise im Bereich von Heppenheim-Lindenfels, ein Vergleich geologischer Strukturen. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 39-46.
- 113) ROCHE H. de la and ELLER J.P. von (1969). — Caractères et tendances géochimiques des bandes granodioritiques et granitiques formant le massif du Champ-du-Feu (Vosges cristallines du Nord). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol. 22, p. 199-233.
- 114) ROSS P.H. (1964). — Fossilfunde in den Steiger und Weiler Schiefer (Vogesen). *Nach. Akad. Wiss. Göttingen II, math.-phys. Kl.*, vol. 3, p. 37-43.
- 115) SCHALICKE W. (1969). — Geologische Untersuchungen zur Struktur der Otzberg-Zone im Odenwald. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, v. 97, p. 296-330.
- 116) SCHALICKE W. (1975). — Die Otzberg-Zone. *Aufschluss Sonderheft*, vol. 27, p. 47-58.
- 117) SCHAEER J.P. (1979). — Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 72, p. 263-270.
- 118) SCHRODER E. (1966). — Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thürngisch-Vogtlandischen Schiefergebirges. *Geologie*, vol. 15, p. 973-980.
- 119) SITTIG E. (1965). — Der geologische Bau des variszischen Sockels nordwestlich von Baden-Baden (Nordschwarzwald). *Oberrhein. Geol. Abh.*, vol. 14, p. 167-207.
- 120) SITTIG E. (1969). — Zur geologischen Charakterisierung des Moldanubikums am Oberrhein (Schwarzwald). *Oberrhein. Geol. Abh.*, vol. 18, p. 119-161.
- 121) STEIGER R.H., BAR M.T. and BUSCH W. (1972). — The zircon age of an anatexitic rock in the central Schwarzwald. *Fortschr. Miner.*, vol. 50, p. 131-132.
- 122) STILLE H. (1952). — Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. Geol. Jahrb.*, vol. 2, p. 1-138.
- 123) TODT W. (1978). — U-Pb-Untersuchungen an Zirkonen aus prävariszischen Gneisen des Schwarzwaldes. *Fortschr. Miner.*, vol. 56, p. 136-137.
- 124) TODT W. (1979). — U-Pb-Datierungen an Zirkonen des kristallinen Odenwaldes. *Fortschr. Miner.*, vol. 57, Bh. 1, p. 153-154.
- 125) WEBER K. (1978). — Das Bewegungsbild im Rhenohertzynikum - Abbild einer varitischen Subfluenz. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 249-281.

- 126) WENDT I., LENZ H., HARRA W. and SCHOELL M. (1970). — Total rock and mineral ages of granites from the southern Schwarzwald, Germany. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 63, p. 365-370.
- 127) WENDT I., LENZ H. and HOHNDORF A. (1974). — Das Alter des Bärhalde-Granites (Schwarzwald) und der Uranlagerstätte Menzenschwand. *Geol. Jahrb.*, E, n° 2, p. 131-143.
- 128) WIMMENAUER W. (1948). — Cordieritbildung und jüngere Anatexis im Schauinslandgebiet. *Mittbl. bad. Geol. Landesanst.*, 1947, p. 19-21.
- 129) WIMMENAUER W. (1950). — Cordieritführende Gesteine im Grundgebirge des Schauinslandgebietes. *N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. Abh.*, 80 A, p. 375-436.
- 130) WIMMENAUER W. (1977). — Eléments pétrographiques d'une lithostratigraphie du Précambrien de la Forêt-Noire (Allemagne). *Estudios geol.*, vol. 33, p. 373-377.
- 131) ZIMMERLE W. (1976). — Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. *Geol. Jahrb.*, A, vol. 27, p. 91-306.
- 132) ZURBRINGGEN B. (1976). — Synorogene Gesteinsbildung im Raume der Neunkircher Höhe. *Geol. Jahrb.-Hessen*, vol. 104, p. 87-146.
- 133) ZWART H.J. and DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of central and western Europe. *Geologie en Mijnbouw.*, vol. 57, p. 627-654.



The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt

by M. JULIVERT (*), F.J. MARTINEZ (**) and A. RIBEIRO (***)

Résumé. — Dans la Péninsule Ibérique, la chaîne hercynienne est constituée par deux branches dont les caractéristiques structurales montrent une certaine symétrie. L'orogénie hercynienne a eu lieu après une longue période de sédimentation qui n'a été interrompue par aucune phase orogénique importante depuis le début du Paléozoïque. Néanmoins, les temps paléozoïques anté-hercyniens ne peuvent pas être considérés simplement comme une longue période de stabilité. Pendant le Paléozoïque inférieur, la subsidence différentielle a donné lieu à des bassins et des seuils et dans certaines localités, le volcanisme a été important, témoignant de l'existence d'une fracturation profonde. Le changement dans les conditions sédimentaires et le début de la sédimentation synorogénique s'est produit pendant le Dévonien ou au début du Carbonifère, entraînant le dépôt de puissantes séries à faciès culm (= flysch). La déformation et le métamorphisme sont polyphasés. Le métamorphisme s'est concentré le long de certaines franges de même que les granites alcalins (granites à deux micas). L'association minérale métamorphique la plus ancienne que l'on peut parfois observer correspond à un gradient intermédiaire du type Barrow, et les plus jeunes correspondent à un métamorphisme de basse pression. Le magmatisme est essentiellement du type granitique. On peut distinguer deux séries principales de granitoïdes : 1) une série à tendance alcaline, provenant de l'anatexis méso-crustale, pendant le climax métamorphique ; 2) une série d'origine plus profonde (calcoalcaline) qui comporte un groupe de granitoïdes précoces et un autre de granitoïdes tardifs (posttectoniques). La première phase de déformation s'exprime, en général, par des plis couchés ou des plis asymétriques, très serrés, associés à une schistosité de flux. La seconde phase, limitée à certaines zones, est représentée par des crénulations sub-horizontales, associées à des plis isoclinaux ou à des zones de cisaillement. Finalement, les dernières phases sont marquées par des plis plus ouverts, à plan axial subvertical et schistosités de crénulation.

Abstract. — The Hercynian foldbelt in the Iberian Peninsula is formed by two branches showing a certain mirror-image symmetry. The Hercynian orogeny took place after a long period of deposition, not interrupted by any major orogenic event since the beginning of the Paleozoic. Nevertheless, the Paleozoic pre-Hercynian time cannot be regarded simply as a long period of stability. During Early Paleozoic time, differential subsidence gave way to the formation of troughs and shoals, and volcanism was very important in some areas, indicating deep faulting. The change of sedimentary conditions and the beginning of sinorogenic deposition took place during the Devonian or at the beginning of the Carboniferous and gave way to the deposition of thick culm (= flysch) sequences. Deformation and metamorphism were polyphasic. Metamorphism is concentrated along several belts outlined by alkaline granites (two-micas granites). The oldest mineral association observed belong to an intermediate gradient of Barrow type and the youngest are of low pressure. The magmatism is essentially of granite type. Two main series of granitoids can be distinguished : 1) a series with alkaline tendency derived by mesocrustal anatexis during the metamorphic climax, and 2) a series of deeper origin (calcoalcaline), including an older and a younger (posttectonic) group of granitoids. The first deformation phase gave way in general to recumbent or asymmetrical very tight folds, associated to a flow cleavage. The second phase, restricted to some areas, originated flatlying crenulations associated to very tight folds or to shear zones. Finally, the late phases gave way to open folds with nearly vertical axial planes and crenulation cleavage.

INTRODUCTION

The European continent consists of a Precambrian core (the Baltic shield) and three foldbelts (Caledonian, Hercynian and Alpine) which border the shield to the north or to the south and overlap or intersect themselves in a greater or lesser extent. This arrange-

ment prompted Stille to divide the continent into an Eo-, Paleo-, Meso- and Neo-Europe, according to the various ages of cratonisation. This structure is the result of plate boundary movements giving rise to crustal shortening and generation of foldbelts, but in addition, some other geological features are related to tensile movements in relation to the opening of new oceanic areas and generation of new continental margins or simply to intracontinental rifting (i.e. opening of the Atlantic ocean during post-Hercynian time ; opening of the proto-Atlantic and other possible oceanic areas or incipient rifting in the continent, during the Paleozoic).

(*) Universidad Autónoma de Barcelona, Dpto. de Geotectónica, Bellaterra, Barcelona (Spain).

(**) Universidad Autónoma de Barcelona, Dpto. de Petrología, Bellaterra, Barcelona (Spain).

(***) Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

The Iberian Peninsula has as its core an Hercynian cratonic block, bordered to the northeast and southeast by the Pyrenean and Betic foldchains (segments of the Alpine belt) and to the west by the Atlantic ocean. Thus, the block's eastern boundary is formed by the Alpine belt, which is overprinted in part of the Hercynian belt, and its western limit by a continental margin created by the Atlantic ocean opening.

The Hercynian foldbelt crops out largely in the western part of the Iberian Peninsula, forming the Iberian massif. The massif plunges gently eastward below a Mesozoic-Tertiary platform cover; this domain, in which the thickness and composition of the cover, as well as its degree of deformation, are very variable, forms a triangular area that extends eastwards as far as the Mediterranean. Within this platform, Paleozoic rocks crop out at several localities, in the Iberian chain

and in the Catalonian Coastal Ranges; Paleozoic rocks crop out also within the Alpine foldbelt, in the Pyrenees (axial zone) and the Betic chain.

The Iberian massif is crossed by NW-SE trending Hercynian structures, except in its northern part where they describe a sharp bend (Asturian or Ibero-Armorican arc). In the massif's southern boundary, the Hercynian structures are intersected at a right angle by the Alpine front, in the Betic chain. A cross-section normal to the trend of the Hercynian structures provides the longer (770 Km) and most complete cross-section of the European Hercynian foldbelt.

The Iberian massif exhibits a longitudinal zonation. In it, the following five zones are distinguished: 1) Cantabrian, 2) West Asturian-Leonese, 3) Central-Iberian, 4) Ossa-Morena, and 5) South-Portuguese zones (fig. 1).

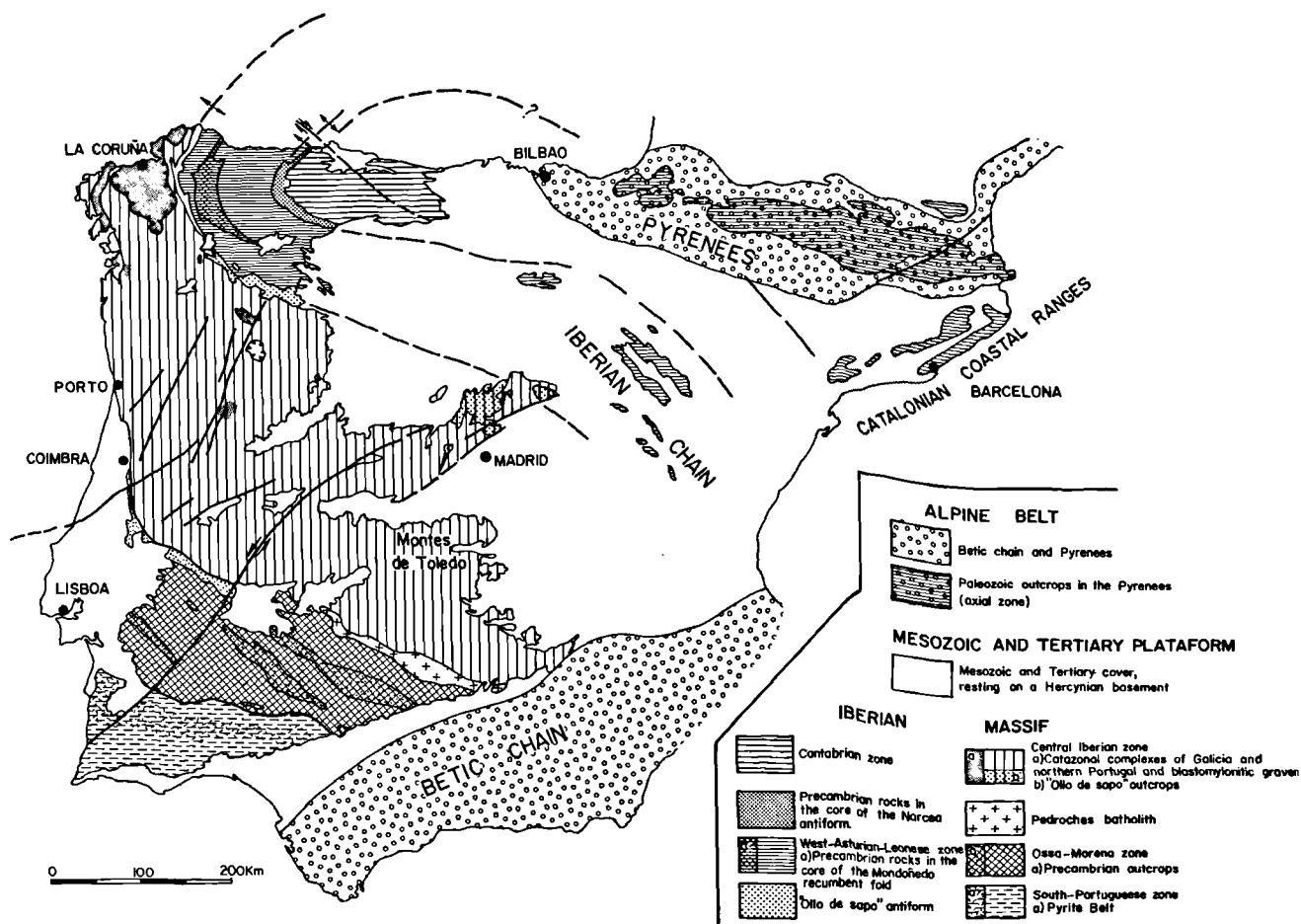


Fig. 1. — Structural units of the Iberian Peninsula and zonation of the Iberian massif [after Julivert, Fontbote, Ribeiro and Conde, 1972; based on Lotze's zonation (1945b)].

In the extreme Cantabrian and South-Portuguese zones Carboniferous and Devonian rocks predominate while in the others predominate the Lower Paleozoic and Precambrian. Further, the Cantabrian and South-Portuguese zones are not (or only weakly) metamorphic and practically have no plutonism, while in the others, although showing great variations, metamorphism reaches high grade amphibolite and even granulite facies and the granitic plutonism is important. All these facts, together with the facing of the structures (northeast- or eastward in the Cantabrian and West Asturian-Leonese zones and southwestward in the South-Portuguese), indicate the existence in the Iberian segment of the Hercynian foldbelt of two branches with opposite polarity. Nevertheless, there is not a perfect mirror image symmetry, since many important differences exist between the two branches of the belt. In the following description, the Cantabrian and South-Portuguese zones are referred to as the "external" or "outer" zones of the northern and the southern branch respectively, while the metamorphic areas will be referred to as the "internal" or "inner" zones. Between the two zones a weakly metamorphosed area exists, which meaning is still poorly understood.

I. — THE CANTABRIAN ZONE

The Paleozoic succession in the Cantabrian zone is divisible into two parts: 1) the pre-Carboniferous sequence, characterized by its carbonate and terrigenous shallow water platform facies, and 2) the Carboniferous sequence, related to the tectonic Hercynian activity.

1) Pre-Carboniferous rocks.

The Cambrian and Lower Ordovician sediments, which are widespread throughout the Cantabrian zone, are readily divisible into the following litho-stratigraphic units:

1) Herreria Formation (Lower Cambrian; 1000-1500 m), formed by an alternation of shales and sandstones (normally feldspathic) and some conglomerates.

2) Lancara Formation, consisting of two members, a lower member of dolostones and limestones with peritidal facies (Lower Cambrian; 120-220 m) and an upper member of fossiliferous red and green (glauconitic) nodular limestones (Middle Cambrian; 20-35 m).

3) Oville Formation (Middle to Upper Cambrian and Tremadocian?; 300-600 m), forming an alternating sequence of shales and sandstones, frequently glauconitic, with the shales predominant in the lower part, where abundant Middle Cambrian trilobite faunas were found.

4) Barrios Formation (Tremadocian? and Arenigian; 150-500 m), formed by a white, massif quartzite.

Biogenic (*Cruziana*, *Rusophycos*, *Skolithos*) and sedimentary structures in the clastic sediments and peritidal facies in most of the carbonates evidence a very shallow water deposition during all Cambrian and Arenigian time, the moment of deeper water deposition corresponding to the Middle Cambrian.

The Middle and Upper Ordovician are generally absent. A complete Ordovician succession is found only in the Penas and Vidrias areas, very close to the Cantabrian zone's western boundary. The Llanvirnian-Llandeilian (black shales) is also present at the Central Coal Basin's eastern border (Laviana thrust sheet), indicating that it perhaps covered a larger area in the Cantabrian zone and that its absence is due to intra-Paleozoic erosion. The Caradocian-Asghilian? (volcanoclastic) is found only in the Penas-Vidrias area.

Silurian sedimentation began in the Cantabrian zone during Middle Llandovery time, after a period of emersion, with the possible exception of the above mentioned localities of capes Penas and Vidrias, where deposition may have been continuous. The Silurian sequence consists of two formations: 1) *Monograptus*-bearing black shales (Formigoso Formation, 50-150 m; Middle Llandovery to Lower Wenlock), and 2) inter-layered iron-bearing sandstones and shales (San Pedro = Furada Formation, 200-300 m; Wenlock. Ludlow and Lower Gedinian in the last tens of meters). Silurian rocks are found in some provinces of the Cantabrian zone and are lacking in some others (Ponga Nappe province).

The Devonian is present in two different facies (Brouwer, 1964, 1968): 1) asturo-leonese (shallow water) facies, and 2) palencian (pelagic) facies. The asturo-leonese facies occurs in the Fold and Nappe province and consists of the following alternation of carbonate and terrigenous formations: 1) a complex of dolostones, argillaceous limestones, marls and shales (Raneces Complex = La Vid Formation, 400 to 600 m thick; Gedinian-Emsian); 2) a limestone formation, coralline towards the Narcea Antiform and showing peritidal facies towards the Central Coal Basin (Moniello = Sta. Lucia Fm., 200-300 m; Emsian-Couvinian); 3) an alternating succession of sandstones, frequently red, and shales (Naranco = Hurgas Fm., 100-400 m; Couvinian-Givetian); 4) a coralline limestone formation (Candas = Portilla Fm., 100-200 m; Givetian-Frasnian); and 5) a sandstone formation, with great thickness changes (Frasnian-Fammenian, a few meters up to 500 m). The complete sequence is found only westward, towards the Narcea Antiform. The sequence, becomes thinner and progressively more incomplete towards the Central Coal Basin. East of the Central Coal Basin (Ponga Nappe province), the Devonian is lacking and a single hiatus is found from the Arenigian Barrios Quartzite to the Lower Carboniferous or to the Upper Fammenian sandstones.

The palencian facies is found in the Pisuerga-Carrion province, a province characterized by its peculiar facies, not only in the Devonian but also in the Carboniferous.

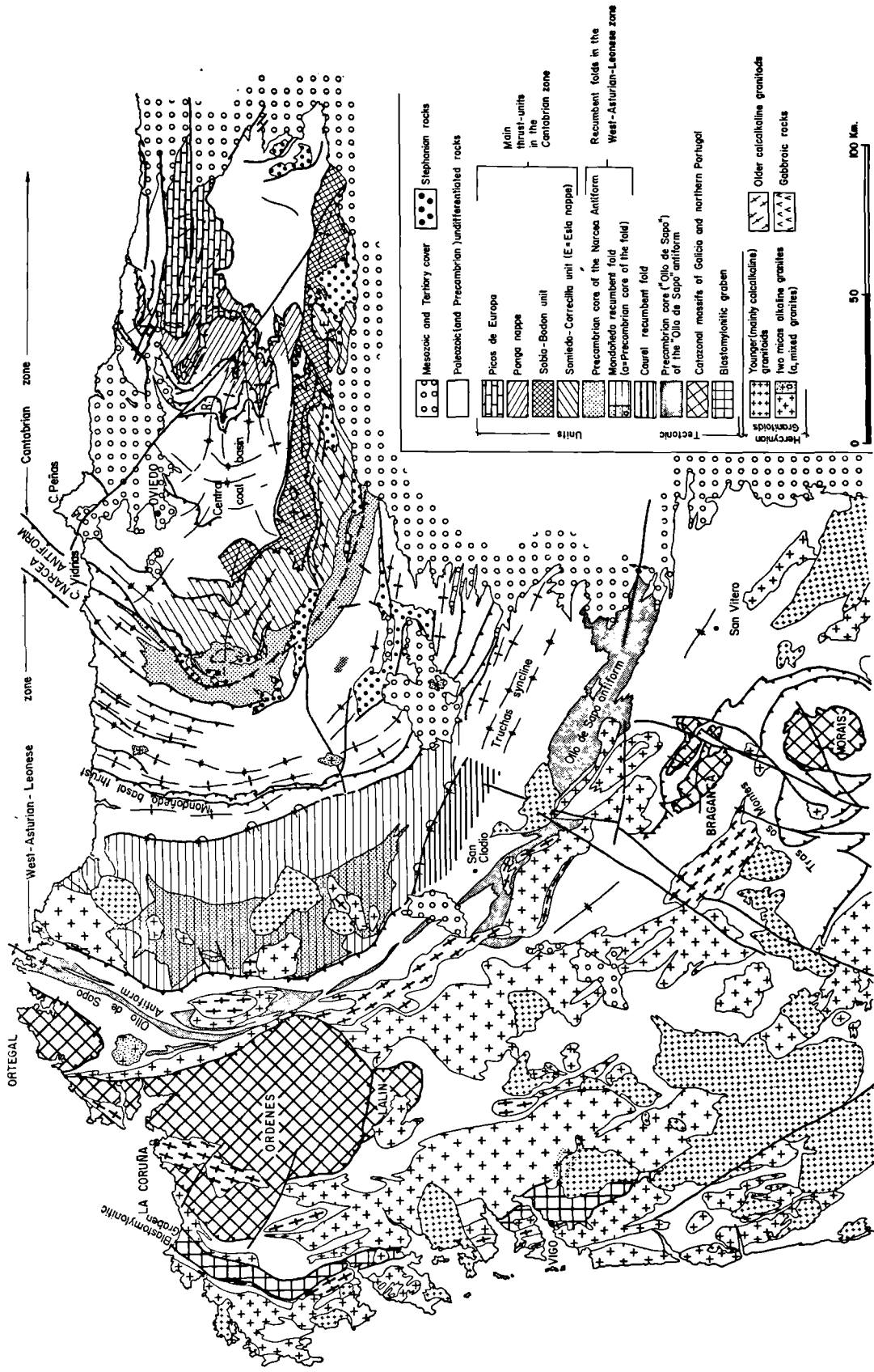


Fig. 2. — Structural sketch of the northern branch of the Hercynian foldbelt in the Iberian massif.

Thus, the Cantabrian zone was during the pre-Carboniferous a platform area with shallow water sedimentation and periods of emersion and erosion, which in some parts of the Cantabrian zone (Ponga Nappe province) were very important. For additional information the reader is referred to Julivert, Marcos and Truyols (1972) for the general paleo-geography of the Cambrian, Ordovician and Silurian, Zamarreno (1972, 1975), Oele (1964), Baldwin (1978) and Baldwin and Johnson (1977) for Cambrian lithofacies, Brouwer (1964, 1968) and Kullmann (1963) for the definition of the two Devonian facies, Julivert (1971b) for the areal distribution of the different Devonian formations, and Reijers (1972), Mendez-Bedia (1976), Zamarreno (1976) and Garcia-Ramos (1978) for lithofacies of different asturo-leonese Devonian formations.

2) Carboniferous.

During Carboniferous time, the Hercynian orogeny took place and consequently the Carboniferous sequence records the Hercynian tectonic activity. During Tournaisian and Visean time, the Cantabrian zone was a domain with pelagic condensed sedimentation. Black shales and cherts (Tournaisian ; 5-10 m) and red nodular limestones, red shales and radiolarites (Visean ; 20-40 m) were laid down, uniformly throughout the Cantabrian zone.

The Namurian succession is not uniform ; in some areas it starts by black azoic limestones (« Mountain Limestone », 150-500 m) overlain by shales and sandstones which in some localities show clear turbiditic character, and in some other it starts by turbidites resting directly on the red nodular Visean limestones ; slump deposits and olistoliths are common in the Namurian sequence, especially in the Pisuerga-Carrion province. These are the first signs of instability recorded in the Cantabrian zone and they can be interpreted as the first signs of Hercynian tectonic activity, although the first Hercynian angular unconformity in the Cantabrian zone is a pre-Westphalian B one, found in the Pisuerga-Carrion province.

Concerning the Westphalian, two different facies provinces can be distinguished (Julivert, 1978) : the Pisuerga-Carrion province, coinciding with the tectonic province of the same name and the Asturian province (with a subprovince in the Picos de Europa) making up the remainder of the Cantabrian zone.

In the Asturian province, the Westphalian succession has a paralic character (coal-bearing sequence of the Central Coal Basin, 5 000 m thick ; Garcia-Loygorri *et al.*, 1971) and grades eastwards into the carbonate marine sequence of the Picos de Europa. In the Pisuerga-Carrion province, the Westphalian sequence consists of thick quartzite conglomerates, turbidites, slump deposits and big olistoliths, indicating deeper sea conditions ; some limestone horizons in the sequence have provided the only fauna found in the province.

The source area for the Westphalian terrigenous sediments is to be found towards the west and the south, that is towards the convex side of the arc, and this indicates that the source area was the growing Hercynian chain which building started in the inner zones and in which frontal part the thick Westphalian sequences accumulated as synorogenic deposits.

The Stephanian (and Upper Westphalian D) was laid down after the main Hercynian tectonic events had already taken place, and has a molasse character. The Stephanian rests unconformably on older rocks and its areal distribution has no relation to the tectonic provinces of the Cantabrian zone ; the Stephanian deposits cross at many localities the tectonic boundaries between the different Cantabrian provinces.

3) Structure.

From the structural point of view, the Cantabrian zone is characterized by a superficial type deformation, without metamorphism and only with local development of cleavages. The structure of the Cantabrian zone is the result of the superimposition of different kinds of structures, the most striking tectonic feature being the general decollement of the Paleozoic sequence giving way to a thin-skinned tectonics, with structures without involving the underlying Precambrian rocks (Gomez de Llarena and Rodriguez-Arango, 1948 ; De Sitter, 1959 ; Julivert, 1971a). The general detachment of the Paleozoic sequence took place along a surface at or near the base of the Lancara Formation (Julivert, 1971a).

The decollement nappes and thrust sheets have the following characteristics (Julivert, 1971a) : 1) the thrust surface is parallel to the bedding except for short spaces when it cuts across the bedding to reach a higher level ; 2) with respect to the hanging wall, the overthrust surface is almost always located at or near the base of the Lancara Formation ; 3) in most thrust sheets, the sequence, starting with the Lancara Formation, continues up without showing any fold until being cut by the next thrust surface ; 4) with respect to the foot wall, the overthrust surface is located at different levels and in general is also parallel to bedding, which indicate the existence of several lesser detachment levels ; 5) the nappe emplacement took place without significant strain inside the body of the nappes ; 6) one decollement unit can split laterally into several minor units ; 7) some decollement thrust sheets grade laterally to fold structures.

There are in the Cantabrian zone three important decollement units with the above mentioned characteristics, the Somiedo-Correcilla unit, the Sobia-Bodon unit and the Ponga nappe. Besides, it must be added the Picos de Europa unit, which has some different characteristics. These units can be taken as a basis for a division of the Cantabrian zone into different provinces (Julivert, 1971a) ; these are from west to east as

follows: 1) Fold and Nappe province including the Somiedo-Correcilla and Sobia-Bodon units and folded areas related to them, 2) Central Coal Basin, a synclinal area formed exclusively (except at its eastern border) by Carboniferous rocks; 3) Ponga Nappe province, formed by the Ponga Nappe and related thrust sheets; 4) Picos de Europa province; 5) Pisuerga-Carrion province (fig. 3).

Besides the decollement thrust structures, folds are also relevant structures in the Cantabrian zone. In a somewhat schematic way three kinds of folds, grouped into two different trending systems, can be considered (Julivert and Marcos, 1973; Julivert, 1976): 1) folds facing towards the concavity of the Asturian arc, synchronous with the decollement thrust structures, found chiefly at the northern end of the Somiedo-Correcilla and Sobia-Bodon units; 2) folds more or less parallel to the trace of thrust and nappe surfaces, but facing in opposite direction and folding the thrust sheets and nappes; 3) folds crossing at a right angle the traces of the decollement thrust surfaces and the above mentioned folds. Folds of the groups 1 and 2 are roughly parallel,

describe the Asturian arc and will be referred to as the «arched system». Both systems of folds (arched and radial) cross giving way to many interference patterns (Julivert and Marcos, 1973). Although age relationships between folds of both sets are not simple, the arched set can be considered earlier, as these folds are deformed by folds of group 3 (radial system). Nevertheless many overlappings existed in the time of formation of all these different structures.

Concerning the age of deformation, the nappe emplacement and their folding took place during the Westphalian, and during the Stephanian took place some latest folding and chiefly deformation along strike-slip fault zones. Three angular unconformities are seen in the Cantabrian zone: pre-Westphalian B, pre-Upper Westphalian D and pre-Stephanian B. The first is bounted to the Pisuerga-Carrion province and records probably the first nappe movements. The second is the most important as can be seen in the Esla nappe, where Upper Westphalian D rocks rest unconformably on the nappe already emplaced and folded. The third unconformity is a minor intra-Stephanian unconformity.

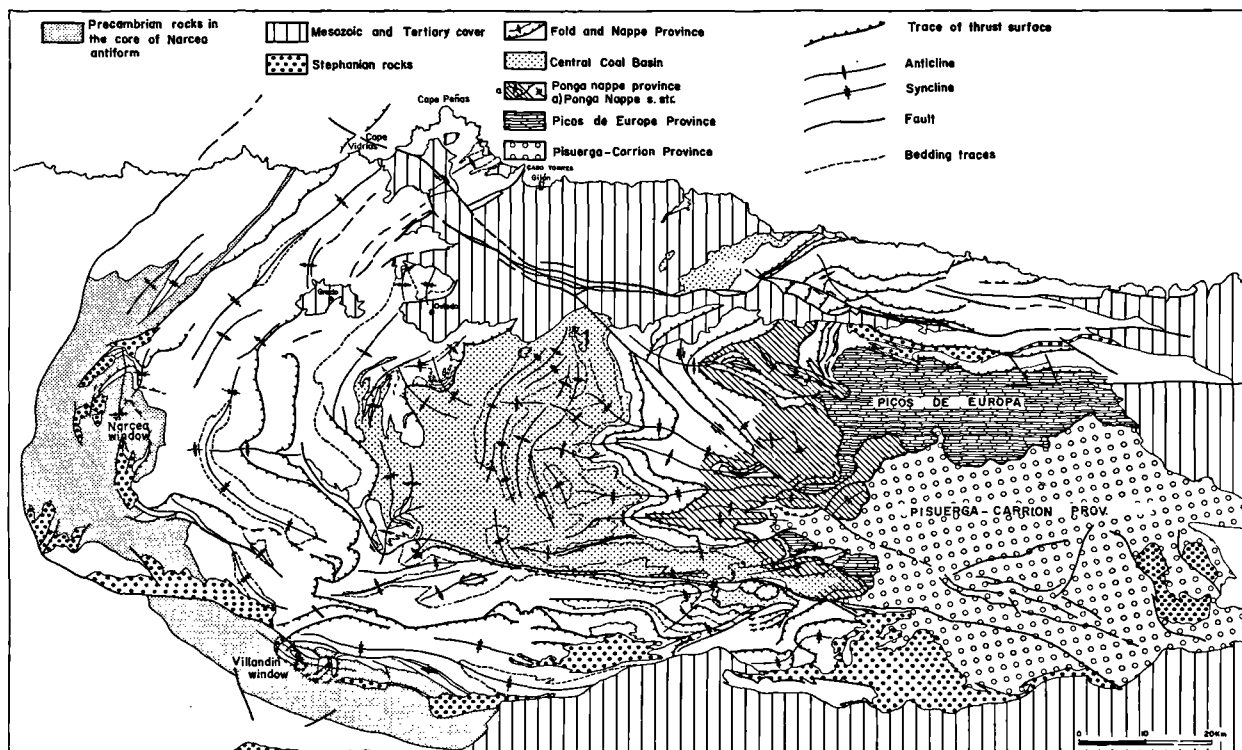


Fig. 3. — Structural sketch of the Cantabrian zone.

II. — THE WEST ASTURIAN-LEONESE ZONE

1) Stratigraphy.

The West Asturian-Leonese zone is bounded to the east and west by the Narcea and «ollo de sapo» antiforms separating it from the Cantabrian and Central-Iberian zones respectively. The core of these antiforms consists of Precambrian rocks, while within the West Asturian-Leonese zone, similar age rocks form the core of the Mondonedo recumbent fold. Two Precambrian successions occur: 1) a shale-greywacke turbiditic sequence (Perez-Estaun, 1973) found in the Narcea antiform and the Mondonedo recumbent fold and containing in the Narcea some porphyroid horizons resulting from the metamorphism of acid tuffs and rhyolites (Perez-Estaun and Martinez, 1978), and 2) a porphyroid unit which crops out in the «ollo de sapo» antiform and from which the name is derived (Lotze, 1945a, 1966; Parga-Pondal, Matte and Capdevila, 1964).

The Cambrian and Lower Ordovician sequence is similar to that in the Cantabrian zone, although much thicker. From older to younger the formations are: 1) Candana Quartzite, equivalent to the Herreria Formation and 1000 to 2000 m thick, 2) Vegadeo Limestone, equivalent to the Lancara Formation and 100 to 200 m thick, 3) Cabos series, equivalent to the Oville and Barrios formations and some 4 000 m thick.

The Middle and Upper Ordovician consists of black slates (Luarca Slates, some 500-1 000 m thick) of Llanvirnian-Llandeilian age and a turbiditic formation (Agüeira Formation), Llandeilian (?) and Caradocian in age and 3 000 m thick.

The Silurian consists of black slates, some 400 m thick and is rather uniform throughout the zone, showing disconformable relationships with the Ordovician.

The Devonian and the Carboniferous are very incomplete. The Devonian is restricted to a few outcrops of Lower Devonian rocks (Drot and Matte, 1967) and a doubtful Carboniferous (apart the Stephanian unconformable deposits) occurs only in the San Clodio area. Riemer first described these deposits as Carboniferous while later Martinez-Garcia (1973) looking for proof of a Caledonian orogeny interpreted them as a Silurian molasse. However, this interpretation is difficult to support, since undoubted dated Silurian rocks occur at many neighbouring localities in the West Asturian-Leonese and the Central-Iberian zones show no angular unconformity at their base. Further, some plant remains found in the San Clodio sequence and equivalent point toward a Late Devonian or a Carboniferous age (Teixeira and Pais, 1973; Perez-Estaun, 1974) and facies analysis have evidenced their turbiditic character (Perez-Estaun, 1974) as it is usual in the Carboniferous synorogenic sequences.

The most striking feature of the West Asturian-Leonese zone when compared with the Cantabrian is its greater thickness of Cambrian and Ordovician sedi-

ments, especially in its eastern part, evidencing the existence during the Cambrian and Ordovician of a strongly subsident trough. Nevertheless, a complete Cambrian and Ordovician succession is found only in the eastern part of the West Asturian-Leonese zone. In other parts of the zone, like in the Mondonedo and Caurel recumbent fold areas, the Silurian rests disconformable on the Luarca Slates. Sedimentary evolution inside the trough was from shallow water (Cambrian and Lower Ordovician) to euxinic (Llanvirn-Llandeilian) and finally deep water turbiditic conditions (Upper Llandeilian? and Caradocian). At the beginning, subsidence and deposition were balanced and shallow water conditions persisted for a long span of time, but later, increasing rates of subsidence led to deep water deposition (Agüeira Formation).

With the beginning of the Hercynian orogeny, deformation started in the inner parts of the chain and progressed towards the Cantabrian zone. Thus, Carboniferous sedimentation probably stopped rather early in the West Asturian-Leonese zone, while in the Cantabrian zone their thick characteristic sequences were deposited. This, is indirectly proved by the study of Carboniferous sedimentation in the Cantabrian zone and by the different level of erosion in the two zones, both indicating that the West Asturian-Leonese zone was during most of Carboniferous pre-Stephanian time the emergent supply area of terrigenous material for deposition in the Cantabrian zone (Julivert, 1978).

2) Structure.

The West Asturian-Leonese zone is characterized by a generalized slaty cleavage and later crenulation cleavages and an structure consisting of folds facing towards the core of the arc. Metamorphism is ubiquitous, increasing from east to west to even reach the sillimanite isograde, although most of the zone is in greenschist and low grade amphibolite facies. Granitoids also increase westward and reach their maximum development in the Mondonedo area. In contrast to the Cantabrian zone, décollement structures do not exist in the West Asturian-Leonese and Precambrian rocks are involved at least in the largest structures.

As in the Cantabrian zone, the earlier tectonic phases give way to tangential structures such as recumbent and asymmetrical folds and even overthrusts, all facing towards the core of the arc; the late phases give way to folds with steep-dipping axial planes. Folds of the first group are associated with an slaty cleavage (S₁) found everywhere; to the west they are large recumbent folds (Mondonedo and Caurel) while eastwards they become asymmetrical with their axial planes dipping west or southwest. The angle between limbs is low, being between 10° and 30° in the western part of the zone (Bastida and Pulgar, 1978) and the folds, at least those developed in the Cambrian-Lower Ordovician sequence, show the characteristics of flexural flattened folds. The associated overthrusts are probably some what younger. The Mondonedo basal

thrust, forming the sole of the Mondonedo recumbent fold (fig. 2) is regionally important while the overthrust found along the Narcea antiform forms the actual boundary between Cantabrian and West Asturian-Leonese zones. A crenulation cleavage (S_2) and asymmetrical minor folds are associated with these overthrusts. Such structures are found in narrow belts with the characteristics of the shear zones (Perez-Estaun, 1978; Bastida and Pulgar, 1978).

The folds with steeply dipping axial planes are related to crenulation cleavages (S_3) and are rather open folds superimposed to the folds of the first kind. Both fold systems are more or less homoaxial and describe the asturian arc. No folds equivalent to the Cantabrian zone's "radial system" are found in the West Asturian-Leonese zone, since these folds die out towards the convex side of the arc to vanish before reaching the West Asturian-Leonese zone.

All the structures in the West Asturian-Leonese zone are younger than the Early Devonian and older than the Stephanian B-C, since rocks of the last age rest unconformably and nearly undeformed on older rocks in several points of the zone. Concerning the possible Lower Carboniferous series in San Clodio, they could be younger than the first deformation phase, but its relationships with deformation are still puzzling.

Additional information on the West Asturian-Leonese zone can be found in Riemer (1965), Matte (1968), Walter (1968), Marcos (1973) and Perez-Estaun (1978) (regional description of the zone or large parts of it), Bastida and Pulgar (1978) (structure of the Mondonedo recumbent fold), Julivert, Marcos and Truyols (1972) (Early Paleozoic paleogeography) Zamarreno, Hermosa, Belamy and Rabu (1975) and Zamarreno and Perejon (1976) (lithofacies of the Cambrian Vegadeo Formation) and Crimes, Marcos and Perez-Estaun (1974) (Ordovician turbidities).

III. — THE CENTRAL-IBERIAN ZONE

It comprises a northeastern part, in general with high grade metamorphism (Lotze's Galician-Castilian zone) and a southern part, in general with low grade metamorphism (Lotze's East Lusitanian-Alcudian zone). The northern part is clearly related to the northern branch of the orogen, while the southern part seems to correspond to an intermediate area between the two branches. However this subdivision is too simple, for high grade metamorphic rocks occur in several more or less separated belts or dome-shaped areas, while in Galicia and northern Portugal there are several mafic and ultramafic catazonal complexes which have their equivalent in the southern part of the Armorican massif but not farther southeast, in the Iberian massif itself. For this reason Ribeiro (1974) considered this part of the Central-Iberian zone as a differentiated unit — the Middle Galicia-Tras os Montes unit.

1) The catazonal massifs of Galicia and northern Portugal.

The most striking feature of the Middle Galicia-Tras os Montes subzones is the existence of five round-shaped massifs made up of mafic-ultramafic rocks showing high P-T type metamorphism. These are the massifs of Cabo Ortegal, Ordenes, Lalin, Bragança and Morais. The so called "blastomylonitic graben", a narrow N-S trending unit of western Galicia, has some similarities to the above massifs (Den Tex, 1961; Den Tex and Floor, 1967).

The massifs have a complex tectonic, magmatic and metamorphic history and have been considered as polymetamorphic (Den Tex, 1961; Den Tex and Floor, 1967, 1971; Ferreira, 1964; Anthonioz, 1976; Ribeiro, 1974). They are surrounded by monometamorphic Silurian and possibly Devonian rocks, very often in greenschist facies. Each of the complexes lies in the core of a synform and is separated from surrounding rocks by inward-dipping thrust zones, which gives them a klippen appearance.

Schists, para-and orthogneisses, amphibolites, metabasites, granulites, eclogites and serpentized ultramafic rocks are found within the massifs. The meta-sedimentary to metabasic rock ratio varies from one massif to another. Polymetamorphic rocks show a first high P-T metamorphism which reaches the granulite and even eclogite facies and a second metamorphism which has retrograded part of the mafic granulites and eclogites into amphibolites. In addition, rocks evidencing only the effects of the last metamorphism are also present in some massifs. In the Morais massif, the core is monometamorphic and consists of an outer ring of gneisses (Lagoa gneisses) similar to the "ollo de sapo" and an inner part of schists in greenschist facies. The contact with the polymetamorphic rocks forming the periphery of the massif has been interpreted both as unconformable (Ribeiro, 1974) and as a thrust (Anthonioz, 1972). The high P-T rocks within the massifs show very often an inverted metamorphic zonation, with granulites towards the core of the massifs, resting on amphibolite facies rocks.

The Galicia and northern Portugal catazonal massifs still pose many problems, including: 1) Age of the mafic and ultramafic rocks and their meaning in the geological history of the area; 2) Age and meaning of the high P-T metamorphism; 3) Tectonic setting of the massifs within the foldbelt.

In answer to these questions, Den Tex and coworkers (Den Tex, 1961; Vogel, 1967; Den Tex and Floor, 1971) proposed that the polymetamorphic rocks represented a Precambrian sedimentary complex which was intruded first by gabbroic sills and stocks and later by ultrabasites forming a "geosyncline sequence" ("first ophiolitic suite" of Den Tex). This sequence was subsequently affected by high P-T metamorphism during the Precambrian time. These rocks and orogenic events would be older than the other Precambrian

rocks in the West Asturian-Leonese and Central-Iberian zones. This, the Precambrian in the Iberian Peninsula would be formed by two groups separated by a major orogenic event, with the catazonal massifs of Galicia and northern Portugal being fragments of a Precambrian basement.

The setting of these basement fragments within the Hercynian foldbelt would endure a complex succession of events. In the massifs of their surroundings and in the « blastomylonitic graben » there are also peralkaline and calcalkaline granites which have given radiometric Ordovician ages and mafic-ultramafic rocks attributed to the Silurian (« second ophiolitic sequence » of Den Tex and coworkers). These rocks evidence the existence of rifting during Early Paleozoic time. Later, the Hercynian orogeny would bring the massifs to their present day position.

However, in light of new radiometric age datings, the above model has been modified (Van Calsteren, 1977; Den Tex, 1978). According to the new interpretation, the complexes would be the result of the evolution of a mantle plume consisting of a first order diapir, below central and western Galicia, and from which, the products of partial melting would : originate second order diapirs corresponding more or less to the massifs at present exposed. Accordingly, in the catazonal massifs, only the original material of the metasediments and some metabasites can be regarded as Precambrian, representing the older crust into which the diapirs were intruded. The above described evolution would be the result of crustal tension and subsequent rifting. According to Den Tex (1978), the catazonal massifs and the "blastomylonitic graben" represent different fragments of an arrested continental rift system, at different levels in the crust.

All the above views are focused on the pre-Hercynian history of the massifs. But, at present the massifs are emplaced into a high level of the crust (they are often surrounded by greenschist facies rocks), and have a general basin, klippe-like, form. The large and small scale structure and the time of their emplacement to their present day position are still puzzling. Concerning the large scale structure, autochthonous and allochthonous models have been proposed. Allochthonist views consider the massifs, and even the « blastomylonitic graben », as remnants of a large plate thrust up from deep in the crust and deformed by later folding (Ribeiro, Cramez and Rebelo, 1964; Ries and Shackleton, 1971); for these interpretations there is a problem in defining the root zone which has to be found very far westwards, in the Porto-Viséu belt (Ries and Shackleton, 1971). The autochthonist interpretations (Matte and Ribeiro, 1967; Ribeiro, 1974; Van Overmeeren, 1975; Den Tex, 1978) consider the massifs as extrusions, as ancient blocks bounded by tension faults reactivated during the Hercynian orogeny and from the point of view of the mantle plume hypothesis, as folded and extruded fragments of the mafic diapir complex.

2) Stratigraphy of the Central-Iberian zone.

The most striking feature of the Central-Iberian zone is the existence of an angular unconformity at the base of the Arenigian ("Armorican") quartzite. For this reason, the sequences above and below this unconformity will be described separately.

Below the pre-Ordovician unconformity, lies a very thick sequence consisting predominantly of shales, with interlayered sandstone beds (largely greywackes) and some limestones. The deepest rocks cropping out are para- and orthogneisses, found at the base of the pre-Ordovician sequence at several localities (Foz do Douro; Miranda do Douro); these rocks pose a problem that will be treated in the chapter on igneous rocks. Above these gneisses lies the thick schist-greywacke complex referred to above, the age of which is still controversial.

In Portugal, in some localities, the Ordovician rests with a strong unconformity on the schist-greywacke complex, but in some other localities there is a gradual transition from the complex to the orthoquartzites of the Arenigian; that is why some authors support a Late Cambrian age for the upper part of the complex. The unconformity would be due to a phase of epeirogenic character. Pre-Ordovician folds are not accompanied by regional metamorphism or cleavage.

In Spain, the localities where the stratigraphy can be best observed are the Tamames syncline (Southwest of Salamanca) and the Montes de Toledo. The most conspicuous horizon in both areas is a carbonate formation some 150-200 m thick, whose sedimentological characteristics were described by Zamarreno, Vegas and Moreno (1976) at Los Navalucillos (Navalucillos Limestone), a locality in the Montes de Toledo. This formation has provided an Early Cambrian Archaeocyathid fauna. Above, there is a sequence of shales and sandstones, containing some rare faunas of Early Cambrian age (Prado, 1855; Weggen, in Lotze, 1961, p. 427-430); this sequence, which is the youngest preserved below the pre-Ordovician unconformity, is found only in a few localities, due to the unconformable overlaying of the Ordovician. Below, there is a very thick and rather monotonous succession in the uppermost part of which Cambrian trace fossils (*Astropolithon*; Moreno, Vegas and Marcos, 1976) and a few trilobites (García de Figuerola and Martínez-García, 1972) have been found. The Cambrian-Precambrian boundary cannot be traced with precision, but more than 1000 m below the limestones there is a thick horizon of pebbles and even big blocks (many of them limestone or dolostone blocks), interpreted by Moreno (1975) as a horizon of olistostromes. It has been suggested that this corresponds with the Cambrian-Precambrian boundary (Lotze, 1961).

The sequence above the unconformity is from older to younger as follows :

1) pink and reddish sandstones, shales and conglomerates, up to 1000 m thick in some places, but rapidly thinning out and lacking in many localities.

Their age has been supposed to be Late Cambrian (Lotze, 1956) or Tremadocian (Bouix, 1970); the only Paleontological evidence comes from some trace fossils (Moreno, Vegas and Marcos, 1976), pointing towards a Tremadocian age.

2) A quartzite formation, some 200 m thick, of Arenigian age, equivalent to the Armorican Quartzite and grading upwards to an alternation of shales and quartzites (50-150 m).

3) Black shales or slates similar to the Luarca Slates of the West Asturian-Leonese zone, at least in the lower part (Rio Slates of Tamain, 1971), and with quartzite layers in the middle or in the middle and upper parts, according to the localities. These can form conspicuous horizons of some importance. The age ranges from Llanvirnian to Llandeilian, with thicknesses of 400-800 m.

4) Quartzites (Botella or Cantera Quartzite) some 100-150 m thick. Llandeilian-Caradocian.

5) Shales, sandstones and a lenticular limestone horizon (Urbana Limestone); 150-200 m. Caradocian-Asghilian.

6) A quartzite level (Criadero Quartzite of the Almaden area), some 50-70 m thick, corresponding perhaps to the base of the Silurian, because in many localities there is a hiatus between this quartzite and the Ordovician sequence.

7) Black graphtholithic shales (Silurian) and basic volcanic rocks, particularly abundant in the Almaden area.

8) A mainly terrigenous sequence, but also with a few limestones, of Devonian age, 1 000-2 000 m thick, preserved in the syncline cores of the southern part of the zone. Both Lower and Upper Devonian are present, but Middle Devonian is probably lacking (Groth, 1911; Puschmann, 1967; Saupe, 1973). In the Almadén syncline, a large amount of volcanic rock exists.

The succession described, based mainly on Almela *et al.* (1962), Saupe (1971, 1973) and Tamain (1971, 1972) is peculiar to the southern part of the Central-Iberian zone. The complete succession described is found from the Carolina-Almadén area to the Guadarraque syncline, to the north (Julivert and Truyols, 1974; Hamman, 1971, 1976; Cid, Gutierrez-Elorza, Romariz and Vegas, 1976). Farther to the north, in the Tamames and Alcañices synclines, the Silurian rests directly on the Llanvirn-Llandeilian black shales and the rest of the Ordovician succession is lacking. Thus, in the greater part of the Central-Iberian zone, the Ordovician sequence is thin and incomplete, although it is difficult to know to what degree the pre-Silurian erosion is responsible for this fact.

The Lower Carboniferous (and Upper Devonian?), in culm (= flysch) facies is found along the southern boundary of the Central-Iberian zone and probably also in the northern part, in the San Vitero area and around the massifs of Morais and Bragança.

Finally, posttectonic molasse sediments are found in the Douro-Beira trough (Westphalian D and Stephanian B-C) in Portugal and in Puertollano (Late Stephanian M and C), in Spain.

The above described succession is valid without restrictions for most of the Central-Iberian zone. It need only be added that Devonian rocks, although still little known, are also found in the Alcañices area and around some of the catazonal massifs of Galicia and northern Portugal. In addition, in the Middle Galicia-Tras os Montes subzone there are some peculiarities worth pointing out. Among them is the large amount of acid and mafic volcanic rock in the Silurian (and Lower Devonian?) sequence, although this is also typical for the Silurian in other areas (Almadén; Tamames syncline), and the peculiar facies of the Tras os Montes Silurian sequence (Ribeiro, 1974). Another peculiarity, related to the catazonal massifs, is the existence of a wild-flysch of a mélange on top of the Silurian (and Devonian?) succession, around some massifs (Bragança, Ribeiro, 1974; Cabo Ortegá, Ries and Shackleton, 1971; Van der Meer Mohr, 1975).

3) The deformation phases in the Central-Iberian zone.

In the northern part of the Central-Iberian zone, metamorphism is not uniform; high grade metamorphic zones form several belts or elongated domes, separated by areas with only a weak metamorphism. In the high grade metamorphic areas there are three cleavages with the following characteristics (Zouren, 1969; Ribeiro, 1970, 1974; Sousa, 1971; Capote and Fernandez-Casal, 1971; Marcos, 1971, 1973; Meerbeke, Hilgen and Floor, 1973; Martinez, 1974; Minnigh, 1975; Noronha and Saavedra, 1975; Farinha Ramos and Santos Oliviera, 1975; Babin, 1977; Diez Balda, 1977; Gil Ibarguchi, 1979): 1) A first cleavage (S_1) evidenced by some remnants, like orientated inclusions inside metamorphic mineral grains or by polygonal arcs; 2) a "main" cleavage (S_2), formed by an alternation of mica and quartzite layers, about 1 mm thick, originated as a crenulation of the first cleavage and giving way very often to its early complete obliteration; 3) a typical crenulation cleavage (S_3), vertical or steeply inclined.

The above description is, of course a simplification, for the second cleavage can appear as a typical crenulation when it is not fully developed (and then S_1 appear as the "main" cleavage) or can coincide with the first cleavage giving way probably only to an increase of the flattening (S_1+S_2) and in some areas the third cleavage is so strongly developed that it nearly obliterates the other two.

In the low grade metamorphic areas, the second cleavage is usually very weak or may even be lacking and the main cleavage is the first (slaty) one.

Although the authors above quoted considered the three cleavages as Hercynian, some others considered that the main cleavage corresponds in all the areas to

the same deformation phase. Consequently, as in many areas with a low grade metamorphism, the main cleavage is unquestionably the first Hercynian cleavage, the existence in some regions of a cleavage older than the main cleavage was taken as an argument to support the existence of a pre-Hercynian orogeny in the north-western corner of the Iberian massif (Martinez-Garcia, 1971, 1973; Ferragne, 1972; Aldaya *et al.*, 1973).

However, the three cleavages described can be perfectly interpreted as generated during the Hercynian orogeny, without calling for Caledonian compressional events. Their relationships with the Hercynian metamorphism and plutonism (see chapters on these subjects) support, in addition to other arguments (regional, stratigraphical) their belonging to the Hercynian cycle. The pre-Hercynian events are to be related to rifting and to a magmatic and thermal activity related to a tensile stress field.

In the southern part of the Central-Iberian zone, the metamorphism is low grade (green schist facies, at most) and the granitoids are scarce, at least in the Spanish part of the zone. The more prominent structures are long and narrow northwest-southeast trending syncline cores, formed by Ordovician and Silurian rocks. These folds are very long and regular in most of the Central-Iberian zone; nevertheless, in the eastern part of the zone there are inflexions in the fold axes and interference by cross folds, the meaning of which is not yet clear. The cleavages, as normal in low grade zones, are a first (main) slaty cleavage (S_1) and later crenulations, essentially corresponding to the S_2 of the areas above described.

The boundary between the low grade metamorphic part of the Central-Iberian zone and the northern, high grade, part is still little known. In the Toledo area, it coincides with a mylonite zone, but in other parts the division between the zones is probably not so sharp.

IV. — THE OSSA-MORENA ZONE

1) Stratigraphy.

The oldest rocks cropping out in the Ossa-Morena zone (fig. 4) correspond to the Precambrian. According to some authors, Precambrian rocks can be divided into two groups: a polymetamorphic Precambrian basement and an Upper Proterozoic, showing similarities to the Brioverian. Precambrian rocks crop out in the core of two complex antiforms, elongated according to the general trend of the Hercynian foldbelt in the zone.

The Cambrian starts by a basal conglomerate followed by a sequence with platform shallow water facies, with an important carbonate formation, rich in Archaeocyathids, placed near the base of the Cambrian sequence. The lithofacies of this formation, which include algal build-up and bioherms, were studied by

Zamarreno (1977, 1978; Zamarreno and Debrenne, 1977). Near Cordoba, the Lower Cambrian rests on an andesitic foundation. Above the carbonate formation is a thick terrigenous succession containing spilitic layers. The abundant trilobite faunas (Lotze, 1961; Sdzuy, 1961, 1971) indicate a Lower Cambrian age, except in one locality, near Zafra, where a Middle Cambrian fauna was found (Bard, 1964).

The Ordovician is present in a pelitic facies only and no equivalent to the Armorican Quartzite exists. The Silurian is also pelitic and contains a large amount of acid and basic volcanic rock. The Lower Devonian is found in shallow water platform facies and is separated by a break from the Upper Devonian, which has flyshoid character.

In summary, the most relevant facts in the pre-Carboniferous sedimentary history are: the thickness of the Lower Paleozoic sequence (mainly the Cambrian) and its volcanic content, the existence of a hiatus in the Middle Devonian (Groth, 1911; Marquez Trigueiro, 1961; Teixeira and Thadeu, 1967; Pushmann, 1967) and the flyshoid character of the Upper Devonian.

The Carboniferous has been traditionally divided into three units separated by unconformities; the middle of these units can be in turn subdivided into two parts. The complete Carboniferous sequence consists of:

- 1) A Dinantian culm sequence, of turbiditic character, containing basic volcanic rocks, and with a thickness of several hundred meters.
- 2) A coal-bearing sequence (Simon, 1950; Garcia-Loygorri and Ortuno, 1969; Ortuno, 1971), subdivided into:
 - a) An Upper Viséan-Namurian paralic sequence.
 - b) A limnic Westphalian sequence, laid down probably in intramontane basins.
- 3) A posttectonic Stephanian molasse sequence, nearly undeformed and laid down in intramontane basins.

The different sequences are not only separated by unconformities or disconformities, but, in addition, they rest on varied rocks and are often found in separated areas. For this reason it is difficult to define the actual importance of some unconformities, but what is clear is that the limnic Westphalian sequence was laid down after all the important events had already taken place.

2) Structure.

The Ossa-Morena zone, together with the South-Portuguese, form the southern branch of the orogen. This is particularly clear from the Cordoba-Abrabtes belt towards the southwest, as in all this area the main structures clearly face to the southwest (opposite to the northern branch).

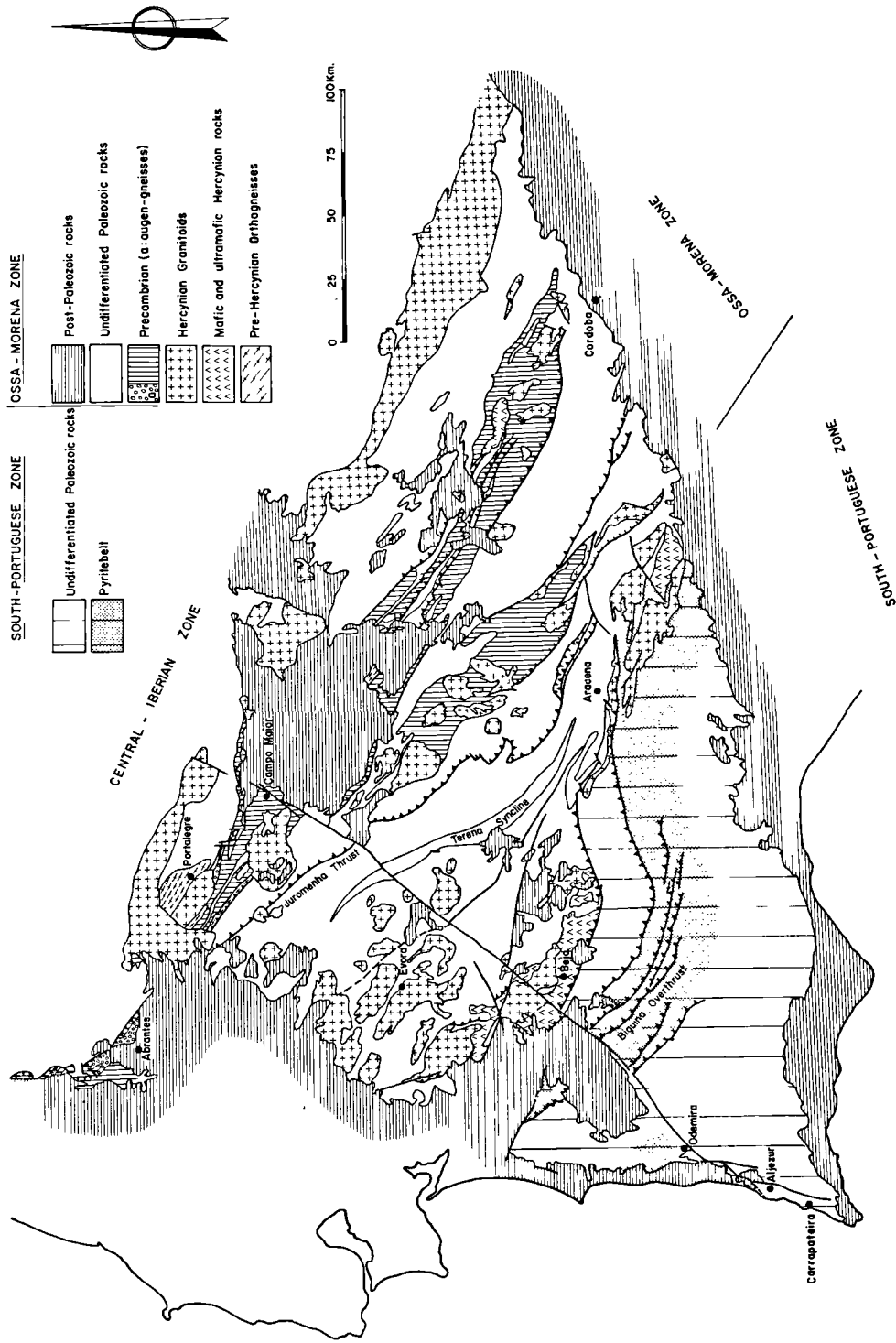


Fig. 4. — Structural sketch of the Ossa-Morena and South-Portuguese zones.

The structure is the result of two deformation phases. The first gave way to folds associated with a slaty cleavage (S_1), trending southeast-northwest and turning north when approaching the Atlantic coast of Portugal. The second phase generated more open folds, trending in the same direction, but with steeply dipping axial planes; interference patterns between the first and second folds can be seen at several localities, especially in the Barrancos area. Associated with the second folds is a crenulation cleavage (S_2). This second cleavage corresponds to the third cleavage of the northern branch, although they are not necessarily contemporaneous. No cleavage equivalent to the second of the northern branch has been found in the southern branch up to now.

The boundary between the Central-Iberian and the Ossa-Morena zones is placed along a blastomylonitic belt some 5 Km wide (Oliveira de Azameis belt); this belt has a more or less "en echelon" position between the "blastomylonitic graben" of western Galicia and the Cordoba-Abrantes belt. In Spain, the boundary between the two zones is less sharp; the Pedroches batholith has been taken as a boundary.

3) Metamorphism.

An outstanding structure in the zone is the blastomylonitic belt trending southeast-northwest and extending from Cordoba to Abrantes. This belt has many similarities to the blastomylonitic belt in western Galicia. It is bounded by steep shear surfaces and along the belt there are intrusive calcalkaline and peralkaline granites and syenites of Late Ordovician age (Goncalves, 1978).

The regional metamorphism occurs in two belts, one coinciding with the Cordoba-Abrantes blastomylonitic belt and its northern extension to Albergaria-a-Velha and Porto, and the other extending from Aracena to Evora and Beja (Fabries, 1963; Bard, 1969).

In the first belt, there is a metamorphism of barrovian type reaching the sillimanite isograd and a later general retrogradation to green-schists facies (chlorite and biotite zones). The blastomylonitisation is found in the high grade metamorphic rocks. This metamorphic belt coincides with one of the Precambrian cores and the delimitation between Precambrian and Hercynian events is not yet clear. In addition, metamorphism and deformation increase along the belt from southeast to northwest (from Spain to Portugal) and this very often makes it difficult to correlate data from independent work carried out in Portugal and in Spain. Thus, for some authors the age of the metamorphic associations is essentially Precambrian and even pre-Brioverian, and the Hercynian deformation has only given a slight cataclasis; nevertheless, in Portugal the blastomylonitisation has been evidenced to be Hercynian, since it affects the peralkaline rocks intruded into the Cambrian sequence and the regional metamorphism in the Cambrian rocks reaches at least the biotite zone.

Farther to the north, from Albergaria-a-Velha to Espino, an antiform of the metamorphic isogrades cut by several thrusts is found. The mineral paragenesis indicate a low pressure Hercynian metamorphism overprinted on an earlier Barrovian one supposed to be pre-Hercynian. Nevertheless, more to the east, in the Viseu-Porto belt, the existence of residual kyanite whose Hercynian age is firmly established indicate that great care needs to be taken before risking any interpretation.

The other metamorphic belt, placed more to the southwest corresponds to a series of thermal domes cutting the Hercynian structures, but showing overall a southeast-northeast trend. The metamorphism is of low pressure-high temperature type and when the sillimanite zone is reached migmatization is abundant. The metamorphic climax is between the first and second tectonic phases, the last being equivalent to the third phase of the northern branch.

4) Magmatism.

The synorogenic magmatism in the Ossa-Morena zone has quite peculiar characteristics (Carvalho *et al.*, 1971). To the northeast, there is a domain with granitoids which fit into the model in general accepted for the granitoids of the Iberian Massif (see chapter on Hercynian plutonism). Farther south, in the Evora massif, there are still two-mica granitoids similar to those of the central and northern part of the Peninsula, but from northeast to southwest there is an increase in the basic intrusions. In the last (predominantly calcalkaline), several types can be distinguished. These are as follows:

1) Lopolith intrusions of hypersthene gabbros and norites (Campo Maior) and a layered complex of gabbros and diorites with interbedded layers of serpentinites and anorthosites (Beja region).

2) A subvolcanic complex with predominant porphyritic texture and very varied composition (gabbros, diorites, quartz-diorites, microgranites and granophyres) in the Beja area and in the northwest.

3) Intrusions younger than the second deformation phase, formed by gabbrodiorites, granodiorites, tonalites and a few granites.

The boundary between the Ossa-Morena and the South-Portuguese zones is a major overthrust dipping northeastward. Near the overthrust, there are synmetamorphic intrusions of feldspar gabbros and serpentinites, which suggest that this is a very deep accident cutting across the whole crust.

Approaching the overthrust, the rocks are successively transformed into protomylonites, blastomylonites and pseudotachilites by a more or less close pattern of shear zones, subparallel to the major overthrust and forming a belt up to 1 km wide.

V. — THE SOUTH-PORTUGUESE ZONE

1) Stratigraphy.

The South-Portuguese zone (fig. 4) is formed exclusively of Carboniferous and Upper Devonian rocks. The most striking peculiarities of the zone are the thick sequences in culm facies and a very important felsic and mafic volcanism of Tournaisian and Early Visean age.

Tournaisian and Lower Visean volcanic rocks, associated with cherts, manganese and pyrite ore bodies crop out in a 25-40 km wide belt called the Pyrite Belt, and extending from the Guadalquivir to the Sado Tertiary basins, in Spain and Portugal respectively.

In the Pyrite Belt, three major lithostratigraphic units are distinguished (Schermerhorn, 1971) and these units can be extended to most of the zone. They are as follows :

1) A Phyllite-Quartzite Group, of Late Devonian age, consisting of an alternation of pelite and sandstone beds, with graded-bedding, cross-lamination, sole marks and trace fossils; some limestone lenses in the upper part of the group have provided conodont faunas indicating a Late Devonian age (Pruvost, 1914; Hollinger, 1959; Boogard, 1963, 1967).

2) A Volcano-Sedimentary Complex, very heterogeneous, consisting of sediments and volcanics (felsic and mafic) in variable proportions. Its age corresponds to the Tournaisian and Early Visean. Its thickness ranges from 50 to 750 m (Schermerhorn, 1971).

3) A culm sequence (McGuillavry, 1961a, b; Frischmuth, 1968; Pfefferkorn, 1968; Oliveira *et al.*, in litt.), forming a great part of the South-Portuguese zone. This sequence is several thousand meters thick and it becomes progressively younger towards the south, ranging from Late Visean to the North to Namurian and even Early Westphalian to the South (Feio, 1964a, b; Delepine, 1957; Carrington Da Costa, 1943).

In the southwestern extremity of the South-Portuguese zone, in the Aljezur-Carrapateira area, a somewhat different succession exists. The upper part of the stratigraphical succession in this area is formed by the culm sequence, as normal in the South-Portuguese zone, but below, instead the volcano-sedimentary complex is found a reduced Tournaisian and Visean sequence.

For additional information on the stratigraphy of the zone the reader is referred to Schermerhorn (1971) for a general description of the zone, Hollinger (1959), Strauss (1965), Rambaud (1969), Pfefferkorn (1968), Klein (1960), Boogard (1967) and Carvalho *et al.* (1971) for regional descriptions of the Pyrite Belt, Bateman (1927), Kinkel (1962), Strauss and Mandel (1974), Carvalho (1976) and Bernard and Soler (1947) for the description of the ore deposits, and Feio and Lombard (1958), Feio (1964a, b) and Klein (1960) for the stratigraphy of the Aljezur-Carrapateira area.

2) Structure.

The South-Portuguese zone is characterized by folds and faults facing southwest. Generally, the thrusts and the main cleavage dip steeply in the northern part of the zone (Pyrite Belt) and become progressively flat-lying towards the southwest, where the largest overthrusts of Odemira and Carrapateira are found. The Pyrite belt is an imbricated complex in which the relationships between folding and thrusting are variable. Some of the overthrusts are older than the main cleavage; this is the case of the Birguina overthrust in which, the foot wall is formed by an olistostrome on top of the culm sequence, suggesting a synsedimentary origin. Nevertheless, in general, the imbricated structure peculiar to the belt is the result of faulting younger cleavage is an axial plane cleavage in relation to the folds observed, but in some others it is oblique to the axial planes of the folds.

As the oldest beds cropping out in the South-Portuguese zone are always the Upper Devonian, it is presumed that all the thrusts of the imbricate complex flatten and merge downwards into a single major décollement surface, below which an undeformed basement could exist.

The structures described can be explained by a continuous process starting during deposition, by synsedimentary slides and reformation of unconsolidated sediments, and following until the generation of thrusts. Later, a second deformation phase gave way to a nearly vertical crenulation cleavage which trends northwest-southeast; this cleavage is more penetrative in the areas where the first, main, cleavage was more flat-lying.

No unconformities are found in the South-Portuguese zone and penetrative structures affect all the stratigraphic sequence, consequently the age of deformation is younger than the Early Westphalian.

The regional metamorphism is weak and change from northeast to southwest. To the northeast the metamorphism is in green-schist facies (chlorite zone). In the Pyrite Belt, there are paragenesis of the prehnite-pumpelleite facies, well defined in the basic and intermediate volcanic rocks; the mineral growth took place during and after the development of the first cleavage and before the crenulation cleavage. Southwest of the Pyrite Belt is found an anchimetamorphic domain still little known.

VI. — THE PALEOZOIC SEDIMENTARY HISTORY

The Hercynian orogeny took place after a long period of deposition, not interrupted by any major orogenic event since the beginning of the Paleozoic, and perhaps even since Late Proterozoic time.

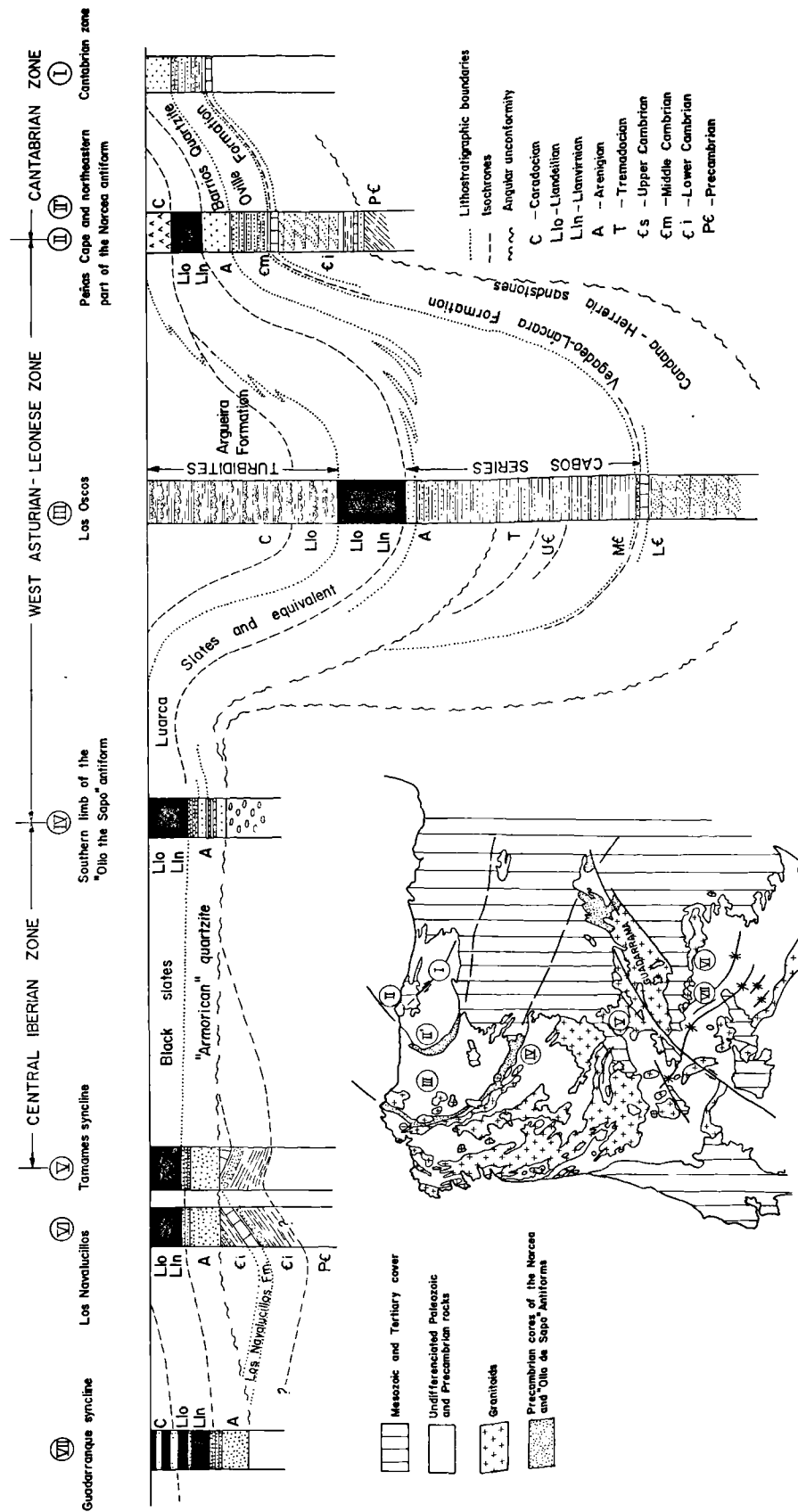


Fig. 5. — Cambrian-Ordovician sequences in the Cantabrian, West Asturian-Leonese and Central-Iberian zones (After Julivert, 1978).

Early Paleozoic sedimentation was a pre-Hercynian event. The sedimentary cycle related to the Hercynian orogeny was the Carboniferous (or Devonian-Carboniferous) cycle, and the progress of the orogeny has been registered in the syn- and posttectonic Carboniferous sediments. Nevertheless, the sediments older than the Late Devonian evidence a complex sedimentary history, and the Early Paleozoic time cannot be regarded simply as a long pre-Hercynian period of stability, although this can be true for some areas (Cantabrian zone). It must be added however, that there is not a completely independent evolution during Early Paleozoic time, since the Early Paleozoic paleogeographic trends are more or less parallel to the Late Paleozoic trends and to the Hercynian structures. In fact, Early Paleozoic paleogeographic features have been used since Kossmat (1927) in Germany and Lotze (1945) in the Iberian massif for correlating the different European massifs (see for example, recently; Matte, 1976; Julivert, 1978).

The Early Paleozoic sedimentary history is characterized by differential subsidence giving way to the individualisation of troughs and shoals. During Cambrian and Ordovician time, two main troughs seem to have existed, following the West-Asturian-Leonese and the Ossa-Morena zones. The northern trough is the most characteristic. It started to differentiate probably during the Middle Cambrian and came to an end at the end of the Ordovician. In it, a succession of shallow water, euxinic and finally turbiditic facies is found, forming a major sedimentary cycle (Julivert, Marcos and Truyols, 1972). The Ossa-Morena trough was probably an essentially Cambrian structure, although it is not so well known. The area separating the two troughs has incomplete Cambrian and Ordovician sequences (except that in the southernmost part of this area the Ordovician sequence is complete) and appears as an area with repeated emergent tendency during Early Paleozoic time.

The above considerations indicate that the differentiation and evolution of troughs and shoals was not parallel in all the Iberian massif. Volcanism, active during Cambrian and Ordovician time (especially in the Ossa-Morena zone, during the Cambrian) can be interpreted as related to deep faulting.

The Early Paleozoic trough and shoal differentiation described, came to an end before the beginning of the Silurian, as is particularly clear in the West Asturian-Leonese trough (fig. 5). In the Silurian sequence, the most important differences are in the volcanic content; these probably resulting from the fault distribution.

The Cambrian, Ordovician and Silurian successions consist essentially of terrigenous rocks in shallow water facies, although some deep water facies (turbidites; Agüeira Formation) are also present. Nevertheless, no sequences which could be interpreted as flysch or molasse formations are found. In this respect, the Lower Paleozoic sequence differs from the Carboniferous one,

which shows the typical pre-, syn-, and posttectonic facies succession.

The Devonian is too fragmentary to attempt a synthesis. It was during Devonian time or at the beginning of the Carboniferous when the change of sedimentary conditions and the beginning of the synorogenic deposition of the culm sequences took place. Carboniferous sedimentation and Hercynian orogeny were essentially coincident and consequently the thick culm sequences were laid down. In each branch of the orogen, the culm depositional areas migrated from inner to outer zones. Thus, the Cantabrian and South-Portuguese zones became frontal zones of active deposition during the building of the Hercynian chain, receiving their terrigenous supply from more internal zones of the chain. In the case of the Cantabrian zone it is clear that the thick Carboniferous sequence was laid down on an earlier platform area, which remained stable during all the Paleozoic pre-Carboniferous time and became subsident and mobile during the Carboniferous. The Carboniferous sequence shows the following succession of facies: 1) condensed facies, formed by cherts, more or less siliceous shales and limestones, frequently nodular; 2) culm (=flysch) facies; 3) paralic facies; 4) fluviatile and limnic facies. The change from one facies to another is not synchronous in the different parts of the belt. This sequence of facies record the change from syntectonic (culm), to late syntectonic (paralic facies) and finally to post-tectonic deposition (limnic and fluviatile facies). For additional information see the paper by Julivert (1978) on Carboniferous deposition and orogeny in the northern branch.

VII. — THE HERCYNIAN METAMORPHISM

In the Iberian massif, the zones showing an increase in metamorphism form several belts parallel to the main structural trends in the foldbelt. From northeast to southwest, the following metamorphic belts are the most conspicuous: Boal-Los Ancares, Vivero-Lugo-Sarria, Puentes-Sanabria, Santiago-Verin, Finisterre-La Guardia, Vila Real-Moncorvo-Vitigudino, Porto-Oliveira de Azemeis, Guadarrama-Gredos, Elvas-Badajoz-Cordoba, Aracena-Lora del Rio, and Evora-Beja (fig. 6).

These metamorphic belts essentially coincide with antiformal structures of phase three and in their core the oldest rocks of the Paleozoic and/or Precambrian sequences commonly crop out. This is particularly clear in the "ollo de sapo" antiform (Puentes-Sanabria metamorphic belt), and in the belts of Finisterre and Moncorvo-Vitigudino, among other. In many cases, the rocks forming the antiformal cores are more or less anatectic augen- and banded gneisses and pelite-greywacke sequences containing calcisilicate layers. The metamorphic zonation in each of the belts shows a broadly symmetrical pattern with respect to a thermal



Fig. 6. — Metamorphic map of the Iberian massif (based mainly on Zwart *et al.*, 1973).
 1, Betic chain. — 2, Undifferentiated Mesozoic and Tertiary rocks. — 3, Unmetamorphic rocks. — 4, Prehnite-pumpellyite facies rocks. — 5, Greenschist and lower grade rocks. — 6, Amphibolite (and locally granulite) facies rocks. — 7, Pre-Hercynian polymetamorphic massifs. — 8, Calcaikaline granitic rocks; a) Gabbros and diorites. 9, Two-micas granites.
 BO, Boal. — PGR, Puente de Garcia Rodriguez. — LU, Lugo. — SA, Sarria. — SC, Santiago de Compostela. — VE, Verin. — PS, Puebla de Sanabria. — PO, Porto, Vila Real. — VR, Vila Real. — OA, Oliveira de Azemeis. — M, Moncorvo. — VT, Vitigudino. — AB, Abrantes. — El, Elvas. — BA, Badajoz. — LO, Lora del Rio. — CO, Cordoba. — B, Beja.

axis; away from this axis the metamorphism decreases very quickly, and in a few kilometers the epizone or even rocks without metamorphism are reached. The thermal axis is almost without exception outlined by granitic plutons of alkaline tendency (two-mica granites) which have been intruded in a continuous process of telescoping, cutting across the metamorphic zones; these form frequently roof pendants included in the granitic bodies. The thermal structure of the belts (as seen in the Finisterre-La Guardia or the Villa Real-Moncorvo belts, for example) is the result of a complex evolution in time of the metamorphic isogrades and accompanying granite intrusions, both closely related. It can be seen that the granites of the thermal axis are slightly discordant with respect to the isogrades, cutting or modifying them; it is also seen that close to the contact with the granites new minerals are generated, due to the thermal metamorphism induced by the granites. This process was described under the name of plutonometamorphism by Oen I. Soen (1970). The oldest mineral associations (M_1) observed (syn- F_1 to syn- F_2) belong in general to an intermediate gradient of Barrow type (with garnet, staurolite, and sometimes kyanite), while the youngest associations (M_2) found in the thermal axis and partially induced by the related granites, are of low pressure type (andalucite-cordierite-sillimanite). In this last case the mineral growth ranges, practically without exception, from syn- F_2 to syn- F_3 (the last being usual in the western part of the Guadarrama-Gredos area). In some of the metamorphic belts the predominant metamorphism is nearly exclusively the low pressure metamorphism (andalucite-cordierite type) and only locally older reactional associations with garnet and staurolite, evidencing plurifacialism, are found. It is in these cases that the different isogrades are closer, and consequently that the highest thermal gradients are found.

The setting of the metamorphic climax (M_2) coincides with the generation of a large quantity of melts, giving way in some places to widespread migmatitic areas. If the paleosomes are analyzed, mineral associations with cordierite-K feldspar (generated from biotite and sillimanite), corresponding to high grade amphibolite facies grading to granulite facies, are found in some areas, such as Finisterre and Fermoselle (Martinez, 1974b; Gil Ibarbuchi, 1979). Also, low pressure granulite facies with the association garnet-cordierite-biotite-sillimanite-K feldspar or even with hiperstene can be found in some instances (Aracena, Bard, 1969; Fermoselle, Martinez, 1974a). The above associations, frequently retrograded to amphibolite facies s. str., can be interpreted as due exclusively to the Hercynian cycle, without assuming the existence of a pre-Hercynian metamorphism. This interpretation is supported by some recent data on the composition of the zoned granites and especially on the composition of certain typomorphic minerals in accompanying mafic rocks (in Finisterre, for instance; Gil Ibarbuchi and Martinez, in litt.).

VIII. — THE METAMORPHISM AND MAGMATISM IN THE CATAZONAL MASSIFS OF GALICIA AND NORTHERN PORTUGAL

In addition to the metamorphic belts described, there are some other metamorphic areas which metamorphism has been considered in part as pre-Hercynian. These are chiefly the «blastomylonitic graben» and the catazonal massifs in Galicia and the Elvas-Badajoz metamorphic belt, in the Ossa-Morena zone.

The catazonal complexes of Galicia and Northern Portugal are characterized by being formed of a large amount of mafic and ultramafic rocks and variable proportions of greywacke and pelite sediments, strongly metamorphic in high grade amphibolite facies, high pressure granulite facies (cpx-garnet subfacies), and even eclogitic facies. The critical associations of the granulite and eclogitic facies are evident in the mafic rocks found very often as boudins or isolated bodies in meta-tectonic gneisses. This occurrence, together with their mineralogy permits us to consider the eclogites as belonging to the B type (Coleman *et al.*, 1965). In some cases, and preserved in the core of some eclogite bodies, relict gabbroic structures are still observed, indicating their former igneous character. They probably were intrusive sills in the greywacke sequence and underwent the same metamorphic processes than the metasediments.

Later than the metamorphism described, indicating conditions peculiar to the lower crust, the catazonal complexes have been affected by retrograde metamorphism which has transformed a great part of the mafic granulites and eclogites into amphibolites. The retrograde events are related to deformation phases affecting these rocks, very often under the form of mylonite bands. The most complete retrogradation of the mafic granulites and eclogites to amphibolite facies rocks is found inside these bands. The retrograde metamorphism and deformation associated have been accepted to be Hercynian (Vogel, 1967) while the oldest high P-T metamorphism has been considered pre-Hercynian. At the beginning, the pre-Hercynian metamorphism and deformations were interpreted as Precambrian (Vogel, 1967; Den Tex, 1961, 1966), and the massifs as fragments of a Precambrian crust tectonically incorporated into the Hercynian foldbelt. Nevertheless, later, new radiometric and geochemical data led to new interpretations (Van Calsteren, 1977b; Van Calsteren and Den Tex, 1978; Arps *et al.*, 1977; Den Tex, 1978) and the complexes were interpreted as the result of a long evolution starting some 600 m.y. ago, with the intrusion of the ultramafic rocks (Iherzolites) in the lower part of a pre-existing crust. This intrusion, altogether with the toleitic products resulting from partial melting in the upper mantle would induce a high pressure metamorphism (granulite facies) in the pre-existing and already metamorphic crust (eclogite facies). The anatexis induced by the intrusion in the lower part of the

crust would generate calcalkaline granitic magmas, and also peralkaline ones by a differentiation process during their rising through the crust. The resulting rocks would be the calcalkaline and peralkaline orthogneisses found in the «blastomylonitic graben» and in some of the massifs. According to the radiometric data, the evolution quoted started some 600 m.y. ago, during the Upper Precambrian and would follow in a continuous way during the Paleozoic until some 350 m.y. ago, when granulite facies metamorphism ended. The calcalkaline and peralkaline orthogneisses (felsic magmatism) have given radiometric ages between 470 and 400 m.y.

The other two areas having some similarities to the complexes described are the "blastomylonitic graben" and the Elvas-Badajoz metamorphic belt. In these areas, although the metamorphism, the deformation and the magmatism seem to belong essentially to the Hercynian cycle, there are some pre-Hercynian elements, the most outstanding being a pre-Hercynian peralkaline and calcalkaline plutonism of the same type as the above described. For more details see the description of the Central-Iberian and Ossa-Morena zones.

IX. — PRE-HERCYNIAN IGNEOUS ROCKS

Besides the peralkaline and calcalkaline gneisses and the mafic rocks in the polymetamorphic complexes, there exist a series of augengneisses, cropping out at different localities, which have been interpreted as old megacrystal-bearing granites and volcanic tuffs of felsic character. Many of these rocks are more or less migmatized and are found in the core of metamorphic antiforms of the third phase, overlaid by metasediments of several types and showing the typical structure of the mantled gneisses. Gneisses with such characteristics are found in Finisterre-La Guardia (Woensdregt, 1967; Floor, 1966a; Gil Iburguchi, 1979), Miranda do Douro (Matte and Ribeiro, 1967; Ribeiro, 1974), Fermoselle (Martinez, 1974a) and in some other localities of Galicia, Guadarrama-Gredos (Capote *et al.*, 1977), and the Ossa-Morena zone. Nevertheless, in some other localities, such as in the Canigo, in the Pyrenees (outside the Iberian massif), metasediments crop out underlying the gneisses.

Some similarities with the "ollo de sapo" porphyroid formation (Parga Pondal, Matte and Capdevila, 1964) and their stratigraphic position, in general forming the lowermost rocks cropping out, led some authors to assign to these gneisses a Late Proterozoic age. Nevertheless, the Rb-Sr ages obtained on these rocks have questioned the above interpretation, since they have given, with almost no exception, ages ranging from 500 to 400 m.y. According to these ages, these rocks should have to be interpreted as intrusive Early Paleozoic granitoids, instead of as outcrops of a Precambrian basement. The interpretation that these rocks are the result of the reactivation of a basement by mafic and

ultramafic intrusions of Early Paleozoic age, can explain some intrusive bodies, such as those in Mellid or in San Sebastian de Sanabria. Nevertheless, it is not so easy to apply this interpretation to those localities in which the gneisses lie below a rather constant stratigraphic level, whose age is not younger than the Early Cambrian. In these cases (Fermoselle and surroundings of El Escorial, for example) the field evidence seems to support the hypothesis of a Precambrian basement overlaid by shallow water sediments. The problem of the age and meaning of these gneisses is still far from being settled and affects not only the Iberian massif but is a general problem of the European Hercynian foldbelt, for dome gneisses with similar field characteristics and giving similar Rb-Sr ages are found also in the Pyrenees and in many of the Hercynian massifs of Europe.

X. — HERCYNIAN MAGMATISM

The magmatism related to the Hercynian cycle is essentially a felsic magmatism of granite type; nevertheless, there exist some plutons made up by gabbroic and dioritic rocks. The most representative and the largest of these bodies are the Monte Castelo gabbro, in northwestern Galicia, and the gabbroic complex of Beja, in Portugal (Ossa-Morena zone).

The Hercynian granitoids make up nearly one third of the Paleozoic outcrops of the Iberian Peninsula. Two main series can be distinguished, which in turn can be subdivided into several groups (Capdevila and Floor, 1970; Oen I. Soen, 1970; Bard and Fabries, 1970; Capdevila, Corretge and Floor, 1973). These areas follows:

1) A granite series resulting from meso-crustal anatexis and which, from the feldspar nature and low amount in CaO, was named alkaline series (Oen I. Soen, 1970), a name that may induce confusion according to the modern terminology.

2) A series of granitoids of deeper origin, produced by dry anatexis in the lower crust and mixed with upper mantle derived magmas. The granitoids of this series have been named hybrid granitoids, according to their origin or calcalkaline granitoids, after their petrographic and geochemical character.

The first series includes rocks ranging from autochthonous to sub-allochthonous anatectic products to intrusive granites. Their rising capacity depended probably upon several factors such as amount of overheating behind the solidus, H₂O saturation, composition of the crustal materials forming their source area, nature of the overlying rocks, and setting of the anatectic zones inside the cortical segment being progressively folded. The autochthonous or only slightly allochthonous granitoids are found along the different metamorphic belts. Their origin is related to the metamorphic climax. Petrographically, they range from unho-

geneous nebulitic granites or granodiorites to muscovite-biotite leucogranites (two-mica granites). Some good examples of the first are found in Finisterre (Woensdregt, 1967; Gil Ibarguchi, 1979), western Salamanca and Zamora (Martinez, 1947c), Gredos (Corretge, Ugidos and Martinez, 1977), Aracena (Bard, 1969), etc. The leucogranites are very abundant in many localities, such as Friol (Capdevila, 1969), Porto-Viseu and Moncorvo-Vila Real (Oen I. Soen, 1970), Vigo (Floor, 1966b), Finisterre (Woensdregt, 1967; Gil Ibarguchi, 1979), La Guardia (Buischool Toxopeus *et al.*, 1978), Salamanca-Zamora (Martinez, 1974c), etc.

The unhomogeneous granitoids have as accessory minerals variable proportions of muscovite, sillimanite, andalusite, cordierite, garnet and spinel which indicate their aluminic character and their crustal anatectic origin. The two mica leucogranites represent more evolved anatectic products which have risen through the crust from their place of origin, and between them and the nebulitic ones all the intermediate steps exist; the more evolved character is evidenced by the more albitic character of the plagioclases, by the existence of microcline as K-feldspar and by the decrease of the aluminium silicates and other Al-rich silicates together with a great increase in the deuterite muscovite. Their intrusion has taken place over a long time span. In some places they are strongly foliated, due to the first and/or second deformation phases and give a radiometric age of about 340 m.y. (Priem *et al.*, 1970). In some other places they have been intruded syntectonically with the third deformation phase and give an age of 305 m.y. (Capdevila and Vialette, 1970). Nevertheless, most of these granites were emplaced after the second important penetrative tectonic phase, between 310 and 318 m.y. ago (Mendes, 1968; Capdevila and Vialette, 1965; Van Calsteren, 1977a).

The calcalkaline granitoids have been divided into two subgroups according to the age of their intrusion. One group is formed by the older granitoids, deformed to a variable degree by some of the important tectonic phases deforming the first cleavage (S₁) in the deep zones. The other group is formed by the younger post-tectonic granitoids.

The older granitoids consist of granodiorites and monzonitic granites (adamellites), often megacrystal bearing and with abundant tonalitic, dioritic, or even gabbroic inclusions. They are essentially biotite granites containing a very variable amount of muscovite, but always larger than in the younger granitoids, and can also contain variable quantities of hornblende. These older granitoids lie in high grade metamorphic zones forming elongated bodies together with the two-mica granites. They seem to have been emplaced along the contact between two different structural units and seem to weld deep crustal fractures. In western Galicia they have given radiometric ages of 316 m.y. (Arps *et al.*, 1977).

The younger calcalkaline granitoids are essentially coarse grained (and often porphyric) biotite and horn-

blende granodiorites. Nevertheless, they are also found in finergrained facies, culminating in aplitic differentiates and muscovite-rich fine-grained granites representing the younger facies (Oen I. Soen, 1970). They form well delimited, sometimes composed plutons with their different facies showing complex intrusive relationships between them. The granitoids of this group cut clearly across the two-mica leucogranites and reach very high levels in the crust. They have clearly been intruded later than the regional metamorphism peak and induce a contact-metamorphism which can reach the pyroxene hornfels facies (Oen I. Soen, 1970). In central and northern Portugal these granitoids form very large outcrops. Like the older granitoids of the calcalkaline series, the younger granitoids are accompanied by dioritic, tonalitic and gabbroic intrusions.

With petrographic characteristics intermediate between the alkaline and the calcalkaline series there is a group of granites called of "mixed type" (Capdevila, Corretge and Floor, 1973; Corretge, Ugidos and Martinez, 1977) forming sharp plutons with an induced metamorphism in the host rocks. They are usually quite potassic, megacrystal-bearing granites, and have been intruded when the tectonic stresses were not completely released. They are late-tectonic with respect to the third deformation phase and have diapiric character, deforming slightly the enclosing rocks (Corretge and Martinez, 1978). These granites give radiometric ages of about 300 m.y. (Capdevila and Vialette, 1970; Suarez *et al.*, 1978) and could have been originated by a deeper anatectic process than the leucogranites and in dryer conditions. Their origin is not yet quite understood and they bring a puzzling element into the probably too simplistic classification of the Iberian granitoids.

The granites of the "mixed type" are relatively abundant and form such batholiths as those of Cabeza de Araya (Corretge, 1971), Forgoselo (Capdevila, 1969), Ponferrada and Boal (Suarez, 1970) and La Runa (Gil Ibarguchi, 1979).

XI. — STRUCTURE

Looking at the whole belt, a first order structural feature is the existence of two branches showing an opposite polarity. This polarity is evidenced in the two branches by the following facts: 1) in broad lines, and in spite of its distribution in several belts, metamorphism increases towards the internal zones of each branch; 2) in the two branches exists a symmetrical distribution of sediments, being the Carboniferous rocks mainly concentrated in the two external zones; 3) the folds and thrusts of the oldest (and main) deformation phases face towards the external zone of each branch, although opposite facings are frequent in latter structures; 4) the syntectonic sedimentation migrated in the two branches (and very clearly in the southern branch) from inner to outer zones; 5) there is a change in

tectonic style, from the outer zones with superficial deformation (Paleozoic cover clearly decolled in the Cantabrian zone), to zones with deformation accompanied by cleavages and metamorphism and with the largest structures involving the Precambrian rocks; 6) deformation started in the inner zones and progressed towards the outer zones.

The two branches of the belt are asymmetrical. Comparing one branch to the other, it is seen that in the southern branch sinsedimentary volcanism, basic plutonism and flysch sequences are much more important than in the northern branch. Deformation started probably earlier in the southern than in the northern branch.

The main structures face towards the outer zones and consequently the two branches face in opposite directions. This is clear comparing the Cantabrian and the West Asturian-Leonese zone on one hand and the Ossa-Morena and South-Portuguese on the other, but in between, the direction in which the structures face is less clear and more than one axis of divergence seems to exist (i.e. "blastomylonitic graben" and Cordoba-Abrantes belt).

The age of deformation is clearly Westphalian in the outer zones. In the inner zones the dating of the tectonic events is more difficult due to the scarcity of Carboniferous rocks. Nevertheless, many arguments, such as the older age of flysch deposits, radiometric ages of some granitoids, and even some unconformities, point towards an earlier age for the beginning of deformation (perhaps at the beginning of the Devonian or even earlier) in the southern branch. With the exception of the area between the two branches, deformation started being of tangential type, and the oldest deformation phases gave way to recumbent or asymmetrical very tight folds and overthrusts, that generated metachronously, as deformation migrated from inner to outer zones. A slaty cleavage, and in some areas a first crenulation, were formed in the inner zones of the belt.

The late phases (probably Late Westphalian) gave way to more open folds, with vertical or steeply dipping axial planes and associated crenulation cleavage. Thus, deformation was polyphased and covered a large time span during which plurifacial metamorphism and a complex history of granitoid intrusion took place.

Finally, the last structural element in the Iberian massif consists of several sets of faults, cutting across the earlier structures. Two different periods of faulting can be distinguished. The first gave way to two conjugated sets; the trend of one of them ranges from NNE-SSW to ENE-WSW and the trend of the other from NNW-SSE to NW-SE. Their age can be determined from their relationships to the granite intrusions. In this respect it is observed that the strike-slip component of these faults is higher when they cut the two-mica granites than when they cut the younger calcalkaline ones (280 ± 10 m.y.). The second period affects mainly the western border of the Iberian massif and

gave way to north-trending structures, mainly faults but also kink bands and some other structures. The Coimbra fault, corresponding to this period, cuts across Atunian beds; this, together with the relationships between faults and granites permits us to determine an age younger than 280 m.y. (Early Permian), but older than the Triassic.

XII. — THE POSITION OF THE IBERIAN MASSIF WITHIN THE HERCYNIAN FOLDBELT

The Hercynian foldbelt in Europe has a rather complex outline, including arcs of variable curvature, in contrast to the rectilinear outline of the Caledonian foldbelt. In addition, the Hercynian foldbelt does not crop out continuously, but forms several massifs scattered throughout Europe and separated by areas covered by modern sediments or by oceanic areas, resulting from post-Hercynian continental drift (i.e. Bay of Biscay). For these reasons, the correlation between adjoining massifs and, consequently, the trace of the Hercynian foldbelt from one massif to another have been in many cases controversial.

The basis for correlation is the lineal character of the foldbelt and its first order units. As in the Iberian massif, in the other massifs of Europe the Hercynian foldbelt exhibits a longitudinal zonation, evidenced for the first time by Kossmat (1927). The paleogeographic, tectonic, magmatic and metamorphic features are rather constant in a direction parallel to the trend of the tectonic structures, that is, parallel to the foldbelt, but show sharp changes across it. This distribution confers to the chain its zonality and permits us to compare the different geotraverses across the foldbelt. The different zones within the belt are normally separated by deep accidents indicating repeated mobility during the Hercynian orogenic cycle. This fact suggests a control of paleogeographical and tectonic evolution by shear zones cutting into the basement. The lineal arrangement described is found in the Hercynian structures, in the metamorphism, in the granitoid distribution and in the paleogeographical units. The parallelism of all these different elements is, of course, not perfect, but they show several obliquities, specially if a long segment is considered.

Taking all these elements into consideration it can be concluded that the northern extension of the Hercynian foldbelt is to be found in the Armorican massif, after describing a sharp bend (Ibero-Armorican or Asturian arc), the core of which can be at present seen in the Cantabrian zone. From the Armorican massif, the belt trends southeastward to the Massif Central, in France, and farther on it turns to the northeast and reaches the Bohemian massif.

The cross-section of the Hercynian foldbelt in the Iberian massif has evidenced the existence of two

branches in the orogen; these branches can be followed all along the belt, although not so clearly, since the geotraverses across other segments of the belt are not so complete as the geotraverse across the Iberian massif; the most external part of one of the branches, for example (Cantabrian zone), can be seen only in the Iberian massif.

A rather distinct belt of Upper Paleozoic culm sediments can be traced from the Moravo-Silesian zone to the Rheno-Hercynian, the southwestern part of England and Ireland and finally to the South-Portuguese zone, after describing the Ibero-Armorican arc. All along this belt, the Upper Paleozoic sequence contains important volcanic levels followed by culm deposits (the flysch equivalent deposits in the Hercynian chain). Across Central Europe, this belt is separated by the Hercynian front from the undeformed platform sequences of the cratonic areas to the north; the Hercynian front extends to southwest England and Ireland cutting across the Caledonian belt and farther on probably to New Brunswick (Canada), but it is not found again southwest of the South-Portuguese zone, which is bounded at present to the south by the Atlantic Ocean. The belt described forms the outer

zone of the branch; this zone is separated from the inner zones by a major overthrust which in Central Europe is responsible for the rising of the Crystalline Ridge. A similar accident also exists in the Iberian Peninsula, separating the South-Portuguese from the Ossa-Morena zone (Ferreira de Alentejo-Ficalho overthrust).

The inner zones of the foldbelt form a more complex pattern and the correlations are not so clear. Nevertheless, it is clear that the Central-Iberian zone is equivalent in the southern and central part of the Armorican massif and that the Massif Central extends to the Moldanubian.

The "Cantabrian" branch of the chain is more difficult to trace due to the overprinting of the alpine foldbelt; nevertheless, the West Asturian-Leonese zone has its northeastern extension in the southern extremity of the Massif Central, in France (Montagne Noire). The southeastern extension of the branch is to be found in the Paleozoic outcrops of the Iberian chain. The outermost zone of the branch (Cantabrian zone) can be seen only in the core of the arc, and the arc is so close that it poses a difficult problem of space.

REFERENCES

- 1) ALDAYA F., ARRIBAS A., GONZALEZ-LODEIRO F., IGLESIAS M., MARTINEZ-CATALAN J.R. and MARTINEZ-GARCIA E. (1973). — Presencia de una nueva fase de deformación probablemente preherciniana en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Studia Geol.*, vol. 6, p. 29-48.
- 2) ALMELA A., ALVARADO M., COMA J., FELGUEROSO C. and QUINTERO I. (1962). — Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, vol. 73, p. 195-327.
- 3) AMERON H.W.J. (Van), BLESS M.J.M. and WINKLER PRINS C.F. (1970). — Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain). *Med. Rijks. Geol. Dienst.*, vol. 21, p. 9-79.
- 4) ANTHONIOZ P.M. (1972). — Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, vol. 20, p. 1-112.
- 5) ARPS C.E.S., CALSTEREN P.W.C. (Van), HILGEN J.D., KUIJPER R.P. and TEX E. (Den) (1977). — Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 51, p. 63-94.
- 6) BABIN R.B. (1977). — Relaciones entre deformación, metamorfismo y plutonismo en el sector occidental del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, vol. 88 (6), p. 513-516.
- 7) BALDWIN C.T. (1978). — A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West-Asturian-Leonese zones. NW Spain. In *Geologia de la Parte Norte del Macizo Ibérico*, Parga-Pondal volume, Ed. del Castro (La Coruña), p. 43-70.
- 8) BALDWIN T.C. and JOHNSON H.D. (1977). — Sandstone mounds and associated facies in some Late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal flat/lagoonal deposits. *Sedimentology*, vol. 24, p. 801-818.
- 9) BARD J.P. (1964). — Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Provincia de Badajoz. España). *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 76, p. 175-180.
- 10) BARD J.P. (1969). — Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). *Thèse Fac. Sc. Montpellier*, p. 1-398.
- 11) BARD J.P. and FABRIES J. (1970). — Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). *Bol. Geol. Min.*, vol. 81 (2-3), p. 226-241.
- 12) BASTIDA F. and PULGAR J.A. (1978). — La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (costa cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geol.*, vol. 10, p. 75-159.
- 13) BATEMAN A.M. (1927). — Ore deposits of the Rio Tinto (Huelva) district, Spain. *Economic Geol.*, vol. 22, p. 569-614.

- 14) BERNARD A.J. and SOLER E. (1974). — Aperçu sur la province pyrénéenne Sud-Ibérique. *Centenaire Soc. Géol. Belg.*, p. 287-315.
- 15) BLESS M.J.M. (1971). — Note on the cyclic sedimentation in the Central Carboniferous basin of Asturias (with "A description of rhythmic units along the road of La Nueva" by R.H. Wagner and C.F. Winkler Prins). *Trabajos de Geol.*, vol. 3, p. 41-52.
- 16) BOOGAARD M. (Van den) (1963). — Conodonts of Upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal. *Geol. en Mijnbouw*, p. 248-259.
- 17) BOOGAARD M. (Van den) (1967). — Geology of the Pumarao region (southern Portugal). *These Univ. Amsterdam*, p. 1-113.
- 18) BOUYX E. (1970). — Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 73, p. 1-263.
- 19) BROUWER A. (1964). — Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques Méridionales. *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 8 (1-4), p. 3-10.
- 20) BROUWER A. (1968). — Devonian of the Cantabrian Mountains, Northwestern Spain. In *Internat. Symp. Devonian System*, Calgary, 1957, vol. 2, p. 37-45.
- 21) BUISKOOL TOXOPEUS J.M.A., HAALEBOS P.E.M. and OVERMEEREN F.A. (Van) (1978). — An outline of the petrology and structural geology of the Hercynian complex south of Vigo (Pontevedra, Spain). In *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. I. Parga - Pandal volume*. Ed. del Castro (La Coruña), p. 93-110.
- 22) CALSTEREN P.W.C. (Van) (1977a). — Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 51, p. 57-61.
- 23) CALSTEREN P.W.C. (Van) (1977b). — A mantle-plume model interpretation for the Paleozoic geology of Galicia with emphasis in the Cabo Ortegal area (NW Spain). *Proc. Kon Ned. Acad. Wet.*, ser. B, vol. 80, p. 157-168.
- 24) CALSTEREN P.W.C. (Van) and TEX E. DEN (1978). — An early Palaeozoic continental rift system in Galicia (NW Spain). In *Tectonics and geophysics of continental rifts*, I.B. Ramberg and E.R. Neumann, Edit., p. 125-132.
- 25) CAPDEVILA R. (1969). — Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne). *Thèse Univ. Montpellier*, p. 1-430.
- 26) CAPDEVILA R. and FLOOR P. (1970). — Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, vol. 81 (2-3), p. 215-225.
- 27) CAPDEVILA R. and VIALETTE Y. (1965). — Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 260, p. 5081-5083.
- 28) CAPDEVILA R. and VIALETTE Y. (1970). — Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 270, p. 2527-2530.
- 29) CAPDEVILA R., CORRETGE G. and FLOOR P. (1973). — Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 15 (3-4), p. 209-228.
- 30) CAPOTE R. and FERNANDEZ-CASALS M.J. (1971). — Esquistosidad y tectónica superpuestas en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (prov. Avila). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, vol. 69, p. 175-185.
- 31) CAPOTE R., CASQUET C., FERNANDEZ-CASALS M.J., MORENO F., NAVIDAD M., PEINADO M. and VEGAS R. (1977). — The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.*, vol. 33, p. 343-355.
- 32) CARRINGTON DA COSTA J. (1943). — O Dinançiano entre Grândola e Odemira. *Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Fac. Cienc. Porto*, vol. 30 (ser. 2), p. 5-18.
- 33) CARVALHO D. (1976). — Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa. *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 60, p. 215-238.
- 34) CARVALHO D., GOINHAS J., OLIVEIRA V. and RIBEIRO A. (1971). — Observações sobre a geologia do sul de Portugal e consecuencias metalogenéticas. *Est. Notas Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 20 (1-2), p. 153-199.
- 35) COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY L.B. and BRANNOCK W.W. (1965). — Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 76, p. 483-508.
- 36) CORRETGE G. (1971). — Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). *Tesis Univ. Salamanca*, p. 1-453.
- 37) CORRETGE G. and MARTINEZ F.J. (1978). — Problemas sobre estructura y emplazamiento de los granitoïdes: aplicación a los batolitos hercínicos del centro-oeste de la Meseta Ibérica. In *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico, I. Parga - Pandal volume*, Ed. del Castro (La Coruña), p. 111-138.
- 38) CORRETGE G., UGIDOS J.M. and MARTINEZ F.J. (1977). — Les séries granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol. In *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Internat. C.N.R.S.*, Rennes, 1974, vol. 243, p. 453-461.
- 39) CRIMES T.P., MARCOS A. and PEREZ-ESTAUN A. (1974). — Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: A facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 15, p. 169-184.
- 40) DELEPINE G. (1957). — Observations sur les goniatites du Carbonifère portugais. *Com. Serv. Geol. Port.*, vol. 11, p. 295-304.

- 41) DIEZ BALDA M^a A., MARTINEZ CATALAN J.R., GONZALEZ LODEIRO F. and IGLESIAS M. (1977). — La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geol.*, vol. 12, p. 91-108.
- 42) DROT J. and MATTE Ph. (1967). — Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España). *Notas Com. Inst. Geol. Min Esp.*, vol. 93, p. 87-92.
- 43) FABRIES J. (1963). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques. *Sciences de la Terre*, vol. 4, p. 1-270.
- 44) FARINHA RAMOS J.M. and SANTOS OLIVEIRA J.M. (1975). — Aplicação de métodos conjugados de prospecção - geológicas e geoquímicas - no estudo da área scheelítica de Freixo de Numao (Vila Nove de Foz Côa) no norte de Portugal. *2 Congr. Ibero-Amer. Geol. Econ.* (Buenos-Aires, 1975), vol. 5, p. 225-279.
- 45) FEIO M. (1946a). — Note sur un gisement de fossiles viséens dans les environs de Mértola. *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 27, p. 99-118.
- 46) FEIO M. (1946b). — Contribution à la connaissance de *Posidonomya becheri*. *Comm. Serv. Geol. Port.*, vol. 27, p. 117-134.
- 47) FEIO M. and LOMBARD A. (1958). — La Série de Murraçao. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, vol. 42, p. 123-127.
- 48) FERRAGNE A. (1972). — Le Précambrien et le Paléozoïque de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Thèse Univ. Bordeaux*, p. 1-249.
- 49) FLOOR P. (1966a). — Los metasedimentos y los gneiss graníticos ante-hercínianos. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 36, p. 223-234.
- 50) FLOOR P. (1966b). — Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galiñeiro and surrounding areas. Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 36, p. 1-204.
- 51) FRISCHMUTH E. (1968). — Sedimentation und tektonik in der Sudvariszischen Vortiefe von Sud-Portugal. *Münster Forsch. Geol. Palaeont.*, vol. 4, p. 1-99.
- 52) GARCIA DE FIGUEROLA L. and MARTINEZ-GARCIA E. (1972). — El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca). *Studia Geol.*, vol. 3, p. 33-41.
- 53) GARCIA-LOYGORRI A. and ORTUÑO M.G. (1963). — Estudio geológico de la cuenca carbonífera de Villanueva del Río y Minas (Sevilla). *Terceras Jornadas Nac. y Primeras Intern. Minero-Metalurg.*, vol. 1, p. 821-864.
- 54) GARCIA-LOYGORRI A., ORTUÑO G., CARIDE C., GERVILLA M., GREBER Ch. and FEYS R. (1971). — El Carbonífero de la Cuenca Central de Asturias. *Trabajos de Geol.*, Univ. Oviedo, vol. 3, p. 101-150.
- 55) GARCIA-RAMOS J.C. (1978). — Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera cantábrica. *Trabajos de Geol.*, Univ. Oviedo, vol. 10, p. 195-247.
- 56) GIL CID M.D., GUTIERREZ ELORZA M., ROMARIZ C. and VEGAS R. (1976). — El Ordovícico y el Silúrico del Sinclinal de Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 60, p. 17-29.
- 57) GIL IBARGUCHI I. (1979). — Metamorfismo y plutonismo en la región de Muxia-Finisterre (NW de España). *Tesis Univ. Autónoma Barcelona*, p. 1-220.
- 58) GIL IBARGUCHI I. and MARTINEZ F.J. (in litt.). — Mineralogical evolution of garnet-cordierite bearing rocks from Tormes region.
- 59) GOMEZ DE LLARENA J. and RODRIGUEZ ARANGO C. (1948). — Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 61, p. 79-206.
- 60) GONSALVES F. (1978). — Estado actual do conhecimento geológico do nordeste alentejano. *IVº Curso Ext: Univ. Cienc. Geol. Fac. Ciências Lisboa*.
- 61) GRAAFF J.E. (Van de) (1971). — Three Upper Carboniferous, limestone-rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 46 (2), p. 157-235.
- 62) GROTH J. (1911). — Sur le Primaire de la Sierra Morena. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 150, p. 231-232.
- 63) HAMMAN W. (1974). — *Phacopina* und *Cheirurina (Trilobita)* aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana Lethaea*, vol. 55 (1-5), p. 1-151.
- 64) HAMMAN W. (1976). — The Ordovician of the Iberian Peninsula. In *The Ordovician system* (M.G. Basset, Edit.). *Proc. Pal. Ass. Symp.* Birmingham, 1974, p. 387-409.
- 65) HÖLLINGER R. (1959). — Beitrag zur Kenntnis der Geologie im Südwesten der provinz Huelva. *Thesis Münster Univ.*, p. 1-168.
- 66) JULIVERT M. (1971a). — Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. Jour Science*, vol. 270 (1), p. 1-29.
- 67) JULIVERT M. (1971b). — L'évolution structurale de l'arc asturien. In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1. *Publ. Inst. Fr. Pétrol.* (Technip). I. 2-1. to I, p. 2-28.
- 68) JULIVERT M. (1976). — La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geol.*, Univ. Oviedo, vol. 8, p. 203-309.
- 69) JULIVERT M. (1978a). — Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: a model of deformation-sedimentation relationships. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129 (2), p. 565-592.
- 70) JULIVERT M. (1978b). — Algunas bases para la correlación palaeogeográfica entre los macizos hercínianos del occidente de Europa. In *Geología de la parte Norte de Macizo Ibérico*. I. Parga-Pondal volume, ed. del Castro (La Coruña), p. 159-191.

- 71) JULIVERT M. and MARCOS A. (1973). — Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera; Northwest Spain). *Amer. Journ. Science*, vol. 270, p. 353-375.
- 72) JULIVERT M. and TRUYOLS J. (1974). — Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora. Geol. Astúrica*, vol. 18, (4), p. 57-61.
- 73) JULIVERT M., MARCOS A. and TRUYOLS J. (1972). — L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 4, (1), p. 1-7.
- 74) JULIVERT M., FONTBOTE J.M^a, RIBEIRO A. and CONDE L.E. (1972). — Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Memoria Explicativa 1974, p. 1-113.
- 75) KINKEL A.R. (Jr). (1962). — Observations on the pyrite deposits of the Huelva districts, Spain, and their relation to volcanism. *Economic Geol.*, vol. 57, p. 1071-1080.
- 76) KLEYN H.F.W. (1960). — Contribution to the geology of the Odemira-Sao Luis region (southern Portugal). *Thes. Univ. Amsterdam*, p. 1-114.
- 77) KOSSMAT F. (1927). — Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. *Sachs Geol. Landesamt Abh.*, vol. 1, p. 1-39.
- 78) KULLMANN J. (1963). — Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonioideos de la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geol.*, vol. 19, p. 161-191.
- 79) LOBATO L. (1977). — Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva. Publ. Inst. F. Bernardino de Sahagún. *C.S.I.C.*, vol. 1, p. 1-200.
- 80) LOTZE F. (1945a). — Einige Probleme des Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, p. 1-12.
- 81) LOTZE F. (1945b). — Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, vol. 6, p. 78-92.
- 82) LOTZE F. (1956). — Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*, p. 129-139.
- 83) LOTZE F. (1961). — Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl.*, vol. 6, p. 1-216.
- 84) MAAS K., (1974). — The geology of Liebana, Cantabrian Mountains. Deposition and deformation in a flysh area. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 49, p. 379-465.
- 85) MARCOS A. (1971b). — Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el Occidente de Asturias (NW de España). *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 15 (4), p. 59-61.
- 86) MARCOS A. (1973). — Las Series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias. *Trabajos de Geol.*, vol. 6, p. 1-113.
- 87) MARTINEZ F.J. (1974a). — Estudio del área metamórfica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). *Tesis Univ. Salamanca*, p. 1-186.
- 88) MARTINEZ F.J. (1974b). — Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trabajos de Geología*, vol. 7, p. 3-59.
- 89) MARTINEZ F.J. (1974c). — Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trabajos de Geología*, vol. 7, p. 61-141.
- 90) MARTINEZ-GARCIA E. (1971). — Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora (NW de España). *1^{er} Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econ.* (Madrid-Lisboa, 1971), sect. 1, vol. 1, p. 273-286.
- 91) MARTINEZ-GARCIA E. (1973). — Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Studia Geológica*, vol. 5, p. 7-106.
- 92) MATTE Ph. (1968a). — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Trav. Lab. Géol. Sc. Grenoble*, vol. 44, p. 1-127.
- 93) MATTE Ph. (1976). — Raccord des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. *Nova Acta Leopoldina*, vol. 224 (45), p. 239-262.
- 94) MATTE Ph. and RIBEIRO A. (1967). — Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: grandes nappes ou extrusions? *C.R. Ac. Sc.*, vol. 264, p. 2268-2271.
- 95) Mc GILLAVRY H.J. (1961a). — The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo, Southern Portugal. *C.R. 4^{me} Congr. Strat. Geol. Carb.* (Herlen, 1958), vol. 2, p. 395-408.
- 96) Mc GILLAVRY H.J. (1961b). — Deep or not deep, fore deep of after deep? *Geol. Mijnb.*, vol. 40, p. 133-148.
- 97) MEERBEKE G.L.E. (Van), HILGEN J.D. and FLOOR P. (1973). — Preliminary results of the investigation of the Central Galician schist area (prov. of Orense an Pontevedra, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 49 (1), p. 33-37.
- 98) MENDES F. (1968). — Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Geol. Fac. Cienc Lisboa*, vol. 11 (1), p. 1-155.
- 99) MENDEZ-BEDIA I. (1976). — Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geol.*, vol. 9, p. 1-93.
- 100) MINNIGH L.D. (1975). — Tectonic and petrographic aspects of an area SW of the Lalin unit (Prov. Orense and Pontevedra, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 49 (3), p. 499-504.
- 101) MOHR C.G. Van Der Meer (1975). — The Paleozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 49, p. 487-497.
- 102) MORENO F. (1975). — Olistostromas, fangoconglomerados y "slumpfolds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, p. 249-260.
- 103) MORENO F., VEGAS R. and MARCOS A., (1976). — Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sardica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 20, (1), p. 8-16.

- 104) NEDERLOF M.H. (1959). — Structure and sedimentology of the Upper carboniferous of the upper Pisuerga valley, Cantabrian mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 24, p. 603-703.
- 105) NORONHA F. and SAAVEDRA J. (1975). — Estudo petrologico e tectónico da área tungstífera de Borralha (Norte de Portugal). 2º Congr. Ibero-Amer Geol. Econ. (Buenos Aires, 1975), vol. 5, p. 227-246.
- 106) NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A. and RIBEIRO M^a L. (in litt.). — Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le nord-ouest péninsulaire. *Leidse Geol. Meded.*
- 107) OELE E. (1964). — Sedimentological aspects of four Lower- Paleozoic Formations in the Northern part of the Province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 30, p. 1-99.
- 108) OEN ING SOEN (1970). — Granite intrusion, folding and metamorphism in central Portugal. *Bol. Geol. Min.*, vol. 81 (2-3), p. 271-298.
- 109) OLIVEIRA J.T., HORN M. and PAPROTH E. (in litt.). — Note on the stratigraphy of the South-portuguese Carboniferous flysch group. *Com. Serv. Geol. Port.*
- 110) ORTUÑO M.G. (1971). — Middle Westphalian strata in South-West Spain. *C.R. 6^{me} Congr. Intern. Strat Géol. Carbonif.* (Sheffield, 1967), vol. 3, p. 1275-1292.
- 111) OVERMEEREN R.A. (Van). (1975). — A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, vol. 26, p. 293-307.
- 112) PARGA-PONDAL I., MATTE P. and CAPDEVILA R. (1964). — Introduction à la géologie de l' "Ollo de Sapo", formation porphyroïde anté-silurienne du nord-ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 76, p. 119-154.
- 113) PEREZ-ESTAUN A. (1973). — Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del antiformal del Narcea (NW España). *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 17 (1), p. 5-16.
- 114) PEREZ-ESTAUN A. (1974). — Aportaciones al conocimiento del carbonífero de San Clodia (Prov. de Lugo). *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 18 (1), p. 3-8.
- 115) PEREZ-ESTAUN A. (1978). — Estratigrafía y estructura de la rama S de la zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 92, p. 1-151.
- 116) PEREZ-ESTAUN A. and MARTINEZ F.J. (1978). El Precámbrico del antiformal del Narcea en el sector de Tineo-Cangas del Narcea (NW de España). *Trabajos de Geol.*, vol. 10, p. 367-377.
- 117) PFEFFERKORN H.W. (1968). — Geologie des Gebietes zwischen Serpa und Mertola (Baixo Alentejo, Portugal). *Münst. Forsch. Geol. Paläont.*, vol. 9, p. 1-134.
- 118) PORTUGAL V. and FERREIRA M.R. (1965). — Geologia e petrologia da região da Rebordelo-Vinhais. *Rev. Fac. Cienc. Univ. Coimbra*, vol. 36, p. 1-287.
- 119) PRADO C. De (1855). — Sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 12, p. 182-204.
- 120) PRIEM H.N.A., BOELRIJK N.A.I.M., VERSCHURE R.H., HEBEDA E.H. and VERDURMEN E.A.Th. (1970). — Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helvetiae*, vol. 63 (1), p. 255-274.
- 121) PRUVOST P. (1914). — Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 10, p. 1-21.
- 122) PUSCHMANN H. (1967). — Zum problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geol. Rundschau*, vol. 56 (2), p. 528-542.
- 123) RAMBAUD F. (1969). — El sinclinal carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 71, p. 1-230.
- 124) READING H.G. (1970). — Sedimentation in the Upper Carboniferous of the Southern flanks of the central Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 81 (1), p. 1-41.
- 125) REIJERS T.J.A. (1972a). — Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the Embalse de La Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 42 (2), p. 163-249.
- 126) REIJERS T.J.A. (1972b). — Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of Eifelian, Givetian and Frasnian strata between the river Porma and the Embalse de La Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Geol. en Mijn.*, vol. 52 (3), p. 115-124.
- 127) RIBEIRO A. (1970). — Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). *Com. Serv. Geol. Portugal*, vol. 54, p. 115-138.
- 128) RIBEIRO A. (1974). — Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Occidental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, vol. 24, p. 1-168.
- 129) RIBEIRO L. and RIBEIRO A. (1974). — Signification paléogéographique et tectonique de la présence de galets de roches métamorphiques dans un flysch d'âge dévonien supérieur du Trás-os-Montes oriental (Nord-Est du Portugal). *C.R. Ac. Sc., Série D*, vol. 278, p. 3161-3163.
- 130) RIBEIRO A., CRAMEZ C. and REBELO J.A. (1964). — Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 258, p. 263-265.
- 131) RIEMER W. (1963). — Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien). *Abh. N. Jb. Geol. Paläont.*, vol. 117 (1-3), p. 273-285.
- 132) RIES A.C. and SHACKLETON R.M. (1971). — Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature Ph. Sc.*, vol. 234 (47), p. 65-68 and 69.
- 133) SAUPE F. (1971b). — La série ordovicienne et silurienne d'Almaden (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. In Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, *Mém. B.R.G.M.*, vol. 73, p. 355-365.
- 134) SAUPE F. (1973). — La géologie du gisement de mercure d'Almaden. *Sciences de la Terre*, vol. 29, p. 1-342.
- 135) SCHERMERHORN L.J.G. (1971). — An outline stratigraphy of the Iberian pyrite belt. *Bol. Geol. Min.*, vol. 82 (3-4), p. 239-268.

- 136) SDZUY K. (1961). — Das Kambrium Spaniens. Teil II, Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. mat. naturw. Kl.*, vol. 7-8, p. 217-408 (499-690).
- 137) SDZUY K. (1971a). — Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ.*, vol. 2, p. 753-768.
- 138) SIMON W. (1950). — Zur Geschichte der spanischen Sierra Morena. Variscische Sedimente der Sierra Morena. Das Kohlenbecken von Villanueva. *Senckenberg*, vol. 31, (5-6), p. 299-311.
- 139) SITTER L.U. De (1959). — The Rio Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, vol. 56, p. 3-24.
- 140) SITTER L.U. De (1962). — The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, p. 255-264.
- 141) SOUSA M.B. (1971). — Petrografia e petrologia das rochas metamórficas modificadas pelos plutonitos pós-tectónicos de Valpaços e de Sa. *Trab. Serv. Fom. Min.*, vol. 21 (1-2), p. 55-79.
- 142) STRAUSS G.K. (1965). — Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos. en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 77, p. 1-266.
- 143) STRAUSS G. and MADEL J. (1974). — Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-portuguese Pyrite Belt. *Geol. Rundschau*, vol. 63 (1), p. 191-211.
- 144) SUAREZ O. (1970). — Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Asturleonese (NW España). *Tesis Univ. Salamanca*, p. 1-284.
- 145) SUAREZ O., RUIZ F., GALAN J. and VARGAS I. (1978). — Edades Rb-Sr de granitoides del occidente de Asturias (NW España). *Trabajos de Geol.*, vol. 10, p. 437-442.
- 146) TAMAIN G. (1971). — L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.*, vol. 73, p. 403-416.
- 147) TAMAIN G. (1972). — Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *Thèse Univ. Paris-Sud*, p. 1-890.
- 148) TEIXEIRA C. and PAIS J. (1973). — Sobre a presença de Devónico na região de Bragança (Guadramil e Mofreira) e de Alcañices (Zamora). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. 18, p. 199-202.
- 149) TEX E. Den (1961). — Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, p. 75-91.
- 150) TEX E. Den (1966). — Aperçu pétrologique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 36, p. 211-222.
- 151) TEX E. Den (1978). — A pre-Variscan continental rift system in NW Spain. *Krystalinikum*, vol. 14, p. 19-31.
- 152) TEX E. Den and FLOOR P. (1967). — A blastomylonitic and polymetamorphic "Graben" in Western Galicia (NW Spain). In *Etages Tectoniques. A la Baconnière*. Ed., p. 169-178.
- 153) TEX E. Den and FLOOR P. (1971). — A synopsis of the geology of Western Galicia. In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Franç. Pétrole*, Ed. Technip: I. 3-1 to I. 3-14.
- 154) VOGEL D.E. (1967). — Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal. NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 40, p. 121-213.
- 155) WALTER R. (1968). — Die Geologie in der Nord-östlichen Provinz Lugo (Nord-West Spanien). *Geot. Forsch.*, vol. 27, p. 3-70.
- 156) WOENSDREGT C.F. (1966). — Informe preliminar sobre los estudios de la petrografía del extremo occidental de Galicia. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 36, p. 261-278.
- 157) ZAMARREÑO I. (1972). — Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, vol. 5, p. 1-118.
- 158) ZAMARREÑO I. (1975). — Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In *Tidal deposits: A case book of recent examples and fossil counterparts*, R.N. Ginsburg (Ed.), p. 323-332.
- 159) ZAMARREÑO I. (1976). — Depósitos carbonatados de tipo "Tidal flat" en el Devónico inferior del NW de España. *Trabajos de Geología*, vol. 8, p. 59-85.
- 160) ZAMARREÑO I. (1977). — Early Cambrian carbonates in Southern Spain. In *Fossil Algae* (E. Flügel, Edit.), p. 360-365.
- 161) ZAMARREÑO I. (1978). — Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. In *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico*. I. Parga-Pondal. volume. Ed. del Castro (La Coruña), p. 287-311.
- 162) ZAMARREÑO I. and DEBRENNE F. (1977). — Sedimentologie et biologie des constructions organogènes du Cambrien inférieur du Sud de l'Espagne. 2nd Symp. Internat. Coraux et Récifs coral. Foss., Paris, 1975. *Mem. B.R.G.M.*, vol. 89, p. 49-61.
- 163) ZAMARREÑO I. and PEREJON A. (1976). — El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona asturoccidental-leonesa. NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 20 (2), p. 17-32.
- 164) ZAMARREÑO I., VEGAS R. and MORENO F. (1976). — El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su la posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (Centro de España). *Breviora Geol. Astúrica*, vol. 20 (4), p. 56-64.
- 165) ZAMARREÑO I., HERMOSA J.L., BELLAMY J. and RABU D. (1975). — Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona asturoccidental-leonesa. NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, vol. 19 (3), p. 40-48.
- 166) ZOURN A. Van (1969). — Structural petrology of an area near Santiago de Compostela (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 45, p. 1-71.
- 167) ZWART H.J. et al. (1973). — Metamorphic Map of Europe 1 : 2.500.000, 13 sheets, UNESCO, Edit.

Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée

par R. BOURROUILH (*), T. COCOZZA (**), M. DEMANGE (***), M. DURAND-DELGA (****), S. GUEIRARD (*****), G. GUITARD (*), M. JULIVERT (*****), F.J. MARTINEZ (*****), D. MASSA (*****), R. MIROUSE (****) et J.B. ORSINI (*****)

Résumé. — L'Europe du Sud se caractérise par l'existence généralisée d'un socle para et orthogneissique relevant d'un cycle cadomien. Après arasement de cette chaîne cadomienne, la paléogéographie du Cambrien est typiquement post-tectonique et, s'accompagnant d'un volcanisme acide important, présente ainsi de multiples analogies avec la période triasique.

Le cycle calédonien est responsable de réajustements profonds, péri-orogéniques (l'orogène calédonien se constitue au N de ce domaine) et eustatiques (constitution, puis résolution de l'inlandsis austral) qui se traduisent dans la sédimentation (disconformités locales, conglomérats généralisés).

La partie N (Montagne Noire, Provence, Sardaigne) se rattache au domaine acadien, la Corse du N devant même être replacée au niveau de la zone arverno-vosgienne.

Précédé de phases de rifting avec volcanisme basique (Provence), le Dévonien est probablement lié à la constitution d'un néo-océan ouvert à l'Est sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle (Paléotéthys). En effet, toute une paléogéographie de marges et bassins océaniques se différencie et précède la tectonique majeure du Paléozoïque supérieur.

Le tectorogène varisque se constitue au Sud de la zone acadienne. Les déformations intenses, accompagnées de métamorphisme, affectent la région Catalanides - Pyrénées - Montagne Noire - Provence - Sardaigne qui forme donc un seul ensemble continental. La structuration profonde du socle (nappes de socle : Pyrénées, Montagne Noire) paraît provoquer le déclenchement de nappes tectoniques superficielles (Montagne Noire), passant à des nappes gravitatives, puis à de vastes olistostromes (Montagne Noire, Mouthoumet) qui se répercutent dans les sédimentations de toute l'Europe du Sud (Baléares, Rif, Kabylie, Bétique).

Le magmatisme calco-alkalin carbonifère-permien définit une province homogène groupant Pyrénées - Catalanides - Montagne Noire - Sardaigne et Corse méridionale ; ces éléments crustaux sont donc ainsi encore groupés à la fin de l'orogénèse varisque.

Les décrochements tardi-hercyniens d'Europe du Sud apparaissent liés à une nouvelle phase d'expansion de la croûte terrestre. C'est souvent suivant de grands accidents crustaux nés ou ravivés au Paléozoïque que se produisent les événements majeurs alpins.

Un magmatisme alcalin du Permien inférieur succède à cette structuration et semble annoncer la formation de la marge européenne de la Téthys.

Abstract. — Cadomian orogeny reaches southern Europe where a para and orthogneissic basement appears as a generalised fact. Wide erosion of the cadomian belt is followed by a post-orogenic cambrian paleogeography, with development of an important acidic volcanism related to a distension of the basement. Thus Cambrian of southern Europe looks quite closely to triassic period.

Caledonian cycle provokes crustal down and upwarping which must be related to peri-orogenic (caledonian orogeny develops north of southern Europe) and eustatic (building and vanishing of austral inlandsis) events which have been recorded in the sediments (local disconformities, widespread conglomerates).

(*) Université Pierre et Marie Curie, Paris (France).

(**) Université de Sienna (Italie).

(***) Ecole des Mines, Paris (France).

(****) Université de Toulouse III (France).

(*****) Université d'Aix-Marseille III (France).

(******) Université autonome de Barcelone (Espagne).

(******) C.F.P., Paris (France).

Travail réalisé dans le cadre du P.I.C.G. N° 5 : Corrélations des événements prévarisques et varisques de l'orogène alpin de Méditerranée.

The northern part of the area (Provence, Montagne Noire, Sardinia) pertains to the Acadian belt, meanwhile Northern Corsica must be situated in the arverno-vosgian zone.

Following a continental phase of rifting marked by basic volcanism (Provence), Devonian period shows a complicated paleogeography with the constitution of margins and oceanic basins which are related most probably to the birth of a new ocean. This ocean opened in the East, at the place of the actual Mediterranean area and these events precede the major tectonic period, occurring during late Paleozoic.

The variscan Tectorogen takes place south of the Acadian belt. Intensive structuration and metamorphism occur in the area grouping Catalanids - Pyrenees - Montagne Noire - Provence - Sardinia and which so form a single continental block.

Basement structuration (pennic nappes : Pyrenees, Montagne Noire) is accompanied by superficial tectonic nappes (Montagne Noire) passing to gravitative nappes and thus to widespread olistostromes (Montagne Noire, Mouthoumet).

Same Permo-Carboniferous calco-alkaline magmatism occur in Catalanids - Pyrenees - Montagne Noire - Sardinia and southern Corsica showing that these elements are always grouped after the variscan orogeny.

Late variscan fracturation of southern Europe seems to be connected with a new distensive phase. Alpine events will often follow these major crustal trends.

Lower Permian alkaline magmatism follow this structuration and could be related to the formation of the european margin of the Tethys.

INTRODUCTION

Le Précambrien et le Paléozoïque de l'Europe du Sud sont différentiellement impliqués dans l'orogène alpin, auquel se superposent les structures d'oblitération méditerranéennes récentes.

Aussi un essai de corrélation se heurte-t-il non seulement à un morcellement des affleurements, mais aussi à des superpositions d'événements qui s'étendent sur plus de 600 millions d'années.

Cependant, un certain nombre de traits structuraux, sédimentologiques et donc paléogéographiques sont communs aux éléments régionaux constituant cette vaste région (fig. 1).

I. — LES ELEMENTS REGIONAUX

A) LES PYRENEES

Reposant généralement sur un socle métamorphique, le Paléozoïque se divise en Paléozoïque inférieur et Paléozoïque supérieur.

a) LES PYRENEES OCCIDENTALES ET CENTRALES (*)

1) Lithostratigraphie.

α) *Ensembles métamorphiques.* Ils apparaissent à la partie inférieure de séries paléozoïques auxquelles ils passent en continuité et concordance : phyllades et quartzites « cambro-ordoviciens » du domaine épizonal y surmontent des micaschistes mésozonaux dont les parties profondes s'enrichissent en pegmatites et corps granitoïdiques (ex. : dôme de la Garonne). Mais parfois,

il s'agit de noyaux orthogneissiques basiques, accompagnés de gneiss alumineux du faciès granulite, et surmontés en discordance (?) cartographique par des gneiss hétérogènes passant eux-mêmes progressivement à la série paléozoïque : on a vu là (Massif du Labourd-Ursuya) les témoins d'un socle précambrien (cadomien) surmonté de sa couverture (Boissonnas).

β) *Séries du Paléozoïque « inférieur ».* Leur nature est assez hétérogène dans le revêtement immédiat du « Précambrien », comme dans les parties les plus profondes des aires anticlinales : arkoses, assises carbonatées et volcanites, s'intercalant dans un ensemble de type plate-forme (?) à dominante grésopélitique de quelque 1000 à 1500 m de puissance (Ursuya, Venasque en Luchonnais). Au-dessus, une série grésopélitique plus homogène, d'épaisseur comparable, se signale par la présence de premières faunes (Graptolites de l'Ordovicien moyen au Pays Basque : Dégardin) ainsi que par des décharges conglomératiques dont les plus significatives (Rioumajou en Val d'Aude ; Luchonnais) sont hypothétiquement placées à la base de l'Ordovicien (phase sarde ?).

γ) *Séries du Paléozoïque « supérieur ».* On les fait débiter au niveau du Caradoc. Cette coupure a au moins l'avantage de coïncider avec un épisode actif de l'histoire de l'orogène (phase « taconique » précoce ?) : les décharges conglomératiques y accompagnent des manifestations volcaniques, acides et basiques, dans un paysage sédimentaire agencé le long de fractures E-W (Pierrefitte en Bigorre). Calcaires et shales à faunes benthiques font ensuite transition avec l'uniforme et calme sédimentation silurienne (ampélites à Graptolites, calcaires à Cardioles et Orthocères) qui se prolongera jusqu'aux premiers temps dévoniens.

Les séries dévoniennes sont beaucoup plus étendues en affleurement, plus fossilifères et diversifiées. Elles s'organisent déjà suivant les directions dominantes de la chaîne actuelle.

(*) par R. Mirouse.

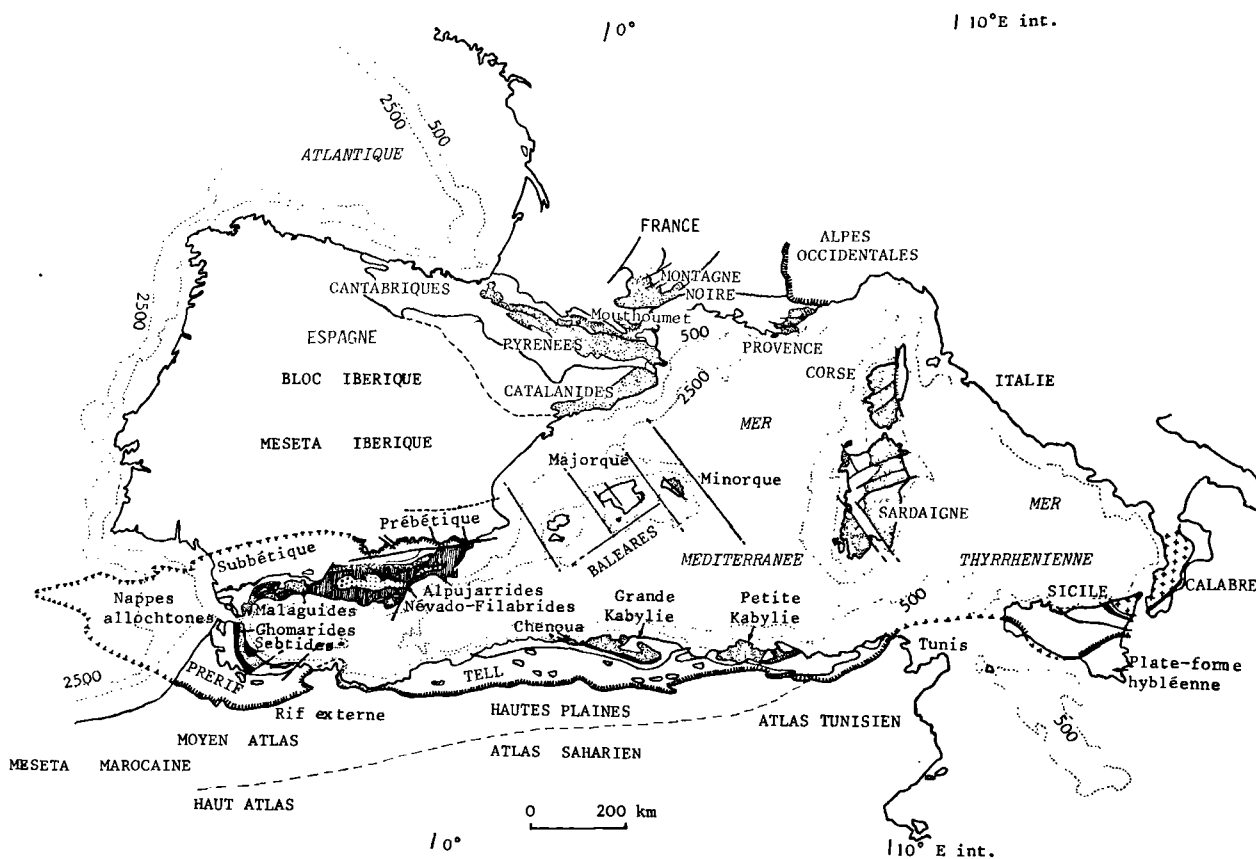


Fig. 1. — Localisation des éléments régionaux du Sud de l'Europe et de l'Ouest de la Méditerranée, dans leur cadre structural alpin. (Bourrouilh, 1976, modifié).

S'individualise, par exemple, un domaine « septentrional » (partie Nord de l'actuelle zone axiale) où prédominent les séries marneuses et carbonatées (500 à 1 000 m) ; une aire plus « médiane » (du Val d'Ossau au Val d'Aran) recueillait, dans le même temps, des successions plus épaisses (1 000 à 2 500 m et plus diversifiées avec accumulations volcano-sédimentaires, séries carbonatées rythmées (Val d'Aure ; Gavarnie) avec olistostromes sur les flancs des bassins (Bouquet et Stoppel, 1975), et aussi puissantes séries détritiques, à caractère flyschöïde, localement accusé (Sia ; Louron ; Val d'Aran) dans le Dévonien supérieur ; plus au Sud et au Sud-Ouest s'installent d'importantes constructions récifales (Haut Ossau ; Haut Gallego), en marge de secteurs précocement (?) émergés.

On assiste à une uniformisation certaine des conditions sédimentaires au niveau du passage Dévonien - Carbonifère, avec des séries condensées (20 à 100 m), à dominante bio-chimique (griottes) et faunes pélagiques : cette uniformisation est accusée par le caractère

transgressif de certaines assises dinantiennes, sans qu'une discordance autre que cartographique ait pu être relevée. Des séries rythmées de calcaires sombres, avec brèches synsédimentaires, précèdent au Namurien l'installation de dépôts « culm » (jusqu'à 2 000 m) annonciateurs de l'orogénèse varisque (Bassin d'Urdos ; Haut Aragon, etc.). S'y intercalent des épandages conglomératiques, des brèches granoclassées mais aussi, localement, des calcaires construits, avec faunes benthiques d'eaux peu profondes (Val d'Aure : olistolithes (?)). Dans tout cet ensemble, flores et faunes n'ont pas permis de repérer de terrains plus récents que le Westphalien A (Aragon).

δ) *Paléozoïque post-varisque*. Il s'agit là de formations molassiques, discordantes, à caractère continental intramontagneux. Les termes les plus anciens sont attribués le plus souvent au Stéphanien moyen ou supérieur (Flores de la Rhune, du Haut Gallego, etc.). C'est ce qui a conduit à l'évocation d'une phase « asturienne » de l'orogénèse varisque.

2) Métamorphisme.

Les effets du *métamorphisme* se sont manifestés par un gradient de température relativement fort. Dans des sortes de « dômes thermiques », sous l'épizone, se succèdent ainsi les zones à biotite, staurotide-andalousite-cordiérite, andalousite-cordiérite, cordiérite-sillimanite (Dôme de Bosost). La montée des isogrades s'est faite plus ou moins haut dans la colonne stratigraphique, l'isograde de la sillimanite pouvant, par exemple, parvenir dans le Dévonien (Lesponne) ou se trouver confiné dans le Paléozoïque inférieur.

Les gneiss « précambriens », avec leurs associations à orthopyroxène et plagioclase calcique, leurs leptynites à grenat, relèvent d'un métamorphisme catazonal du faciès des granulites) : il s'agit bien du reliquat d'un métamorphisme précambrien, ou peut-être d'une phase précoce du métamorphisme varisque.

3) Tectonique.

L'analyse des déformations varisques est chose complexe et conduit, suivant les auteurs, à des schémas assez variés. On peut y trouver mention, entre autres, de :

— déformations « précoces », anté ou synmétamorphiques, avec plis couchés (subméridiens ?) ou simples ondulations concentriques et peut-être glissements plats intrasédimentaires ;

— déformations contemporaines du paroxysme métamorphique : plis à échelle cartographique, de direction proche de E-W, avec schistosité de crénulation, passant à la foliation et au litage tectonique dans les mica-schistes et les gneiss ; plongement et orientation de cette schistosité seraient variables dans le détail, tendant à mouler les édifices gneissiques (et aussi les corps plutoniques) ;

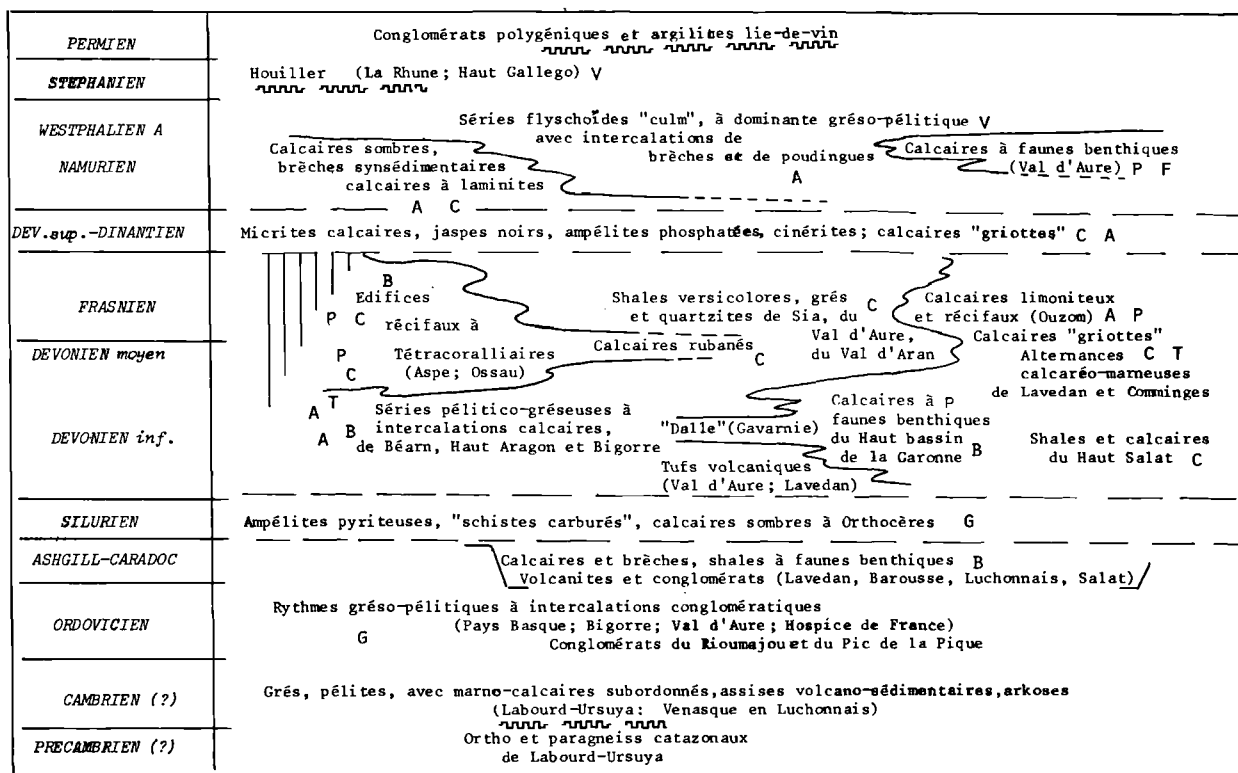


Fig. 2. — Séries paléozoïques dans la partie occidentale de la Zone axiale des Pyrénées (Mirouse).

Fossiles significatifs : A, Ammonoïdes. — B, Brachiopodes. — C, Conodontes. — G, Graptolites. — P, Coralliaires. F, Foraminifères. — T, Trilobites. — V, Végétaux.

Dans la partie gauche du tableau : secteurs méridionaux et sud-occidentaux du bâti axial ; dans la partie centrale : secteurs médians ; dans la partie droite : secteur septentrionaux. Traits ondulés : discordances.

— déformations conduisant à la genèse de plis à axes redressés, en relation avec de grands cisaillements longitudinaux (E-W à N 110°), l'orientation des plans axiaux varie avec la distance à ces fractures ; ces déformations sont contemporaines d'une phase rétrograde, mais encore de degré élevé, du métamorphisme ;

— déformations E-W, reprenant les accidents sus-indiqués et pouvant conduire à l'horizontalisation de certaines structures redressées issues des précédentes « phases » (Soula).

4) Magmatisme.

Les manifestations magmatiques se sont concrétisées, d'une part, sous forme d'épisodes volcaniques à différents niveaux tels que :

— base du Cambrien volcano-sédimentaire du Luichonnais ;

— sommet de l'Ordovicien : volcanismes acide et basique de la région de Pierrefitte en Bigorre (minéralisations stratiformes associées) ;

— base du Dévonien : tufs à tendance basique du Val d'Aure ;

— passage Dévonien-Carbonifère : tufs à cinérites (Béarn) ;

— Stéphanien supérieur-Permien : spilites et kéra-
tophyres, issus de tholéïtes (Ossau).

D'autre part, il leur correspond la mise en place de corps granitoïdiques à divers niveaux jusque dans le Carbonifère inférieur (Néouvielle). Ils associent des granodiorites à tout un cortège de roches plus basiques (Cauterets, Bordères). Leur mise en place apparaît essentiellement comme contemporaine des déformations, l'âge de — 290 M.A. a été relevé pour le Massif de Cauterets (Debon). L'organisation structurale et métamorphique de leur encaissant n'est pas sans rappeler, à une autre échelle, celle qui existe dans l'enveloppe des culminations cristallophylliennes. Un chevelu filonien, à caractère doléritique, recoupe ces massifs et leur encaissant ; il est décrit comme postérieur au volcanisme stéphano-permien ; il s'agirait donc là d'une toute dernière manifestation du cycle varisque.

b) LES PYRENEES ORIENTALES (*)

1) Lithostratigraphie.

a) *Le socle anti-paléozoïque* est formé : 1° d'orthogneiss œillés ou homogène dérivant d'anciens massifs de granitoïdes porphyroïdes ou non (métagranites) chimisme calco-alcalin, représentant des intrusions supracrustales post-tectoniques (le type en est les gneiss œillés du Canigou) ; 2° de paragneiss variés dérivant principalement de séries de grauwackes à intercalations pélitiques (kinzigites), basiques ou carbonatées. Ce sont les orthogneiss du Canigou qui ont fourni les datations

(*) par G. Guitard.

radiométriques rappelées ci-dessous, permettant d'attribuer un âge cadomien (Précambrien terminal) aux métagranites. L'âge des paragneiss n'est pas connu ; ils constituaient dans certains domaines (Albères) l'encaissant des granites cadomiens (fig. 3).

Les noyaux de socle précambrien ont une lithologie généralement contrastée par rapport à celle de la couverture paléozoïque et la limite socle-couverture est parfois soulignée par une discordance cartographique nette (Albères, Aston). Les noyaux de socle sont répartis en trois bandes allongées WNW-ESE : 1° la bande de la zone nord-pyrénéenne renferme essentiellement des paragneiss dont la base appartient au faciès des granulites (cf. infra) ; 2° la bande septentrionale de la zone axiale comporte des orthogneiss au nord et des paragneiss au sud ; 3° la bande méridionale de la zone axiale n'est pratiquement formée que d'orthogneiss. Cette configuration du socle était acquise antérieurement à l'orogénèse hercynienne.

β) *La couverture paléozoïque.*

Le *Paléozoïque inférieur*, azoïque, comprend à la base une série attribuée au Cambrien s.l. qui offre une lithologie diversifiée et présente des variations régionales importantes ; le type en est la « série de Canaveilles » dans la vallée de la Têt ; au sommet une puissante série de type flysch dont le type est « les schistes de Jujols », attribuée à l'Ordovicien.

L'attribution au Cambro-ordovicien de ces séries est acceptable puisque le socle antépaléozoïque sur lequel ces terrains ont été transgressifs a été daté à 535 M.A. par la méthode Rb-Sr (roche totale) et à 580 M.A. par la méthode U-Pb.

Les lithotypes les plus remarquables de la série de Canaveilles sont : 1° des formations carbonatées, certaines présentant des variations de puissance très rapides (origine récifale) ; 2° des niveaux d'origine volcano-sédimentaire ; 3° des roches volcanogènes acides et basiques ; 4° des niveaux d'origine sapropélitiques (schistes carburés ou graphiteux) ; 5° des quartzites rubannés. Indépendamment de ces intercalations variées, la série de Canaveilles est constituée de métapélites associées à des niveaux subordonnés de métagrauwackes.

La faille de la Têt paraît avoir été une frontière paléogéographique entre Pyrénées catalanes et le reste des Pyrénées au début du Paléozoïque.

2) Métamorphisme.

Le socle cadomien et le Paléozoïque transgressif ont été réchauffés à l'Hercynien avec développement d'un métamorphisme régional de type basse-pression à andalousite et staurotide, dont la culmination s'est produite après le paroxysme orogénique (cf. supra). L'intensité du métamorphisme augmente partout avec la profondeur. Le degré est épizonal dans le Paléozoïque supérieur et le sommet du Cambro-Ordovicien. La mésozone et la catazone, cette dernière avec anatexie régio-

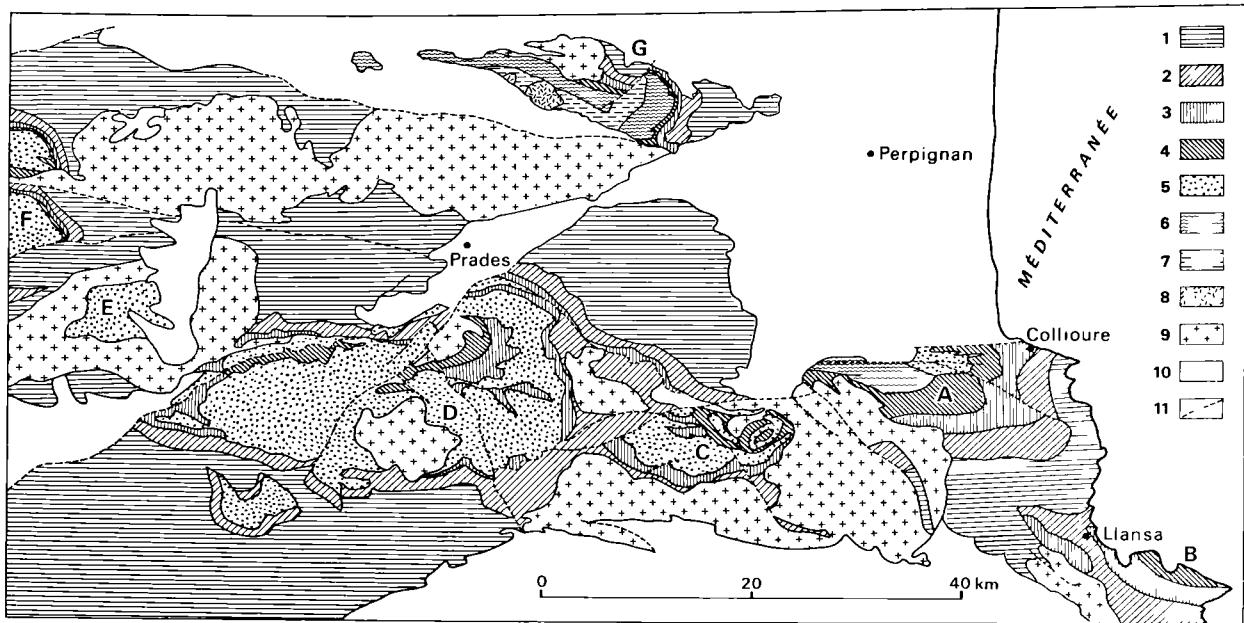


Fig. 3. — Carte des zones du métamorphisme régional hercynien dans les Pyrénées orientales (d'après Autran *et al.*).

- Terrains de l'enveloppe paléozoïque : 1, zone de la chlorite. — 2, zone de la biotite. — 3, zone de la cordiérite et de l'andalousite. — 4, zone de la sillimanite associée à la muscovite, passant à la zone de la sillimanite associée au feldspath potassique dans les massifs des Albères et de l'Agly.
- Terrains dérivant du socle précambrien *sensu lato* : 5, gneiss généralement œillés (le plus souvent orthogneiss) dérivant des granites calco-alcalins précambriens (granites rapakiwi du Canigou). — 6, paragneiss à silicates alumineux de la zone sillimanite feldspath potassique. — 7, paragneiss appartenant au faciès des granulites à orthopyroxène et grenat. — 8, massifs charnockitiques. — 9, granitoïdes hercyniens. — 10, terrains posthercyniens.
- // Failles : A, massif des Albères. — B, zone de Llansa - Cap Creús. — C, massif du Roc de France. — D, massif du Canigou et de la Garança. — E, massif de Mont-Louis. — F, massif de l'Aston et de l'Hospitalet. — G, massif de l'Agly.

nale, sont généralement atteintes dès la base du Paléozoïque dans la couverture, sauf dans le Canigou où cette dernière reste mésozonale, particularité qu'explique une modalité de l'effet de socle (cf. infra). En effet, la structure thermique régionale (fig. 3) exprimée par la configuration des isogrades présente une disposition remarquable par rapport à la limite socle-couverture : les principaux isogrades (+ biotite, + cordiérite, + andalousite, — staurotide, etc., y compris l'isograde d'anatexie) tendent à se paralléliser à cette limite ; dans la couverture, ils sont situés à proximité du socle, ce qui entraîne la faible épaisseur des zones métamorphiques progrades, d'où une impression de « centrage » des isogrades de la couverture autour des noyaux de socle, phénomène décrit sous le nom « d'effet de socle ». La catazone peut atteindre le degré « faciès des granulites » dans les massifs nord-pyrénéens, l'isograde de l'hypersthène apparaissant cependant à un niveau relativement peu profond de la série métamorphique. L'âge hercynien de ces « granulites » est prouvé

dans l'Agly. Néanmoins, l'existence d'un métamorphisme plus ancien, probablement cadomien, est attestée par la présence de disthène relique dans les noyaux de socle et explique probablement l'isochrone composite à 540 M.A. obtenue pour les roches du socle de l'Agly. Enfin une autre particularité remarquable est la présence d'un métamorphisme rétrograde à disthène hystérogène affectant la partie la plus orientale de ce domaine (Albères, Cap de Creus) : d'où polymétamorphisme. Naturellement, en-dessous de l'isograde d'anatexie, les migmatites régionales sont fréquentes parmi les gneiss catazonaux (fig. 3).

3) Tectonique.

L'importance de l'orogénèse hercynienne est attestée par la participation du Culm viséen et des terrains sous-jacents aux plissements les plus intenses et par la restructuration du socle cadomien sous forme de noyaux réactivés.

La tectonique est partout de type superposé avec des épisodes successifs de plissements opérant suivant des modalités et une intensité très variables dans le temps et dans l'espace.

1° Une tectonique antéscristeuse est partout présente dans le Paléozoïque, bien développée sur le versant nord du Canigou (synclinal de Villefranche).

2° Une tectonique tangentielle en plis couchés affecte partout le socle et sa couverture s'accompagnant de la production de deux schistosités dont la dernière (phase 3) est omni-présente alors que la première est relique. Les roches quartzo-feldspathiques acquièrent une texture de tectonite s-l très marquée. Les linéations minérales de la phase 3 sont N 20 E dans l'Agly, N 70-60 E dans le Canigou, les plissements homologues pouvant avoir des orientations très variables dans le Paléozoïque, du fait des superpositions. Dans certains massifs de la zone axiale (Canigou, le socle cadomien a été engagé dans de vastes plis couchés (20 km de flèches) de style pennique (nappes de socle). L'ensemble 1 et 2 de ces plissements constitue la tectonique précoce dont les phases en plis couchés expriment le paroxysme orogénique.

3° Les schistosités précoces sont ensuite reprises dans une tectonique polyphasée tardive dont les dernières manifestations souples sont des plis à plans axiaux redressés ou inclinés de toutes dimensions responsables des structures hercyniennes les plus apparentes en particulier des mégastructures en dôme ou en brachyantoclinaux des noyaux de socle et de leur couverture. Les principales phases donnent des plis à direction axiale dominante 50, 120, 90 ou N-S accompagnés ou non de schistosités de crénulation. Cette tectonique complexe post-paroxysmale sous forme de plis serrés à plans axiaux redressés (principalement 90) est très développée à l'Est du Canigou, dans les Albères. On peut aussi lui associer les écaillages et charriages qui affectent généralement le Dévonien et le Carbonifère.

4° Des zones mylonitiques et blastomylonitiques sont fréquentes dans les terrains gneissiques ou granitiques se développant en bordure ou à l'intérieur des mégastructures tardives. Elles sont en liaison étroite avec des failles inverses dont il est difficile de départager les jeux hercyniens ou alpins.

4) Magmatisme.

Un plutonisme important de caractère synorogénique est inséparable du métamorphisme régional hercynien. Les massifs de granite calco-alcalins y sont largement dominants sous forme d'importants massifs circonscrits (fig. 3) mis en place dans la couverture paléozoïque affectant à la fois l'épizone et le sommet de la mésozone. On trouve aussi des granites à muscovite en stocks ou en petits massifs à bords diffus dans la mésozone. Enfin, il existe un massif char-

nockitique mis en place dans la catazone anatectique de l'Agly (fig. 3). Tous ces granites en massifs sont généralement stratoides et développent à leur contact des effets d'auréole bien marqués et importants dans l'épizone, exprimés sous forme de migmatites d'injection ou d'anatexie induite dans les domaines plus transformés. Dans la catazone, les migmatites sont accompagnées de petits massifs de granite à cordiérite ou grenat alors qu'au-dessus de l'isograde d'anatexie régionale peuvent s'individualiser des champs filoniens de pegmatites périanatectiques très développés dans les Albères et le Cap Creus. Des essaims de roches basiques ou intermédiaires (diorites, gabbros, cortlandites), correspondant souvent à des cumulats plus ou moins modifiés par métasomatose, se retrouvent au sein de toutes les catégories de granites en massifs, y compris dans les charnockites de l'Agly où l'amphibole cède la place à l'hypersthène. Les plutons hercyniens ont fourni des âges échelonnés entre 330 et 280 M.A. (méthode Rb-Sr sur roche totale). Les intrusions les plus précoces accompagnent ou suivent de peu les plissements du paroxysme orogénique alors que les plus récentes recoupent les plissements tardifs. Les filons de lamprophyres recoupant les massifs granitiques paraissent clore le cycle magmatique hercynien.

B) LE MASSIF DE MOUTHOMET (*)

1) Lithostratigraphie.

Les affleurements les plus anciens sont datés du Trémadoc (Baudelot *et al.* 1976). L'Ordovicien est constitué d'une série de type flysch (Ovtracht 1969) avec une émergence possible (?) et un volcanisme surtout acide durant l'Arenig. Le passage au Silurien se fait insensiblement par des schistes à lits de cinérites et tufs volcaniques acides et andésitiques (Durand Delga et Gèze, 1946), puis à lydiennes. Plus haut viennent les schistes carburés à graptolites (50-100 m), de faciès classique, du Silurien et du Dévonien basal. Deux types de passage siluro-dévonien semblent être présents : un passage continu par l'intermédiaire d'un faciès de schistes et de carbonates, avec développement progressif des carbonates, ou bien un contact franc, avec brèches puis dolomies qui se développent dans le Dévonien inférieur. Epais de 400 à 700 m, le Dévonien est carbonaté, avec des faciès connus en Montagne Noire et dans les Pyrénées : calcaires du Dévonien moyen puis griottes du Dévonien supérieur.

Pour Bessières et Perret (1977), le Carbonifère comporte à sa base des radiolarites (lydiennes continuant celles du Dévonien supérieur), de minces calcaires amygdalaires à Goniatites et Conodontes, puis un Culm comportant des conglomérats et des coulées boueuses, passant à des olistostromes à grands olistolithes (Arthaud, Burg et Matte, 1976).

(*) par R. Bourrouilh.

2) Tectonique.

Un autochtone supporte 2 nappes superposées (Durand Delga, 1946). La nappe inférieure comprend un matériel surtout dévono-dinantien, la supérieure surtout ordovicien. Leur origine est très discutée.

Pour Arthaud *et al.* (1976), il s'agit de nappes gravitatives venant de la Montagne Noire, et mises en place après l'épisode majeur de tectonique synschisteuse affectant les nappes du versant S de la Montagne Noire et leur substratum. Cependant ces nappes auraient précédé la phase de serrage tardive et pourraient être contemporaines des cisaillements terminant la phase de mise en place des nappes du versant S. (fig. 1 et 4).

C) LA MONTAGNE NOIRE (*)

Des accidents majeurs séparent 3 domaines (faille des Monts de Lacaune zone d'Orb-Jaur) (fig. 1 et 4) : — *Versant N* : terrains épimétamorphiques, datés du Cambrien au Silurien, plissés et écaillés vers le SSE ; — *Zone axiale* : terrains métamorphiques méso à catazonaux. Le style tectonique se caractériserait par de grands plis couchés synschisteux de style pennique

(*) par M. Demange.

(M.D.) : — *Versant S* : terrains épimétamorphiques datés du Cambrien au Viséen supérieur, plissés en grandes nappes de style souple, déplacés vers le S ou écaillés (Cabrières).

1) Lithostratigraphie.

4 ensembles lithostratigraphiques séparés par des discontinuités majeures (fig. 4).

α) *Le socle précambrien*, composé d'orthoigneiss, n'est connu qu'en zone axiale. L'attribution à un socle précambrien de ces orthoigneiss résulte autant de données locales (discordances cartographiques de séries métasédimentaires au-dessus des différents faciès d'orthoigneiss, constance des caractères lithostratigraphiques des premières formations reposant sur ces orthoigneiss) que des comparaisons avec les Pyrénées orientales où un socle précambrien est bien prouvé.

Toutefois, les orthoigneiss de la zone axiale ont pu être également interprétés comme des intrusions anté-tectoniques (Bard, 1978).

β) *Une première séquence majeure* va du Cambrien (ou de l'Infracambrien ?) à l'Ordovicien inférieur. Les dépôts du Cambrien inférieur présentent un caractère de dépôts de plate-forme, avec une paléogéographie assez contrastée : grès plus ou moins impurs, parfois

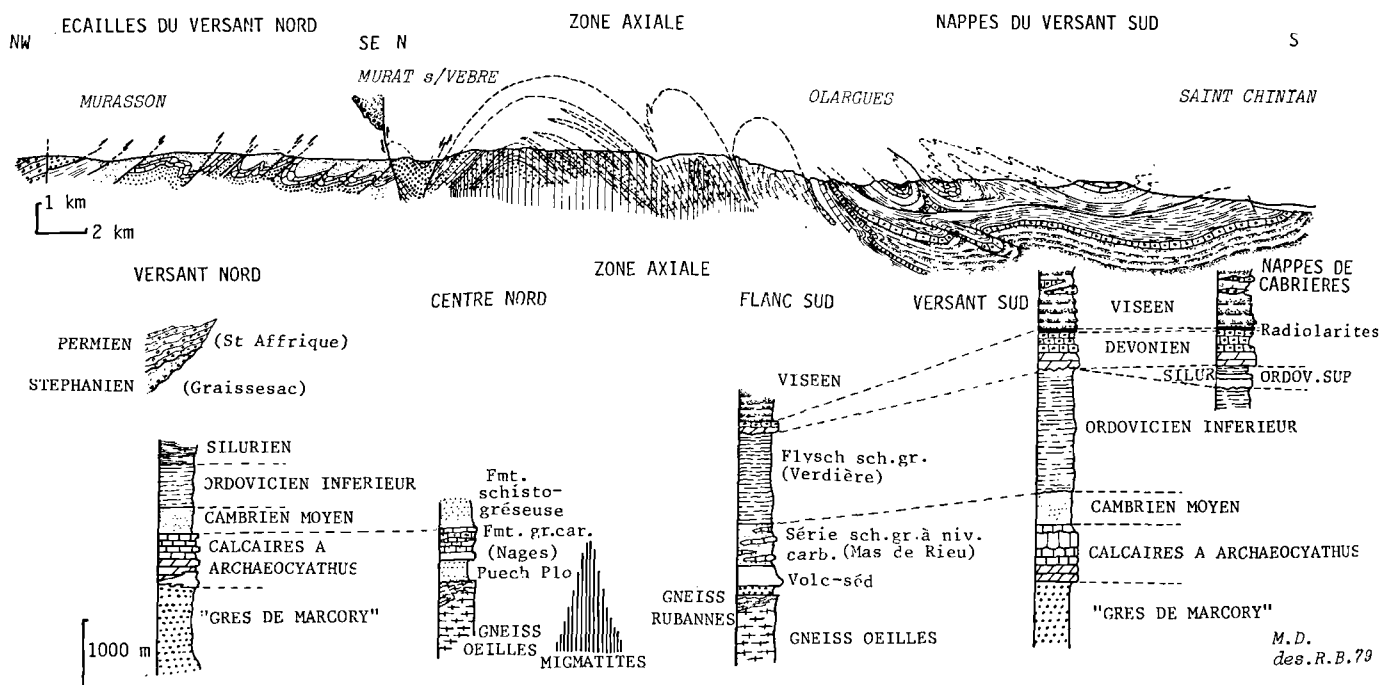


Fig. 4. — Coupe géologique générale de la Montagne Noire et séries lithostratigraphiques correspondant aux différents domaines (Demange).

calcareux, de la formation de Puech Plo en zone axiale, grès et arkoses « de Marcory », puis installation en zone axiale et sur le versant N d'un volcanisme subaérien qui se prolonge, au NW des Monts de Lacaune, jusqu'au sommet du Cambrien inférieur, et, enfin, calcaires à *Archaeocyathus* et dolomies.

Les séries des nappes du versant S sont identiques à celles des unités les plus méridionales du versant N ; plus au N, on voit ces séries pélitiques, à fort développement récifal, passer à des faciès de plate-forme plus distale, caractérisés par l'emprise des faciès pélitiques et gréseux et la diminution considérable des masses carbonatées.

Le Cambrien moyen voit le retour à une sédimentation schisto-gréseuse, qui demeure de plate-forme. Le Cambrien supérieur, non caractérisé paléontologiquement, est très réduit ou manque. Puis vient en concordance la puissante série de type flysch de l'Ordovicien inférieur.

γ) *La séquence majeure de l'Ordovicien supérieur au Viséen supérieur* est plus complexe. Sa base est définie par une lacune avec émergence d'importance variée selon les lieux et par une discordance cartographique générale, localement angulaire (Minervois). Les premiers dépôts transgressifs sont datés de l'Ordovicien supérieur (écaillés de Cabrières), du Silurien (versant N) et plus généralement du Dévonien inférieur.

Dans le versant S, les premiers dépôts correspondent à des conditions de plate-forme : volcanisme sub-aérien (écaillés de Cabrières), grès classés, conglomérats, ampélites, calcaires oolithiques, dolomies et calcaires gréseux. Un premier approfondissement survient au Dévonien moyen (calcschistes, calcaires à silex, à Stromatactis, encrinites), puis le Dévonien supérieur voit l'établissement progressif de conditions de pentes syn-sédimentaires (nombreux indices de remaniement, brèches, calcaires noduleux resédimentés) puis le passage à une sédimentation pélagique (jaspes, lydiennes) au Frasnien puis de nouveau au Tournaisien et au Viséen inférieur. Le Viséen supérieur correspond à une sédimentation de type flysch : culm. Les olistolithes fréquents à la partie supérieure de cette série témoignent des premiers mouvements tectoniques.

Le Dévonien « autochtone » de la zone axiale s'oppose par sa faible puissance et l'abondance des faciès calcschisteux, au Dévonien du versant Sud.

δ) Aucun sédiment n'est daté du Namurien et du Westphalien, période d'intense activité tectonique (et magmatique en zone axiale).

Les dépôts continentaux et limniques, grossiers et limités à d'étroits bassins tectoniques au Stéphanien, plus fins, transgressifs et parfois discordants sur le Stéphanien au Permien, ont un caractère de molasse post-tectonique.

2) Métamorphisme et magmatisme.

Trois périodes d'activité magmatique (Antécambrien, Cambrien et Namuro-Westphalien). Les orthogneiss de la série du Somail représentent vraisemblablement un complexe granitique d'âge cadomien.

Un puissant volcanisme à dominante acide se manifeste au Cambrien inférieur en zone axiale et sur le versant N. Le granite du Mendic (500 ± 20 M.A.), l'orthogneiss de Montredon-La Bessonié sur le versant N, intrusifs dans le Cambrien inférieur mais déformés par les phases précoces, les orthogneiss potassiques des Commazes, de Plaisance et de Nages (?) (510-520 M.A.) étroitement associés aux métavulcanites acides de la zone axiale, représentent un magmatisme d'âge cambrien.

Des gabbros, diorites, diorites quartziques de caractère calco-alcalin et tholéitique pauvre en titane s'injectent en sills et en petits massifs dans la zone axiale. Ces roches déformées par la phase isoclinale 2 paraissent s'être mises en place au début des déformations.

Les granites des Martyrs, des Brousses, de Lampy (323 M.A.) dans le Cabardès, le granite monzonitique du Montalet dans le massif de l'Agout, le granite du Sidobre (280 M.A.) sur le versant N, apparaissent postérieurs aux phases précoces mais sont déformés par les phases tardives.

Le granite migmatitique à cordiérite de Laouzas (323 M.A.) envahit le cœur du massif de l'Agout. Il est postérieur à toutes les phases tectoniques souples. Encore plus tardifs sont des granites intrusifs à deux micas en zone axiale (Le Soulié, Anglès), à biotite sur le versant N (Le Folat, 284 M.A.). Les pegmatites péri-anatectites sont très communes dans la zone axiale : beaucoup sont antérieures aux phases tardives. Des dolérites et de rares kersantites sont connues dans les versants S et N.

L'orogénèse varisque s'accompagne de métamorphisme régional. A part une frange non métamorphique, à l'extrême SE de la Montagne Noire, les versants S et N sont épimétamorphiques.

La zone axiale est constituée de terrains mésozonaux entourant un dôme catazonal dans le massif de l'Agout. Le métamorphisme se développe en 2 stades :

— il présente d'abord un type de basse pression (staurotide-andalousite) (avec peut-être localement un type de moyenne pression sur le flanc S) avec du disthène précoce qui culmine après les dernières phases tectoniques souples, les isogrades sont contrôlés par la forme en dôme du massif qui présente ainsi un remarquable exemple d'effet de socle ;

— puis sur le flanc N et dans le cœur de la zone axiale le métamorphisme évolue vers un type de basse pression. Ce métamorphisme tardif apparaît lié au développement du granite migmatitique à cordiérite de Laouzas.

3) Tectonique.

L'essentiel des déformations est dû à l'orogénèse varisque, d'âge ici post-Viséen supérieur anté-Stéphanien. Cependant des datations radiométriques (+ ou - 400 M.A.) semblent indiquer des événements plus anciens.

Dans le versant N, la plus ancienne phase de plissements est responsable de la formation de plis plurikilométriques orientés au N 70° E et déversés au SE. Lui succède une phase accompagnée de schistosité régionale associée à des plis d'ordre au maximum hectométriques. Une tectonique d'écaillage marquée par le développement de grands chevauchements poussés vers le SE est antérieure à plusieurs phases tardives (N 40, 130 et 0°) qui déforment les plans d'écaillages. Ceux-ci sont scellés par le granite du Folat daté de 280 ± 30 M.A. La déformation varie considérablement entre les différentes unités alors que la direction d'allongement reste très constante (N 10 à 30°) (fig. 4).

Sur le versant S, il semble bien exister une phase anté-schisteuse dont l'importance demeure mal connue. Puis vient une phase de plis isoclinaux syn-schisteux d'importance régionale. Selon Arthaud (1970) cette phase accompagne la mise en place des spectaculaires nappes de chevauchement, de style souple, à flanc inverse seul conservé, déversées vers le S : trois grandes unités sont ainsi superposées (nappes de Pardailhan, du Mont Peyroux Minervois, des monts de Faugères). Toutefois, les olistolithes mis en place dans le flysch viséen, le style dysharmonique des plis au front de certaines unités, suggèrent plutôt des nappes d'écoulement par gravité, aplaties (phase syn-schisteuse) immédiatement après leur mise en place et pouvant passer, comme Engel, Feist et Franke l'ont montré (1978) au flysch à olistolithes carbonifère. Les parties frontales (sud) des nappes sont peu déformées mais la schistosité devient plus intense lorsqu'on se rapproche de la zone axiale (fig. 4).

A la phase syn-schisteuse succède une phase de « surdéversements » puis l'ensemble est repris par des plis droits d'axe 30 qui créent de vastes antiformes et synformes de nappes.

Dans la partie E du versant S, les écailles de Cabrières, nappes avec troncature basale présentent un style tectonique différent de celui des autres unités, étant interprétées comme des olistolithes par Engel *et al.* (1978).

La tectonique de la zone axiale s'oppose à celle des autres domaines par son caractère profond, symmétromorphe et synschisteux. Selon nous (MD), deux phases en plis isoclinaux d'axe 30 à 40 accompagnent le développement de grands plis couchés à flanc normal et inverse conservés, de style pennique, dont la portée atteint quelques km à 10-15 km. Quatre unités principales sont reconnues.

Ces structures précoces sont déformées par 3 phases tardives principales. La phase 4 de direction 80 crée

des plis isoclinaux dans la partie S du massif de l'Agout et interférant avec la phase 5 (plis ouverts subméridiens), crée un système de dômes et de bassins dans la partie N de la zone axiale.

L'ensemble de la Montagne Noire est affecté par une tectonique cassante tardihercynienne (décrochements subméridiens à N 30°, et E-W).

D) LA PROVENCE (*)

En corrélant les travaux de Gueirard, de Boucarut et Seyler, de Crevola, on obtient la synthèse suivante (fig. 1 et 7).

1) Lithologie.

La Provence cristalline comporte deux ensembles métamorphiques, d'importance inégale :

a) *Un socle granulitique*, largement développé, actuellement rétomorphosé, précambrien, formé : a) par des gneiss plus ou moins migmatitiques, des migmatites, des éclogites (type Ste Maxime), des gabbros coronitiques (type Grimaud-Croix-Valmer) ; b) des granites calco-alcalins, intrusifs, à cordiérite (type Barral-Maures), blastomylonitisés (gneiss de Bormes), des granites porphyroïdes, d'âge cadomien (570 à 600 M.A.).

Les noyaux de socle sont allongés en bandes ou en fuseaux, de direction sensiblement Nord-Sud, entre les méridiens de Bormes et l'accident de Joyeuse-Grimaud-Moulin de Paillas ; à l'Est de ce dernier, ils constituent l'essentiel des formations métamorphiques (Maures orientales-Tanneron).

β) Sur ce socle érodé s'est déposée *une couverture* constituée par des séries sédimentaires à caractères péliques (micaschistes à staurotide et grenat du Cap Nègre et chloritoschistes à chloritoïde des Maurettes (Maures) flyschoïdes (Loli), volcanosédimentaires acides et basiques injectées de laves basiques (Collobrières) et grésoschisteuses avec lentilles de calcaire à crinoïdes très locales (**). Il convient de signaler également, la présence d'un mince horizon boudiné de minerai de fer oolithique (Collobriérite) intercalé dans les faciès — très variés par ailleurs — des schistes cristallins de la région de Collobrières. La sédimentation d'âge paléozoïque inférieur se poursuit jusqu'au Llandovery supérieur-Tarranonnien inférieur (âge des Graptolites du Fenouillet-Maures).

Au-dessus vient, en discordance, une nouvelle série détritique d'âge carbonifère ; le Dévonien n'est pas connu en Provence.

(*) par S. Gueirard.

(**) Les calcaires, très recristallisés, n'ont pas donné de Conodontes (Bourrouilh, 1969, inédit).

2) Métamorphisme.

C'est un métamorphisme varisque polyphasé qui se superpose dans le socle à un métamorphisme plus ancien.

Le métamorphisme hercynien est de type intermédiaire et semble avoir été précédé par une phase de haute pression ; il se termine, localement, par une phase de basse pression et haute température, qui pourrait être liée à la migmatisation dans les Maures orientales et le Tanneron. D'autre part, ce métamorphisme est syntectonique et a affecté l'ensemble socle et couverture : prograde pour la couverture, rétrograde et blastomylonitique pour le socle (orthoigneissification et blastomylonitisation des granites, écloïtes et roches basiques).

Au niveau actuel d'observation, l'intensité du métamorphisme croît d'Ouest en Est, depuis la zone des schistes verts (Toulon-Hyères), jusqu'aux gneiss catanzonaux de Ste Maxime et du Tanneron.

3) Tectonique.

Cinq phases de déformations ont été mises en évidence, dont les deux premières sont isoclinales, liées à la schistosité régionale et au métamorphisme :

— 1, correspond, en général, à des plis isoclinaux à plan axial horizontal, déversés à l'Ouest et d'axe Nord-Sud ;

— 2 et 3, plis Nord-Sud déversés à l'Est, de petites dimensions ;

— 4, synclinaux et anticlinaux de plusieurs kilomètres d'amplitude, à axes plongeant vers le Nord ;

— 5, plis Est-Ouest subhorizontaux, donnant des plis en chevrons.

Une tectonique cassante se superpose à ces déformations souples ; elle débute au Carbonifère (peut-être plus tôt ?) pour se terminer dans le Permien. D'abord Est-Ouest, puis Nord-Sud, elle connaît une deuxième phase Est-Ouest. C'est à elle qu'il faut rapporter les grands accidents de Joyeuse-Grimaud-Moulins de Paillass et du Reyran ; les failles de Collobrières du Vallon du Viet, de la Môle et des Maillons, de Roquebrune-sur-Argens.

4) Magmatisme.

Le Cambrien est marqué par une phase de distension, avec formation de granites intrusifs, provenant, probablement, de la fusion de la base de la croûte. Au cours de l'orogénèse varisque, on distingue quelques massifs intrusifs syntectoniques : diorite orientée du Prignonet (Tanneron) ; granite à cordiérite du Moulin Blanc-St-Tropez (Maures) et les granites post-tectoniques du Plan de la Tour (320 M.A.) (Maures) et du Rouet (Tanneron). Des leucogranites, d'âge non déterminé, cicatrisent des accidents Nord-Sud.

E) LA CORSE (*)

Les formations anciennes de Corse forment de petits affleurements dispersés, coincés au sein des masses granitiques d'âge permien et carbonifère de Corse occidentale extra-alpine (fig. 1, 5 et 7).

(*) par M. Durand-Delga.

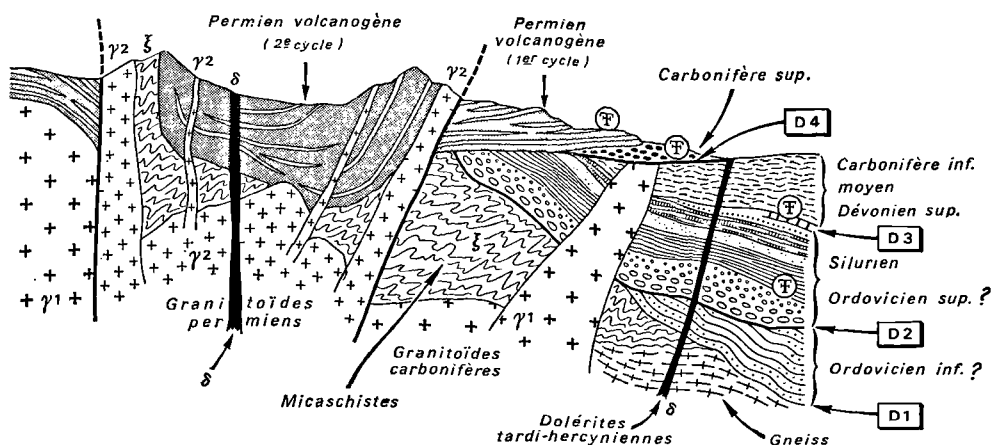


Fig. 5. — Les cycles paléozoïques de Corse (Durand-Delga, 1976).

1) Les gneiss.

De degré catazonal ou mésozonal, ce sont en général des gneiss fins, avec des intercalations œillées occasionnelles (ortho ?) et des niveaux d'amphibolites, probablement ortho. Un début d'anatexie entraîne la formation de corps granitiques dispersés, de grain varié, souvent diffus.

Les métamorphites de faciès amphibolite montrent parfois des résidus de granulite. Des roches basiques (gabbros amphiboliques, serpentines) leur sont parfois associées (Santa-Lucia).

La série gneissique a dû correspondre à un ensemble sédimentaire périto-gréseux, accompagné d'un magmatisme basique (intrusions ? et filons) et parfois acide (volcano-sédimentaire ?). L'attribution au Précambrien de ce métamorphisme est basé sur l'hypothèse que ces gneiss se placent sous les micaschistes suivants, ce qui ne peut être soupçonné qu'à Zicavo.

2) Les micaschistes.

Ce sont des micaschistes à biotite \pm muscovite \pm grenats, à lits grés-arkosiques transformés en gneiss. Mais il s'agit surtout de *phyllades*, à séricite-chlorite. Cette ancienne série pélitique admet quelques niveaux de grès quartzeux, d'arkoses et de volcano-sédimentaire acide. Dans le Tenda, ces épischistes surmontent en continuité un *ensemble rhyolitique* ou rhyo-dacitique (coulées, tufs, tuffites) plus ou moins transformé en « porphyroïdes » (« formation du Monte Iffana »), longtemps attribués au Permien.

Ces roches montrent une schistosité principale plan-axial de micro-plis couchés aplatis, replissée — avec les quartz d'exsolution — par une phase de plis plus ou moins ouverts, cm à m, axés N-S à NW-SE, avec un strain-slip assez fruste.

3) L'ensemble ordovico-silurien.

Il se décompose en deux sous-ensembles. L'*Ordovicien inférieur* (?) de Ciuttone (Galéria), (env. 100 m conservés), est formé de grès gris un peu quartzitiques, ou minces délités pélitiques micacés. Ils englobent d'incontestables galets ou lentilles conglomératiques des *phyllades* micro-plissées précédentes, sur lesquelles ils reposent en *discordance majeure* (phase cadomienne ?). Cette « formation du versant de Ciuttone » n'a pu être datée ; elle ressemble à la « formation de San Vito » du Gerrei sarde, attribuable à l'Ordovicien inférieur.

En discordance modérée sur les grès précédents, parfois affectés de plis ouverts de style « flexures en cascade », vient la « formation du Monte Martinu ». D'abord un *Ordovicien supérieur* (?), formé de 100 m de conglomérats à gros galets de quartz puis de quartzites blancs. Ensuite, en continuité probable, 100-150 m de shales noirs ou verdâtres d'aspect ardoisier, presque uniquement composés de micas détritiques, à plat dans la roche (en général biotite, plus ou moins déferrifiée),

qui ont fourni à divers niveaux de riches associations d'Acritarches et de Chitinozoaires du *Silurien inférieur à moyen* (Baudelot *et al.*, 1976). Les traces de bioturbations dans le plan des couches ne sont pas rares.

Un niveau de « quartzites » blancs (2-10 m), en fait pyroclastites fines à aspect de jaspes, précède des grès « sales » à quartz rhyolitique (20 m) puis des lydienes noires (10 m) à Radiolaires et petits accidents phosphatés.

Ces trois termes, regroupés dans un « membre du Capu Russellu », sont considérés sans preuves comme encore siluriens. Les ensembles ordovico-siluriens ne montrent aucune schistosité appréciable : contrairement à l'opinion d'Arthaud et Matte, qui ont vu une « schistosité des flux », Autran et Durand-Delga, parmi d'autres, estiment que ces roches n'ont subi qu'un léger aplatissement, et, rarement, un strain-slip (microscopique).

4) Le Dévono-Carbonifère.

Ce « complexe de la tour Maraghiu » ne montre aucun contact normal avec les ensembles plus anciens.

— la formation calcaire de *Capitello* (env. 10 m) : micrites à Foraminifères, etc. (Krylatov et Mamet, 1966) du Strunien ;

— la « formation de Nuvalizza » est un « Culm ».

Cette formation de Nuvalizza montre des ondulations métriques et une schistosité très fruste et locale. Son degré d'évolution anchimétamorphique est analogue à celui du Silurien ; de ce fait l'éventuelle phase tectonique entre Silurien sup. et Dévonien terminal n'a pu être que très faible.

5) Le Carbonifère supérieur - Permien.

Postérieur aux premières granitisations (330 M.A.), il débute par des conglomérats polygéniques et grès, remaniant granites, cornéennes de contact, grès, etc. Des couches de charbon (Osani, Mausoleo) y ont été autrefois exploitées. On y a cité des flores du Stéphanien.

Des formations à dominante andésitique (laves, pyroclastites, cinérites, arkoses) leur font suite, particulièrement développées au Monte Senino (Osani). *Des formations volcaniques acides* (rhyolites, rhyo-dacites, dacites), généralement ignimbrétiques, viennent plus haut, « transgressivement » par rapport aux andésites. Elles déterminent de puissantes « coulées » superposées, divisées en formations variées suivant couleur et chimisme. Ces ensembles permien sont remarquables dans le massif du Monte Cinto (Vellutini, 1977).

Au revers oriental de la Corse ancienne, on trouve d'épais ensembles volcano-sédimentaires acides dont l'attribution (Carbonifère sup. ?, Permien ?) n'est pas établie : série du Cerchio (NW du Tenda), moyen Golo, etc.

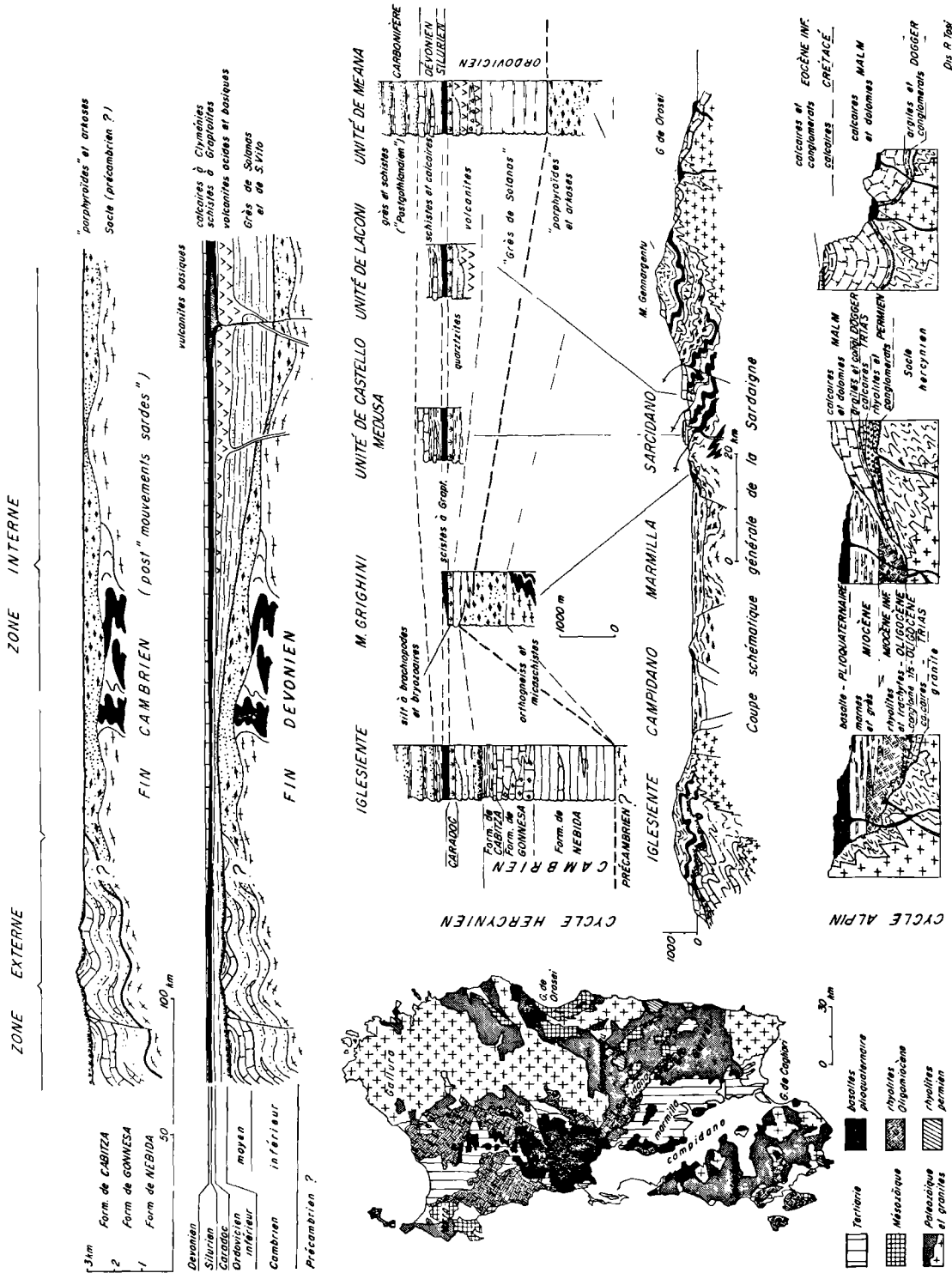


Fig. 6. — Les cycles paléozoïques et alpin de Sardaigne (Carmignani et al., 1978). Reconstitutions à la fin du Cambrien et à la fin du Dévonien (en haut). — Séries lithostratigraphiques du cycle hercynien (au centre). — Coupe générale schématique de la Sardaigne et carte géologique schématique de la Sardaigne (au centre et à gauche). — Séries du cycle alpin (en bas).

F) LA SARDAIGNE (*)

Compte tenu de la polarité orogénique, on distingue « une zone externe » au SW du Campidano et « une zone interne » au NE (fig. 1 ; 6 et 7).

1) Lithostratigraphie.

α) SW de la Sardaigne : « zone externe ».

Le socle ancien : à l'extrémité SW de l'île (Capo Spartivento) des orthogneiss semblent représenter le soubassement de la séquence cambrienne (Cocozza *et al.*, 1977). Ils sont surmontés d'une série de micaschistes et de schistes métamorphiques suivis, sans que l'on puisse bien voir le contact par une épaisse série grésopélique à conglomérats intraformationnels à galets étirés, comportant des calcaires recristallisés, blancs, interprétés comme des turbidites profondes.

Dans la « zone externe » affleure une puissante série épicontinentale du Cambrien inférieur et moyen constituée de grès à lentilles calcaires à Archaeocyathidés (Formation de Nebida) surmontés de dolomies et calcaires (Formation de Gonnese) puis d'un ensemble de calcaires noduleux et d'argilites à *Paradoxides* (Formation de Cabitza) (Cocozza et Jacobacci, 1975 ; Cocozza et Léone, 1977).

L'Ordovicien, constitué de brèches polygéniques et de grès dans la partie inférieure, de siltites à lentilles d'encrinites d'âge caradoc au sommet, repose en nette discordance sur les formations du Cambrien (phase sarde). La succession post-caradoc est formée de schistes charbonneux à Graptolites siluriens à lentilles de calcaires à Orthoceres et de rares intercalations de vulcanites basiques plus développées dans la « zone interne ». La succession se poursuit avec les calcaires dévoniens discontinus (calcaires à Clymenie) et une puissante séquence détritique sans fossile attribuée au Carbonifère inférieur (Postgothlandien des auteurs).

β) NE de la Sardaigne un vieux socle (Monti Grighini), est constitué de micaschistes polymétamorphiques et d'orthogneiss. Sur ce socle repose une puissante formation de « porphyroïdes » surmontés de siltites, grès et quartzites attribués à l'Ordovicien inférieur par analogie de faciès avec les formations de l'Ordovicien inférieur européen (« Arenarie di Solanas » au centre ; « Arenarie di San Vito » au SE). Aux formations détritiques se superposent des vulcanites acides (Formation de Monte Corte Cerbos) à basiques (Formation de Serra Tonnai) séparées par des vulcano-clastites subaériennes. Ces vulcanites, très puissantes dans la « zone interne », se retrouvent de façon sporadique dans la « zone externe ». Le passage aux formations fossilifères du Caradoc est souvent marqué par des niveaux de quartzites parfois grossiers et de conglomérats.

(*) par T. Cocozza.

Dans la « zone interne » la succession d'âge post-caradoc est pratiquement identique à celle de la « zone externe ». *Par contre, l'ensemble d'âge pré-caradoc est très différent.* Les formations cambriennes sont absentes. Celles détritiques de l'Ordovicien sont très puissantes et comportent d'importantes intercalations de vulcanites subaériennes. Elles montrent une nette variation latérale tant de faciès que d'épaisseur, certains termes pouvant même disparaître (Minzoni, 1975).

Les différences entre les successions d'âge pré-caradoc des zones interne et externe suggèrent que les polarités tectonique et métamorphique hercyniennes qui s'établissent de l'ENE vers l'WSW se superposent aux directions paléogéographiques préexistantes.

2) Métamorphisme.

Le métamorphisme régional est d'intensité croissante du SW au NE.

D'après Ghezzi, Minzoni et Ricci (1979) et Carmignani, Cocozza, Minzoni et Pertusati (1979), on distingue (fig. 6) :

α) Sardaigne centrale et méridionale

La zone à chlorite du faciès « schistes verts », caractérisée par une pression moyennement basse s'étend à toute la région au S d'une ligne passant par Dorgali et le promontoire de Stintito. Ce métamorphisme affecte des terrains dont l'origine est essentiellement sédimentaire allant du Cambrien au Carbonifère inférieur.

Ce métamorphisme se situe entre le Carbonifère inférieur (métamorphisé) et le Westphalien supérieur-Stéphanien (exempt) (Carmignani *et al.*, 1978).

β) Sardaigne NE

Au NE de la ligne Stintito-Dorgali, on observe un resserrement des isogrades ; les minéraux index se suivent dans un ordre typiquement barrowien : chlorite, biotite, grenat, chloritoïde, staurotide, disthène, sillimanite.

Dans cette région le métamorphisme régional est polyphasé et probablement plurifacial. Les cristallisations auraient commencé sous un régime de pression haute-intermédiaire, puis de pression plus basse (Di Simplicio *et al.*, 1974). Compte tenu des analogies lithologiques, il est possible de corréliser pour partie ces formations avec celles du faciès « schistes verts » du S et SW sarde.

Dans le secteur NE, des métamorphites contenant des paragenèses éclogitiques (Miller *et al.*, 1976) ou granulitiques (Ghezzi *et al.*, 1979 inéd.) sont présentes ; elles ont été rétrotransformées dans le faciès « amphibolite » au cours d'événements successifs. Ceci est en accord avec l'hypothèse d'un socle cristallin continental calédonien ou plus ancien, repris par le métamorphisme hercynien.

Après la culmination du métamorphisme hercynien, des intrusions circonscrites se mettent en place,

au cours d'une phase tardi à post-cinématique, constituant le batholite Provence-Corse-Sardaigne (voir Orsini, cette note).

3) Tectonique.

Il semblerait possible actuellement de corréliser le socle cristallin de la « zone interne » avec les orthogneiss qui sont à la base du Cambrien inférieur de la « zone externe ». Dans ce cas, les porphyroïdes et les arkoses qui se trouvent à la base de l'Ordovicien de la « zone interne » correspondraient à des produits tardi- à post-orogéniques de déformations antérieures au Cambrien. Ces dernières constitueraient un important témoignage de l'orogénèse assyntique. Toutefois, les âges radiométriques des orthogneiss, compris entre 413 ± 33 M.A. (âge de l'orthogneiss de Capo Spartivento qui, recalculé, est de 427 ± 34 M.A.) et 442 ± 30 M.A. (âge de l'orthogneiss de Siniscola-Mamone, dont la valeur recalculée est de 458 ± 31 M.A.), témoigneraient, selon certains auteurs, en faveur d'un âge calédonien pour le socle pré-hercynien (Ferrara *et al.*, 1978).

Il existe, sans aucune doute, des mouvements entre le Cambrien moyen et l'Ordovicien (phase sarde) et vers la fin de l'Ordovicien comme en témoignent un magmatisme daté aux environs de 450 M.A. et les manifestations volcaniques tardi-ordoviciennes et siluriennes. Toutefois, de l'Ordovicien inférieur au Carbonifère inférieur, il existe une bonne concordance entre les diverses formations et les terrains cambriens du SW de l'île ne montrent pas de déformations *pénétratives* ou de métamorphisme antérieur à l'orogénèse hercynienne. Ces données montrent que l'orogénèse calédonienne n'a intéressé la Sardaigne que de façon marginale (Carmignani *et al.*, 1978a).

L'âge du plissement hercynien le plus important est compris entre le Tournaisien inférieur (plissé) et le Westphalien supérieur (discordant). Cet âge est en accord avec les datations radiométriques des granites post-orogéniques (280-300 M.A. ; 289-307 M.A. recalculé).

La première phase tectonique est accompagnée d'une schistosité de flux généralisée, associée à des plis isoclinaux couchés et déversés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Deux phases tardives beaucoup moins intenses déforment les structures précédentes selon des plis à plan axial fortement incliné et de direction N 120° (deuxième phase) et NS (troisième phase).

Le caractère structural fondamental de la chaîne hercynienne consiste en des unités chevauchantes mises en place à la fin de la première phase et qui intéressent toute la Sardaigne au NE de Campidano. Dans la Barbagia et le Sarcidano (Sardaigne centrale), la présence de trois unités séparées par des contacts anormaux a été documentée paléontologiquement (voir fig. 8).

La flèche des chevauchements est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Les linéations d'étirement et le

sens du déversement des plis de première phase indiquent que les unités allochtones proviennent de l'Est ou du Nord-Est.

4) Magmatisme.

Sont à attribuer au magmatisme acide (Ghezzi *et al.*, 1979) deux niveaux de « porphyroïdes » :

— Le niveau supérieur est stratigraphiquement attribué à l'Ordovicien supérieur. Il semble possible de rattacher à cet épisode magmatique acide (sur la base de données tant radiométriques que lithologiques), d'une part les orthogneiss granodioritiques et les gneiss œillés de Siniscola-Mamone (datés respectivement de 458 ± 31 M.A. et 441 ± 33 M.A.) (Di Simplicito *et al.*, 1974 ; Ferrara *et al.*, 1978) et d'autre part, l'orthogneiss de Capo Spartivento (427 ± 33 M.A.) (Cocozza *et al.*, 1977).

— L'âge du niveau inférieur n'est pas connu ; il peut être ordovicien (pré-caradocien) ou plus ancien (pré-cambrien) (Cocozza et Minzoni, 1977). A l'origine tous les produits magmatiques étaient essentiellement des volcanites rhyolitiques, rhyodacitiques ou encore, mais de façon subordonnée, des plutons granodioritiques.

Sont à rattacher au *magmatisme basique*, les metabasites d'âge ordovicien supérieur-silurien. Il s'agissait à l'origine de basaltes de type intra-plaque continentale ayant des affinités alcalines à transitionnelles. Des gabros leur étaient associés de façon subordonnée. Les métamorphites de la Sardaigne nord-orientale étaient, à l'origine, constituées de coulées basaltiques et de complexes basiques stratifiés d'affinité tholeïtisme (de type rifts continentaux). L'âge de ce magmatisme basique, comme celui du magmatisme qui a donné naissance aux roches élogitiques, n'est pas connu.

5) Formations-post-orogéniques.

Les premiers sédiments transgressifs post-hercyniens se sont déposés uniquement dans de petits bassins limniques locaux d'âge westphalo-stéphanien et permien. Les dépôts continentaux permien montrent des intercalations de « porphyres quartzifères » et « porphyrites » et sont aussi surmontés par des roches de mêmes types.

G) LE MAGMATISME PERMO-CARBONIFERE DU DOMAINE PROVENCE-CORSE-SARDAIGNE (*)

1) Le plutonisme carbonifère.

α) Le batholite Corso-Sarde. Mis à part quelques pointements granitiques en Provence cristalline, l'essentiel de ce plutonisme est représenté par un vaste batholite qui, dans le domaine Corso-Sarde, constitue l'élément majeur de la chaîne varisque. Il s'agit d'un

(*) par J.B. Orsini.

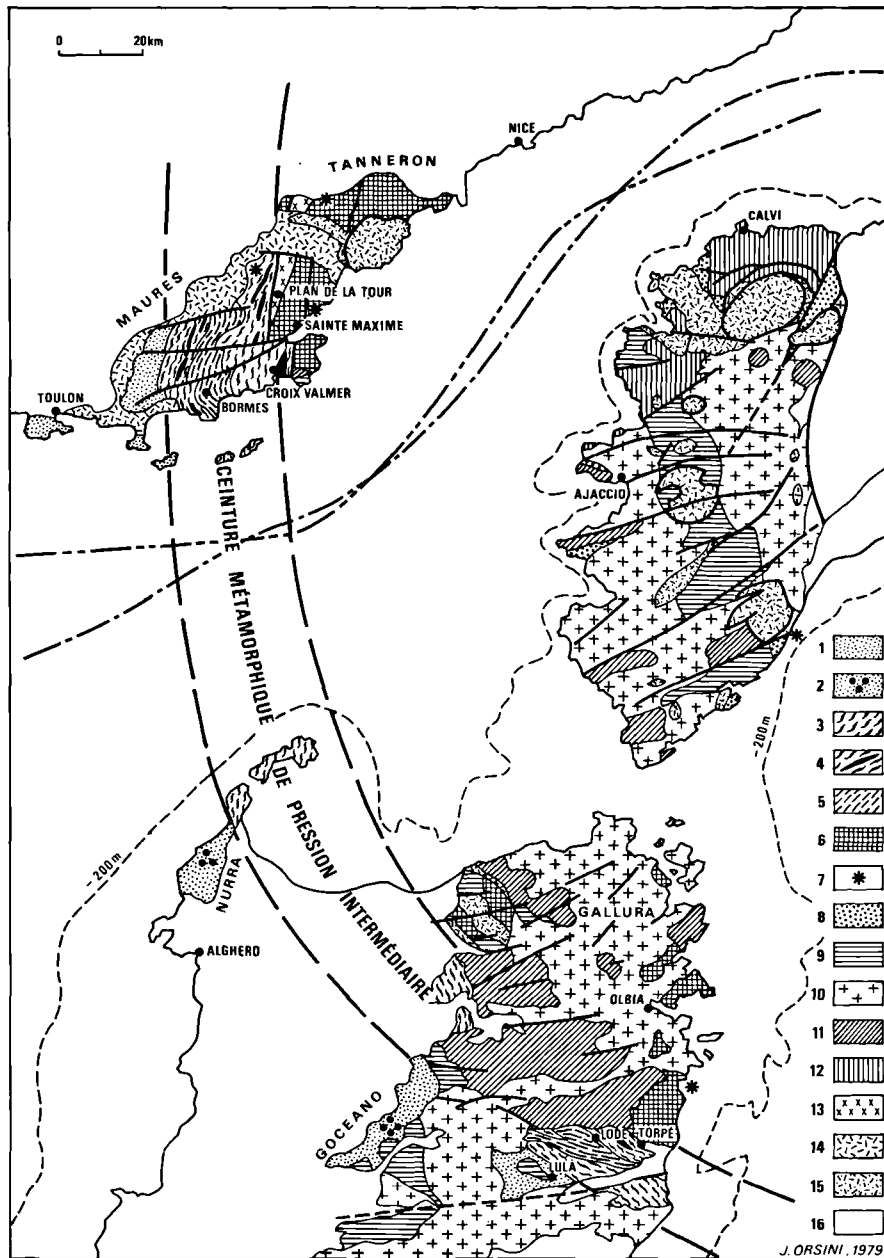


Fig. 7. — Détails des raccords géologiques anté-mésozoïques entre Provence, Corse et Sardaigne septentrionale (Orsini, 1979).

1, schistes épizonaux indifférenciés. — 2, Métabasites. — 3, Micaschistes mésozonaux. — 4, Amphibolites. — 5, Orthogneiss de Bormes (Maures) et de Lodé (Sardaigne). — 6, Ensemble gneissique et ortho-gneissique plus ou moins migmatisé. — 7, reliques de faciès granulites. — 8, Paléozoïque sédimentaire et formations cristallophylliennes de Corse. — 9, Granitoïdes G1 (Tonalites granodiorites à grain moyen). — 10, Granitoïdes G2 (Monzogranodiorites à gros grains ou à monocristaux). — 11, Granitoïdes G3 (Monzogranites leucocrates). — 12, Granitoïdes de l'association subcalaline de Corse septentrionale, indifférenciés. — 13, Monzogranites à cordiérite du Plan de la Tour (Maures). — 14, Permo-Carbonifère sédimentaire. — 15, Permien volcano-plutonique. — 16, Terrains post-Permien.

batholite extrêmement composite formé par une multitude d'intrusions granitoïdes. Ces dernières simples ou complexes se présentent comme des corps allochtones, syn- à post-tectoniques par rapport aux phases majeures hercyniennes. Elles sont accompagnées par des corps basiques qui, toujours de faibles dimensions, représentent un volume minime à l'échelle du batholite. La mise en place de ces différentes intrusions s'est échelonnée sur une période de temps allant du Viséen au début du Permien inférieur (fig. 1 et 7).

Les premières données géochronologiques montrent que les intrusions sont de plus en plus jeunes quand on se déplace depuis le Nord de la Corse (340-300 M.A. - Bonin, 1972 ; Maluski, 1977) jusqu'en Sardaigne (env. 307-275 M.A. - Del Moro, 1975 ; Cocherie, 1978).

C'est en fait la présence de deux associations magmatiques nettement distinctes l'une de l'autre qui constitue le trait majeur du batholite Corso-Sarde (Orsini, 1976).

— La première association est de type calco-alcalin. Elle caractérise toute la Corse cristalline au Sud d'une ligne Vico-Belgodère, et se poursuit jusqu'au Sud de la Sardaigne. Elle se signale par la suite pétrographique : tonalites - granodiorites - monzogranites - alaskites et les roches basiques associées : gabbros, gabbros-norites, diorites \pm quartzites.

— La deuxième association, cantonnée en Corse du NW est de type subalcalin potassique. Elle se signale par la suite des termes pétrographiques syénomonzonites \pm quartzites, monzogranites, alaskites auxquels sont associés des roches basiques du type : syénites - monzonites - monzodiorites \pm quartziques.

Ces deux associations parfaitement bien individualisées par des critères d'ordre rétrographique, minéralogique et géochimique, et géographiquement bien délimitées, se situent en fait dans des contextes géologiques nettement différents.

D'une façon générale l'association calco-alcaline caractérise sur le plan magmatique les zones où la structuration tectonométamorphique d'âge carbonifère est prouvée : Sardaigne centrale et méridionale (Carmignani *et al.*, 1978) ou seulement probable : Sardaigne septentrionale et par extension Corse du Sud ? (Ferrara *et al.*, 1978).

L'association sub-alcaline au contraire est uniquement localisée dans la partie nord du batholite, caractérisant une zone où la structuration tectonométamorphique est à attribuer à un cycle anté-hercynien, au moins éo-calédonien ou plus ancien (Baudelot *et al.*, 1976).

β) *Le plutonisme carbonifère post-viséen moyen dans la chaîne hercynienne française et ses régions limitrophes.* La présence des deux associations plutoniques : calco-alcaline et sub-alcaline n'est pas une caractéristique du seul batholite corso-sarde. En fait le plutonisme post-Viséen de la chaîne varisque française montre une très nette répartition spatiale de ces différents granitoïdes (Orsini, 1979). L'association calco-

alcaline caractérise les zones externes de la chaîne dont la structuration est tardive (Carbonifère) alors que l'association sub-alcaline est située dans la zone centrale de la chaîne où la structuration est plus précoce : acadienne ou plus ancienne (Arthaud et Matte, 1974 ; Autran, 1978 ; Zwart, 1978).

Pour ce qui concerne le domaine varisque périméditerranéen occidental, l'association calco-alcaline constitue la quasi totalité des granitoïdes : Pyrénées - Catalanes - Montagne Noire - Sardaigne constituent une province plutonique calco-alcaline parfaitement homogène.

La Corse septentrionale ne fait pas partie de cet ensemble. De par la nature de son magmatisme (association sub-alcaline potassique) comme par les caractères de son socle anté-paléozoïque structuré bien avant le Carbonifère, la Corse septentrionale s'apparente fortement à un domaine du type Arvéno-Vosgien qui comprendrait : le NW du Massif Central, les Vosges centrales et méridionales, une partie de la Forêt Noire et probablement l'essentiel des massifs cristallins externes. De ce fait *la position méridionale du domaine Provence-Corse-Sardaigne pourrait être relativement récente* et liée aux grands décrochements tardi-hercyniens (Orsini, 1979).

2) Le volcanisme calco-alcalin du Permien inférieur.

Au Permien inférieur, l'ensemble du domaine Provence-Corse-Sardaigne a été le siège d'un important volcanisme calco-alcalin andésites-dacites-ignimbrites (Vellutini, 1977). Les produits de ce volcanisme se sont épanchés sur un substratum déjà fortement érodé ; le niveau d'érosion ayant atteint les coupoles granitiques carbonifères. En Corse septentrionale les premières coulées reposent sur le Westphalien supérieur alors qu'en Sardaigne elles sont interstratifiées dans l'Autunien (fig. 6 et 7).

3) Le volcano-plutonisme alcalin du Permien moyen.

Aux manifestations volcaniques de type calco-alcalin au Permien inférieur, s'est surimposé dans le bloc Provence-Corse-Sardaigne un deuxième magmatisme génétiquement distinct du premier (Bonin, 1972 ; Vellutini, 1977). Il s'agit d'une province alcaline dont les types pétrographiques sont représentés par des gabbros, syénites à fayalites et des granites variés (hypersolvus à sub-solvus). Ce magmatisme d'origine mantellique est qualifié d'anorogénique. Il s'est mis en place vers 250 MA (Bonin *et al.*, 1978 ; Maluski, 1977).

Contrairement au précédent, le magmatisme alcalin apparaît localisé dans une étroite bande orientée NE-SW et comprenant le bloc Corso-Sarde, l'Estérel, ainsi qu'une série de gisements dans l'arc alpin, jusque dans la région de Bolzano en Italie du Nord (Vellutini, 1977). Ce magmatisme témoignerait d'une distension généralisée de la croûte et pourrait annoncer la formation au début du Mésozoïque d'une marge européenne de l'océan téthysien (Bonin, 1977).

différentes zones et avec paragenèses successives à biotite, andalousite-cordiérite, sillimanite (Van der Sijp, 1952).

Postérieurement au métamorphisme régional se produit un métamorphisme de contact surimposé aux crénulations et aux paragenèses régionales plus anciennes. Ce métamorphisme qui peut atteindre localement le faciès à cornéennes pyroxéniques est particulièrement évident dans les zones à métamorphisme régional épizonal affectées par l'intrusion de plutons tardifs comme ceux du Tibidabo (Vaquer, 1973) et de la chaîne côtière (fig. 8).

4) Magmatisme.

Plusieurs épisodes magmatiques se produisent, assez similaires à ceux des Pyrénées orientales. Des plus anciens aux plus récents :

1° Roches aplitiques ou granitiques fortement déformées, affectées par la phase de déformation la plus importante dans la région. Ces roches affleurent dans les Guilleries et sont comparables à celles de Nuria et du Massif des Albères, dans les Pyrénées. Leur âge est soit Paléozoïque inférieur, soit antérieur à la série de Canaveilles.

2° Granites leucocratiques riches en muscovite et pourvus d'un cortège aplitique-pegmatitique associé. Ils se présentent uniquement dans la partie plus métamorphique de l'aire (Les Guilleries) et dans la zone à faciès amphibolitique à haut degré (fig. 8).

Généralement postérieurs à la phase de déformation principale, ils peuvent être affectés par les phases tardives.

3° Granites à biotite \pm hornblende, à textures plus ou moins porphyriques présentant parfois des mégacristaux bien développés. Il s'agit de plutons nettement post-tectoniques, donnant lieu à un métamorphisme thermique dans la roche encaissante. Leur âge est post-viséen car ils sont intrusifs dans la série culm (Malgrat, Priorat). Ces granites constituent la grande masse des batholites des chaînes côtières parmi lesquels les affleurements de roches métamorphiques se présentent souvent comme des « roof pendants » dans lesquels s'observe la superposition du métamorphisme de contact sur le métamorphisme régional. Postérieurement ou en même temps que ces batholites, et en partie en rapport génétique avec eux, s'est formé un ensemble de dykes de microgranites, felsites et roches de composition granodioritique-dioritique avec des textures subvolcaniques. Parmi ces dernières roches la mise en place de dykes alcalins (microgranites à feldspath alcalin) correspond au dernier événement magmatique vraisemblablement lié à des phénomènes distensifs de type « cauldron » à grande échelle.

1) LES ZONES INTERNES BETICO-RIFAINES ET LES BALEARES (*)

a) BETIQUE

1) Lithologie.

Dans les nappes alpines les plus basses de l'édifice tectonique (Névado-Filabrides), le Paléozoïque est représenté, sans exclure des niveaux précambriens, par une épaisse série (jusqu'à 5 km en Sierra Nevada) de micaschistes graphiteux à grenats, au caractère polymétamorphique très net. Ils sont associés à des métagranites, des gneiss ocellés et à grain fin, souvent très riches en tourmaline (plusieurs centaines de m d'épaisseur). Le magma originel se serait mis en place vers 269 ± 9 M.A. (Priem *et al.*, 1966). Dans les métacornéennes, la chialstolite a été remplacée par du disthène et les biotites partiellement remplacées par du grenat (Puga *et al.*, 1975).

Au S de la Sierra Nevada (fig. 1), dans les nappes moyennes (Alpujarrides), Aldaya et Garcia Duenas décrivent (1975), au-dessus de 1 à 2 km de micaschistes du type précédent, à nombreuses intercalations de quartzites, 2 à 3 km de quartzites micacés et de schistes quartzitiques, et de micaschistes. L'andalousite est présente dans ces 2 séries, tandis que l'almandin et la staurotide disparaissent dans la formation supérieure. Vers la base des schistes et quartzites, apparaissent localement des lentilles de 1 à 10 m de calcaires, longues de plusieurs centaines de mètres. L'âge de ces formations serait plutôt paléozoïque supérieur. En continuité, viennent 3 à 4 km de phyllites et quartzites, à calcaires et dolomies sporadiques, et gypses primaires, attribuées au Permo-Trias.

Les nappes supérieures (Malaguides) sont formées de Paléozoïque (Silurien à Permien) non ou peu métamorphique étudié ci-dessous (fig. 9 et 10).

2) Orogenèse et métamorphisme anté-alpin.

On suppose généralement que les séries anté-triasiques ont été affectées par un ou plusieurs cycles orogéniques anté-triasiques. Une discordance franche, importante, du Permo-Trias n'est pas observable. Ovejero *et al.* (1975) soulignent aussi qu'il n'a pas été trouvé de reliques d'une orogenèse anté-alpine dans les schistes plus ou moins métamorphiques d'âge présumé paléozoïque.

Le métamorphisme intense qui caractérise surtout les parties inférieures des socles de plusieurs nappes alpujarrides a été considéré souvent comme anté-hercynien, mais il pourrait aussi bien être dû à la seule période alpine, en l'absence de preuves microtectoniques de déformations anté-alpines dans les micaschistes (Langenberg, 1972 ; Kampschurr *et al.*, 1973 in Egeler

(*) par R. Bourrouilh.

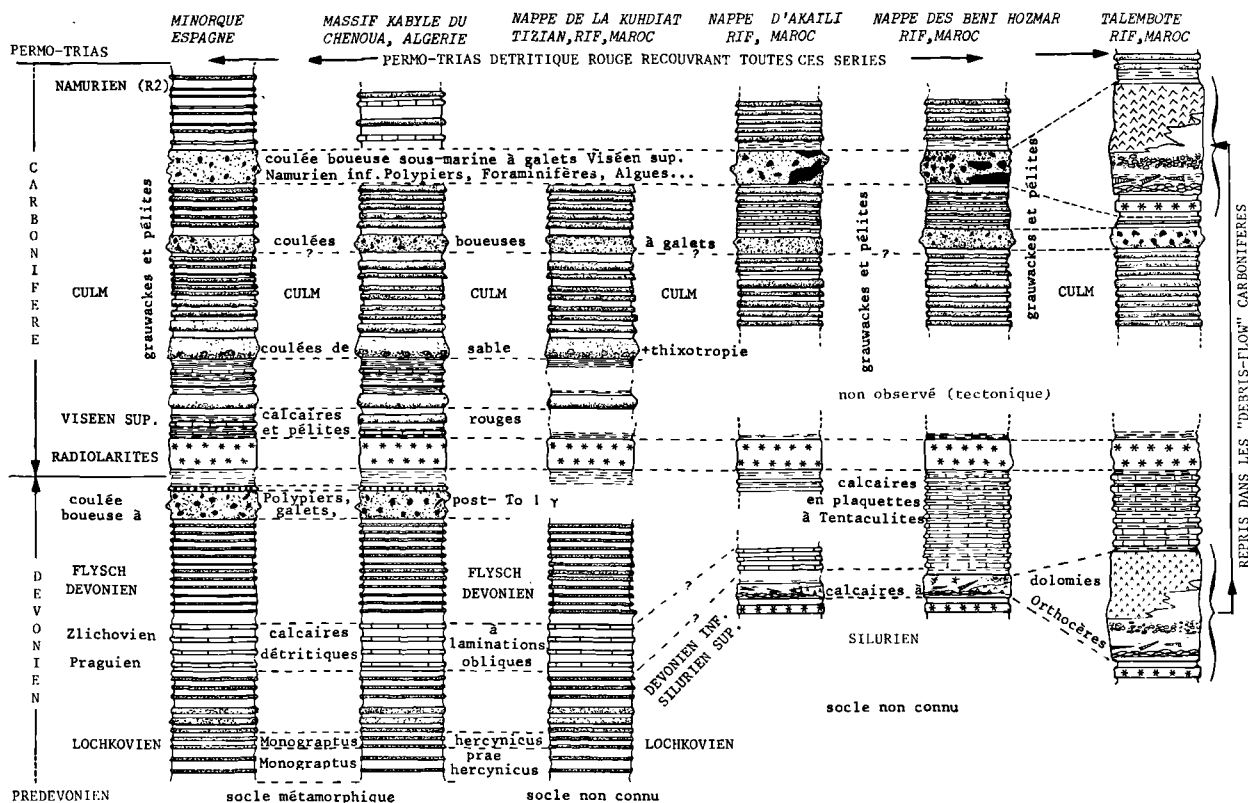


Fig. 9. — Corrélation des séries lithostratigraphiques du Paléozoïque supérieur du Rif, des Kabylies et des Baléares.

et Fontbote, 1975), ce qu'admet R. Torres-Roldan (1979), qui lie ce métamorphisme à la mise en place des péridotites de Ronda, ainsi considérées comme liées au cycle alpin.

Un métamorphisme thermique, polyphasé (phases dynamiques et statique) anté-alpin est établi (Puga, 1971) et la présence de granites hercyniens intrusifs (269 ± 9 M.A.) est probablement à mettre en relation avec une phase tardive (cassante) de l'orogénèse varisque.

b) ZONE RIFAINE

1) Lithologie.

Kornprobst (1971-74) distingue un socle ancien comportant 2 éléments distincts tectoniquement :

— L'unité métamorphique des Beni-Bousera, à la base. Elle dérive de séries sédimentaires grés-pélitiques comportant des intercalations calcaires et calcareuses. Elle a cristallisé dans les conditions du faciès granulite de haute pression (proches de celles du faciès éclogite), et est intimement associée à d'épaisses péridotites « de

type alpin », dérivant du Manteau supérieur. Cette unité représenterait, selon Kornprobst, un socle probablement précambrien repris vraisemblablement au Paléozoïque inférieur et fournissant alors les éléments de l'unité du Filali.

— Au sommet, l'unité du Filali comporte des gneiss et des micaschistes polymétamorphiques caractérisés par des assemblages du faciès amphibolite et par une évolution rétrograde dans le temps des conditions du métamorphisme.

La couverture probable de ce socle ou unités de Federico est formée d'une épaisse série de schistes et de greywackes, avec horizons conglomératiques à Plantes, rapportée au Carbonifère et recouverte de schistes et de grès rutilants permo-triasiques, le tout métamorphisé après le Trias (faciès des schistes verts). Cette série serait transgressive et discordante sur le socle ancien (Kornprobst). Au-dessus, disposées en 3 nappes tectoniques, alpines, viennent les séries non ou peu métamorphique du Paléozoïque supérieur des nappes d'Akaïli, Beni-Hozmar et de la Kuhdiat Tizian, étudié plus loin.

2) Tectonique et métamorphisme.

Deux épisodes tectono-métamorphiques se placeraient avant le Llandovery : — une phase P.S. dont la direction n'est pas connue, à laquelle est lié un métamorphisme de très haute pression et qui affecte le socle des Beni-Boussera. — Une phase P1, avec des plis isoclinaux d'axe NE-SW accompagnés d'une schistosité S1 au cours de laquelle des péridotites se sont mises en place à partir du Manteau supérieur, sous forme d'écaillés solides, avec nouvelle migmatisation et évolution des conditions du métamorphisme vers le faciès granulite de basse pression. L'âge de ces événements n'est établi qu'indirectement, à partir de l'étude des éléments détritiques du Paléozoïque supérieur. — Ensuite, une phase anté-namurienne serait responsable d'un nouveau cycle tectono-métamorphique, avec plis isoclinaux P2 d'axe NW-SE et schistosité S2, suivis d'une phase à plis P'2 déversés, de même orientation, et accompagnés d'une schistosité fruste S'2 et recristallisations dans le faciès amphibolite.

Là encore, l'âge n'est assuré que par des éléments remaniés dans le Carbonifère. Pour Kornprobst, cette phase pourrait aussi être anté-silurienne. Olivier (1978) a envisagé un âge hercynien pour cette phase (éobrettonne). Enfin, Bernard-Griffiths *et al.* (1977) ont trouvé un âge de 290 ± 4 M.A. pour des orthogneiss du Hacho de Ceuta et lient cet âge à un phénomène thermique hercynien, responsable de l'anatexie et du métamorphisme à sillimanite et cordiérite de cette région.

c) LES KABYLIES

A partir des travaux de Bossière, Raymond, Géry et de compléments communiqués par Géry, les événements anté-siluriens se résument (fig. 1) :

1) Lithologie.

1° Un *socle ancien* pour partie anté-cambrien, formé de : — gneiss à grain fin et de gneiss ceillés, mylonitisés (« noyaux » de Bossière, 1971) ; — série satinée constituée de micaschistes, alternant avec des amphibolites, suivis, au-dessus, *en accordance*, de marbres, plus ou moins dolomitiques, parfois minéralisés, suivis de séricitoschistes à schistosité de flux, comportant des niveaux repères de schistes graphiteux et porphyroïdes (Raymond et Bossière, 1971 ; Raymond, 1976). Cette série satinée réapparaîtrait au Chenoua.

2° Au-dessus vient une *couverture* faiblement métamorphique (anchi-épizone). Dans les Aïssa Mimoun, le Cambrien (Géry, 1979 ; Géry et Baudelot, 1979) visible sur 400 m d'épaisseur, se compose de 3 termes lithologiques grésopélitiques, l'inférieur, conglomératique, remaniant le socle kabyle plus ancien. Le Trémadoc (150 m) également grésopélitique comporte au sommet des filons couchés d'albitophyres. Le Llanvirn est formé d'une épaisse série pélitique à nombreuses

passées volcano-sédimentaires, surmontées de grès à macrofaunes marines (Brachiopodes, Graptolites), (Barbier, Termier et Termier, 1948). Ailleurs que dans les Aïssas Mimoun, l'Ordovicien (et le Silurien ?) doivent se poursuivre dans l'épaisse série pélitique sus-jacente. La limite entre socle et couverture est interprétée comme une discordance mais on constate qu'elle coïncide avec une limite tectonique. Au-dessus vient la série allant du Silurien au Permien.

2) Métamorphisme.

Les orthogneiss et paragneiss du socle ont fourni des âges de 563 ± 24 M.A. (Peucat et Bossière, 1978). Déformations et métamorphisme de la série satinée se placeraient ainsi entre 560 M.A. et le Cambrien supérieur daté. Le socle plus ancien est probablement à rattacher à des événements panafricains ou bien calédonien très ancien.

Un autre épisode tectono-métamorphique se placerait au Paléozoïque récent, avec formation d'une bande blastomylonitique de 3 à 4 km de profondeur, orientée N 70° et recoupant le socle de Grande Kabylie et sa couverture, elle-même étant recoupée par des granites datés de 279 ± 9 M.A.

3) Tectonique.

Les déformations anciennes, antérieures au Cambrien daté, sont difficiles à interpréter, du fait des déformations alpines. Localement, existe au moins un système de plis couchés (hecto à kilométriques) ou à têtes plongeantes, d'axes N à E-NE, à déversement W à W-NW, avec schistosité de plan axial du type « strain slip » probablement horizontale à l'origine mais reprise à l'alpin. Une phase tardive de kink bands oblitère le tout. Le remaniement du socle dans le Cambrien est établi ; il est interprété comme le témoin d'une discordance du Cambrien sur un socle déjà métamorphique. Cette discordance serait le contact entre le Paléozoïque et le socle kabyle, qui est aujourd'hui tectonique.

d) LA COUVERTURE PALEOZOIQUE RECENTE : BALEARES, RIF, KABYLIES

Au-dessus de ces formations anciennes vient une épaisse (plus de 2 km) série sédimentaire, non ou peu métamorphique, allant du Silurien au Permien. Imbriquée en nappes tectoniques alpines dans le Rif (Ghomarides), en Espagne du Sud (Malaguides) mais en place dans les Kabylies, constituant la couverture récente plus ou moins décollée du socle kabyle — et donc continuant la série où Cambrien supérieur, Trémadoc et Llanvirn sont datés —. Cette série est également en place à Minorque (Baléares) qui constituerait ainsi l'autochtone des nappes paléozoïques internes alpines.

Une synthèse récente des séries occidentales (Bourrouilh, 1976, 1978 ; Bourrouilh et Gorsline, 1978) permet notamment de : a) réunir tous les éléments dispersés

de ces séries paléozoïques, dans un seul bassin sédimentaire et b) de reconstituer l'architecture de ce bassin (fig. 9 et 10).

Dans le Rif, les séries des nappes alpines des Beni-Hozmar et d'Akaïli, dont la base est décollée tectoniquement, commencent par a) des schistes gris de fer ou argent, avec conglomérats à galets étirés, remaniant (Kornprobst, 1971, 1976) un socle métamorphique et suivis b) de schistes fins mauves à Graptolites du Taranon (Agard *et al.*, 1958 ; Kornprobst et Demmati, 1973) avec intercalations calcaires.

A partir du Dévonien basal, on assiste à une très nette différenciation des aires de sédimentation (Bourrouilh, 1976 ; Bourrouilh et Gorsline, 1979) et l'on distingue :

— un *Dévonien distal* : flysch de Minorque, de la Kuhdiat Tizian, suivis d'un flysch carbonifère ;

— un *Dévonien carbonaté*, allant des faciès de pente continentale aux faciès intertidaux, suivant les époques, et de marge continentale (Beni-Hozmar, Akaïli) aux faciès intertidaux (Talembote) avec un Carbonifère de plus en plus proximal, contenant des olistostromes et coulées boueuses à olistolithes et galets, avec un gradient Rif vers Minorque (faciès distaux) (Bourrouilh, 1976 ; Bourrouilh et Lys, 1976) (fig. 8).

1) Tectonique.

Peu déformée tangentiellement à l'alpin, Minorque permet d'observer les déformations hercyniennes, ou antérieures :

a) un réseau de fractures, N 120-140° est anté-hercynien ;

b) les déformations hercyniennes sont très limitées. Elles sont post-Namurien supérieur :

— tectonique de socle en distension E-W, avec jeu des accidents NS à N 30-50° et apparition d'un volcanisme fissural préorogénique de quartz-kératophyres,

— tectonique de compression de direction E-W, reprenant les accidents précédents en failles inverses, avec formation de plis d'axes N S à N 30-50 passant à des écaillages limités.

Les contraintes EW affectent déjà la zone de sédimentation.

2) Magmatisme.

Deux phases principales : une phase basique avec spilites et dolérites, au passage Dévonien-Carbonifère et une phase basique à quartz kératophyres au Carbonifère moyen-supérieur (?) due probablement à la montée d'un magma basaltique dans un socle sialique formant l'ossature du promontoire baléare. Ces roches s'injectent dans les fractures N 120-140 et NS à N 30-50.

3) Le socle ancien remanié.

Dans le Rif, Kornprobst a étudié les éléments détritiques remaniés dans le Paléozoïque des unités du Filali et du Paléozoïque des nappes ghomarides. Il y a trouvé (1976) des éléments du socle des Beni-Boussera, ou tout du moins d'un socle équivalent, mis à part les péridotites.

Dans tout ce domaine, le Culm contient des éléments d'un socle ancien, non daté : gneiss, micaschistes

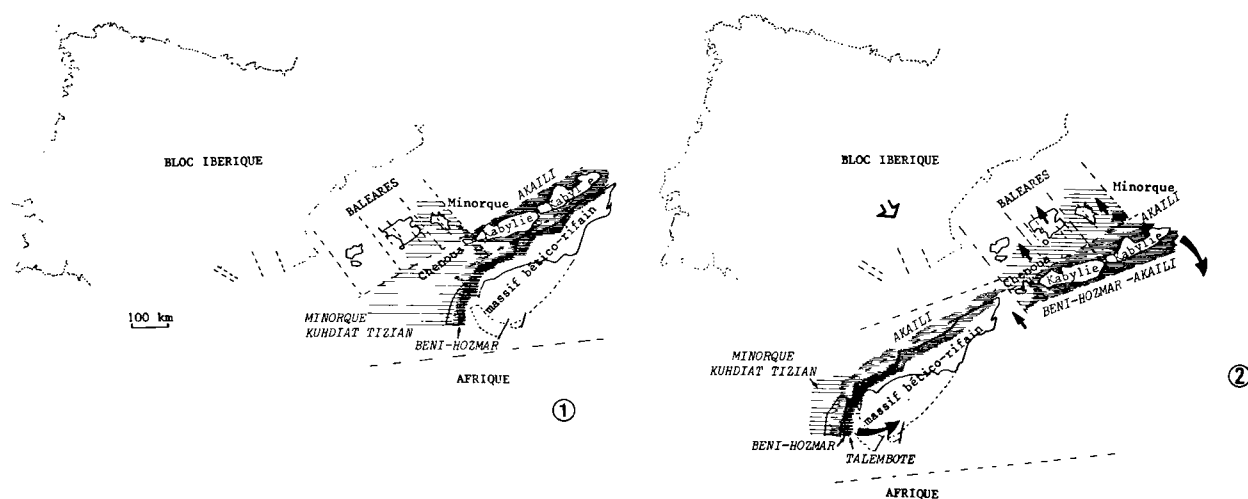


Fig. 10. — Reconstitution du bassin sédimentaire Paléozoïque supérieur (1) et répartition des environnements sédimentaires de ce bassin avant les phases de serrage alpines (2) (Bourrouilh, 1976 ; Bourrouilh et Gorsline, 1978).

plissés, schistes à chlorites, granites à grenats, à biotites. Ces granites sont probablement hercyniens et paraissent associés à un volcanisme effusif avec formations de tufs anthracifères à grenats (rhyolitiques, rhyodacitiques) très comparables aux tufs viséens du Massif Central français.

II. — CONCLUSIONS

A) CORRELATIONS

1) Evolution paléogéographique.

1° *Précambrien* : l'Europe du Sud se caractérise par l'existence généralisée d'un socle para et orthogneissique, relevant d'un cycle cadomien avec mise en place de granites cadomiens (fig. 11). Une chaîne cadomienne est ainsi mise en évidence dans tout ce domaine (sauf Rif, Bétique).

2° *Cambrien* : il correspond à une période post-tectonique, avec une paléogéographie, succédant à une phase intense d'érosion, qui peut être rapprochée de celle du Trias, au climat près. Assez généralement discordantes sur le bâti cadomien (ou considéré comme tel), se déposent des séries de plate-forme, avec produits de démantèlement (arkoses, séries rythmées) passant à des carbonates de faible ou moyenne profondeur, et à des séries volcano-sédimentaires. Celles-ci doivent se corréliser avec un volcanisme acide et basique traduisant des phases de distension, également typiques des périodes post-orogéniques.

3° *Ordovicien* : sédimentation détritique et flyschoid dominante. Episodes volcaniques actifs, multiples dans le temps et divers par leur nature. Localement, à la base (ou vers la base ?) séries conglomératiques (phase sarde, ou en discordance sur un socle « cadomien » ?). Souvent, vers la partie supérieure, séries conglomératiques abondantes et volcanites : liées à des déformations (fractures, basculements, plis ?) d'un épisode tectonique précoce. L'extension géographique des conglomérats paraît liée à la proximité de la calotte polaire australe de l'époque, située sur le bord N de l'Afrique.

4° *Silurien* : retour assez général à des conditions sédimentaires uniformes et « calmes », assez généralement représenté par les ampélites à Graptolites, calcaires à Orthocères, dont l'accumulation se poursuit jusqu'à l'orée du Dévonien.

5° *Dévonien* : nette évolution des conditions sédimentaires, dans le sens d'une réactivation des transferts détritiques et d'une diversification paléogéographique : différenciation de *marges continentales* où se déposent des carbonates offrant tous les faciès entre le rivage, le plateau continental, avec faciès pélagiques (Montagne Noire, Pyrénées), de *bassins* dont la structure est souvent guidée par des structures antérieures calédoniennes ou plus anciennes (Pyrénées), où se déposent des flyschs ou même *faciès océaniques* (Baléares, Rif).

6° *Le passage au Carbonifère* se réalise de façon assez uniforme au sein de séries carbonatées, peu épaisses, intercalées de radiolarites : phase d'uniformisation, localement complétée par une remise en eau d'aires précédemment émergées. Viennent ensuite les séries du Culm, dont l'installation est plus ou moins précoce (du Viséen au Namurien). Ces séries à conglomérats et/ou olistolithes ont été datées, dans leurs termes les plus récents identifiés jusqu'alors avec certitude : Namurien-Westphalien A (Pyrénées) ; Viséen (Montagne Noire) ; Viséo-Namurien (Corse) (?) ; Viséen sup.-Namurien (Baléares-Rif). Présence assez fréquente de calcaires à faunes et flores benthiques (Coraux, Algues, Foraminifères) en intercalations de type plate-forme, souvent signalées comme resédimentées. Le Carbonifère-Permien est une période d'intense activité magmatique (plutonisme, volcanisme) dans l'ensemble de ce domaine.

2) Tectonique.

Le cycle *cadomien* paraît avoir conduit à l'édification d'un bâti formé de roches plutoniques généralement acides, localement basiques, et aussi probablement de séries métamorphiques ; une structuration d'ensemble (Pyrénées : E-W ?) est parfois évoquée (qui a pu guider les paléogéographies ultérieures).

Le cycle calédonien est d'abord perçu en Europe du Sud par des événements de grande ampleur, liés probablement à des réajustements de la croûte terrestre, péri-orogéniques (l'orogène calédonien se forme au N de cette région) mais aussi glacio-eustatiques (liés à la constitution puis à la fonte de l'inlandsis austral). Ces événements s'observent dans des discontinuités, des lacunes, parfois des déformations, mais aussi par la présence quasi générale de conglomérats, souvent épais (500 m en Sardaigne SW).

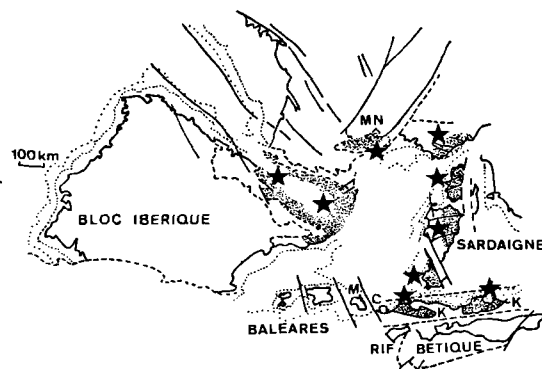
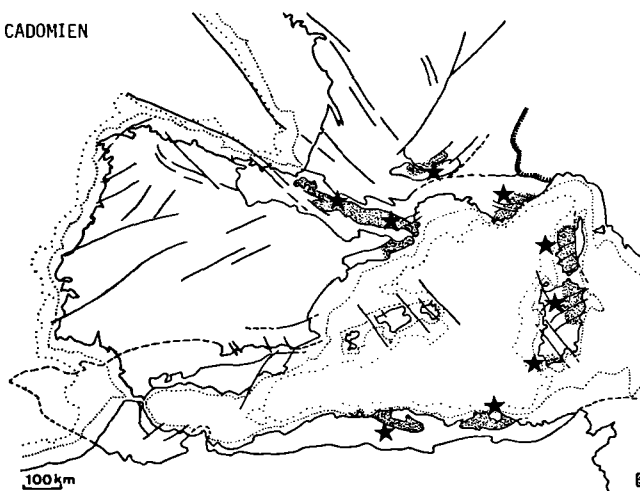
La partie N : Montagne Noire, Provence, Sardaigne se rattache au domaine acadien, la Corse du N devant même être replacée au niveau de la zone arverno-vosgienne, ce qui sera aussi confirmé par son magmatisme potassique.

Précédé de phases de rifting avec volcanisme basique (Provence), lié peut-être à la phase acadienne, le Dévonien traduit probablement par sa paléogéographie l'ouverture d'un néo-océan, à l'Est de l'ensemble Rif-Baléares-Kabylies.

Les principaux événements de l'*oro-tectogenèse varisque* intègrent les séries de type « culm » sus-évoquées ; ils sont fossilisés soit par les molasses rouges permotriassiques, soit par accumulations « houillères » intramontagneuses (Westphalien terminal - Stéphalien), au moins dans les zones Pyrénées-Montagne Noire-Provence-Corse-Sardaigne.

La tectonique est, dans ces mêmes zones, très active et polyphasée. L'établissement d'une systématique rigoureuse et d'une définition « géométrique » rigide de

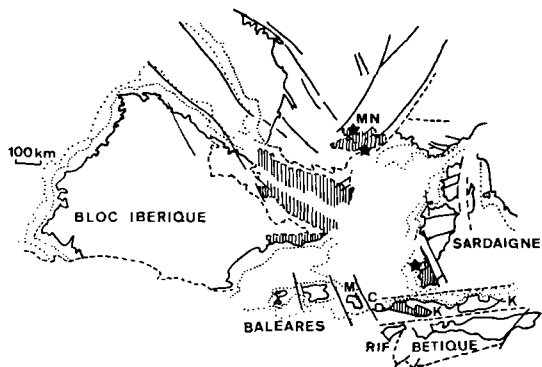
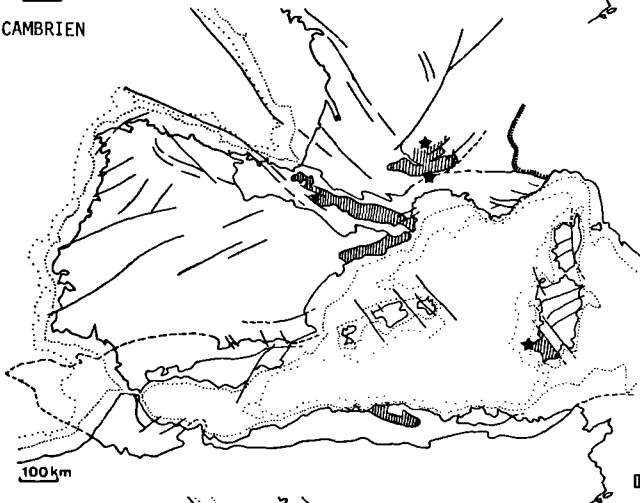
CADOMIEN



★ GRANITES CADOMIENS
 ▨ SOCLE TECTONISE AVANT LE CAMBRIEN

1

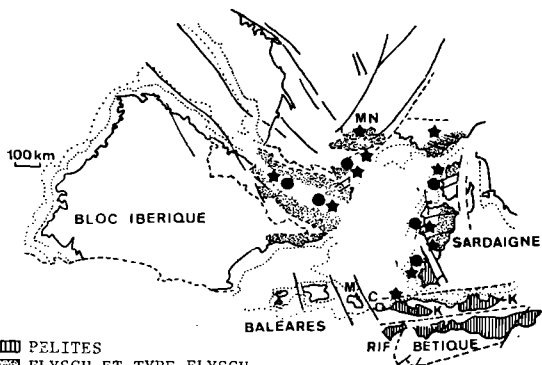
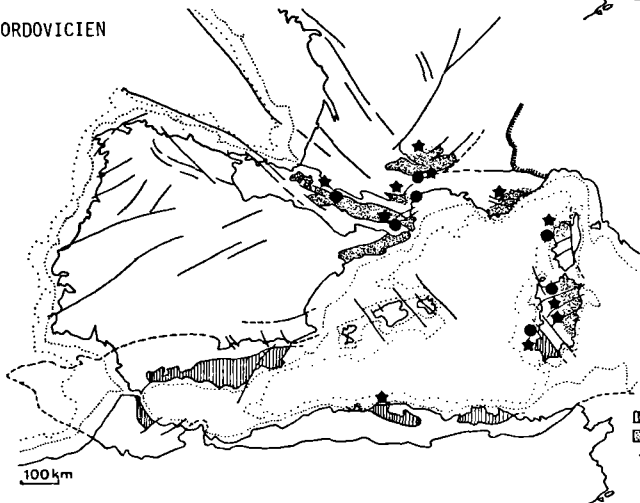
CAMBRIEN



★ ARCHAEOCYATHUS
 ▨ SERIES DE PLATE-FORME

2

ORDOVICIEN



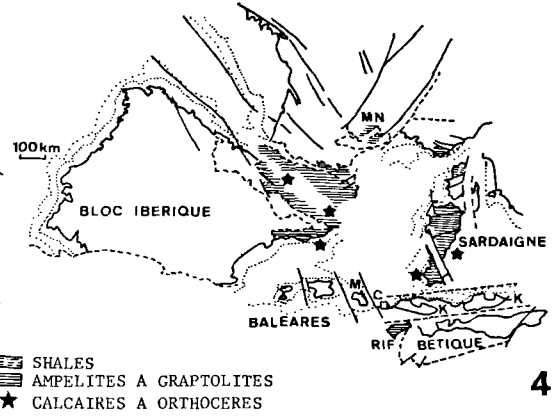
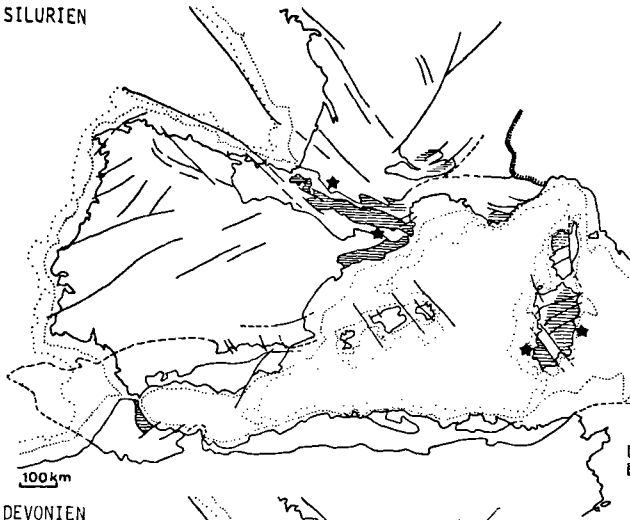
▨ PELITES
 ▨ FLYSCH ET TYPE-FLYSCH
 ★ VOLCANITES
 ● DISCONFORMITES CALEDONIENNES
 (TECTONIQUES, SEDIMENTOLOGIQUES, GLACIO-EUSTATIQUES)

3

R.B.79

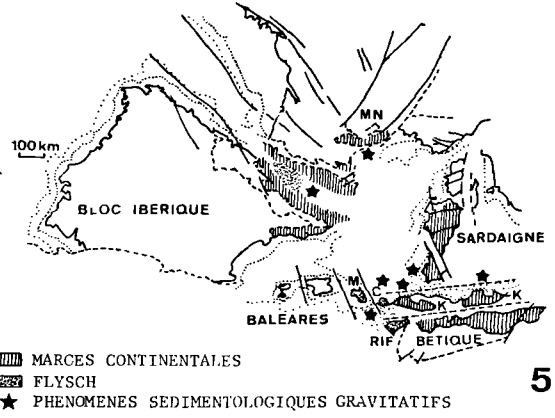
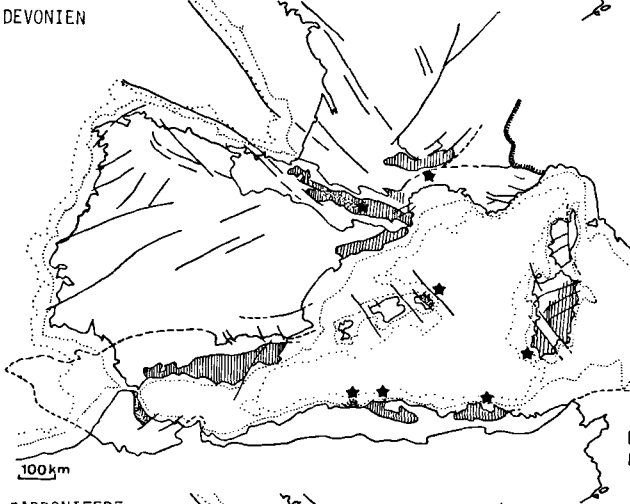
Fig. 11. — Répartition des environnements sédimentaires, métamorphiques, magmatiques et structuraux de l'Europe du Sud et de l'Ouest de la Méditerranée et essai provisoire d'assemblages des éléments régionaux.
 1, Cadomien. — 2, Cambrien. — 3, Ordovicien. — 4, Silurien. — 5, Dévonien. — 6, Carbonifère.

SILURIEN



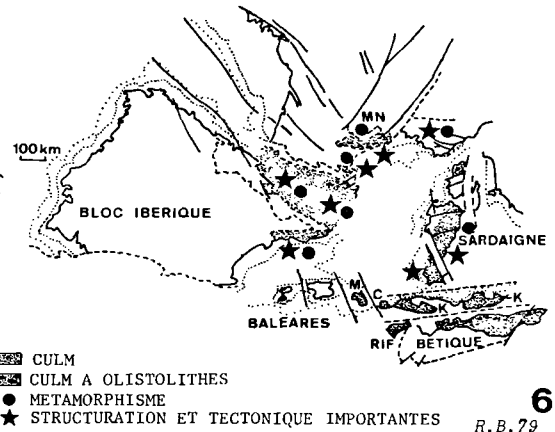
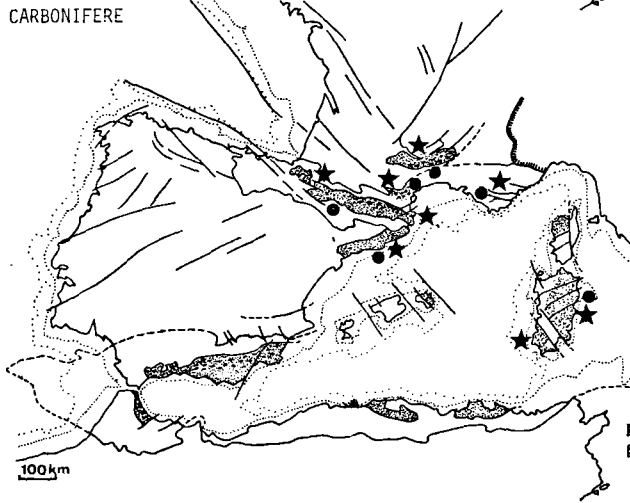
4

DEVONIEN



5

CARBONIFERE



6

R.B.79

Nota. — Sur les assemblages, des fracturations ont été maintenues pour servir de repères et, comme il n'est pas possible de prendre en compte tous les événements, notamment les tectoniques successives, cet essai ne doit être considéré que comme une visualisation commode.

« phases » successives n'est pas encore possible dans l'état actuel des recherches. On opposera :

1° *Des domaines à structuration intense* accompagnée de métamorphisme (Pyrénées - Montagne Noire - Provence) avec formation de nappes de socle (Pyrénées, Montagne Noire) de style pennique, de plis couchés isoclinaux, avec ou sans schistosité, plis redressés synschisteux, souvent en relation chronologique avec des intrusions granitoïdiques, plis à axes redressés, par exemple liés à des cisaillements, etc.

La tectonique hercynienne profonde engendre des nappes de couverture (Montagne Noire, Pyrénées, NE de la Sardaigne ?, Catalanides ?) entraînant à leur tour des nappes gravitatives (Montagne Noire, Mouthoumet) qui se résolvent en olistolithes plus ou moins épars dans le Culm, présents dans toute l'Europe du Sud.

2° *Des domaines à structuration faible*, principalement de fracturation : Baléares, Corse, Rif (?), Bétique (?), Kabylies. J. Muller et Ph. Roger (1978) ont souligné la grande importance de ces fracturations paléozoïques dans les Pyrénées, soulignant le problème des raccords avec l'arc ibéro-armoricain, probablement très complexe.

C'est aussi pourquoi la tectonique tardi-hercynienne (d'âge sensiblement stéphanien, Arthaud et Matte, 1975, 1977) apparaît plus comme un événement nouveau, post-orogénique, plutôt que comme une suite de l'orogène varisque. C'est pour nous (R.B.) déjà la période proto-atlantique qui débute.

3) Métamorphisme.

Le métamorphisme hercynien polyphasé et plus ou moins synkinématique, est à dominante thermique (basse pression andalousite) dans la majorité des zones envisagées (Pyrénées, Montagne Noire, Catalanides) mais des manifestations « intermédiaires » sont notées (précoces ou plus tardives) en Pyrénées et Montagne Noire, tandis que des pressions plus élevées (moyenne pression : disthène) sont mises en cause pour l'ensemble Provence-Sardaigne (pars). Les séries métamorphiques restent peu épaisses et sont caractérisées par des isogrades resserrés (effet de socle).

4) Magmatisme.

Le Cambrien se marque par un important magmatisme acide : rhyolites, porphyroïdes sont très abondants (Pyrénées, Sardaigne) et viennent jusque sur le socle cadomien (Pyrénées orientales). Ce magmatisme se poursuit pendant l'Ordovicien (Montagne Noire, Sardaigne). Il traduit une phase de distension, comparable à celle du Trias. En comparaison, le volcanisme basique, essentiellement tholéitique et calco-alcalin est subordonné.

Mais la période magmatique la plus importante se place au Carbonifère-Permien. Dans le domaine considéré, le magmatisme carbonifère est calco-alcalin essentiellement. Il définit une province particulièrement

bien homogène groupant Pyrénées, Catalanides, Montagne Noire, Sardaigne et Corse méridionale.

La Corse du Nord, de par son magmatisme pluto-nique à caractère fortement potassique ne fait pas partie de cet ensemble. Elle est à rattacher au domaine arverno-vosgien plus septentrional.

Les volcanismes calco-alcalins du Permien inférieur et alcalin du Permien moyen paraissent se limiter à la partie nord de ce domaine, et pourraient marquer une phase de distension annonçant la formation de la marge européenne de l'océan Téthysien.

5) Assemblages proposés.

Après la consolidation de la croûte cadomienne, probablement d'épaisseur moindre que la croûte hercynienne et alpine, ce qui expliquerait aussi l'abondance des granitoïdes — trois domaines principaux se constituent en Europe du Sud (fig. 11).

1° *Un domaine Nord*, formé par les Pyrénées, les Catalanides, la Montagne Noire et le massif du Mouthoumet p.p. ; l'histoire antécambrienne, les séries paléozoïques, l'histoire varisque, tectonique, métamorphique restent constamment dans la même ambiance.

La tectonique varisque affecte intensément ce domaine.

2° *Un domaine Provence-Sardaigne et Corse méridionale* très proche du précédent mais que l'on doit reporter au N de sa position actuelle en raison notamment d'événements orogéniques paléozoïques plus anciens, acadiens (Tempier, 1978), et aussi du plutonisme carbonifère potassique.

La Corse du Nord paraît être plus orientale, et avoir été juxtaposée au reste du massif pendant le Paléozoïque supérieur.

3° *Un domaine sud* lié par le Sud et l'Ouest à la Sardaigne et regroupant les Baléares, les Kabylies, le Rif, et probablement le Bétique.

B) CORRELATIONS EURO-AFRICAINES (*)

Au S de l'Europe se définit un domaine Eurafriquein ou Téthysio-africain. La cratonisation des boucliers centre-africains s'est réalisée pendant une très longue période, disons entre 2.500 M.A. et 600 M.A. Les premières séries détritiques sont mal datées ; qu'il s'agisse de Précambrien ou d'Eocambrien (?), elles témoignent à coup sûr d'évidentes glaciations (Biju Duval, 1974).

1) Histoire sédimentaire.

Guidée par deux influences majeures qui se conjureront : les mers euro-téthysiennes atteindront les versants septentrionaux des vieux boucliers centre africains et constitueront de larges indentations ; d'autre part des volumes considérables de matériaux détritiques fins

(*) par D. Massa.

et grossiers seront arrachés et sédimentés dans plusieurs bassins intracratoniques.

C'est ainsi qu'au Cambrien se dépose sur la moitié N de l'Afrique un épais manteau gréseux. Il semble acquis que les sédiments du Géorgien et de l'Acadien (Deunff et Massa, 1975), voire du Cambrien supérieur (Legrand, 1978) aient été déposés du Maroc à la Lybie.

Avec le cycle Ordovicien vont s'identifier des faciès marins de type soit « graptolitiques » soit au Trémadocien et à l'Ordovicien moyen et ce, du Maroc à la Lybie.

A l'Ordovicien supérieur vont se manifester — dans un cadre initialement africain — de très importantes glaciations. Le centre et peut-être le S de l'Afrique constituent un gigantesque *inlandsis* dont les glaciers et les sédiments périglaciaires (Beuf *et al.*, 1971) atteindront la Meseta ibérique (Tamain, 1972) et la Normandie (Dore, 1965).

La déglaciation fini-ordovicienne engendrera des mouvements de réajustements eustatiques qui précéderont la *transgression silurienne majeure* (Massa et Jaeger, 1965). La mer vient du N, qui recouvrira progressivement tous les reliefs existants ; ainsi le vaste édifice glaciaire néo-ordovicien sera-t-il démantelé. Par accrétions répétitives et progradations successives (Massa et Belrandi, 1974) les sédiments siluriens vont remplir les bassins intracratoniques amorcés à l'Ordovicien. On reconnaîtra en Afrique du N une série silurienne de type britannique (Llandovery basal à Ludlow supérieur). Des lacunes de sédimentation apparaîtront au sommet du Silurien, notamment en Lybie (Massa, 1978). Ces lacunes annonceront des réajustements orogéniques de faible amplitude accompagnée de magmatisme. On est ainsi conduit à évoquer, avec nombre d'auteurs sahariens la réalité d'une phase calédonienne (Furon, 1968). Le rajeunissement des reliefs sera fondamentalement important.

Les séquences *dévonienne*, sur l'ensemble du Sahara seront de 2 types : il y aura soit continuité de sédimentation, entre Silurien et Dévonien (Legrand, 1967) soit discontinuités et lacunes. On datera alors dans ce second cas la transgression éodévonienne soit du Praguien, soit du Mésodévonien, voire même du Frasnien (Massa, 1978).

Les séquences méso et néodévonienne seront principalement carbonatées. Elles se rattacheront aux faciès ardenno-rhénans dans le cas du Maroc et de l'Algérie occidentale (Legrand, 1967 ; Michard, 1977). Au Sahara central et oriental par contre prédomineront des séries argilo-gréseuses à faunes appauvries mais riches en Lycophytes (Lejal Nicol, 1972 ; Masse et Moreau Benoît, 1976).

En continuité de sédimentation, sur l'ensemble du Sahara se déposeront le Strunien puis le Carbonifère inférieur (Tournaisien, Viséen).

Les mouvements prémonitoires hercyniens se marqueront de 2 façons : soit par l'absence du Carbonifère

supérieur (émersion et/ou faciès rubéfiés), soit par une nouvelle phase de magmatisme de type acide. Mais cette orogénèse hercynienne aura d'autres conséquences : les distensions qui se produiront au N de l'Afrique engendreront des *sillons importants* de direction sensiblement E-W.

En Algérie (AFTP 1963 ; Busson, 1970) et en Tunisie méridionale, la mer moscovienne ou Bachkirmosovienne (Massa et Vachard, 1978) pénétrera profondément dans ces dépressions. Dans le sillon sud tunisien, la sédimentation se poursuivra pendant le Permien moyen et supérieur avec de très puissantes séries (Glantzboeckel et Rabate, 1964).

Corrélativement à la genèse de ces sillons qui sont peut-être les tout premiers témoins des « grandes directions atlasiennes » ultérieures (?) toute une série de seuils ou de hauts-fonds également orientés E-W sont connus de Ghardaia à la Djeffara tuniso-lybienne.

2) Histoire tectonique.

C'est à l'Ordovicien qu'ont pris forme les principales synclises et antéclises, amorces des bassins siluro-dévonien ultérieurs.

L'orogénèse calédonienne se traduira par un jeu positif des antéclises, accompagné de lacunes, d'érosions et de manifestations de magmatisme acide et basique. En Afrique du Nord, nous retiendrons la possibilité d'un métamorphisme éocalédonien ou calédonien passablement complexe (Aliev *et al.*, 1971).

L'orogénèse hercynienne se concrétisera par plusieurs phases successives, l'ultime se situant au Stéphanopermien. Le magmatisme se marquera par d'importantes intrusions, surtout acides.

L'évolution structurale à l'hercynien tendra à privilégier les directions E-W, qu'il s'agisse des « sillons » ou qu'il s'agisse des zones ayant subi un jeu positif régionalement important, au point de constituer des « trends » de plusieurs centaines de km.

En conclusion, il faut souligner l'unité stratigraphique et structurale des bassins sahariens et de l'Algérie du N durant le Paléozoïque.

C) CONCLUSIONS GENERALES

Les données réunies sur l'Europe du Sud, autant que leur comparaison avec le domaine Téthys-africain font apparaître (fig. 11) :

1° La constitution d'une croûte sialique stabilisée à l'aurore des temps paléozoïques. Déjà dans les futures zones où se produiront les paroxysmes varisques et alpins, des distensions se manifestent au Cambrien.

2° Nulle part dans le domaine considéré n'apparaît de trace de croûte océanique certaine. Au contraire, l'étude présentée ici montre que du Cambrien au Carbonifère basal une grande partie de l'Europe du Sud est une plaque lithosphérique à croûte continentale

stable, demeurant exempte de structuration importante, et n'étant affectée que de phases de distension.

3° Ces phases de distension (Cambrien, Ordovicien), particulièrement nettes dans les Pyrénées, mais aussi en Provence où la constitution de rifts continentaux est avancée (Seyler et Boucarut, 1975, 1979) provoquent des différenciations de bassins en extension.

4° La monotonie et l'uniformité du Silurien cadre bien avec l'importante déglaciation ordovicienne, les faunes siluriennes d'Europe gagnant le bouclier africain.

5° Réajustement tectonique et ouverture probable de rifts amènent la différenciation d'une paléogéographie dévonienne diversifiée. La Paléotéthys s'ouvre alors à l'Est sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle et les faciès océaniques (flysch) de Minorque, du Rif annoncent les plaines abyssales océaniques.

6° La structuration de la croûte continentale apparaît, pour cette période de plus de 300 M.A., comme guidée par des directions privilégiées (Afrique, Pyrénées, Sardaigne).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) A.F.T.P. (1963). — Aperçu sur les progrès de la géologie saharienne. (Association Française des Techniciens du Pétrole), 72 p., Paris.
- 2) ALIEV M. *et al.* (1971). — Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz des Atlas algériens, Tome II, 203 p., Sonatrach, Alger.
- 3) ARTHAUD F. (1970). — Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Ustela, Montpellier, série Géol. Struct., n° 1, 175 p.
- 4) ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1966). — Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du Massif des Maures (Var). *C.R. Ac. Sc.*, t. 262, p. 436-439.
- 5) ARTHAUD F. et MATTE Ph. (1974-1977). — Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin N. Baléare (Sud de la France, Espagne, bloc Corso-Sarde). *Coll. Int. C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 497.
- 6) ASHAUER H. et TEICHMULLER R. (1935). — Die variscische und alpidische gebirgsbildung Kataloniens. *Abh. Ges. Wiss. Gött. math. phys. Kl.*, vol. 3, p. 1-79.
- 7) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. *In PICG 27. Geol. Surv. of Canada*, paper 78-13.
- 8) AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD C. (1970). — Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme général : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XII, n° 4, p. 673-731 (carte au 1/400.000^m).
- 9) BARD J.P. et LOUEYIT J. (1978). — Sur l'origine des gneiss œillés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central) : conséquences tectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 5, p. 751-772.
- 10) BAUDELLOT S. et GERY B. (1979). — Découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 288, p. 1513-1516.
- 11) BEUF S. *et al.* (1971). — Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Sciences et Techniques du Pétrole*, n° 18, 464 p., Edit. Technip. Paris.
- 12) BOSSIERE G. (1978). — Etude des paragenèses post-cinématiques dans les métapélites de la couverture du socle de Grande Kabylie (Algérie). Mise en évidence d'un métamorphisme de basse pression. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, vol. 3, p. 289-298.
- 13) BOSSIERE G., MENEGAZZO-VITTURI L. et SASSI F.P. (1979). — Caractères géobarométriques du cristallophyllien épimétamorphique anté-alpin de Grande Kabylie (Algérie). *Bull. Minéralogie*, vol. 102, p. 56-60.
- 14) BOUQUET C. et STOPPEL D. (1975). — Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et de l'Avre). *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 1, p. 7-61.
- 15) BOURROUILH R. (1973). — Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. *Thèse*, 822 p., Paris.
- 16) BOURROUILH R. et GORSLINE D.S. (1979). — Pretriassic fit and alpine tectonics in the western Mediterranean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 90, p. 1074-1083.
- 17) CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. et PERTUSATI P.C. (1978a). — The Hercynian Orogenic Revolution in Sardinia. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 1-9.
- 18) CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N., et PERTUSATI P.C. (1978). — Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a nord-est del Campidano. *Soc. Geol. It.*, vol. 69, Congr. Perugia.
- 19) CARRERAS J. (1975). — Las deformaciones tardihercinicas en el litoral septentrional de la península del Cabo de Creus (Gerona, España) : la genesis de las bandas miloníticas. *Acta Geol. Hispanica*, X, n° 3, p. 109-115.
- 20) C.N.R.S. - P.I.C.G. 22. (1974 - 1977). — La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Colloque Int. C.N.R.S.*, Rennes, n° 243, p. 654.
- 21) COCOZZA T. et JACOBACCI A. (1975). — Geological outline of Sardinia. From : Geology of Italy (C. Squyres, ed.). *The Earth Sciences Soc. of the Libyan Republic*, Tripoli, p. 49-81.
- 22) CORDILLERES BETIQUES. (1975). — Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1976, (7), t. XVIII, n° 3.

- 23) CREVOLA G. (1977). — Etude pétrographique et structurale de la partie orientale du Tanneron. *Thèse 3^{me} cycle*, Nice.
- 24) DEMANGE M. (1979). — Schéma structural de la partie orientale du massif de l'Agout (Montagne Noire). *Bull. B.R.G.M.*, 2^{me} série, section I, n° 1, p. 45-49.
- 25) DEMANGE M. (1975). — Style pennique de la zone axiale de la Montagne Noire entre Saint-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif Central). *Bull. B.R.G.M.*, 2^{me} série, section I, n° 2, p. 91-139.
- 26) DONNOT M. et GUERANGE B. (1978). — Le synclinorium cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les Monts de l'Est de Lacaune (Tarn, Aveyron, Hérault). Versant Nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.*, 2^{me} série, sect. I, n° 4, p. 333-364.
- 27) DURAND-DELGA M. et al. (1978). — Corse. *Guides géol. rég.*, éd. Masson, Paris.
- 28) DURAND-DELGA M. (1969). — Mise au point sur la structure du NE de la Berbérie. *Pub. Serv. géol. Algérie*, Bull. n° 39.
- 29) FONTBOTE J.M. et JULIVERT M. (1954). — Algunas precisiones sobre cronologia de los plegamientos hercynianos en Cataluña. *Cong. Géol. Internat., C. Rendus 19^{me} session* (Alger, 1952), fasc. 15, p. 575-591.
- 30) FONTEILLES M. (1970). — Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du Massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull. B.R.G.M.*, n° 3, sect. IV, p. 21-72.
- 31) FONTEILLES M. et GUITARD G. (1977). — Influence des noyaux de socle précambrien sur le métamorphisme et la structure profonde de l'orogène hercynien des Pyrénées orientales. Comparaisons avec les régions voisines. In La Chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. C.N.R.S., Rennes*, n° 243, p. 81-87.
- 32) FONTEILLES M. et GUITARD G. (1968). — L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristal.*, vol. 91, p. 185-206.
- 33) FURON R. (1968). — Géologie de l'Abrique. Payot, Paris.
- 34) GEZE B. (1949). — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 20, n° 62, 215 p., 7 pl., 1 carte 1/200 000.
- 35) GREISLING L. et PUSCHMANN H. (1965). — Die Grenze silurium/devon am St. Creu d'Olorde bei Barcelona (Katalonien). *Senck. Leth.*, vol. 46, n° 4-6, p. 453-457.
- 36) GUEIRARD S. (1957). — Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Thèse*, Marseille.
- 37) GUITARD G. (1978). — Les Pyrénées orientales. In Les Pyrénées. *Guides géol. rég.* Ed. Masson, Paris.
- 38) GUITARD G. (1970). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ceillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mém. B.R.G.M.*, n° 63, 316 p. (carte au 1/50.000^{me}).
- 39) KORNPROBST J. (1971-1974). — Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 251.
- 40) LAUMONIER B., GUITARD G. (1978). — Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal du synclinal de Villefranche de Conflent. *Rev. Géogr. phys. et Géol. Dyn.* (2), XX, p. 177-212.
- 41) LEGRAND P. (1967). — Le Dévonien du Sahara algérien. *Inter. Symp. on the Devonian System*. Calgary, Alberta, p. 245-284.
- 42) LEGRAND Ph. (1974). — Paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. *Mém. C.F.P.*, n° 11.
- 43) MAJESTE-MENJOUAS Cl. (1979). — Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque. Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts - Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales). *Thèse Sciences*, Toulouse, 343 p.
- 44) MALUSKI H. (1968). — Etude pétrographique et structurale du Massif des Maures (Var). *Thèse 3^{me} cycle* Montpellier.
- 45) MASSA D. (1978). — General Framework of the Murzuk and Rhadamès Basins. Part I (sous presse).
- 46) MASSA D. et MOREAU-BENOIT A. (1976). — Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Système dévonien en Libye occidentale. *Revue de l'I.F.P.*, vol. XXXI, n° 2, p. 287-333.
- 47) MULLER J. et ROGER Ph. (1977). — L'évolution structurale des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne alpine. *Géol. Alpine*, n° 53, p. 149-191.
- 48) ORSINI J.B. (1968). — Etude pétrographique et structurale du Massif du Tanneron (W et centre). *Thèse 3^{me} cycle* Grenoble.
- 49) PASCAL M.L., FONTEILLES M., GUITARD G. (1976). — Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. XVIII, n° 6, p. 1471-1487.
- 50) PRUVOST P. (1912). — L'âge des schistes pourprés de Papiol, près de Barcelone. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLI, p. 263-283.
- 51) PUSCHMANN H. (1968). — La série Paléozoïque du Massif du Montseny (Catalogne, Espagne du Nord-Est). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 266, p. 657-659.
- 52) PYRENEES 1977. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France. *Bull. S.G.F.* (7), XX, n° 5.
- 53) RAGUIN E. (1977). — Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. B.R.G.M.*, sec. I.
- 54) RAYMOND D. (1976). — Evolution sédimentaire et tectonique du NW de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. *Rés. Thèse Ann. Sci. Univ. Besançon*, fasc. 26, 3^{me} sér., p. 47.
- 55) SANTANACH I PRAT P.F. (1974). — Estudi tectonic del Paleozoic inferior del Pirinen entre la Cerdanya i el Riu Ter. *Fond. Salv. Vives Casajuana Barcelona*, 133 p.
- 56) SCHRIEL W. (1924). — Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromündung und Ampurdan. *Abh. Ges. Wiss. Gött., math. phys. Kl.*, vol. 14, n° 1, p. 1-79.

- 57) SEYLER M. et BOUCARUT M. (1978). — Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin-Grimaud. *Bull. B.R.G.M.*, 2^{me} sér., vol. 1, 1, p. 3-18.
- 58) SOULA J.C. (1979). — Déformations hercyniennes et alpines dans les pyrénées ariégeoises. Structures naturelles et études expérimentales, essai d'interprétation. *Thèse Sciences Toulouse*.
- 59) TEMPIER Cl. (1978). — Les événements calédoniens dans les massifs varisques du SE de la France, Corse et Sardaigne. In P.I.C.G. 27. *Geol. Surv. of Canada*, Paper 78-13.
- 60) VAQUER R. (1973). — El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la Sierra de Collcerola (Tibidabo), Barcelona. *Publ. Univ. Barcelona, resúmenes Tesis Doct.*
- 61) VAN DER SHIP J.W.C.M. (1952). — Petrofabric analysis of some metamorphic rocks from the Guillerias (NE Spain), *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen*, ser. B, vol. 55, p. 51-58.
- 62) VELLUTINI P. (1977). — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest, *Thèse Doct. Etat*, Aix-Marseille III.
- 63) VITRAC A., ALLEGRE J.C. (1975). — A study of the formation and history of a piece of continental crust by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr method: the case of the French oriental Pyrénées. *Contr. Min. Petro.*, n° 50, p. 257-285.
- 64) VITRAC A., ALLEGRE J.C. (1975). — ²³⁸U-²⁰⁶Pb, ²³⁵U-²⁰⁷Pb, systematics on Pyrenean Basement. *Contr. Min. Petro.*, n° 51, p. 205-212.



Thème III

Vers une synthèse paléogéodynamique du domaine varisque

Les approches paléogéodynamiques

- C. Babin, L.R.M. Cocks, O.H. Walliser. — **Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe.**
- R. Van der Voo, J.C. Briden, B.A. Duff. — **Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents.**
- J. Bébien, C. Gagny, G. Rocci. — **La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque.**

Les modèles

- H.J. Zwart, U.F. Dornsiepen. — **The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe ; a tentative model.**
- J.P. Bard, J.P. Burg, P. Matte, A. Ribeiro. — **La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques.**

Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe

par Claude BABIN (*), L.R.M. COCKS(**) et Otto H. WALLISER(***)

Résumé. — Les auteurs examinent dans quelle mesure la distribution des faciès et des faunes peut contribuer à restituer l'évolution du domaine ouest-européen pendant le Paléozoïque antécarbonifère. Après un bref aperçu des prémices cambriennes caractérisées par une dualité faunistique permanente entre une aire acado-baltique et une province euratéthysienne, cinq moments sont analysés plus précisément : Arenig, Caradoc-Ashgill, Wenlock, Emsien inférieur, Dévonien supérieur. L'essentiel des documents faciétaux et fauniques paraissent s'intégrer assez aisément dans les schémas qui supposent l'existence à l'Ordovicien et au Silurien, d'un océan Protoatlantique ou Iapetus se suturant progressivement au Silurien. Par contre, les répartitions des faciès et les distributions des faunes ne semblent pas confirmer la présence d'aires océaniques profondes, rhécienne et/ou prototéthysienne ; ils confortent plutôt l'hypothèse épicontinentale gondwanienne pour la Prototéthys et celle d'une mer médio-européenne de bathymétrie probablement aussi médiocre. Il demeure pourtant que nous ne sommes pas en mesure encore de fournir, sur les bases litho- et biologiques, un modèle précis de l'évolution paléogéographique antécarbonifère de ce domaine ouest-européen.

Abstract. — The authors examine in what degree the study of the distribution of the facies and of the fauna can contribute to reconstitute the evolution of the west-european area during the antecarboniferous Paleozoic time. After a short summary concerning the Cambrian evolution which was characterized by a continuous faunal dualism between an acado-baltic area and an euratethysian province, five times are analysed with more precision : Arenig, Caradoc-Ashgill, Wenlock, Emsian and Upper Devonian. The main part of these facietal and faunal data seems to be easily enough integratable in the reconstructions which suppose, during the Ordovician and the Silurian, the presence of a Protoatlantic ocean (Iapetus), this one being progressively closed during the Silurian. On the other hand, the distributions of the facies and the fauna do not seem corroborate the presence of deep oceanic areas, rheician and/or prototethysian ; it rather strengthens the assumption of an epicontinental gondwanian sea characteristics for the Prototethys and that of a relatively shallow medio-european sea. Nevertheless, we cannot give yet, after lithological and biological data, a precise pattern for the palaeogeographical evolution of the west-european area during the antecarboniferous times.

La tectonique des plaques connaît actuellement une vogue qui incite nombre de géologues à présenter les modèles géodynamiques les plus variés pour rendre compte des paléogéographies successives. Cette émulation fructueuse ne doit néanmoins pas conduire à ignorer, en les oblitérant, les autres recherches dans le domaine des Sciences de la Terre. Or il est patent que beaucoup des modèles géométriques proposés, si séduisants qu'ils puissent être, ne se soucient pas d'intégrer l'ensemble des données disponibles ; la documentation paléobiologique, en particulier, reste

souvent peu sollicitée alors qu'elle devrait servir notamment à tester ces modèles. De leur côté, les paléobiogéographes répugnent quelquefois à utiliser, pour le Paléozoïque au moins, des fonds de cartes mobilistes établis par les géophysiciens et tectonicien, tant leur paraissent conjecturales, fragiles, variées et fugaces ces reconstitutions. Ainsi peuvent se côtoyer dans un même ouvrage (Middlemiss, Rawson et Newall, par exemple, 1971) des auteurs qui compilent les distributions des faunes sur des cartes géographiques actuelles et d'autres qui le font sur des reconstitutions fournies par les paléomagnéticiens. Il n'est pas douteux, par ailleurs, que l'efficacité de la paléontologie et des études de faciès dans le domaine paléogéographique nécessite encore un long et intense effort de documentation parce que, contrairement à celle de la modélisation, la démarche est ici cumulative. Les difficultés résultent de la dispersion et de l'inégale qualité des données liées aux aléas de la fossilisation et à l'intensité des explorations mais aussi des problèmes relatifs aux déterminations des fossiles (part de subjectivité des auteurs...) ; elles proviennent encore des incertitu-

(*) Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, Université de Bretagne Occidentale, 6, Avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex (France).

(**) British Museum (Natural History), Cromwell Road, London SW7 5BD (Grande-Bretagne). (Rédacteur de « L'Europe au Silurien moyen »).

(***) Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Georg-August Universität, 34 Göttingen, Goldschmidt-Strasse 3, (République Fédérale Allemande). (Rédacteur de « L'Europe au Dévonien supérieur »).

des concernant les paléoprovinces fauniques et des rapports faunes-lithologies ; elles découlent enfin des grandes imprécisions qui entachent la distribution stratigraphique des faunes paléozoïques (quelle signification paléobiogéographique revêt une faune "arenigienne" correspondant à une vingtaine de millions d'années ou même "caradocienne" pour un laps de temps de quelque dix millions d'années?). Enfin, lorsque des contemporanéités plus précises peuvent être établies, il demeure que l'interprétation de la distribution géographique des faunes repose sur un certain nombre d'hypothèses : Whittington et Hughes (1972), Williams (1969, 1976), par exemple, postulent pour des faunes benthoniques (Trilobites, Brachiopodes) que l'extension et la réduction du provincialisme relèvent de l'importance relative des barrières océaniques mais elles peuvent aussi résulter de l'existence de barrières continentales, de gradients climatiques, etc...

Quoi qu'il en soit des difficultés rencontrées et des limites de l'outil considéré, il reste indéniable que les modèles d'évolution paléogéographique ne peuvent être fiables s'il ne prennent en compte les répartitions des lithofaciès et celles des flores et des faunes. Il convient d'ajouter que l'exploitation des documents paléobiologiques peut compléter celle des données paléomagnétiques. French a encore récemment rappelé (1976) que le paléomagnétisme n'est pas en mesure de fournir des renseignements sur les longitudes et ne pourra donc, par exemple, permettre d'évaluer l'extension Est-Ouest du Iapetus (= Protoatlantique). La répartition des faunes fut alors sollicitée pour cerner les modalités de la fermeture du Iapetus (voir la récente synthèse de Spjeldnaes, 1978) et elle a même conduit des auteurs (McKerrow et Cocks, 1976) à tenter des estimations concernant les variations des dimensions de cet océan au cours du Paléozoïque inférieur.

Restituer l'évolution du domaine ouest-européen pendant le Paléozoïque antécarbonifère nécessite donc aussi une approche paléobiogéographique ; celle-ci peut être utile, en particulier pour préciser ce que furent les aires marines supputées par divers auteurs : Iapetus (ou Protoatlantique) suturé au Silurien, Prototéthys et/ou Rheic ("océan" médioeuropéen) cicatrisés au Carbonifère. Mais les schémas interprétatifs esquissés pour les domaines dont l'évolution structurale a été ultérieurement complexe doivent être saisis dans leur relativité. Ils ne peuvent être, en effet, considérés comme des "cartes paléogéographiques" au sens strict, puisque l'établissement de celles-ci nécessiterait un redéploiement des couches polystructurées leur restituant leur extension horizontale originelle. Cette entreprise demeure irréalisable.

Les brefs documents présentés ci-après pour le domaine européen concernent essentiellement cinq moments : Ordovicien inférieur, Ordovicien supérieur, Silurien moyen, Dévonien inférieur et Dévonien terminal ; ils ne sont que des coups de projecteur jetés sur l'immensité de cette évolution paléogéographique.

I. — LES PREMICES CAMBRIENNES

Pour les quelque 70 M.A. auxquels correspondent les temps cambriens, la documentation demeure beaucoup trop partielle pour contribuer de façon déterminante à des reconstitutions fiables. Au Cambrien inférieur, les analyses des faunes trilobitiques (Cowie, 1971 ; Palmer, 1973 ; Ross, 1975) suggèrent un certain provincialisme avec une province à Olenellidés et une autre à Redlichiidés. Sur l'Europe, il est remarquable que s'opposent déjà une aire acado-baltique appartenant à la première de ces provinces et une aire euro-téthysienne, de la Normandie au Maroc, correspondant à la mer à *Redlichia*. Cette dernière se trouve, en outre, caractérisée par la présence d'Archéocyathes et un développement non négligeable des sédiments carbonatés. Une certaine contradiction apparaît entre cette répartition des calcaires à Archéocyathes et les localisations latitudinales basées sur le paléomagnétisme qui placent l'aire acado-baltique en position équatoriale. L'existence de courants froids a été évoquée pour en fournir une explication. Quoi qu'il en soit, Doré a insisté dans une récente synthèse (1977) sur la zonalité sédimentaire développée sur l'Europe moyenne dès le Cambrien inférieur avec, du Nord au Sud :

— une ceinture détritique externe, mal exposée, depuis les Monts de Sainte-Croix au Pays de Galles (?) par la Thuringe et l'Ardenne ;

— une ceinture carbonatée externe de la Lusace à la Normandie et dont le sillon andalou pourrait être le prolongement (associations algaires identiques) ;

— une ceinture détritique interne, des Monts de Zelezné à la Bretagne centrale et se poursuivant dans la zone centro-ibérique ;

— une plate-forme carbonatée asturo-sarde, incluant la Montagne Noire.

L'auteur n'a pas celé que certaines distributions biogéographiques, telle celle de *Bigotina*, s'intègrent mal dans son schéma ; celui-ci a néanmoins le mérite de rappeler l'existence apparente, dès le Cambrien, de relations ibéro-armoricaines (voir infra) et de souligner les difficultés extrêmes rencontrées pour les reconstitutions "paléogéographiques" du Cambrien.

Malgré ces obstacles, le maintien d'une opposition globale entre une province scandinave et une province euro-téthysienne paraît persister au Cambrien moyen (les Echinodermes *Cincta* caractérisent alors la seconde de ces provinces) et au Cambrien supérieur (les Trilobites Olénidés sont alors localisés à l'aire baltique). Cette permanente dualité des deux domaines sur l'Europe pourrait donc s'accorder avec l'hypothèse de leur relatif éloignement (mer médio-européenne ?) dès le début du Paléozoïque.

II. — L'EUROPE A L'ARENIG

De façon générale, le début de l'Arenig (fig. 1) coïncide avec une transgression de grande ampleur sur

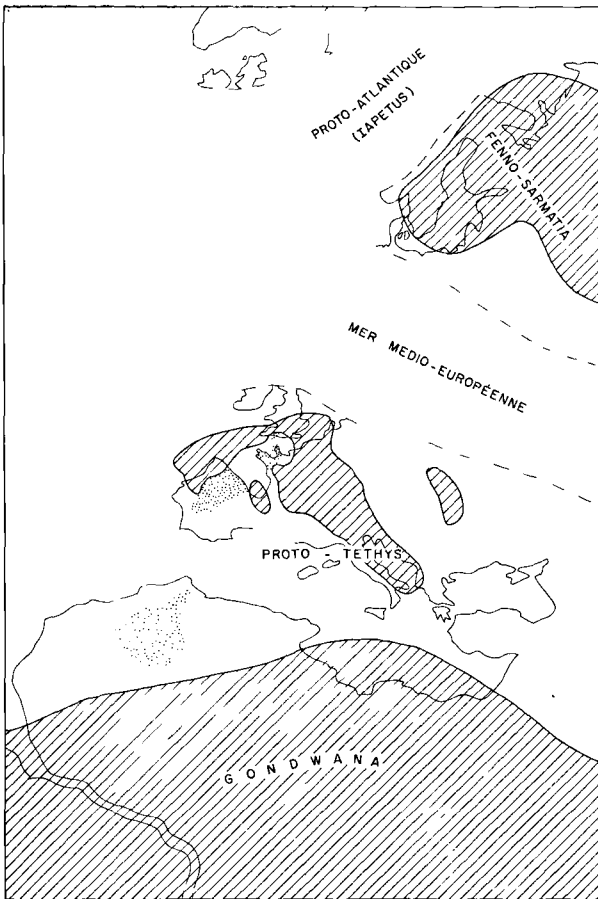


Fig. 1. — Reconstitution paléogéographique de l'Europe à l'Ordovicien inférieur (Arenig).

En hachures : aires émergées. — En pointillés : province des Grès armoricains. L'existence et les dimensions d'une mer médio-européenne sont très hypothétiques.

plusieurs domaines européens et nord-africains. Cependant la répartition des lithofaciès et des faunes, déjà analysée à diverses reprises, semble conforter plus particulièrement certaines hypothèses paléogéographiques. L'appartenance de l'extrême Nord-Ouest de l'Europe (Ecosse, Irlande septentrionale) à une plaque (?) groenlando-canadienne séparée de l'ensemble gondwano-européen par un océan Protoatlantique s'accorde notamment avec un certain nombre de distributions fauniques dont quelques exemples peuvent être rappelés. Selon Whittington (1973), la partie nord-occidentale de l'Europe se caractérise par des Trilobites (Bathyurides) identiques à ceux du Canada ; selon Williams (1973), une province scoto-appalachienne se singularise par un ensemble de formes endémiques pour les Brachiopodes. Certaines faunes pélagiques elles-mêmes offrent des

répartitions similaires (province nord-atlantique pour les Graptolites selon Skevington, 1973) ou voisine (province nord-atlantique = européenne pour les Conodontes, selon Bergstrom, 1973).

Le reste du domaine européen, c'est-à-dire sa quasi-totalité, ainsi que ses relations avec l'Afrique du Nord, demeurent d'interprétation beaucoup plus difficile. L'aire svéco-baltique reçoit une sédimentation souvent carbonatée (calcaires à Orthocères) qui va s'accroître au cours de l'Ordovicien. Cela paraît s'accorder avec une position à basse latitude supposée pour cette région ; pourtant, selon Jaanusson (1972), l'absence d'agrégats d'aragonite est l'indice d'une certaine fraîcheur des eaux, ce que Lindstrom (1972) pense pouvoir confirmer en signalant la présence de grains de sable à façonnement glaciaire dans le calcaire à Orthocères. Quoi qu'il en soit de la température des eaux, les sédiments de l'aire svéco-baltique sont surtout ceux d'une plate-forme continentale et Walter conclut de leur étude (1978) à l'appartenance de cette partie septentrionale de l'Europe moyenne à un type mobile de croûte continentale, en prolongement sud-ouest de la plate-forme orientale.

La sédimentation sur l'Europe méridionale et l'Afrique du Nord est aussi de plate-forme continentale mais elle diffère de celle de l'aire septentrionale. Il convient de rappeler, en particulier, l'existence d'une véritable "province des Grès armoricains". L'extension de celle-ci, de la Cornouaille anglaise à l'Anti-Atlas par le Massif Armoricain et la Péninsule Ibérique, souligne, comme l'ont déjà indiqué divers auteurs, l'unité paléogéographique de cet ensemble ouest-euroafricain. Cela infirme notamment un certain nombre de schémas proposés sur les bases du paléomagnétisme et dans lesquels Massif Armoricain, Péninsule Ibérique et Afrique du Nord se trouvent largement disjoints (Smith *et al.*, 1973 ; French, 1976). En outre, le caractère très littoral de cette sédimentation arénacée semble exclure l'existence d'une Téthys profonde, au moins dans cette terminaison occidentale de l'Europe.

L'examen des faunes, souvent limité par la pauvreté de la documentation dans différentes formations dont celle des Grès armoricains, ne précise guère les schémas. D'après les Trilobites, Whittington et Hughes (1972) distinguent deux provinces sur l'Europe : celle à Asaphides correspond à la partie septentrionale (aire baltique), celle à *Selenopeltis* (à laquelle appartiennent quelques parties de l'actuelle côte orientale de l'Amérique du Nord situées alors à l'Est du Lapetus) englobe Sud-Est de l'Irlande, Angleterre, Pays de Galles, Massif Armoricain, Montagne Noire, Bohême, Péninsule Ibérique, Turquie et Afrique du Nord. Les auteurs estiment que cette dualité provinciale sur l'Europe conforte l'hypothèse d'une mer médio-européenne jouant le rôle de barrière pour les migrations entre les deux provinces. La répartition des Brachiopodes (Williams, 1973 ; Jaanusson, 1973) confirme certes des différences entre le Nord (provinces baltique et celtique) et le Sud de

l'Europe (provinces anglo-française et bohémienne), mais Williams souligne que quelques genres communs à ces provinces assurent néanmoins une certaine homogénéité permettant de parler d'un " Royaume européen " auquel il convient d'intégrer l'Afrique du Nord ; la multiplication des investigations pourrait bien d'ailleurs augmenter le nombre des formes communes ; en Montagne Noire, par exemple, Mélou (inédit) a reconnu *Prantlina* de la province bohémienne et *Nanorthis* de la province baltique.

Il est particulièrement intéressant de souligner le rôle privilégié qu'assurent certaines aires de ces mers arenigiennes européennes vis-à-vis de la faune. La Montagne Noire est très remarquable de ce point de vue sans qu'il soit possible d'en donner une explication paléogéographique satisfaisante. Les fonds sableux et vaseux de cette région hébergent alors un riche benthos de Trilobites, Echinodermes, Mollusques dont un certain nombre de genres se retrouveront plus tard (Llanvirn) en Bohême, dans le Massif Armoricaire et en Péninsule Ibérique (Bivalves en particulier). Un phénomène identique (migration réelle ou apparence résultant d'une insuffisance taphonomique ?) se retrouve au niveau des Hyolithes dont plusieurs genres arenigiens du Maroc n'apparaîtront qu'au Llanvirn en Bohême (Marek, 1976).

En définitive, la paléogéographie de l'Europe moyenne à l'Ordovicien inférieur reste largement énigmatique. Se fondant sur le provincialisme des Trilobites, Whittington (1973, p. 16) postule l'existence d'un " océan large et probablement profond " entre l'aire baltique équatoriale et l'aire téthysienne bordière du continent gondwanien péripolaire ; cependant, la présence de cette mer médio-européenne, très plausible, demeure conjecturale et nous ne disposons pas de documents concernant ses caractéristiques. Tout un faisceau de données, par contre, s'accorde pour considérer qu'un certain nombre de territoires comme le Massif Armoricaire, une grande partie de la Péninsule Ibérique et la partie occidentale de l'Afrique du Nord appartiennent à une même province et que leur éloignement relatif ne fut pas celui admis dans diverses reconstitutions basées sur le paléomagnétisme et d'ailleurs immédiatement mises en doute (Cocks et McKerrow, 1973, p. 300) ; une approche comme celle fournie par Hughes *et al.* (1975, p. 584) est certainement plus satisfaisante. Cette similitude se trouve d'ailleurs confortée par la documentation llanvirno-llandeilienne, notamment pour le domaine ibéro-armoricaire ; divers auteurs ont suffisamment insisté sur ces identités (Henry et Thadeu, 1971 ; Tamain et Ovtracht, 1971 ; Babin *et al.*, 1976 ; Paris et Robardet, 1977) pour qu'il soit inutile d'y revenir si ce n'est pour rappeler qu'elles concernent les lithofaciès et toutes les faunes benthiques (Bivalves, Brachiopodes, Trilobites, Ostracodes, Echinodermes...). Quant au domaine prototéthysien, probablement limité, d'une part, par les terres gondwaniennes et, d'autre part, par des archipels d'îles mal circonscrites, sa défi-

inition reste également aléatoire. Succédant aux restrictions marines finicambriennes, la transgression ordovicienne sur ce domaine correspond probablement à des mers peu profondes aux communications incertaines et cela peut expliquer la diversité faunique de cette " province " à l'Ordovicien inférieur, caractéristique soulignée déjà par Havlicek (1974). Si nos corrélations stratigraphiques sont exactes, il semble que la Montagne Noire ait constitué, en domaine néritique, un véritable berceau pour de nombreuses faunes benthoniques (Trilobites, Bivalves, Rostroconches, Brachiopodes...). La lenteur des migrations supposées à partir de ce centre de dispersion demeure pourtant assez énigmatique et la nature des barrières géographiques est peu claire. La partie la plus profonde de cette Prototéthys se situait peut-être sur un ensemble comportant le Sud ibérique, le Rif marocain, la Sardaigne, les Alpes carniques, la Thuringe. Mais les modifications fondamentales qui ont affecté ces régions lors de l'orogénèse alpine y rendent à peu près totalement illusoire toute tentative de reconstitution paléogéographique.

III. — L'EUROPE A L'ORDOVICIEN SUPERIEUR (CARADOC - ASHGILL)

Après l'expansion marine llanvirno-llandeilienne, l'Ordovicien supérieur instaure progressivement un régime régressif sur une grande partie de l'Europe. Cela induit une hétérogénéité plus grande des faciès, sensible en particulier au niveau de la précédente province des " Schistes à Calymènes " où se produisent notamment diverses manifestations volcaniques. Ces modifications faciétales témoignent d'instabilités liées à l'activité orogénique calédonienne ; mais un refroidissement drastique (glaciation fini-ordovicienne responsable de la régression généralisée) se superposant à ces pulsations diachroniques, contribue également à l'accentuation des particularités régionales.

Il peut donc paraître paradoxal d'assister, au cours de l'Ordovicien supérieur, à une homogénéisation progressive des faunes. Celle-ci a pourtant été soulignée pour plusieurs groupes benthoniques, Trilobites (Whittington et Hughes, 1972) et Brachiopodes (Williams, 1973 ; Havlicek, 1974) notamment. La réduction des endémismes paraît résulter en particulier de migrations de formes américaines vers l'Europe, échanges interprétés comme liés à une restriction progressive du Iapetus. Dans le détail pourtant, les distributions offrent quelquefois des particularités malaisément explicables : absence des Trilobites Cryptolithinés dans le Sud de la Grande-Bretagne (Hughes *et al.*, 1975), endémisme extrême de certains Bivalves comme *Siliquarca* dans l'Est du Massif Armoricaire, etc... L'homogénéisation en domaine prototéthysien avec arrivée de genres baltiques (*Christiania*, *Strophomena*...) résulterait, selon Havlicek (1974), d'une réduction de la mer mério-européenne à la suite d'une dérive vers le Nord de la plaque gondwanienne. Là encore, la répartition des faunes relève

simultanément des modifications qui surviennent dans les relations des mers et des variations climatiques latitudinales accentuées par le refroidissement qui affecte le continent gondwanien ; les migrations des faunes baltiques à cachet chaud se trouvent, par exemple, limitées vers le Sud. Il n'est pas aisé, finalement, de démêler dans ce cadre complexe d'interférences, ce qui relève précisément de la contraction des domaines marins. Nous retiendrons néanmoins que, à l'image des temps antérieurs, c'est à une même province paléobiogéographique, celle de la Prototéthys, qu'appartiennent l'Europe centre-occidentale et l'Afrique du Nord. Les récentes analyses des Echinodermes ashgilliens, comme celle de Chauvel et Le Menn (1979), viennent souligner une fois encore les relations précises existant alors de la Bohême à la Lybie par la Belgique, le Massif Armoricain, la Montagne Noire, les Pyrénées, la Péninsule ibérique, le Maroc, la Sardaigne. De telles répartitions confirment que la Prototéthys ne correspond probablement pas à un océan mais plutôt à des mers épicontinentales étalées sur une vaste plate-forme développée au Nord du continent gondwanien et appartenant donc à la plaque du Gondwana.

En définitive, l'Ordovicien s'achève sur l'Europe dans un contexte que nous cernons encore mal. La fermeture progressive du Protoatlantique rend compte des échanges fauniques plus précis entre l'Amérique du Nord et l'Europe baltique. Le domaine protéthysien, épicontinental pour l'essentiel sinon totalement, englobe toute l'Europe moyenne, l'Europe méditerranéenne et l'Afrique du Nord. Quoique entravés par les variations thermiques latitudinales, des échanges de faunes entre l'Europe du Nord et la province protéthysienne paraissent témoigner d'une première réduction de la mer médio-européenne dont les dimensions et la signification demeurent néanmoins énigmatiques.

IV. — L'EUROPE AU SILURIEN MOYEN (*) (WENLOCK MOYEN)

Autant que nous puissions l'admettre, l'Europe demeure divisée, au Wenlock moyen (fig. 2), entre trois plaques continentales différentes, séparées par des "océans". La vaste région de l'Europe septentrionale, comprenant l'Irlande du Sud-Est, la majeure partie de l'Angleterre et du Pays de Galles, l'extrême Nord de la France, la Belgique, les Pays-Bas, l'Allemagne, la Pologne, la Scandinavie et l'essentiel de l'U.R.S.S. d'Europe, est située sur la plaque dite Baltica. Sur la reconstitution (fig. 2), la Baltica est représentée non déformée, et cela semble justifié pour la partie orientale de la plate-forme où les formations siluriennes sont à peu près horizontales. L'importante activité tectonique post-silurienne qui a, par contre, affecté le Nord-Ouest de l'Europe, la Norvège en particulier, fait que les distances qui séparent aujourd'hui les affleure-

ments ne renseignent aucunement sur les positions relatives initiales. Le Sud-Ouest de l'Angleterre n'est pas représenté, son histoire prédévonienne demeurant mal connue.

La documentation paléomagnétique, revue par Ziegler *et al.* (1977, p. 28), indique que la Baltica était toujours située dans la zone équatoriale, ce qui s'accorde ici avec la vaste extension des carbonates de plate-forme, visibles aujourd'hui à Gotland, en Estonie et en d'autres parties de l'U.R.S.S. La répartition des faciès dans l'Est baltique est empruntée à Kaljo et Jurgenson (1977). Les zones émergées de la Baltica durant le Silurien restent imprécises. Boucot (1969) a considéré que la majeure partie de l'Est baltique fut entièrement couverte de carbonates de plates-formes peu profondes, comme le fut l'Amérique du Nord au Silurien, et que ceux-ci ont été érodés sur la plus grande partie de cette région. Beaucoup d'autres reconstitutions postulent des terres émergées dans l'Est de l'Estonie et en Latvie. Il paraît certain que quelques aires continentales existèrent dans l'Ouest de la Baltica, constituant une source d'alimentation pour les sédiments de la région d'Oslo qui comportent des grès fluviatiles dans l'aire de Ringerike (Turner et Whiteker, 1976).

Peu éloignée de la Baltica au Wenlock, s'étendait la Laurentia, plaque continentale à laquelle appartient la majeure partie de l'Amérique du Nord et le Groenland ainsi que le Nord-Est de l'Irlande et l'Ecosse. Baltica et Laurentia restaient séparées par l'océan Iapetus en voie de fermeture. Les deux continents entrèrent en collision au début du Dévonien et la largeur du Iapetus au Wenlock peut être estimée à moins de 300 km. La reconstitution de la partie correspondant aux Iles Britanniques (d'après Cocks *et al.*, 1979) comporte une fosse sur le bord nord-ouest de l'océan. Les turbidites indiquées dans la fosse au cours du Wenlock sont visibles aujourd'hui dans le prisme d'accrétion des Southern Uplands en Ecosse et dans leur prolongement vers le Sud-Ouest en Irlande (Leggell *et al.*, 1979). L'Ecosse septentrionale est représentée déplacée vers le Nord-Est le long de la Great Glen Fault.

La partie méridionale de l'Europe actuelle comporte la Péninsule ibérique, presque toute la France, le Sud de l'Allemagne, la Tchécoslovaquie, les régions alpines et la Roumanie, probablement toutes rassemblées au Silurien et rattachées à la grande plaque continentale du Gondwana qui comportait aussi l'Afrique, l'Amérique du Sud, l'Antarctique et l'Australie. Sur la fig. 2, la Péninsule ibérique est représentée dans sa position pré-Mésozoïque par rapport à la France. L'effet de compression de l'orogénèse alpine est difficile à estimer dans cette partie sud de l'Europe ; la paléogéographie du Paléozoïque supérieur en Autriche, reconstituée par Schönlaub (1979), est indiquée ici par le volcanisme, les deux symboles graptolitiques et la présence possible de turbidites (bord inférieur de la figure). La présence

(*) par L.R.M. COCKS.

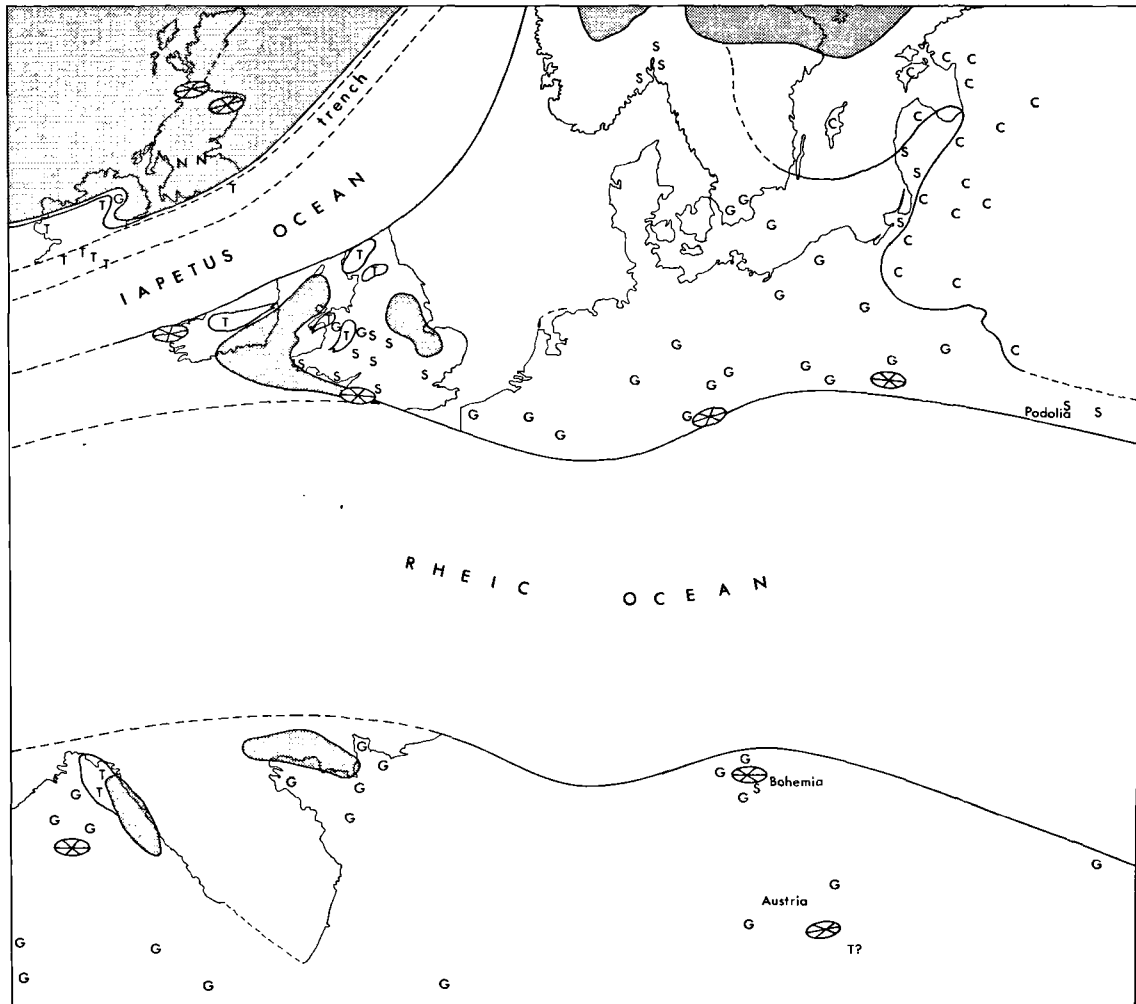


Fig. 2. — Reconstitution paléogéographique de l'Europe au Silurien moyen (Wenlock moyen) dans l'hypothèse de l'existence du Rheic.

En pointillés : terres émergées. — Ovale avec croix : centres volcaniques. — N : dépôts non marins. — C : carbonates de plate-forme. — S : sédiments clastiques fins à faune benthonique coquillière. — G : dépôts clastiques fins à faune graptolitique. — T : turbidites (voir commentaires de la figure dans le texte).

de Graptolites (G) au Sud-Est de la carte correspond au matériel décrit par Jordan (1975) de la plate-forme moldavienne de Roumanie ; les affleurements d'Espagne sont établis d'après les travaux de Walter (1972).

Entre le continent gondwanien et la Baltica est figuré le Rheic, postulé par McKerrow et Ziegler (1972), qui se fermerait définitivement au Carbonifère moyen. On ne sait pas quel pouvait être l'éloignement du Gondwana et de la Baltica au Silurien moyen, aussi

la distance de quelque 800 km adoptée sur la figure est-elle arbitraire et basée sur la séparation des zones climatiques. Au Silurien, les faunes coquillières benthoniques sont relativement cosmopolites sur l'ensemble de l'Europe, à l'exception du voisinage des îles volcaniques comme à Dingle en Irlande (Bassett *et al.*, 1976) et en Bohême où quelques niveaux de faunes endémiques, Brachiopodes en particulier (*Ancillotoechia minerva* et *Hircinisca hebes*), se rencontrent associés à des dépôts volcaniques. On ne sait pas si la ligne

d'activité volcanique intermittente représentée sur la figure le long de la marge nord du Rheic représente ou non une marge continentale active ; il n'y a pas de témoignages d'un prisme d'accrétion, c'est pourquoi aucune fosse n'est figurée ici sur l'une ou l'autre marge de cet "océan", bien qu'il ait pu en exister une au Silurien.

Les différences fauniques entre la Baltica et le Gondwana connues depuis l'Ordovicien persistent pour quelques groupes ; les espèces de Poissons, par exemple, ne deviendront identiques, en Bohême et en Podolie, qu'à la fin du Dévonien moyen et les Ostracodes demeurent différents de part et d'autre du Rheic durant tout le Silurien.

La plupart des sédiments du Wenlock de la partie nord du Gondwana (Afrique du Nord, Sardaigne, France, Espagne et partiellement en Bohême), comme ceux de la Baltica centre-méridionale (Belgique, Allemagne du Nord, Scanie et Pologne) apparaissent sur la fig. 2 comme des clastiques fins avec des Graptolites (G). Il s'agit pour l'essentiel de mudstones avec parfois des Graptolites mais aussi des Bivalves comme *Cardiola* ; ils représentent sans doute un faciès de plate-forme continentale déposé, soit en milieu trop toxique pour héberger une faune benthonique normale de Brachiopodes, Trilobites, etc..., soit, plus probablement, à profondeur trop importante pour l'établissement du benthos coquillier.

Durant le Wenlock, les paléolatitudes paraissent avoir été disposées à peu près NW-SE par rapport aux latitudes actuelles, les mers chaudes à carbonates de la Laurentia et de la Baltica se trouvaient proches de l'équateur et la partie européenne du Gondwana dans des zones plus tempérées. Le déplacement graduel du Gondwana vers le Nord tandis que le Rheic se rétrécissait, rend compte de l'accroissement progressif des carbonates dans le Nord du Gondwana, en Bohême en particulier, au cours du Silurien terminal et du début du Dévonien.

V. — L'EUROPE AU DEVONIEN INFÉRIEUR (EMSIEN INFÉRIEUR)

La paléogéographie finisilurienne de l'Europe s'est trouvée largement renouvelée à l'issue de l'orogénèse calédonienne qui créa un vaste domaine continental, celui des Vieux Grès Rouges, sur toute la partie septentrionale. Fermeture du Iapetus et contraction du Rheic sont communément considérées comme à l'origine de ces importantes modifications. Dans ce contexte, le Dévonien débute en régime transgressif et il est utile d'apprécier ce qu'enseignent faciès et faunes sur l'évolution de la mer qui occupe alors l'Europe moyenne et méridionale. Nous choisissons l'Emsien pour ce bref examen car c'est surtout à partir de cette époque que la transgression prend une grande extension sur l'Europe. L'Emsien inférieur offre un intérêt particulier car on y observe des occurrences de faunes de type "hercynien" dans des faciès de type "rhénan",

phénomène dont nous envisagerons la signification paléogéographique.

Il convient donc de rappeler qu'à la suite d'Erben (1962), il est devenu classique de distinguer sur l'Europe éodévoniennne deux grands types faciétaux : magnafaciès rhénan à prédominance détritique et magnafaciès hercynien (ou bohémien) essentiellement carbonaté. A ces différences lithofaciétales s'ajoutent des variations fauniques : prédominance des faunes benthoniques dans les environnements détritiques, importance plus grande des organismes pélagiques (Tentaculites, Conodontes) et constitution différente du benthos dans les faciès carbonatés. Cette distinction des magnafaciès a donné lieu à diverses interprétations quant à leur signification paléogéographique, bathymétrie et distance par rapport au rivage étant notamment invoquées. Cette intéressante opposition de deux exemples faciétaux a été cependant utilisée depuis avec trop de schématisation. Certains domaines peuvent offrir des caractéristiques intermédiaires (magnafaciès mixte d'Erben) ou des imbrications des deux types de faunes ; il en est ainsi, par exemple, pour le Synclinorium d'Angers dans le Massif Armoricaïn (Babin *et al.*, 1972 ; Lardeux *et al.*, 1977), pour les chaînes ibériques orientales en Aragon (Carls *et al.*, 1972), pour la zone sud-ibérique (Robardet, 1976). Si les faunes dites hercyniennes sont en général inféodées à des faciès calcaires purs, elles ont pu coexister, de façon passagère au moins, avec les faunes rhénanes dans des environnements d'eaux plus turbides. Ce n'est donc pas à des provinces paléobiogéographiques distinctes que correspondent ces deux magnafaciès. Ces domaines appartiennent probablement à une même vaste plate-forme marine entre le continent des Vieux Grès Rouges et celui du Gondwana ; ils diffèrent l'un de l'autre davantage par l'importance des apports terrigènes et par la luminosité de l'eau plutôt que par la profondeur. Les mélanges de faunes demeurent limités au début de l'Eodévonien, à un moment où les ceintures péricontinentales mais aussi celles des nombreuses îles de la plate-forme reçoivent d'abondants sédiments terrigènes. Cependant, avec le développement de la transgression au cours du Dévonien inférieur et la réduction des archipels qui en résulte, les apports détritiques et la turbidité des eaux diminuent en de nombreuses régions tandis que, simultanément, les communications deviennent plus aisées entre les différentes parties de la plate-forme. Aussi observe-t-on, dès l'Emsien inférieur, une fréquence accrue des mélanges fauniques se manifestant, par exemple, par des incursions d'éléments neкто-pélagiques hercyniens dans les environnements de type plutôt rhénan (Le Menn *et al.*, 1976). Avec la poursuite de la poussée transgressive et la tendance à l'uniformisation des faciès au cours de l'Emsien supérieur et de l'Eifélien, les échanges fauniques s'accroîtront encore. L'examen de détail de ces migrations paraît montrer que le paramètre déterminant en fut, plutôt que l'environnement lui-même, la facilité plus grande des déplacements, liée à l'effacement des

barrières géographiques que constituaient auparavant les domaines insulaires. Ainsi voit-on, par exemple, dans le Massif Armoricaïn, des occurrences en faciès pélitiques, de Crinoïdes hercyniens, hôtes habituels de calcaires biodétritiques en Bohême (Le Menn et Prokop, 1980).

En définitive, la répartition des lithofaciès et celle des organismes marins sur l'Europe au Dévonien inférieur ne fournissent aucun argument précis qui permette de confirmer alors la présence d'une aire océanique développée (Rheic) sur l'Europe moyenne. Les faunes connues sont généralement celles d'un domaine néritique; les différences qui se manifestent dans les assemblages résultent de variations locales qui ne sont pas, pour l'essentiel, bathymétriques et la progression de la transgression éodévoniennne amène une certaine homogénéité des faciès et des faunes au Dévonien moyen.

VI. — L'EUROPE AU DEVONNIEN SUPERIEUR (*)

Dans l'ensemble du développement du géosynclinal varisque, le Dévonien supérieur (fig. 3) correspond à la fin de la phase durant laquelle s'est produite, au cours du Frasnien, une différenciation maximale des faciès ainsi qu'à la totalité de la phase suivante. Au cours de cette dernière, le nivellement du relief et l'uniformisation des faciès se produisent jusqu'à la transgression générale du début du Carbonifère. La cinématique est le plus souvent peu active et n'affecte que quelques rares régions; les premiers sédiments flyschs annoncent l'orogénèse ultérieure.

Des faciès décrits ci-dessous, celui de bassin à sédiments peu épais est le plus répandu. La région nord-ouest est sous l'influence des matériaux de désagrégation du continent des Vieux Grès Rouges. De faibles mouvements relatifs verticaux au bord du craton et des massifs intérieurs sont à l'origine de plusieurs hiatus sédimentaires d'importance variable.

La différenciation maximale des faciès, mentionnée, est provoquée par la continuation du volcanisme givétien et par le développement récifal très répandu dans le Givétien supérieur et le Frasnien. Les roches volcaniques, surtout basiques (roches sub-effusives, pillow-lava, tufs), sont liées à des régions d'affaiblissement d'origine tectonique qui, plus tard, serviront de cheminées au volcanisme dinantien. L'activité volcanique diminue beaucoup pendant le Famennien. Le minerai de fer d'exhalaison, comme dans la région de la Lahn et du Dill, est formé à la fin de l'intense volcanisme, vers la fin du Givétien, le début du Frasnien puis au cours du Frasnien.

Des récifs se développent dans le bassin aussi bien sur des hauts-fonds volcaniques que sur la plate-forme continentale. Les récifs sont particulièrement puissants

dans cette partie du Massif Schisteux-Rhénan occupée au Dévonien moyen par le bord du "Old Red - delta-shelf". La fin du développement récifal, au Frasnien supérieur (sommet du Dévonien supérieur I = Adorfien supérieur), est provoquée par un changement global du milieu; celui-ci est illustré par le dépôt des sédiments foncés de l'"Horizon Kellwasser". La sédimentation ultérieure aplanit progressivement les plus importants des reliefs existants. Les anciens récifs demeurent partiellement saillants sur le fond de sédimentation jusque dans le Dinantien III. Les niveaux dans lesquels les récifs colonisent les hauts-fonds volcaniques indiquent que le bassin géosynclinal avait localement une profondeur maximale de quelques centaines de mètres. D'après les associations et les distributions régionales des faciès, il est certain qu'il n'existait pas de mers profondes de plusieurs milliers de mètres lors des dépôts dévoniens actuellement reconnus. La répartition de la faune n'indique pas non plus l'existence d'un océan profond pendant le Varisque.

Des sédiments argileux prédominent naturellement dans le bassin. Des turbidites calcaires provenant de la région récifale s'y intercalent au Frasnien et des turbidites gréseuses, originaires de la plate-forme continentale, au Famennien. Ces couches détritiques et sableuses sont très répandues dans le Dévonien supérieur II (Nehdenien) et le Dévonien supérieur V/VI (Dasbergien et Wocklumien). En passant d'un faciès profond à un faciès peu profond, les sédiments argileux sont successivement associés avec des schistes siliceux (radiolarites), des argiles, des schistes à nodules calcaires, des calcaires à Céphalopodes et des calcaires crinoïdiques. Les calcaires à Céphalopodes sont probablement encore formés le plus souvent dans la zone photique. Ils se trouvent sur des reliefs élevés, par exemple d'anciens hauts-fonds volcaniques, d'anciens récifs et des seuils d'origine tectonique. Leur faible puissance (généralement quelques décimètres, parfois seulement quelques centimètres) indique une importante condensation par rapport à celle des séries sédimentaires pélitiques et psammitiques puissantes du bassin (quelques centaines de mètres jusqu'à environ 1.000 mètres, suivant l'importance des apports psammitiques). Pendant le Dévonien supérieur, ces sédiments de bassin prédominent dans tout le géosynclinal varisque, du Nord des Appalaches jusqu'aux Montagnes Centrales de la Pologne, du bord nord de la Zone rhénano-hercynienne jusqu'à l'Anti-Atlas. Les sédiments déposés à faible profondeur sont plus variés lorsque les mouvements verticaux et l'érosion de l'arrière-pays augmentent. En particulier, dans la région d'influence du continent des Vieux Grès Rouges, une accumulation de sédiments clastiques siliceux provenant de la plate-forme continentale se produit encore à la fin du Dévonien supérieur. Ces dépôts représentent les contreforts des dépôts continentaux des Vieux Grès Rouges et atteignent plus de 3.000 m d'épaisseur. Des évaporites se forment dans les régions côtières et lagunaires.

(*) par O.H. WALLISER.

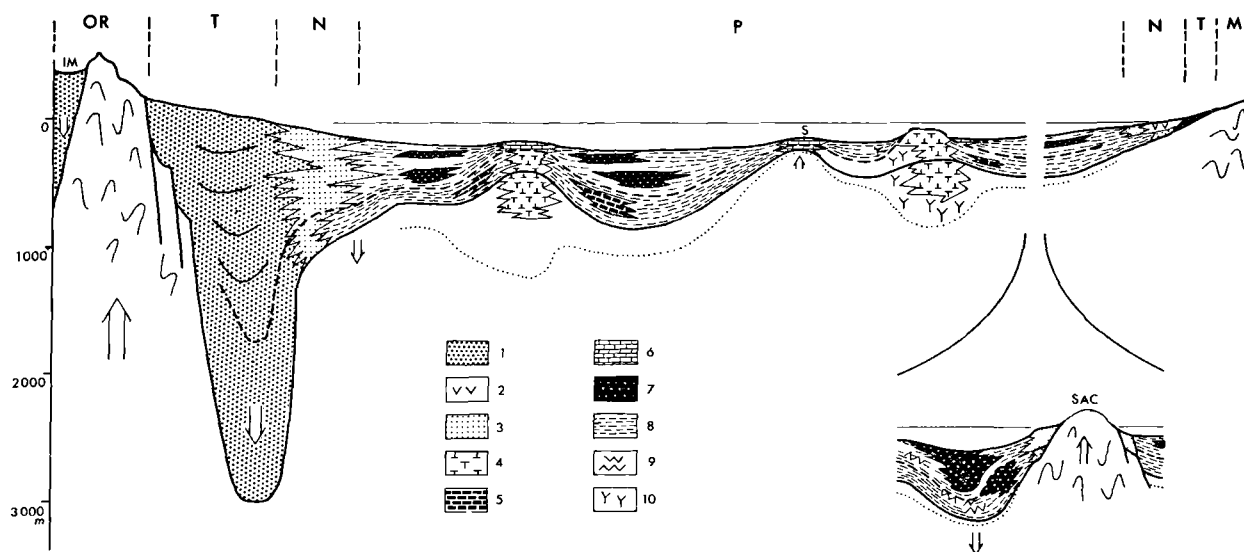


Fig. 3. — Modèle de reconstitution des faciès dans le Dévonien supérieur Varisque.

OR: continent Old Red. — IM: cuvettes de sédimentation intra-montagneuse du type graben. — M: craton extérieur et massifs intérieurs. — T: domaine terrestre. — N: domaine néritique (plate-forme continentale). — P: domaine pélagique (bassin). — SAC: seuil de l'Allemagne Centrale. — S: domaine des seuils d'origine tectonique. 1, sédiments terrestres-fluviaux du Grès Old Red supérieur. — 2, évaporites. — 3, grès du domaine néritique. — 4, calcaires récifaux. — 5, turbidites calcaires. — 6, calcaires à Céphalopodes. — 7, turbidites gréseuses. — 8, sédiments pélitiques. — 9, schistes siliceux (radiolarite). — 10, roches volcaniques basiques.

Ligne de référence supérieure: fond de la mer à la fin du Dévonien. — Ligne discontinue à petits traits: limite Frasnien/Famennien. — Ligne de référence inférieure: base du Dévonien supérieur. — Ligne pointillée: base du Givétien. — Les flèches indiquent les mouvements relatifs. — Ligne 0 m: niveau de la mer à la fin du Dévonien.

Dans l'Adorfien et plus encore dans la partie supérieure du Nehdenien (Dévonien supérieur II), certains sédiments de type flysch apportés au Nord à partir du seuil de l'Allemagne centrale ("Mitteldeutsche Schwelle") sont particuliers; ils constituent des exceptions au "faciès normal" dans la zone de transition (Hörre-Acker-Zone). En tant que précurseurs des Grauwackes-Flysch du Carbonifère inférieur, ils montrent le déplacement centrifuge de l'orogénèse.

Une élévation du niveau de la mer, au sommet du Néodévonien et à la fin de la Wocklum-Stufe (Dévonien supérieur VI), provoque une transgression générale, à laquelle est lié un changement net de faciès. Les "Hangenberg-Schiefer", sédiments qui offrent très peu de variations régionales, recouvrent tous les faciès précédents. Les Clyménies, ainsi que la majorité des Goniatites, disparaissent en même temps que les calcaires à Céphalopodes. Une coupure marquante se produit également dans d'autres groupes d'animaux; elle a permis la distinction des systèmes dévonien et carbonifère.

Comme il a été dit, les divers types de faciès marins sont observables dans l'ensemble de la ceinture

varisque. Les légères différences décelables peuvent aisément s'expliquer par des influences locales ou régionalement restreintes. Tous les sédiments, ainsi que les volcanites, se déposèrent, ou s'épanchèrent, à des profondeurs modérées. De même, la distribution des faunes ne fournit aucune indication de la présence d'un océan profond au cours du Dévonien supérieur.

CONCLUSION

Il convient, pour conclure, de revenir au problème initial, celui de l'existence éventuelle d'océans paléozoïques sur l'Europe. Adoptant délibérément un raisonnement actualiste et partant "à la recherche d'océans perdus", les auteurs de la plupart des schémas de tectonique globale postulent la présence sur l'Europe antécarbonifère de véritables océans établis sur une croûte océanique. Quel apport peuvent fournir les études des faciès et des faunes dans le débat ouvert autour de ces hypothèses? C'est à un constat plutôt décevant que l'on doit s'en tenir dans l'état actuel de nos connaissances.

Un certain consensus s'est réalisé au cours des dernières années sur la présence d'un Protoatlantique (Océan Iapetus) dont la suturation progressive engendra les Calédonides. Nombre de documents faciétaux et fauniques paraissent s'intégrer assez aisément dans un tel schéma. Le problème demeure, par contre, très confus pour ce qui concerne d'éventuels océans prototéthysien et/ou rhéicien. Un coup d'œil jeté aux nombreuses reconstitutions proposées dans la littérature récente souligne la diversité des conceptions, ce qui témoigne de l'absence d'arguments décisifs en faveur de telle ou telle hypothèse. Citons, parmi d'autres, les cartes esquissées par Whittington et Hughes (1974), Havlicek (1974), Vai (1974), Hughes *et al.* (1975), Dean (1976), Johnson (1976), Paul (1976), Williams (1976), Ziegler *et al.* (1977), Crowell (1978), Tomczykowa et Tomczyk (1979), etc... Leur comparaison montre que certains auteurs supposent un océan prototéthysien (ou Paléotéthys) s'étendant entre les blocs continentaux de la Fenno-Sarmatia et du Gondwana et dont la partie la plus profonde (orthogéosynclinal de Jaeger, 1976) aurait été située au niveau de la Méditerranée actuelle, du Rif à la Thuringe. Pourtant les sédiments et les faunes connus dans ces régions (Sud-Est de l'Espagne, Sardaigne, etc...) ne témoignent pas nécessairement de zones très profondes. Dans leur reconstitution, Tomczykowa et Tomczyk (1979) placent d'ailleurs le sillon géosynclinal supputé hors des régions qui offrent aujourd'hui des affleurements de Paléozoïque. Cette Prototéthys se suturerait à la suite du déplacement de la plaque gondwanienne vers la Fenno-Sarmatia. D'autres auteurs admettent un océan situé plus au Nord et séparant l'Europe moyenne de l'Europe septentrionale, cet "océan" médio-européen ou Rheic se fermerait au Dévono-Carbonifère par collision des masses continentales médio et nord-européennes. Enfin, des schémas plus complexes admettent simultanément Rheic et Proto-

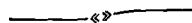
téthys séparant, d'une part, la Baltica de microplaques constituées par la Péninsule ibérique et par l'Europe moyenne, d'autre part, ces mêmes microplaques du Gondwana (par exemple Johnson, 1976, p. 349). Les cicatrices des subductions correspondantes seraient la ligne du Lizard et la ligne de la Téthys (Johnson, 1976). La signification des volcanites associées à ces sutures supposées reste néanmoins très controversée (Bébién *et al.*, 1977). L'examen des faciès et des faunes ne permet pas de déceler avec certitude des dépôts de zones océaniques profondes; de tels ensembles auraient-ils pu être entièrement occultés lors des subductions? C'est de façon indirecte seulement et en s'aidant d'hypothèses discutables, concernant par exemple les paramètres responsables de la dispersion des faunes, que l'on peut estimer les dimensions des aires marines développées sur l'Europe aux différents moments du Paléozoïque. Il est certes indiscutable que de vastes domaines marins, prototéthysien et médio-européen constituent alors les traits majeurs de cette paléogéographie mais cette constatation n'implique rien de précis en ce qui concerne la nature — croûte océanique ou continentale — du plancher de ces mers... En définitive, nous pouvons penser que l'Europe moyenne et méridionale ainsi que l'Afrique du Nord appartiennent à un même domaine prototéthysien (cela conduit à réfuter les schémas qui éloignent ces régions les unes des autres). Ce domaine marin correspond probablement, pour l'essentiel, à la vaste plate-forme continentale du Gondwana et si des sillons profonds s'y sont développés, ils furent sans doute étroits et fugaces. Quant à la mer médio-européenne, séparée partiellement de la Prototéthys par des archipels d'îles, ses caractéristiques demeurent encore énigmatiques pour la majeure partie de son histoire. Nous pouvons dire que le débat reste d'autant plus ouvert que les océans hypothétiques se sont refermés.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. et ROBARDET M. (1976). — The Ordovician of the Armorican Massif (France). In Bassett M.G., éd. « The Ordovician System ». *Proc. Paleont. Ass. Symp.*, Birmingham (1974), p. 359-386.
- 2) BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J. et RACHEBŒUF P. (1972). — Le Dévonien du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. France*, (7), vol. 14, p. 94-109.
- 3) BASSETT M.G., COCKS L.R.M. et HOLLAND C.H. (1976). — The affinities of two endemic Silurian brachiopods from the Dingle Peninsula, Ireland. *Palaeontology*, vol. 19, p. 615-624, Pl. 93-95.
- 4) BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T. et SAGON J.P. (1977). — Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. C.N.R.S.* (Rennes, 1974), n° 243, p. 275-291.
- 5) BERGSTRÖM S.M. (1973). — Ordovician Conodonts. In Hallam. A. « Atlas of Palaeobiogeography ». Elsevier, Amsterdam, p. 47-58.
- 6) BOUCOT A.J. (1969). — The Soviet Silurian: recent impressions. *Bull. geol. Soc. Am.*, vol. 80, p. 1155-1162.
- 7) CARLS P., GANDL J., GROOS-UFFENORDE H., JAHNKE H. et WALLISER O.H. (1972). — Neue Daten zur Grenze Unter/Mittel Devon. *Newsl. Stratigr.*, vol. 2, n° 3, p. 115-147.

- 8) CHAUVEL J. et LE MENN J. (1979). — Sur quelques Echinodermes (Cystoïdes et Crinoïdes) de l'Ashgill d'Aragon (Espagne). *Geobios* (à paraître).
- 9) COCKS L.R.M. et McKERROW W.J. (1973). — Brachiopod distributions and faunal provinces in the Silurian and Lower Devonian. In Hughes N.F. « Organisms and Continents through time ». *Sp. pap. Paleont.*, n° 12, *Palaeont. Ass. London*, p. 291-304.
- 10) COCKS L.R.M., McKERROW W.S. et LEGGST J.K. (1979). — Silurian palaeogeography on the margins of the Iapetus Ocean in the British Isles. *Proc. Caledonides Conf.* (in press).
- 11) COWIE J.W. (1971). — Lower Cambrian faunal provinces. In Middlemiss F.A. *et al.*, « Faunal provinces in Space and Time ». *Geol. Journ.* sp. issue n° 4, p. 31-46.
- 12) CROWELL J.C. (1978). — Gondwana glaciation cyclothem. continental positioning and climate change. *Amer. Journ. of Sc.*, vol. 278, 10, p. 1345-1372.
- 13) DEAN W.T. (1976). — Some aspects of Ordovician correlation and Trilobite distribution in the Canadian Appalachians. In Bassett M.G. edit. « The Ordovician System ». *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* (1974), Cardiff, p. 227-250.
- 14) DORE F. (1977). — L'Europe moyenne cambrienne, les modèles sédimentaires. leur zonalité, leur contrôle. In « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». *Coll. intern. C.N.R.S.* (Rennes, 1974), n° 243, p. 143-156.
- 15) ERBEN H.K. (1962). — Zur analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magnafazies des Devons. *Symp. Bd. 2, Int. Arb. Silur. Devon* (1960). Schweizerbart., Stuttgart, p. 42-61.
- 16) FRENCH R.B. (1976). — Lower Paleozoic paleomagnetism of the North American Craton. *Diss. Dr. Phil. (Geology)*, Univ. Michigan (inédit).
- 17) HAVLICEK V. (1974). — Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region. *Vest. Ustred. ust. geol.*, vol. 49, p. 343-348.
- 18) HAVLICEK V. (1976). — Evolution of Ordovician brachiopod communities in the Mediterranean Province. In Bassett M.G. ed. « The Ordovician System », Cardiff, p. 349-358.
- 19) HENRY J.L. et THADEU D. (1971). — Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco. *C.R. somm. Ac. Sc.*, vol. 272, p. 1343-1346.
- 20) HUGHES C.P., INGHAM J.K. et ADDISON R. (1975). — The morphology, classification and evolution of the Trinucleidae (Trilobita). *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol. 272, 920, p. 537-607.
- 21) IORDAN M. (1975). — Studiul biostratigraphic al Paleozoicului din forajul Batrinesti (Platforma Moldoveneasca). *Dari de seama ale sedintelor*, vol. 41, p. 27-50.
- 22) JAANUSSON V. (1973). — Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. *Lethaea*, vol. 6, n° 1, p. 11-34.
- 23) JAANUSSON V. (1973). — Ordovician Articulate Brachiopods. In Hallam A. « Atlas of Palaeobiogeography ». Elsevier, Amsterdam, p. 19-26.
- 24) JAEGER H. (1976). — Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regional geologischen Bedeutung. In Franz Kossmat Symposium. *Deutsch. Akad. Natur. Leopoldina*, Halle, vol. 224, n° 45, p. 263-299.
- 25) JOHNSON G.A.L. (1976). — Palaeozoic accretion of Western Europe. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 347-352.
- 26) KALJO D. et JÜRGENSON E. (1977). — Sedimentary facies of the east Baltic Silurian. In Kaljo D. ed. « Facies and fauna of the Baltic Silurian ». *Acad. Sci. Est. SSR*, p. 122-148.
- 27) LARDEUX H., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., MORZADEC P., PARIS F., RACHEBŒUF P. et ROBARDET M. (1977). — Evolution géologique du Massif Armoricaïn au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. In « La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale ». *Coll. intern. C.N.R.S.*, vol. 243, p. 181-192.
- 28) LEGGETT J.K., McKERROW W.S., MORRIS J.H., OLIVER G.J.H. et PHILLIPS W.E.A. (1979). — The north-west margin of the Iapetus Ocean. *Proc. Caledonides Conf.* (in press).
- 29) LE MENN J. et PROKOP R.J. (1980). — Calceocrinids and a new ramacrinid (Crinoidea, Inadunata) from the Lower Devonian of Bohemia and Armorican Massive. *Geobios*. (à paraître).
- 30) LE MENN J., PLUSQUELLEC Y., MORZADEC P. et LARDEUX H. (1976). — Incursion hercynienne dans les faunes rhénanes du Dévonien inférieur de la rade de Brest (Massif Armoricaïn). *Palaeontographica*, A, Bd 153, p. 1-61.
- 31) LINDSTRÖM M. (1972). — Ice-marked sand grains in the Lower Ordovician of Sweden. *Geol. Paleont.*, vol. 6, p. 25-32.
- 32) McKERROW W.S. et COCKS L.R.M. (1976). — Progressive faunal migration across the Iapetus Ocean. *Nature*, vol. 263, p. 304-305.
- 33) McKERROW W.S. et ZIEGLER A.M. (1972). — Paleozoic oceans. *Nature (Phys. Sci.)*, vol. 240, p. 92-94.
- 34) MAREK L. (1976). — The distribution of the Mediterranean Ordovician Hyolithes. In Bassett M.G. ed. « The Ordovician System ». *Proc. Palaeont. Ass. Symp.*, (1974), p. 491-500.
- 35) MIDDLEMISS F.A. RAWSON P.F. et NEWALL G. (1971). — Faunal provinces in Space and Time. *Geol. Journ. Sp. Issue*, n° 4, 236 p.
- 36) PALMER A.R. (1973). — Cambrian Trilobites. In Hallam A. « Atlas of Palaeobiogeography ». Elsevier, Amsterdam, p. 13-18.
- 37) PARIS F. et ROBARDET M. (1977). — Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (7), vol. 19, n° 5, p. 1121-1126.
- 38) PAUL C.R.C. (1976). — Palaeogeography of primitive echinoderms in the Ordovician. In Bassett M.G. ed. « The Ordovician System ». *Proceed. Palaeont. Ass. Symp.* Birmingham (1974), p. 553-574.

- 39) ROBARDET M. (1976). — L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur : Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 283, n° 9, p. 999-1002.
- 40) ROSS R.J. (1975). — Early Paleozoic Trilobites, sedimentary facies, lithospheric plates and ocean currents. *Fossils and Strata*, vol. 4, p. 307-329.
- 41) SKEVINGTON D. (1973). — Ordovician Graptolites. In Hallam A. « Atlas of Palaeobiogeography », Elsevier, Amsterdam, p. 27-36.
- 42) SMITH A.G., BRIDEN J.C. et DREWRY G.E. (1973). — In Hughes N.F. « Organisms and Continents through time ». *Sp. pap. Palaeont.*, n° 12, *Palaeont. Ass. London*, p. 1-42.
- 43) SPJELDNAES N. (1978). — Faunal provinces and the Proto-Atlantic. In Bowes D.R. and Leake B.E. « Crustal in northwestern Britain and adjacent regions ». *Geol. Journ. sp. Issue*, n° 10, p. 139-150.
- 44) TAMAIN G. et OVTRACHT A. (1971). — Essai de corrélation entre la Meseta ibérique et le Massif Armoricain au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 272, p. 2289-2292.
- 45) TOMCZYK H. et TOMCZYKOWA E. (1979). — The development of the Prototethys Ocean and its influence on the differentiation of Paleozoic deposits in Poland. *Bull. Acad. polon. Sci.*, sér. Sc. Terre, vol. 26, n° 2, (1978), p. 103-118.
- 46) TOMCZYKOWA E. et TOMCZYK H. — Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Prototethys. *Acta Palaeont. Polon.*, vol. 24, 1, p. 165-183.
- 47) TURNER P. et WHITAKER J.H. McD. (1976). — Petrology and provenance of late Silurian fluviatile sandstones from the Ringerike Group of Norway. *Sed. Geol.*, vol. 16, p. 45-68.
- 48) VAI G.B. (1974). — Stratigrafia e paleogeografia ercynica delle Alpi. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 13, n° 1, p. 7-37.
- 49) WALTER R. (1972). — Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa. *Geotekt. Forsch.*, vol. 41, p. 1-180.
- 50) WALTER R. (1978). — Die geotektonische Entwicklung im nordwestlichen Mitteleuropa während des Altpaläozoikums. *N. Jahrb. f. Geol. u. Paläont.*, Monatshefte, Ht. 10, p. 621-639.
- 51) WHITTINGTON H.B. (1973). — Ordovician Trilobites. In Hallam A. « Atlas of Palaeobiogeography ». Elsevier, Amsterdam, p. 13-18.
- 52) WHITTINGTON H.B. et HUGHES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, vol. 263, n° 850, p. 235-278.
- 53) WILLIAMS A. (1969). — Ordovician faunal provinces with reference to brachiopod distribution. In Wood A. ed. « The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales ». *Symp. Aberystwyth Univ. Wales Press*, p. 117-154.
- 54) WILLIAMS A. (1973). — Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician palaeogeography. In Hughes N.F. « Organisms and Continents through time ». *Sp. pap. Palaeont.*, n° 12, *Palaeont. Ass.*, p. 241-270.
- 55) WILLIAMS A. (1976). — Plate tectonics and biofacies evolution as factors in Ordovician correlation. In Bassett M.G. ed. « The Ordovician System ». *Proceed. Palaeont. Ass. Symp. Birmingham (1974)*, p. 29-66.
- 56) ZIEGLER A.M., HANSEN K.S., JOHNSON M.E., KELLY M.A., SCOTESE C.R. et VAN DER VOO R. (1977). — Silurian continental distributions, paleogeography, climatology and biogeography. *Tectonophysics*, vol. 40, n° 1-2, p. 13-51.
- 57) KIEGLER A.M., SCOTESE C.R., MCKERROW W.S., JOHNSON M.E. et BAMBACH R.K. (1977). — Paleozoic biogeography of continents bordering the Iapetus (Pre-Caledonian) and Rheic (Pre-Hercynian) oceans. *Milwaukee Public. Mus., spec. Public. Biol. Geol.*, vol. 2, p. 1-22.



Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents

by Rob VAN DER VOO (*), James C. BRIDEN (**), and Bruce A. DUFF (***)

Résumé. — Nous traiterons des données paléomagnétiques des continents péri-atlantiques pour la période comprise entre le Précambrien supérieur et le Paléozoïque supérieur (650-250 Ma). L'orogénèse hercynienne (allegghanienne) est le résultat d'une collision entre les continents nordiques et le continent du Gondwana qui, au Dévonien supérieur, étaient encore séparés par un océan au Sud du Massif Armorica. Ce massif, par contre, apparemment, appartenait au supercontinent du Gondwana pendant le Précambrien supérieur (Eocambrien). Aussi, un changement profond a eu lieu pendant le Paléozoïque inférieur et moyen : l'océan qui séparait la région armoricaine et la plaque nord-américaine a disparu et un océan nouveau se formait entre la région armoricaine et le Gondwana.

Abstract. — The paleomagnetic data for the Latest Precambrian and Paleozoic (c. 650-250 Ma) from the Atlantic-bordering continents are reviewed. The Late Paleozoic data support the hypothesis that the Hercynian-Alleghenian orogeny is the result of a continent-continent collision between the northern continents and Gondwana, which were in the Late Devonian still separated by an ocean located to the south of the Armorican Massif (France). Late Precambrian (Eocambrian) results, on the other hand, suggest that at that time Armorica and Gondwana were coupled and moved together. During the Early and Middle Paleozoic, therefore, a profound change in plate configurations occurred, with an older ocean between North America and Armorica disappearing and a new ocean between Gondwana and Armorica forming.

INTRODUCTION

Ever since Wilson (1966) queried "Did the Atlantic close and then re-open?", much research in Paleozoic tectonics and paleomagnetism has been directed towards the documentation of this proto-Atlantic ocean and of pre-Mesozoic plate tectonics in general. Yet, as noted by Hallam (1979) the multitude of models, paleogeographic maps, and paleotectonic analyses that have been published in the last decade, have not resolved even the most basic issues of Paleozoic (let alone Precambrian) plate tectonics. Hallam concludes his review of the work in "a decade of plate tectonics" with the words that our best hope seems to rest with the paleomagnetists.

It appears to be appropriate, therefore, to review the state of the art in Paleozoic paleomagnetism, noting meanwhile that as new paleomagnetic data become available, the apparent polar wander paths become more refined and often more complex, and that our present knowledge about Paleozoic paleomagnetism and tectonics is still fairly skimpy.

(*) Department of Geology and Mineralogy, University of Michigan, Ann Arbor, MI48109 (U.S.A.).

(**) Department of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds, LS2 9JT (U.K.).

(***) Department of Geology, Australian National University, P.O. Box 4, 2600 Canberra (Australia).

Three fundamental issues have to be agreed upon (i.e., resolved or defined) before one can proceed to discuss Paleozoic apparent polar wander paths and their consequences for Paleozoic plate motions. These three issues are: 1° the temporal framework and its definitions; 2° the spatial (geographic) definitions; 3° the paleomagnetic data base and its quality.

Temporal framework.

Since we intend to review here the paleomagnetism of the present-day Atlantic-bordering continents for the Late Precambrian and the Paleozoic (approximately 650 to 250 Ma ago), such unresolved problems as the age of the Precambrian-Cambrian boundary, the Cambrian-Ordovician boundary, or the ^{87}Rb decay constant's value play a serious role in the temporal framework. Obviously, a paleomagnetic result is the more valuable the better its dating. However, age as expressed on the basis of period, epoch, or stage classifications is not necessarily compatible with radiometric age determinations without certain assumptions. In this review we have followed the Geological Time Table of Van Eysinga (1975) with an exception for the Precambrian-Cambrian boundary to which we assign a radiometric age of 540 Ma on the basis of recent studies in Morocco by Charlot (1976, 1978). For the ^{87}Rb decay constant, we have used the following relationship:

$$\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$$

Geographical definitions.

The geographical entities that enter our discussion are defined on the basis of tectonic coherence for the time under consideration. Laurentia (the North American craton, including Greenland in a pre-drift position) and Baltica (the Baltic Shield and the Russian Platform) are two generally recognized entities, whereas Gondwana in its pre-drift assembly (Smith and Hallam, 1970) of Africa, South America, Australia, Antarctica and India is another. Although the Panafrican orogenic belts indicate that during the Late Precambrian and Early Paleozoic the coherence of Gondwana could be questioned, various tectonic and paleomagnetic analyses have favored an ensialic (in-situ or intra-continental) origin of the belts and thereby have supported Gondwana's unity (McElhinny and Embleton, 1976; McElhinny and McWilliams, 1977). These three major entities, Laurentia, Baltica, and Gondwana, are found assembled by the beginning of the Mesozoic in a Pangea configuration such as that of Bullard *et al.* (1965) or in similar fits (Irving, 1977; Van der Voo *et al.*, 1976; Le Pichon *et al.*, 1977). In between, various Paleozoic and Latest Precambrian orogenic belts mark the potential collision zones of the three major continental units. Sometimes as wide as 1 200 km, these belts may contain ancient Precambrian massifs or other relicts. Thus the major questions that Paleozoic paleomagnetism can help resolve are related to:

1° the positions and motions of the major continental units

2° the positions of the smaller massifs and fragments now found in the orogenic belts, their original affinities, and their relationships with respect to suture zones, and

3° - mostly by inference - the positions of Paleozoic oceans, their spreading histories, subduction and ultimate consumption during continental collision.

We will see that in gross outline the positions and motions of the major continental units are beginning to be understood, but that the smaller fragments (such as the Precambrian basement units in the Appalachians, in Hercynian Europe and Great Britain) are still largely uncharted in so far as their positions and motions during the Paleozoic are concerned. Obviously, the third (and largest) surface area, namely that of the Paleozoic oceans must be left blank entirely on our Paleozoic maps as we attempt to draw them today.

The Paleomagnetic Data Base, our third issue of this introduction, as well as its quality, is of greatest importance of all for our synthesis. Catalogues and lists are available that contain published paleomagnetic results (e.g., Irving *et al.*, 1976; McElhinny and Cowley, 1977, 1978), but most workers today will insist that certain reliability criteria are satisfied before a paleomagnetic pole can be used for continental reconstructions. We have in our tables and figures adopted the criteria of McElhinny and Embleton (1976), whereby "1" denotes minimum reliability (at least 8 samples and

stability tests), "2" is based on at least 4 sites with $A_{95} < 25^\circ$, and "3" is based on at least 4 sites, 15 samples and $A_{95} < 15^\circ$. A similar set of reliability indicators has been used for the ages assigned, whereby "1" is used for an age known within approximately 120 Ma, "2" within approximately a period (c. 50 Ma) and "3" within half a period (c. 30 Ma). Poles with a reliability of zero (age or paleomagnetic quality) should ideally not be used, but some have been listed occasionally to conform with previously published lists of poles.

Space limitations prohibit the tabulation in this paper of all available poles meeting minimum reliability criteria, nor can we illustrate all segments of the apparent polar wander paths for the continental units. We have chosen instead to focus on two critical time periods, first the Late Devonian to Late Permian, and next the Latest Precambrian and Cambrian, to illustrate and discuss the paleomagnetic data. This leaves the Ordovician and Silurian periods undiscussed, but here the data are often too sparse: almost no poles for Gondwana and Baltica, very few for Laurentia and a good set only for some areas in Great Britain, and even there some problems remain (e.g., Thomas and Briden, 1976; Piper *et al.*, 1978). Until more reliable paleomagnetic poles become available for the Ordovician and Silurian, the apparent polar wander paths will remain very speculative for this critical interval.

I. — MIDDLE AND LATE PALEOZOIC PALEOMAGNETISM

In Early Mesozoic time the continents were assembled in a Pangea supercontinent. One possible configuration of Pangea, and very compatible with Permian paleomagnetic data (Van der Voo *et al.*, 1976), is shown in fig. 1, giving also the outlines of the Paleozoic orogenic belts. These belts, displayed by age an Early/Middle Paleozoic (Taconic and Caledonian) and a Middle/Late Paleozoic (Acadian and Hercynian) set, are the zones where the major continents are thought to have been welded onto one another (if they were ever separate, of course).

Without at this point going into detail, a first rough scenario of Paleozoic plate motions can thus be deduced from the spatial/temporal distribution of these belts, assuming that they are the product of continental collision. In this scenario, Gondwana joined the northern continents (Laurentia and Baltica) in the Carboniferous, after the intervening ocean was consumed in Middle/Late Paleozoic time along the site of the Acadian-Hercynian-Alleghenian orogenic belts. Earlier, in the Early/Middle Paleozoic (Ordovician through Latest Silurian time), Baltica and Laurentia approached each other and collided, thereby forming the Caledonian chains in Scandinavia and Great Britain. Various publications, too numerous to mention, have illustrated aspects of this scenario and — with minor modification (as discussed below) — it is in good agreement with

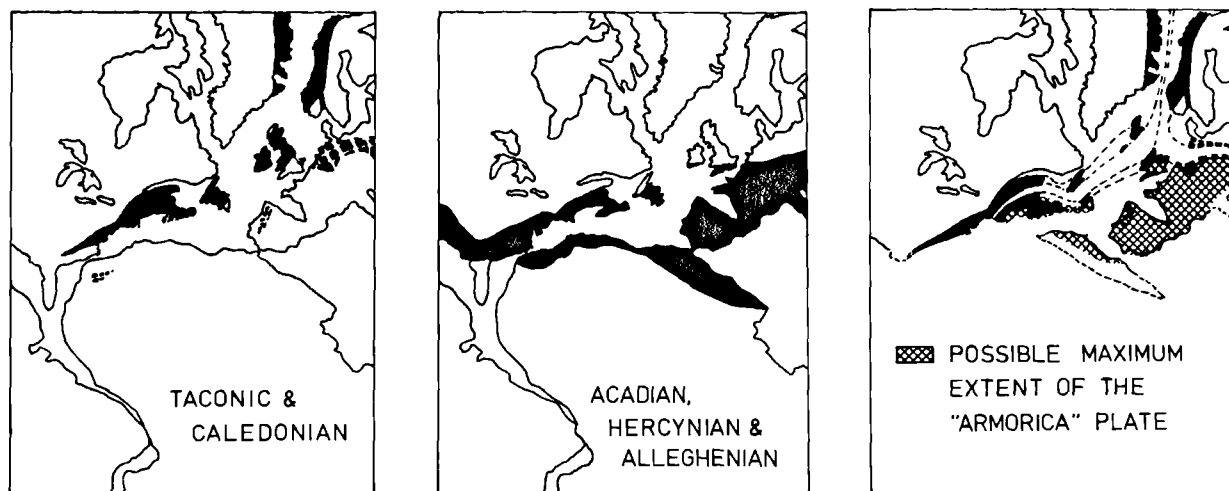


Fig. 1. — Pangea configuration of the Atlantic-bordering continents (after Van der Voo *et al.*, 1976) with Early Paleozoic (Taconic, Caledonian) and Late Paleozoic (Acadian, Hercynian-Alleghenian) orogenies in black. On the right, the possible maximum extent of the Armorica plate, as proposed by Van der Voo (1979), is indicated. Less-well documented orogenic belts (Deep burial, insufficient stratigraphic and geochronologic evidence, etc..) are shown by interrupted patterns.

the few available paleomagnetic data for the Silurian and very well supported by the fairly abundant Devonian, Carboniferous and Permian data.

In detail, however, refinements and minor modifications are suggested by the paleomagnetic data. Instructive in this respect are the Late Devonian paleomagnetic results (Table 1), but we note that the available Carboniferous results lead to similar conclusions (Martin *et al.*, 1978; Kent and Opdyke, 1979a). The Late Devonian paleomagnetic poles of Table 1 have been used to reconstruct the paleogeographic map of fig. 2. The following points are of interest in this illustration :

1°. Africa's Late Devonian paleomagnetic result (Hailwood, 1974) indicates that it occupied a position over the southpole with an ocean separating Gondwana from the northern continents. The Early Carboniferous (Martin *et al.*, 1978) and younger paleomagnetic results (e.g., Van der Voo and French, 1974) indicate that this ocean has disappeared by Late Carboniferous time.

2°. On the basis of paleomagnetic data, the Late Devonian fit between Europe and North America is different from the Late Carboniferous (and younger) reconstructions such as shown in fig. 1, with Europe occupying a more southerly position relative to the North American craton. This implies that during the Early and Middle Carboniferous a sinistral strike-slip movement occurred between Europe and the North American craton.

3°. Paleomagnetic results from areas in the northeast North American Appalachians (Kent and Opdyke, 1978, 1979b) indicate that they also occupied a more southerly position with respect to the North American

| Rock unit | (Age control) | Pole position (control) | Reference |
|---|---------------|-------------------------|--------------------------------------|
| LAURENTIA | | | |
| Ohio limestone | (3) | 48N, 118E | (2) 14/365 |
| Catskill redbeds, NY | (3) | 47N, 117E | (3) Kent and Opdyke (1978) |
| Catskill redbeds, PA | (3) | 44N, 124E | (3) Van der Voo <i>et al.</i> (1977) |
| Temple Butte, AZ | (3) | 53N, 115E | (1) Eilton & Bressler (1977) |
| Martin Fm., AZ | (3) | 56N, 109E | (1) Eilton & Bressler (1977) |
| NEW ENGLAND-CANADIAN MARITIME PROVINCE | | | |
| Perry volcanics, NB | (3) | 26N, 109E | (1) 8/120 |
| Perry redbeds, NB | (3) | 35N, 121E | (1) 8/121 |
| Perry volcanics, NL | (3) | 24N, 128E | (1) 9/120 |
| Perry redbeds, NB | (3) | 32N, 118E | (3) 10/126 |
| Metavolcanics, MA | (3) | 26N, 122E | (3) 15/128 |
| ARMORICAN MASSIF, FRANCE | | | |
| Montmartin redbeds | (3) | 20N, 144E | (3) Jones <i>et al.</i> (1979) |
| Paimpol Secondary | (3) | 26N, 141E | (3) Jones <i>et al.</i> (1979) |
| Erquy Secondary | (1) | 39N, 159E | (1) Jones <i>et al.</i> (1979) |
| Bocaine Secondary | (1) | 33N, 152E | (3) Jones <i>et al.</i> (1979) |
| GREAT BRITAIN | | | |
| Orkney lavas | (3) | 24N, 150E | (1) 13/63 |
| Ashprington Volcanics | (3) | 45N, 134E | (1) 12/113 |
| Shetland & Orkney lavas | (3) | 25, 147E | (3) 14/362 |
| Old Red of Bristol | (2) | 32N, 158E | (2) 14/359 |
| Derry Bay Felsite | (3) | 21N, 158E | (1) 15/127 |
| USSR-NORTHWEST | | | |
| Red Loams, Sias River | (3) | 28N, 159E | (1) McElhinny (1973: RP 5.9) |
| Redbeds, Lake Il'men | (3) | 29N, 164E | (1) McElhinny (1973: RP 5.1C) |
| Redbeds, rivers Mda etc | (3) | 34N, 158E | (1) McElhinny (1973: RP 5.1I) |
| Redbeds, rivers Mda, Lin. | (3) | 32N, 159E | (1) McElhinny (1973: RP 5.1J) |
| Famennian-Frasnian redb. | (3) | 38N, 167E | (3) Khranov (1974: pole D5) |
| USSR-WEST URALS | | | |
| Bauxites, hydrohematites | (3) | 35N, 181E | (3) Khranov (1974: pole D7) |
| Domanik Horizon | (3) | 29N, 139E | (3) Khranov (1974: pole D6) |
| Red Bauxites | (3) | 20N, 164E | (2) Khranov (1974: pole D9) |
| Sandstones & shales | (3) | 25N, 163E | (3) Khranov (1974: pole D1C) |
| Ulltau & Koltubansk | (3) | 32N, 158E | (3) Khranov (1974: pole D1J) |
| Tuffs and shale | (3) | 30N, 154E | (3) Khranov (1974: pole D15) |
| GONDWANALAND | | | |
| Morocco Missi Norite | (3) | 1N, 205E | (3) 14/361 |
| Picos & Passagem, Brazil | (2) | 30N, 133E | (1) 12/135 |

Table I. — Late Devonian paleomagnetic pole positions For explanation see text or Table IV.

craton (In fig. 2 these are shown as two small fragments : the New England-Canadian Maritime province and eastern Newfoundland). During the Carboniferous (Kent and Opdyke, 1978, 1979a) the sinistral strike-slip movement occurred that resulted in today's configuration, but the exact location of the fault(s) is not yet known.

4°. Paleomagnetic results from the Armorican Massif, France (Jones *et al.*, 1979 ; Duff, 1979) for the Late Devonian indicate that this area occupied paleolatitudes close to those of North America and the rest of Europe ; apparently the ocean separating Baltica and Gondwana in the Devonian was situated to the south of this part of Hercynian Europe.

As mentioned earlier, the Silurian and Ordovician paleomagnetic data are very sparse, and will not be illustrated here. Morris (1976) has discussed the results from North America and Great Britain and suggested for most of Middle Paleozoic time a configuration between these two areas similar to that of fig. 2. Results from Baltica (summarized in McElhinny, 1973), on the other hand, indicate more northerly paleolatitudes for northern/eastern Europe for that time, although the data are of very dubious quality.

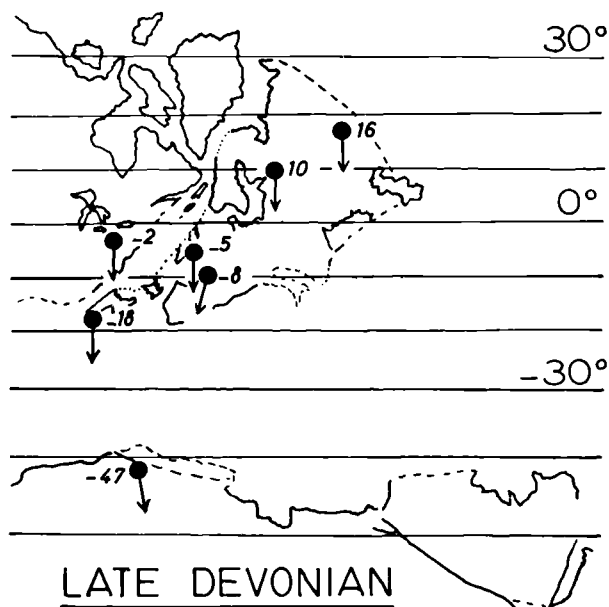


Fig. 2. — Paleogeographic map for the Late Devonian of the Atlantic-bordering continents, compiled on the basis of paleomagnetic data (Table I). Each plotted point represents the average declination (arrow) and paleolatitude (number, positive North, negative South) of at least four different formations or investigations, with the exception of the northwest African result (Gondwana is positioned on the basis of two independent paleomagnetic determinations).

Until more Silurian and Ordovician data become available ; we can only speculate about the timing and nature of the Laurentia-Baltica collision, and what role various areas in Great Britain played in the resulting Caledonian orogeny.

II. — PRECAMBRIAN AND CAMBRIAN PALEOMAGNETISM

Geological evidence suggests that all three major continents (Laurentia, Baltica, Gondwana) were separate in the Early Paleozoic. Quite probably they were independent in the latest Precambrian as well, since sediment accumulation at their margins (in the "Paleozoic" geosynclines of the Caledonides, Hercynian, and Appalachian chains) started well before the Cambrian. Following this line of reasoning, one would expect the apparent polar wander paths of the three continents to be quite different from one another and, in so far as they are known, this is indeed partly so.

The paleomagnetic southpoles for Laurentia (Table I) for 650 - 500 Ma ago fall in a broad band between the equator at the Greenwich meridian and 60° S, 270° E. This implies that throughout this time-span Laurentia underwent rotations but kept straddling the equator.

For Baltica (Table III), only four poles are available and they are of relatively poor quality. Apparent polar wander is of similar magnitude as for Laurentia and again mostly near-equatorial paleolatitudes are indicated. Other European poles (Table III) are from areas within the orogenic belts and will be discussed below.

For Gondwana (Table IV) about 35 (south-) poles are available. They are plotted in fig. 3 A and it is obvious at first glance that a very large amount of apparent polar wander must have taken place, in large contrast to what is known about the Laurentian and

| Rock unit | Age | Pole position | Reference |
|--------------------------|-----------|-------------------|--------------------------------|
| | (control) | (control) | |
| Coronation sills | 647 | (3) 1N, 343E (3) | 13/78 |
| Colorado intrusives I | 704-485 | (1) 15S, 322E (3) | French <i>et al.</i> (1977) |
| Colorado intrusives II | 704-485 | (1) 5S, 354E (3) | French <i>et al.</i> (1977) |
| Colorado intrusives III | 704-485 | (1) 48S, 287E (2) | French <i>et al.</i> (1977) |
| Colorado intrusives IV | 525 | (3) 39S, 290E (3) | Patterson <i>et al.</i> (1978) |
| Colorado intrusives V | 600-485 | (1) 37S, 302E (1) | 13/65 |
| Tapeats sandstone | G1 | (3) 5S, 338E (3) | Elston and Bressler (1977) |
| Rome/Waynesboro Fms. | G1-m | (2) 38S, 324E (3) | Watts (1979) |
| Muav Formation | Gm | (3) 55S, 290E (1) | Elston and Bressler (1977) |
| Abrigo Formation | Gm-u | (2) 59S, 269E (1) | Elston and Bressler (1977) |
| Hickory member (Riley F) | Gm/u | (3) 34S, 325E (3) | Watts (1979) |
| Cep Mountain (Riley Fm.) | Gm | (3) 33S, 320E (3) | Watts (1979) |
| Lion Mountain (Riley F) | Gm | (3) 27S, 325E (1) | Watts (1979) |
| Morgan Creek/Welge | Gm | (3) 24S, 331E (1) | Watts (1979) |
| Point Peak (Wilberns F) | Gm (507) | (3) 6S, 336E (3) | 15/42 |
| Lanotte Formation (th) | Gm | (3) 1S, 348E (1) | Al-Khafaji and Vincenz (1971) |
| Wichita granites (th) | 525 | (3) 4S, 344E (2) | Spall (1970) |

Table II. — Paleomagnetic pole positions from Laurentia (650-500 Ma).

For explanation see text or Table IV.

| Symbol, Rock Unit | Age (control) | Pole position (control) | Reference |
|---|---------------|-------------------------|---|
| BALTIC SHIELD AND RUSSIAN PLATFORM | | | |
| FC Fen Carbonatite | 600-530 (1) | 63N, 142E (1) | 14/425 |
| AB Asha Series, Basinsk Grp. | 573 (3) | 8N, 189E (3) | Irving et al. (1976): 2/108 |
| AK Asha Series, Kukkaraukian | 500-573 (1) | 11N, 147E (0) | Irving et al. (1976): 2/169 |
| NE Nexø Sandstone | PreЄ/G (1) | 38N, 134E*(3) | Prasad and Sharma (1978) (*recalculated from original) |
| SOUTHERN ENGLAND AND WALES | | | |
| MU ₁ Mona Complex, Gwma | c. 600 (2) | 17N, 237E (2) | 15/227 |
| LD Dikes in Longmyndian, re-dated | (600?)–400 | not plotted | Lomax and Briden (1977) |
| MO ₂ Mona Complex, in-situ NRM (!) | Є ? (0) | 42N, 324E (0) | Lomax (1975) |
| LE Leicestershire Diorites | 539-533 (3) | 63N, 141E (1) | Duff (1978) |
| MA Malvernian, in-situ | Є ? (0) | 86N, 56E (2) | Lomax and Briden (1977) |
| UC Uriconian, in-situ | Є ? (0) | 80N, 41E (3) | Lomax and Briden (1977) |
| LS Longmyndian sandstones, in-situ | Є (1) | 60N, 29E (3) | Lomax and Briden (1977) |
| BR Bangor Redbeds | Є1 (3) | 54N, 137E (0) | Duff (1978) |
| CA Caerfai series | Є1 (3) | 26N, 169E (3) | 13/66 |
| HQ Hartshill Quartzite | Є1 (3) | 18N, 165E (1) | 5/83 |
| ARMORICAN MASSIF, FRANCE | | | |
| SP Spilitites, Paimpol | 640±12 (3) | 34S, 297E (3) | Hagstrum et al. (1980) |
| SQ ₁ Diorite, St.Quay | 583±40 (2) | 34S, 319E (3) | Hagstrum et al. (1980) |
| PP ₁ St.Peter Port Gabbro, in-situ | 660-570 (2) | 14N, 237E (3) | Hailwood and Garrett (1977) |
| PP ₂ St.Peter Port G., dip-corrected | 660-570 (2) | 13N, 224E (3) | Hailwood and Garrett (1977) |
| PP ₃ Bordeaux Diorite Contact in PP | 660-570 (2) | 13N, 263E (3) | Hailwood and Garrett (1977) |
| JD Jersey C-Dolerite dikes | PreЄ/G? (0) | 26N, 248E (2) | Duff (1978) |
| GK ₁ Gabbro, Keralain | 620-540 (2) | 31N, 268E (1) | Hagstrum et al. (1980) |
| SQ ₂ Diorite, St.Quay, secondary | PreЄ/G? (0) | 38N, 262E (1) | Hagstrum et al. (1980) |
| MI Microgranite dikes & contacts | 573-510 (2) | 16N, 310E (3) | Hagstrum et al. (1980) |
| GK ₂ Gabbro, Keralain, secondary | PreЄ/G? (0) | 8N, 325E (1) | Hagstrum et al. (1980) |
| PS Granite, Porz-Scarff | 557±16 (3) | 9N, 343E (1) | Hagstrum et al. (1980) |
| MR Mainland Rhyolites | 546±8 (3) | 16S, 343E (2) | Hagstrum et al. (1980) |
| JV Jersey Volcanics | 522±16 (3) | 52N, 323E (2) | Duff (1978) |
| NWG Northwest Granite, Jersey | 480 ? (2) | 73N, 353E (3) | Duff (1978) |
| SWG Southwest Granite, Jersey | 553 ? (2) | 74N, 356E (3) | Duff (1978) |
| SEG Southeast Granite, Jersey | 509 ? (2) | 77N, 337E (3) | Duff (1978) |
| RB Redbeds, Zone Bocaine | Є (1) | 9S, 225E (1) | Jones (1978) |
| RM Redbeds, Syncline of May | Єv (3) | 23N, 195E (1) | Jones (1978) |
| BOHEMIAN MASSIF, CZECHOSLOVAKIA | | | |
| BP ₁ Barrandian Porphyry E | PreЄ/E (1) | 32N, 136E (0) | 5/86 |
| BP ₂ Barrandian Porphyry F | PreЄ/E (1) | 30N, 185E (0) | 5/86 |
| BP ₃ Barrandian Porphyry D | PreЄ/E (1) | 40N, 156E (0) | 5/86 |
| BP ₄ Barrandian Porphyry C | PreЄ/E (1) | 52N, 147E (0) | 5/86 |
| BP ₅ Barrandian Porphyry A3 | PreЄ/E (1) | 66N, 134E (0) | 5/88 |
| JB Jince Beds | Є (2) | 16N, 149E (1) | 8/140 |
| CP Czech. Porphyrites | Є (2) | 10N, 248E (0) | 8/139 |
| BP ₆ Barrandian Porphyry A2 | PreЄ/E (1) | 17N, 255E (0) | 5/88 |
| BP ₇ Barrandian Porphyry A4 | PreЄ/E (1) | 17N, 274E (0) | 5/88 |
| GC Glubshsky Conglomerate | PreЄ/E (1) | 14N, 283E (1) | 8/141 |
| BP ₈ Barrandian Porphyry A1 | PreЄ/E (1) | 13N, 282E (0) | 5/88 |
| BS Barrandian sediments | Є1 (3) | 7N, 294E (3) | Krs and Vlačinský (1976) |
| HL Hlubos and Sadek Beds | Є1 (3) | 10N, 302E (2) | 8/146 |
| SB Sadecky Beds | PreЄ/E (1) | 1S, 305E (0) | 8/142 |
| BP ₉ Barrandian Porphyry B | Є (2) | 9S, 186E (0) | 5/87 |
| BO Bogutinsky Sandstone | Є1-m (2) | 8N, 7E (2) | 8/143 |

Table III. — Paleomagnetic pole positions from Europe (650-500 Ma).

For explanation see text or Table IV.

Baltic paths. Readers familiar with Precambrian paleomagnetism will recognize the typical features of Precambrian apparent polar wander paths such as large loops and swings and they may realize the inherent problems of such paths in terms of age dating and ambiguity of polarity (north-or south-poles?). It is not always obvious in constructing such paths how to connect consecutive poles if age determinations lack precision as is so often the case. In fig. 3b three

attempts at the construction of a Gondwana apparent polar wander path are shown, one of which (solid line) has been adopted for this paper since it most logically connects poles in a temporal order (a similar path but with slightly different age indications has been constructed for Africa alone by Kröner *et al.* (1980)). The other two paths, from McElhinny and Embleton (1976) and Klootwijk (1979) differ from ours in the choice of polarity for the poles older than c. 560 Ma (poles OV, AT, ND). Since these versions were constructed before the work of Kröner *et al.* (1980) and its sequence (from old to young N₁→N₂→N₃ in fig. 3a) they had no compelling reasons to select the other polarity for the older poles. For Early/Middle Cambrian time (c. 530 Ma) the path of Klootwijk differs from the others by an extra loop connecting poles LF and AD from Australia at about the right time. No matter which path is selected, one must agree that polar wander was very large and that all poles of Table IV can be connected by a single path (thus supporting or at the very least not eliminating the possibility that Gondwana was a unity at this time). For regions in Africa, this apparent polar wander path implies large variations in paleolatitude during this time, as well as large rotations of the continent. Near-equatorial conditions (c. 600 - 570, and 530 - 520 Ma ago) alternate with near-polar conditions.

Late Precambrian to Cambrian poles from the European orogenic belts (Table III) are plotted in fig. 3c and d. For the poles from the Armorican Massif, Hagstrum *et al.* (1980) show that they can be connected by an apparent polar wander path (solid line in fig. 3c) which between c. 580 and 520 Ma ago is very similar to that of Gondwana (fig. 3a), in geometry as well as in ages. The poles from Czechoslovakia and southern Great Britain (fig. 3d), in particular the more reliable ones, can also be made to fall on such a common path, which would imply that during this time central/southern Europe and Gondwana moved together as one unit (fig. 4). The Baltic Shield and Laurentian data for c. 1000 Ma have been shown by Ueno *et al.* (1975) and Patchett *et al.* (1978) to be compatible with Baltica-Laurentia being joined at that time in a relative position similar to their Late Paleozoic relation; hence that configuration may have been maintained without major modification throughout the periods of interest here. However, the relation of this supercontinent to Gondwana is not clear: probably in the Cambrian it was separate because the Cambrian apparent polar wander path for North America (Table II; Watts, 1979) cannot be matched with that of Gondwana. Nevertheless, in the Late Precambrian they may have been close (perhaps only briefly) because the Hadrynian poles from North America (Morris and Roy, 1977) are close to the Late Precambrian poles from Armorica, England and Wales in the usual Laurentia-Europe reassembly, at a time when — as has been argued here — Armorica was adjacent to Gondwana. The possibility of a continuous Late Precam-

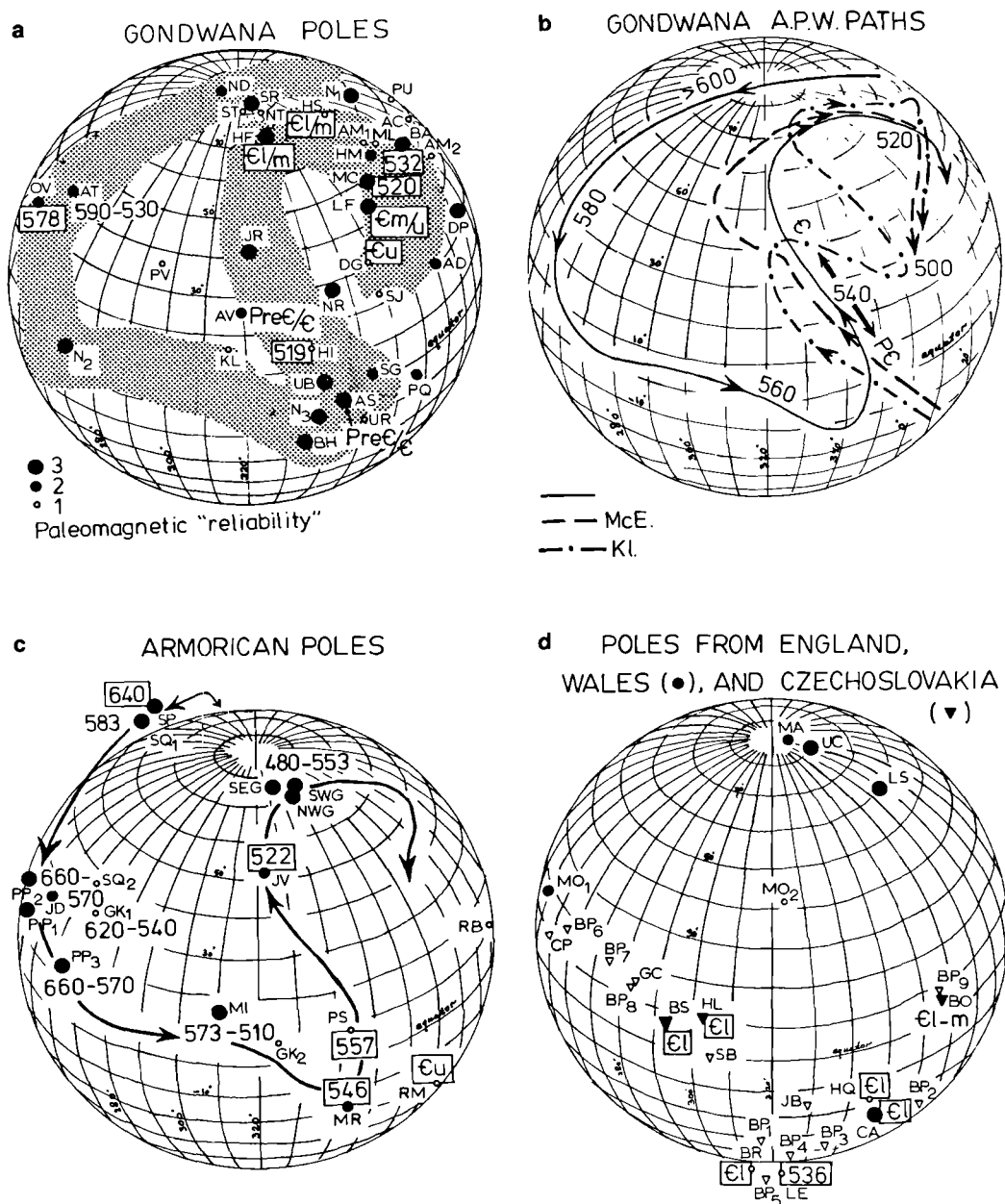


Fig. 3. — Paleomagnetic pole positions for the Late Precambrian and Cambrian (650 to 500 Ma old) as listed in Tables III and IV. Paleomagnetic reliability indicated by size of symbol as explained in text, age control indicated by radiometric or stratigraphic age in rectangle ("3"), without rectangle ("2"), or not indicated at all ("1"). *a*, All poles for the reassembled Gondwanacontinents (Table IV). — *b*, Three possible polar wander paths through the poles plotted in *a*, from McElhinny and Embleton (1976), Klootwijk (1979) and this paper, respectively. Approximate ages are indicated in Ma, with the Precambrian-Cambrian boundary at c. 540 Ma. — *c*, Poles from the Armorican Massif (Table III), with apparent polar wander path from Hagstrum *et al.* (1980), ages and symbol sizes as before. — *d*, Poles from England, Wales and Czechoslovakia (from Table III).

| Symbol(Continent), Rock Unit | Age (control) | Pole Position (Control) | Rotated ("Afr") | | Reference |
|--|---------------|----------------------------|-----------------|---------------|-------------------------------|
| | | | Pole Position | Pole Position | |
| ND (AF) Pre-Nama dikes | 653±70 (1) | 85S, 48E (2) | 85S, 48E | 14/530 | |
| SR (AF) Sabaloka Ring Structure | >540 (0) | 83S, 159E (3) | 83S, 159E | 14/530 | quoted in Piper et al. (1973) |
| N ₁ -KS (AF) Lower Nama Group | 700-600 (1) | 62S, 241E (3) | 62S, 241E | 14/514 | Kröner et al. (1980) |
| PQ (AU) Pound Quartzite | L.PreЄ (1) | 60S, 6E (2) | 5S, 6E | 14/564 | |
| BH (IN) Bhandar Sandstone | PreЄ/Є (1) | 49S, 33E (3) | 15S, 33E | 14/424 | |
| UR (IN) Upper Rewa Sandstone | PreЄ/Є (1) | 35S, 42E (1) | 11S, 350E | 14/514 | |
| UB (IN) Upper Bhandar Sandstone | PreЄ/Є (1) | 32S, 19E (3) | 4N, 339E | 14/515 | |
| AS (AU) Arumbera/Todd River | PreЄ/Є (2) | 45S, 340E (3) | 3S, 344E | 12/149 | Kirschvink (1978) |
| SG (AF) Sijarira Group | PreЄ/Є (1) | 2N, 352E (2) | 2N, 352E | 12/149 | |
| NR (AF) Ntonya Ring Structure | 630-520 (1) | 28N, 345E (3) | 28N, 345E | 9/137 | |
| KL (AF) Klipheuef Formation | PreЄ/Є (1) | 16N, 316E (1) | 16N, 316E | 12/148 | Creer (1973) |
| AV (AU) Antrim Plateau Volcanics | PreЄ/Є (2) | 9S, 340E (2) | 26N, 319E | 12/148 | |
| N ₂ -FR (AF) Upper Nama Grp(Fish River) | PreЄ/Є (1) | 5N, 271E (3) | 5N, 271E | 14/420 | Kröner et al. (1980) |
| OY (AF) Quarzazate Volcanics | 578±15 (3) | 30N, 237E (2) | 30N, 237E | 14/413 | Hailwood and Tarling (1973) |
| AT (AF) Amouslek Tuffs | 590-530 (2) | 41N, 250E (2) | 41N, 250E | 14/413 | Hailwood and Tarling (1973) |
| PV (SA) Purmanarca Village | Є (1) | 61N, 293E (1) | 36N, 295E | 14/420 | |
| AD (AU) Aroona Dam Sediments | PreЄ-Є (1) | 36S, 33E (2) | 21N, 20E | 14/416 | |
| N ₃ -Se (AF) Nama Grp., secondary | PreЄ-Є (1) | 7S, 337E (3) | 7S, 337E | 12/147 | Kröner et al. (1980) |
| JR (AF) Jordanian Redbeds | Є-0 (0) | 37N, 323E (3) | 41N, 321E | 14/418 | |
| HF (AU) Hudson Formation | Є1/m (3) | 18N, 19E (3) | 72N, 338E | 14/413 | |
| ST (SA) South Tiltcara | Є (1) | 52N, 27E (1) | 82N, 329E | 14/417 | |
| NT (SA) North Tiltcara | Є (1) | 49N, 23E (1) | 80N, 350E | 14/418 | |
| HS (AU) Hugh River Shale | Є1/m (3) | 11N, 37E (1) | 68N, 33E | 14/415 | |
| ML (AF) Moroccan Lavas | Є1-m (2) | 53N, 34E (1) | 53N, 34E | 15/226 | Helsley (1965) |
| BA (AF) Bou Azzer Volc's, sed's | 532±18 (3) | 47N, 42E (3) | 47N, 42E | 14/409 | Daly and Pozzi (1977) |
| LF (AU) Lake Frome Group | Єm/u (3) | 14S, 24E (3) | 43N, 8E | 14/409 | |
| DP (AF) Doornpoort, secondary | <550 (0) | 22N, 45E (3) | 22N, 45E | 14/529 | |
| DG (AU) Dundas Group | Єu (3) | 23S, 13E (1) | 31N, 358E | 15/226 | |
| PU (SA) Purmanarca | Є (1) | 5N, 39E (1) | 45N, 80E | 14/421 | |
| AC (SA) Abra de Cajas | Є (1) | 2N, 28E (1) | 41N, 66E | 14/419 | |
| SJ (SA) Salta & Jujuy | Є-0 (0) | 12N, 329E (1) | 22N, 358E | 12/146 | |
| MC (AN) Mirnyy Charnockites | 520±24 (2) | 2N, 208E (3) | 49N, 14E | 14/408 | |
| HM (AF) Hasi-Messaud Sediments | Є-0 (0) | 53N, 26E (2) | 53N, 26E | 15/141 | |
| HI (AF) Hook Intrusives | 519±17 (3) | 14N, 336E (1) | 14N, 336E | 9/132 | |
| AM ₁ (AF) Adrar de Mauritanie, CU ₁₀ | Є/0 (1) | 55N, 30E (1) | 55N, 30E | 14/408 | Morris and Carmichael (1978) |
| AM ₂ (AF) Adrar de Mauritanie, CO ₈ | Є/0 (1) | 36N, 52E (0) | 36N, 52E | 14/408 | Morris and Carmichael (1978) |

Table IV. — Paleomagnetic pole positions from the Gondwana Continents (650-500 Ma).

Symbols correspond to the poles plotted in fig. 2; age control is based on the following criteria [3 = radiometric age or stratigraphic age known within half-period (c. 30 Ma) limits, 2 = age known within period (c. 50 Ma) limits, 1 = age known within approximately 120 Ma, 0 = age not known, but inferred]; pole position control from McElhinny (1976); reference: numbers refer to the *Geophysical Journal Paleomagnetic* pole lists (McElhinny, 1968, 1972; McElhinny and Cowley, 1977, 1978).

brian Baltica-south European plate has been suggested by Duff (1978, 1980), and this hypothesis is consistent with the admittedly sparse paleomagnetic data, as well as geologic and faunal affinities. It remains very speculative whether this implies a combined Laurentia-Baltica-Armorica-Gondwana supercontinent at one time or another.

It has been mentioned earlier that the Devonian results from France indicate that by that time the Armorican Massif formed part of the northern conti-

nents (Laurentia and Baltica) and was apparently separated from Gondwana by a large ocean. The contention of Hagstrum *et al.* (1980) that Gondwana and the Armorican Massif formed a unity in the Cambrian, implies therefore a post-Cambrian (and pre-Devonian) separation of the two areas and the existence during the Middle Paleozoic of an "Armorica" plate. Van der Voo (1979) has speculated about the extent of the Armorica plate and suggested the outline shown in fig. 1, maintaining on geological grounds that it was

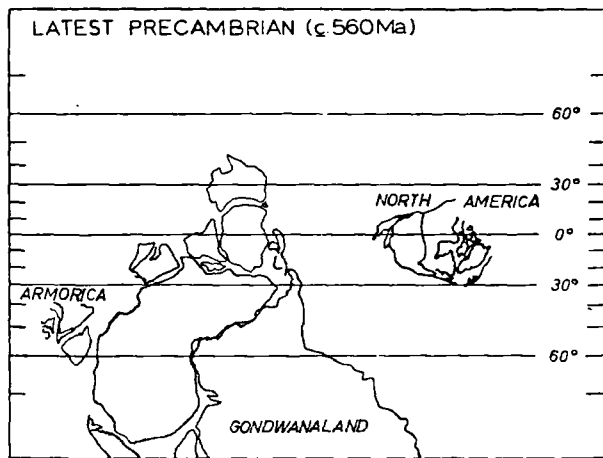


Fig. 4. — Paleogeographic map for the Latest Precambrian (c. 560 Ma ago), compiled on the basis of paleomagnetic data from Gondwana, the Armorican Massif (Tables III and IV) and North America (Table II, Tapeats Sandstone pole). Figure from Hagstrum *et al.* (1980).

very likely that the Avalon Peninsula of Newfoundland, the Canadian Maritime province and eastern New England belonged to Armorica as well. Much more speculative are the positions of the Meguma trough in Nova Scotia and of Morocco north of the Atlas Fault; it is not inconceivable that they formed the southwestern margin of the Armorica plate, but there is no evidence for or against it. Van der Voo has stressed that most likely the Armorica plate underwent strong internal deformation in the course of the Paleozoic and that it probably did not look like the reconstructed assembly shown in fig. 1 by the cross-hatching.

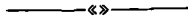
In summary, we note that although many gaps remain in our knowledge of the Paleozoic apparent polar wander paths, progress has been made in outlining the motions and positions of the major continents. The interesting tectonic aspects of the positions and histories of the massifs within the Paleozoic orogenic belts are beginning to emerge, but much more paleomagnetic studies are needed before firm conclusions can be drawn. Paleogeographic maps can be constructed with increasing confidence; we refer for instance to those of Ziegler *et al.* (1977), Scotese *et al.* (1979) and Smith *et al.* (1980).

REFERENCES

- 1) AL-KHAFAJI S.A. and VINCENZ S.A. (1971). — Magnetization of the Cambrian Lamotte Formation in Missouri. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, vol. 24, p. 175-202.
- 2) BULLARD E.C., EVERETT J. and SMITH A.G. (1965). — A symposium on continental drift, 4, the fit of the continents around the Atlantic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, vol. 258, p. 41-51.
- 3) CHARLOT R. (1976). — The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): a geochronological synthesis. *Precambrian Res.*, vol. 3, p. 273-299.
- 4) CHARLOT R. (1978). — Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain, apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. *Thèse de Doctorat*, Rennes, 237 p.
- 5) CREER K.M. (1973). — A discussion of the arrangement of paleomagnetic poles on the map of Pangaea for epochs in the Phanerozoic. In *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, vol. 1, p. 47-76, eds. Tarling D.H. and Runcorn S.K., Academic Press, London.
- 6) DUFF B.A. (1978). — Palaeomagnetic and rockmagnetic studies of lower Palaeozoic rocks on Jersey and the adjacent regions of the Armorican Massif. *Ph. D. thesis*, Leeds, 338 p.
- 7) DUFF B.A. (1979). — The palaeomagnetism of Cambro-Ordovician redbeds, the Erquy Spillite series, and the Trégastel-Ploumanac'h granite complex, Armorican Massif (France and the Channel Islands). *Geophys. J.R. astr. Soc.* (in press).
- 8) DUFF B.A. (1980). — The palaeomagnetism of Jersey volcanics and dykes, and the lower Palaeozoic apparent polar wander path for Europe. *Geophys. J.R. astr. Soc.* (in press).
- 9) ELSTON D.P. and BRESSLER S.L. (1977). — Paleomagnetic poles and polarity zonation from Cambrian and Devonian strata of Arizona. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 423-433.
- 10) FRENCH R.B., ALEXANDER D.H. and VAN DER VOO R. (1977). — Paleomagnetism of upper Precambrian to Lower Paleozoic intrusive rocks from Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 88, p. 1785-1792.
- 11) HAGSTRUM J.T., VAN DER VOO R., AUVRAY B. and BONHOMMET N. (1980). — Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armorican Massif, France. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, (in press).
- 12) HAILWOOD E.A. (1974). — Palaeomagnetism of the Msissi norite (Morocco) and the Palaeozoic reconstruction of Gondwanaland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 23, p. 376-386.
- 13) HAILWOOD E.A. and GARRETT C. (1977). — Palaeomagnetism, and the dynamothermal history of the St. Peter Port Gabbro, Guernsey. *Proc. Ussher Soc.*, vol. 4, p. 26-35.
- 14) HAILWOOD E.A. and TARLING D.H. (1973). — Palaeomagnetic evidence for a proto-Atlantic ocean. In *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, eds Tarling D.H. and Runcorn S.K., vol. 1, p. 37-46, Academic Press, London.
- 15) HALLAM A. (1979). — A decade of plates tectonics. *Nature*, vol. 279, p. 478.
- 16) HELSLEY C.E. (1965). — Paleomagnetic results from the middle Cambrian of northwest Africa (abstract). *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 46, p. 67.
- 17) IRVING E. (1977). — Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, vol. 270, p. 304-309.

- 18) IRVING E, TANCZYK E. and HASTIE J. (1976). — Catalogue of paleomagnetic directions and poles, third issue: Paleozoic results 1949-1975. *Geomagnetic series*, vol. 5, Geomagnetic Service of Canada, 98 p.
- 19) JONES M. (1978). — Paleozoic paleomagnetism of the Armorican Massif, France. *M. Sc. thesis*, University of Michigan, Ann Arbor, 108 p.
- 20) JONES M., VAN DER VOO R, and BONHOMMET N. (1979). — Late Devonian to Early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, vol. 58, p. 287-308.
- 21) KENT D.V. and OPDYKE N.D. (1978). — Paleomagnetism of the Devonian Catskill redbeds: evidence for motion of the coastal New England-Canadian Maritime region relative to cratonic North America. *J. Geophys. Res.*, vol. 83, p. 4441-4450.
- 22) KENT D.V. and OPDYKE N.D. (1979a). — The Early Carboniferous paleomagnetic field of North America and its bearing on tectonics of the northern Appalachians. *Earth Planet. Sci. Lett.* (in press).
- 23) KENT D.V. and OPDYKE N.D. (1979b). — Paleomagnetism of the lower Devonian Eastport Formation, Maine (abstract). *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 60, p. 241.
- 24) KHRAMOV A.N. (1974). — *Paleozoic Paleomagnetism* (in Russian), Nedra Press, Leningrad, 238 p.
- 25) KIRSCHVINK J.L. (1978). — The Precambrian-Cambrian boundary problem: paleomagnetic directions from the Amadeus Basin, Central Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 40, p. 91-100.
- 26) KLOOTWIJK C.T. (1979). — Early Paleozoic palaeomagnetism in Australia, III, Middle to Early-Late Cambrian results from the Amadeus Basin (northern Territory), submitted to *Tectonophysics*.
- 27) KRÖNER A., McWILLIAMS M.O., GERMS G.J.B., REID A.B. and SCHALK K.E.L. (1980). — Paleomagnetism of Late Precambrian to Early Paleozoic mixite-bearing formations in Namibia (SW Africa): I. The Nama Group and Blaubecker Formation. *Am. J. Sci.*, (in press).
- 28) KRS M., and VLAŠIMSKY P. (1976). — Palaeomagnetic study of Cambrian rocks of the Barrandian (Bohemian Massif). *Geofysikální sborník*, vol. 24, p. 263-280.
- 29) LE PICHON X., SIBUET J.C. and FRANCHETEAU J. (1977). — The fit of the continents around the North Atlantic. *Tectonophysics*, vol. 38, p. 169-209.
- 30) LOMAX K. (1975). — Palaeomagnetic studies of Proterozoic rocks in Britain and West Africa. *Ph. D. Thesis*, Leeds.
- 31) LOMAX K. and BRIDEN J.C. (1977). — Palaeomagnetic studies of the Longmyndian and other British Late Precambrian/Early Palaeozoic rocks, and their regional tectonic implications. *J. Geol. Soc. London*, vol. 133, p. 5-21.
- 32) MARTIN D.L., NAIRN A.E.M., NOLTIMIER H.C., PETTY M.H. and SCHMITT T.J. (1978). — Paleozoic and Mesozoic paleomagnetic results from Morocco. *Tectonophysics*, vol. 44, p. 91-114.
- 33) McELHINNY M. W. (1968). — Palaeomagnetic directions and pole positions. - IX. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 16, p. 207-224.
- 34) McELHINNY M.W. (1972). — Palaeomagnetic directions and pole positions. - XII. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, vol. 27, p. 237-257.
- 35) McELHINNY M.W. (1973). — *Paleomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge University Press, 358 p.
- 36) McELHINNY M.W. and COWLEY J.A. (1977). — Palaeomagnetic directions and pole positions. - XIV. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, vol. 49, p. 313-356.
- 37) McELHINNY M.W. and COWLEY J.A. (1978). — Palaeomagnetic directions and pole positions. - XV. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 52, p. 259-276.
- 38) McELHINNY M.W. and EMBLETON B.J.J. (1976). — Precambrian and Early Palaeozoic palaeomagnetism in Australia. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A*, vol. 280, p. 417-431.
- 39) McELHINNY M.W. and McWILLIAMS M.O. (1977) — Precambrian geodynamics - a palaeomagnetic view. *Tectonophysics*, vol. 40, p. 137-159.
- 40) MORRIS W.A. (1976). — Transcurrent motion determined paleomagnetically in the northern Appalachians and Caledonides and the Acadian orogeny. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 13, p. 1236-1243.
- 41) MORRIS W.A. and CARMICHAEL C.M. (1978). — Paleomagnetism of some Late Precambrian and lower Paleozoic sediments from l'Adrar de Mauritanie, West Africa. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 15, p. 253-262.
- 42) MORRIS W.A. and ROY J.L. (1977). — Discovery of the Hadrynian polar track and further study of the Grenville problem. *Nature*, vol. 266, p. 689-692.
- 43) PATCHETT P.J., BYLUND G. and UPTON B.G.J. (1978). — Palaeomagnetism and the Grenville orogeny: new Rb-Sr ages from dolerites in Canada and Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 40, p. 349-364.
- 44) PATTERSON P.E. ROSENBAUM J.G. and LARSON E.E. (1978). — Refinement of a Cambro-Ordovician paleomagnetic pole from plutonic rocks in south-western Colorado. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 59, p. 1060.
- 45) PIPER J.D.A., BRIDEN J.C. and LOMAX K. (1973). — Precambrian Africa and South America as a single continent. *Nature*, vol. 245, p. 244-248.
- 46) PIPER J.D.A., McCOOK A.S., WATKINS K.P., BROWN G.C. and MORRIS W.A. (1978). — Paleomagnetism and chronology of Caledonian igneous episodes in the Gross Fell Inlier and northern Lake District. *Geol. J.*, vol. 13, p. 73-92.
- 47) PRASAD S.N. and SHARMA P.V. (1978). — Palaeomagnetism of the Nexø Sandstone from Bornholm Island, Denmark. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, vol. 54, p. 669-680.
- 48) SCOTESE C.R. BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. and ZIEGLER A.M. (1979). — Paleozoic base maps. *J. Geol.*, vol. 87, p. 217-277.
- 49) SMITH A.G. and HALLAM A. (1970). — The fit of the southern continents. *Nature*, vol. 225, p. 139-144.
- 50) SMITH A.G., HURLEY A.M. and BRIDEN J.C. (1980). — Phanerozoic Paleocontinental World Maps, Cambridge Univ. Press, London (in press).

- 51) SPALL H. (1970). — Paleomagnetism of basement granites in southern Oklahoma, final report. *Okla. Geol. Notes*, vol. 30, p. 136-150.
- 52) THOMAS C. and BRIDEN J.C. (1976). — Anomalous geomagnetic field during the Late Ordovician. *Nature*, vol. 259, p. 380-382.
- 53) UENO H., IRVING E. and McNUTT R.H. (1975). — Paleomagnetism of the Whitestone anorthosite and diorite, the Grenville polar track, and relative motions of the Laurentian and Baltic Shields. *Can J. Earth Sci.*, vol. 12, p. 209-226.
- 54) VAN DER VOO R. (1979). — Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 60, p. 241.
- 55) VAN DER VOO R. and FRENCH R.B. (1974). — Apparent polar wander for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth Sci. Rev.*, vol. 10, p. 99-119.
- 56) VAN DER VOO R., MAUK F.J. and FRENCH R.B. (1976). — Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf to Mexico. *Geology*, vol. 4, p. 177-180.
- 57) VAN DER VOO R., FRENCH A.N. and FRENCH R.B. (1979). — A paleomagnetic pole position from the folded Upper Devonian Catskill redbeds, and its tectonic implications. *Geology*, vol. 7, p. 345-348.
- 58) VAN EYSINGA F.W.B. (1975). — *A Geological Time Table*, 3rd edition, Elsevier Publishing Company.
- 59) WATTS D.R. (1979). — Upper Keweenaw and Lower Paleozoic paleomagnetism of the North American craton. *Ph. D. thesis*, Michigan, Ann Arbor, 257 p.
- 60) WILSON J.T. (1966). — Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, vol. 211, p. 676-681.
- 61) ZIEGLER A.M., HANSEN K.S., JOHNSON M.E., KELLY M.A., SCOTESE C.R. and VAN DER VOO R. (1977). — Silurian continental distributions, paleogeography, climatology and biogeography. *Tectonophys.*, vol. 40, p. 13-51.



La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque

par J. BEBIEN (*), Cl. GAGNY (**) et G. ROCCI (*)

Résumé. — Une étude antérieure des formations éruptives dévono-dinantiennes de l'Europe moyenne varisque conduisait à opposer des volcanismes de types "circum-océanique" (Massif Central et Vosges principalement) et "intra-continentale" (Massif Armoricain, SW Grande-Bretagne, Massif Schisteux Rhénan, Thuringe et Harz). L'identification, depuis, d'une zone orogénique majeure, d'âge dévonien inférieur et moyen, dans le Sud du massif Armoricain et le Massif Central, éclaire d'un jour nouveau le problème de la place de ces volcanismes dans l'évolution de l'Europe au Paléozoïque : le volcanisme du Massif Central et des Vosges ne serait pas associé à des phénomènes actifs de subduction au Dévonien supérieur et au Dinantien, mais témoignerait de l'influence encore sensible de ceux qui précédaient et accompagnaient les événements orogéniques d'âge dévonien inférieur et moyen ; plus au Nord, le volcanisme garde le même caractère "intra-continentale" pendant la plus grande partie du Paléozoïque.

Abstract. — Previous study of Devono-dinantian volcanics in the Mid-European Variscides has led to a distinction between "circum-oceanic" (mainly the Massif Central and Vosges) and "intra-continentale" type volcanism (Armorican Massif, SW England, Rhine massif, Thuringian and Harz Mts). The subsequent identification of a major orogenic zone of Lower-Mid Devonian age in the Armorican Massif and Massif Central throws new light on the setting of these volcanics in the evolution of Europe during the Palaeozoic : volcanism in the Massif Central and Vosges may not be associated with active subduction during the Upper Devonian and Dinantian but reflects the continuing influence of previous subductions which accompanied Lower-Mid Devonian orogenic events. Further to the north, volcanism has remained intra-continentale in character for the greater part of the Palaeozoic era.

Une étude des formations éruptives dévono-dinantiennes de l'Europe moyenne varisque (Bébién *et al.*, 1974) conduisait à opposer un volcanisme de type « circum-océanique » (comparable à celui des arcs insulaires et bordures continentales actives actuels), siliceux, représenté principalement dans le Massif Central français et les Vosges, et un volcanisme de type « intra-continentale », ferro-magnésien et titané, reconnu dans le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, le Massif Armoricain, le Massif Schisteux Rhénan, le Harz et la Thuringe. Depuis, aucune étude n'a entraîné, à notre connaissance, une remise en question de cette organisation du magmatisme dévono-dinantien. En revanche, l'identification indiscutable, en France, d'une zone orogénique majeure d'âge dévonien inférieur à moyen (Autran, 1978) éclaire d'un jour nouveau le problème de la place de ce magmatisme dans l'évolution géo-

structurale de l'Europe au Paléozoïque : ce fait nous conduit à réexaminer ici les caractères pétrologiques des niveaux éruptifs d'âge dévonien et dinantien.

I. — LES EVENEMENTS OROGENIQUES D'AGE DEVONIEN INFERIEUR EN FRANCE

Des événements orogéniques ont été mis en évidence, au Dévonien inférieur et moyen, dans le Sud du Massif Armoricain et en Vendée (Ters, 1976) ainsi que dans le Nord-Ouest du Massif Central (Autran et Guillot, 1974 et 1975, Bernard-Griffiths *et al.*, 1977) ; leur existence est probable dans le Rouergue, le Centre et l'Est du Massif Central, les Massifs Cristallins Externes des Alpes, les Maures et les Vosges (Autran, 1978). Ces événements consistent principalement, dans un premier temps, en un métamorphisme à très forte pression ; la diminution ultérieure de la pression solide accompagne la formation de grandes structures couchées pouvant renverser la disposition précoce des isogrades métamorphiques. Cette phase orogénique dévonienne est rattachée au cycle calédonien par Autran qui tou-

(*) Laboratoire de Pétrologie, Université de Nancy I, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex (France).

(**) Laboratoire de Géologie régionale, Pétrologie structurale, Université de Nancy I, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex (France).

tefois, du fait de l'enchaînement rapide des phases dévonienne et carbonifère dans certaines régions, évoque l'existence d'un mégacycle orogénique calédonon-varisque, analogue au cycle appalachien.

Dans les Pyrénées, la Montagne Noire et la partie Nord du Massif Armoricain, les déformations calédoniennes sont très modérées ou inconnues ; dans les Ardennes, des plissements, produits depuis le Caradozien jusqu'au Silurien supérieur, n'ont pas entraîné le développement d'une schistosité au niveau d'érosion.

L'état actuel des connaissances ne permet guère de reconstituer les conditions géostrucuturales du développement de l'orogénèse dévonienne en France ; quelques informations peuvent cependant être tirées de l'étude des formations éruptives émises du Cambrien au Silurien.

L'un des caractères les plus remarquables de ce magmatisme est le développement d'un volcanisme basique tholéitique débordant largement, vers le Nord et vers le Sud le domaine orogénique Dévonien : il a été décrit en France dans le Massif Armoricain [presqu'île de Crozon, région d'Erquy (Auvray, 1967 ; Auvray et Hameurt, 1971 ; Martineau, 1976 ; Maillet, 1977)], dans le Massif Central [Limousin, Levezou, région de Marvejols, Albigeois - (Guillot *et al.*, 1977 ; Durand et Gagny, 1965 ; Piboule et Coffrant, 1975 ; Piboule et Duthou, 1976 ; Piboule, 1977 ; Marini, 1978 ; Briand et Piboule, 1979 ; Pin, 1979)], dans les Pyrénées (Guillard, 1970 ; Fonteilles, 1976), dans les Maures, en Corse et en Sardaigne [Ricci et Sabatini, 1978 ; Seyler et Boucarut, 1978 (dans les Maures et en Sardaigne existe par ailleurs un volcanisme alcalin)]. Des tholéites ont également été signalées en Espagne dans la province de Huelva (Bard, 1977) et en Galice (Den Tex, 1974).

L'âge de ces tholéites est variable suivant les régions ; elles ont été reconnues dès le Cambrien dans le Limousin et les Pyrénées ; elles sont associées à des formations ordoviciennes dans la presqu'île de Crozon et la région d'Erquy, elles appartiennent au sommet du Silurien ou à la base du Dévonien dans le groupe de Génis (bordure Ouest du Massif Central). Des études géochimiques, portant sur les éléments majeurs ou les éléments en traces considérés comme « immobiles » (terres rares, éléments de transition) conduisent à mettre en évidence de nombreuses analogies entre ces tholéites cambriennes, ordoviciennes et siluriennes et les « tholéites abyssales » actuelles. Le volcanisme tholéitique du Paléozoïque inférieur accompagnerait donc des mouvements de distension ; aucun sédiment de type océanique ne semblant lui être associé, ces mouvements affecteraient un domaine essentiellement continental.

De ce fait, l'orogénèse dévonienne correspondrait à un resserrement en direction Nord-Sud à NE-SW d'une large zone de croûte continentale préalablement étirée en distension, avec sans doute quelques étroites bandes franchement océanisées (Cogné, 1976 ; Autran, 1978). L'existence de phénomènes de subduction est suggérée par le développement d'une double ceinture métamor-

phique de type péripacifique dans la partie méridionale du Massif Armoricain (Peucat *et al.*, 1978) et par l'émission, à certaines époques, dans le Massif Central et le Massif Armoricain, de laves comparables à celles des arcs insulaires et des bordures continentales actives actuelles (Piboule *et al.*, 1975 et 1976 ; Piboule, 1977 ; Carpenter *et al.*, 1978).

Un simple examen d'une carte (fig. 1) montre que la répartition des différents types de volcanismes dévono-dinantiens n'est pas indépendante du domaine orogénique dévonien. Le volcanisme siliceux, de type « circum-océanique », n'est connu que dans les régions où les événements tectono-métamorphiques dévoniens inférieurs à moyens sont sinon prouvés, au moins très probables. Le volcanisme ferro-magnésien et titané de type « intra-continental », quant à lui, caractérise les massifs actuellement situés, en France, en Grande-Bretagne



Fig. 1. — Répartition du volcanisme dévono-dinantien.

- 1 à 6 : volcanisme de type " intra-continental " (1, Harz. — 2, Massif Schisteux Rhénan. — 3, SW de la Grande-Bretagne. — 4, Thuringe. — 5, bassin de Laval. — 6, bassins de Châteaulin et de Morlaix).
- 7 à 13 : volcanisme de type " circum-océanique " (7, Vosges septentrionales. — 8, Vosges méridionales et Forêt Noire. — 9, Morvan. — 10, Beaujolais, Roannais, Montagne Bourbonnaise. — 11, Brevenne. — 12, vallée de la Sioule et Combrailles. — 13, Belle-donne).
- 14 : volcanisme des Pyrénées.
- En hachures : domaine orogénique acadien d'âge dévonien ;
 — hachures serrées : extension prouvée,
 — hachures espacées : extension probable (d'après Autran, 1978).

et en Allemagne, au Nord de ce domaine. Au Sud, dans les Pyrénées, le volcanisme dévono-dinantien, essentiellement pyroclastique, est peu abondant par rapport au matériau sédimentaire dans lequel il est dilué, et son identification reste délicate (Krylatov, communication écrite, 1978).

II. — PETROLOGIE DES ENSEMBLES VOLCANIQUES DEVONO-DINANTIENS

La recherche des effets de l'orogénèse dévonienne sur les caractères pétrologiques des volcanismes dévono-dinantiens nous conduit ici à un nouvel examen des ensembles les mieux connus. Sur le plan chimique, notre étude s'appuiera sur l'utilisation de diagrammes triangulaires $Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3$ (fer total) (Besson et Fonteilles, 1974) et $Al_2O_3 - MgO - TiO_2$, ces quatre éléments pouvant, en première approximation, être considérés comme immobiles dans les processus d'altération et de métamorphisme ; l'utilisation de diagrammes triangulaires permet d'éliminer totalement l'influence des autres éléments.

Nous examinerons successivement les trois ensembles suivants : Massif Central et Vosges, Massif Armoricain, Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, Massif Schisteux Rhénan, Harz et Thuringe.

1) Massif Central et Vosges.

L'ensemble du Massif Vosgien et les régions du Nord-Est du Massif Central, auxquelles on peut adjoindre les massifs cristallins des Alpes françaises, présentent une certaine similitude dans les caractères pétrographiques et géochimiques de leurs volcanismes dévono-dinantiens. Là où ils sont complets (Vosges méridionales, Morvan), ces volcanismes comportent un ensemble dévono-dinantien inférieur à caractère spilito-kératophyrique dominant, auquel fait suite, après une phase orogénique intraviséenne (sudète précoce) un ensemble viséen supérieur discordant formé de roches de composition intermédiaire et surtout acide.

a) Le premier ensemble dévono-dinantien inférieur.

Il est bien représenté dans les Vosges septentrionales (massif de Schirmeck et vallée du Rabodeau ; Juteau *et al.*, 1965 et 1966 ; Fonteilles, 1968 ; Juteau, 1971), les Vosges méridionales (Stussi, 1967 et 1970 ; Bébian *et al.*, 1979) et le Morvan (série de la Somme, Carrat, 1969 ; Bébian, 1970 et 1971). Il comporte des laves basiques (spilites, basaltes) associées à des dolérites, des ophites et des diabases, et des laves acides (kératophyres, orthokératophyres). Un important cortège de brèches volcaniques et de roches pyroclastiques complète cet ensemble.

L'absence, parmi ces roches, de termes riches en fer et magnésium, leur richesse constante en aluminium, apparaissent clairement sur le diagramme $Al_2O_3 - MgO$

- Fe_2O_3 : le rapport $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO + Fe_2O_3)$ reste presque toujours supérieur à 0,45. Les roches effusives et filoniennes basiques des Vosges méridionales et septentrionales définissent une lignée A_1 (fig. 2) caractérisée par une croissance nette du fer aux dépens du magnésium (fenner trend), accompagnée d'une légère diminution du rapport $Fe_2O_3 + MgO / Al_2O_3$. Cette lignée A_1 se prolonge, dans les Vosges septentrionales d'une lignée A_2 définie par des kératophyres, correspondant à un enrichissement en Al_2O_3 aux dépens de Fe_2O_3 et MgO . Dans les Vosges septentrionales toujours, certains échantillons se placent dans l'angle défini par les lignées A_1 et A_2 (domaine B) : il s'agit de diabases, de dolérites et de basaltes (« trapps ») très riches en phénocristaux de plagioclase et de pyroxènes (ou d'amphiboles) ; c'est ce caractère porphyrique qui explique sans aucun doute les particularités chimiques de ces roches (teneurs relativement élevées en MgO et Al_2O_3 et faibles en TiO_2 et Fe_2O_3).

Dans ce même domaine B se situent les basaltes, les basaltes andésitiques, les spilites et les kératophyres du Morvan. Dans ces formations, l'enrichissement en Al_2O_3 aux dépens de MgO et de Fe_2O_3 se produit sans variation importante du rapport Fe_2O_3 / MgO . Ce fait n'est pas lié ici au caractère plus ou moins porphyrique des roches, mais à la cristallisation précoce de la titanomagnétite, présente en phénocristaux dans les laves les plus basiques (caractère calco-alcalin).

Enfin, un troisième domaine C regroupe des roches acides bien représentées, surtout dans les Vosges méridionales (albitophyres et orthokératophyres), mais présentes également dans les Vosges septentrionales.

Les teneurs en TiO_2 de la plupart des laves basiques du Dévonien et du Dinantien inférieur des Vosges et du Nord-Est du Massif Central sont comprises entre 0,70 % et 1,45 % et ne varient que très peu avec le rapport Al_2O_3 / MgO (fig. 2). Les diabases des Vosges méridionales font exception (Bébian *et al.*, 1978) : un enrichissement net en titane, conduisant à des teneurs supérieures à 2 %, accompagne l'enrichissement en Fe_2O_3 dans ces roches.

A ce premier ensemble dévono-dinantien inférieur peuvent être rattachés, par analogie avec le Morvan, des lambeaux de formations volcano-sédimentaires observées dans la Montagne Bourbonnaise, le Roannais et le Beaujolais, ainsi que certains niveaux de la série de la Brévenne (Monts du Lvonnois ; Péterlongo, 1960) et du Massif de Belledone (Alpes). Dans ces deux dernières régions, Fonteilles (1968), puis Carme (1975) ont distingué deux lignées magmatiques différentes, l'une de type calco-alcalin, l'autre tholéitique.

Ce volcanisme dévono-dinantien inférieur présente des analogies indiscutables avec ceux des arcs insulaires et bordures continentales actives actuels : même abondance des roches sursaturées en silice, mêmes teneurs élevées en alumine (Bébian *et al.*, 1974). Le domaine $A_1 - A_2$ du diagramme $Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3$, occupé par les basaltes, spilites et kératophyres des Vosges, l'est

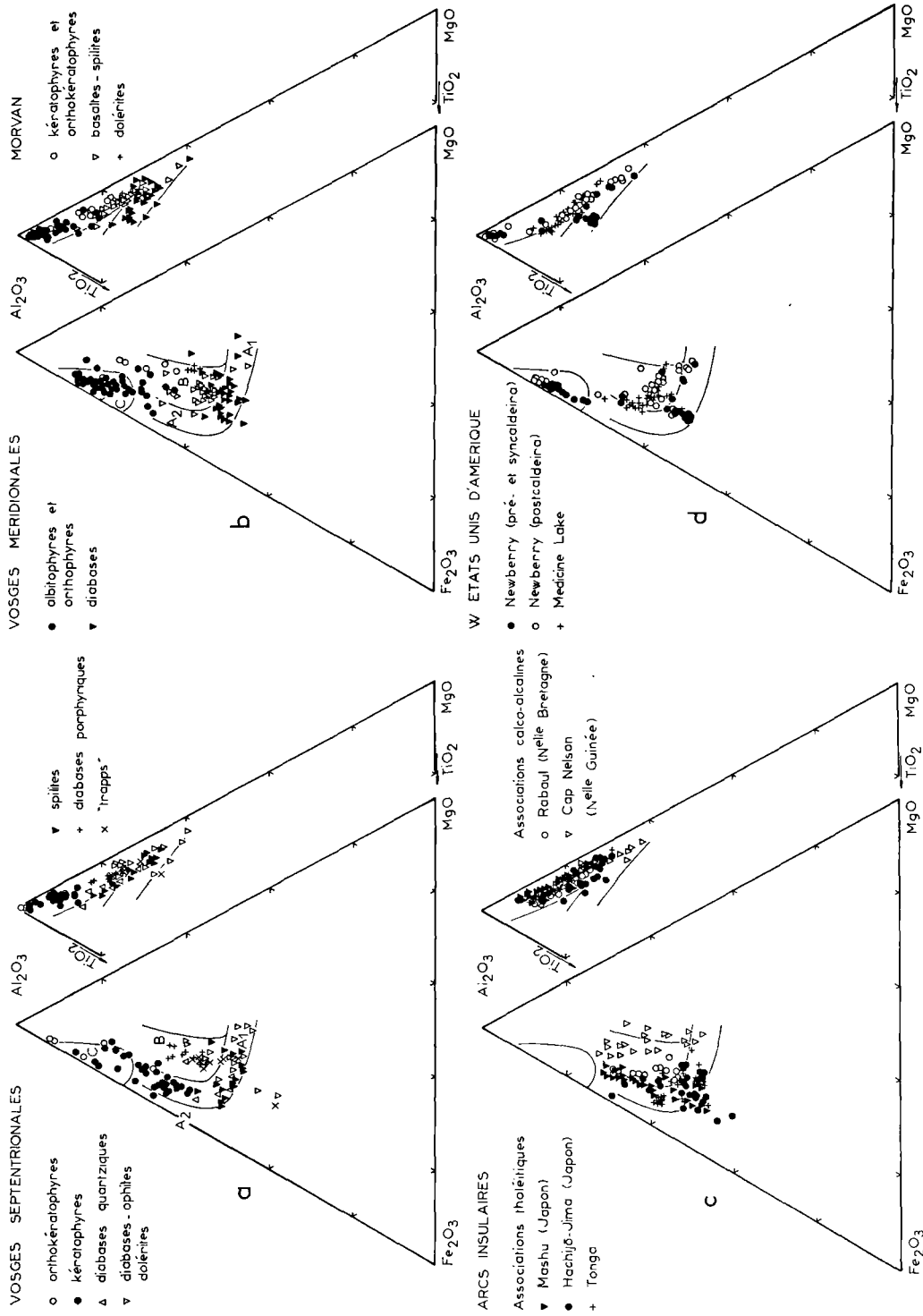


Fig. 2. — Diagrammes $Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3$ (fer total) et $Al_2O_3 - MgO - TiO_2$.
 — volcanisme dévono-dinantien inférieur : a) Vosges septentrionales (Juteau, 1971 ; Juteau *et al.*, 1974) ; b) Vosges méridionales et Morvan (Bébian, 1970 ; Stussi, 1970 ; Bébian *et al.*, 1979) ;
 — volcanisme récent : c) arcs insulaires (Isshiki, 1963 ; Jakes, 1970 ; Ewart *et al.*, 1973 ; Heming, 1974 ; Katsui *et al.*, 1975) ; d) Ouest des Etats-Unis d'Amérique (Higgins, 1973 ; Mertzman, 1977).
 A1, A2, B et C : voir texte.

également par les associations tholéitiques des arcs insulaires ; dans le domaine B se localisent, avec les roches effusives du Morvan, les laves des séries calco-alcalines actuelles (fig. 2) ; ces faits sont en accord avec les résultats obtenus par Fontailles (1968), Bébien (1970), Didier *et al.* (1974).

Certains faits opposent cependant les roches effusives dévono-dinantiennes et celles de la plupart des arcs insulaires et marges continentales actives actuels :

1° Les tholéïtes des arcs insulaires présentent souvent des teneurs en Na_2O et K_2O remarquablement faibles ; les roches effusives basiques des Vosges, au contraire, bien que comparables par leurs teneurs en MgO , Fe_2O_3 et Al_2O_3 à ces tholéïtes, sont riches en alcalis et se placent, sur un diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 (fig. 3) dans les domaines des séries hyperalumineuses ou alcalines définies par Kuno (1968). La présence d'albite, ou la transformation des plagioclases en séricite dans ces roches ne saurait entièrement expliquer ce fait, certains échantillons non spilitiques étant parfaitement frais : l'existence d'un volcanisme alcalin dans les Vosges a pu être évoqué par certains auteurs (Juteau *et al.*, 1966 ; Juteau, 1971 ; Didier *et al.*, 1974).

2° Plus significatives sont sans doute les teneurs en TiO_2 plus élevées dans les roches effusives dévono-dinantiennes du Morvan et des Vosges que dans celles des arcs insulaires ; les laves basiques des Vosges méridionales, en particulier, présentent des teneurs en TiO_2 comparables à celles de certains basaltes « intra-

plaques» (Bébien *et al.*, 1978 ; Carme, 1975), pour les séries de la Brévenne et du Massif de Belledone).

C'est dans le volcanisme récent de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique qu'ont été décrites les associations volcaniques se rapprochant le plus, à notre connaissance, des formations dévono-dinantiennes inférieures des Vosges et du Morvan. Le volcan Newberry, en Océan (Higgins, 1973) montre la succession de deux lignées : la première, antérieure à l'individualisation de la caldeira, présente un enrichissement en fer et titane tout à fait comparable à celui mis en évidence dans les laves des Vosges méridionales, la deuxième post-caldeira, comporte des andésites basaltiques et des andésites très voisines chimiquement des laves du Morvan ; un volcanisme dacitique et rhyolitique complète l'ensemble (fig. 3). Plus au Sud, certaines laves du volcan Medicine Lake (Mertzman, 1977) sont également comparables à celles du Morvan. Les teneurs en alcalis des roches émises par ces deux volcans se placent, sur le diagramme de Kuno, dans le domaine des séries hyperalumineuses, à la limite du domaine des séries alcalines (fig. 3) du même endroit donc que les roches les moins transformées des Vosges et du Morvan.

Les volcans Newberry et Medicine Lake appartiennent à une même ceinture volcanique flanquant à l'Est la chaîne des Cascades (Higgins, 1973). Leur localisation, entre la chaîne des Cascades, à volcanisme calco-alcalin, et la province « Basin and Range », présentant des caractères de bassin inter-arc ensialique (Scholz *et al.*, 1971), avec des laves basiques et acides, pourrait expliquer leurs particularités pétrologiques (Mertzman, 1977). Nous discuterons plus loin les hypothèses que peut suggérer cette similitude entre les laves émises au Dévonien et au Dinantien inférieur dans les Vosges et le Massif Central, et celles des volcans Newberry et Medicine Lake.

b) Les formations volcaniques et sédimentaires du Viséen supérieur.

Elles sont bien représentées dans les Vosges méridionales et le Massif Central. Du fait de l'existence de la phase orogénique sudète précoce, elles sont discordantes et largement transgressives sur l'ensemble dévono-dinantien inférieur. Les roches volcaniques sont de composition intermédiaire à acide ; leur localisation dans le domaine B du triangle $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (fig. 4) traduit la prédominance de l'alumine sur le fer et le magnésium, même dans les termes les plus basiques, et l'importance relative du magnésium.

Stussi (1970) a pu mettre en évidence, parmi ces roches, dans les Vosges méridionales, différentes tendances :

— une tendance sodique (porphyrites sodiques), d'existence éphémère,

— une tendance latitique (porphyrites andésitiques, latitiques et leucolatitiques),

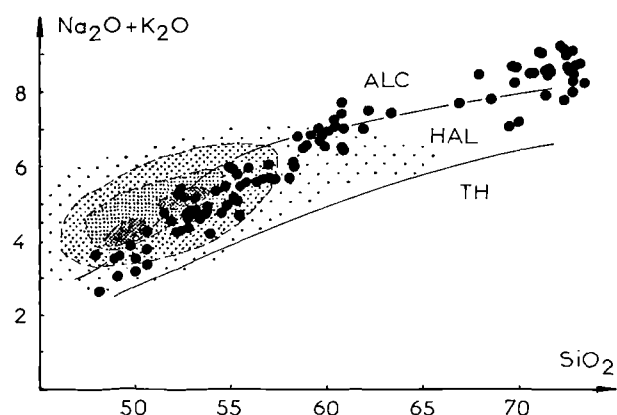


Fig. 3. — Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, SiO_2 .

Trame : répartition des roches volcaniques non spilitiques, de composition basique et intermédiaire, des Vosges et du Morvan (Dévonien et Dinantien inférieur) ; les différents domaines correspondent aux concentrations suivantes : 5 à 10 %, 10 à 20 %, 20 à 25 %, > 25 %.

Points : roches volcaniques des volcans Newberry et Medicine Lake (Ouest des Etats-Unis d'Amérique).

TH, séries tholéitiques. — HAL, séries hyper-alumineuses. ALC : séries alcalines (d'après Kuno, 1968).

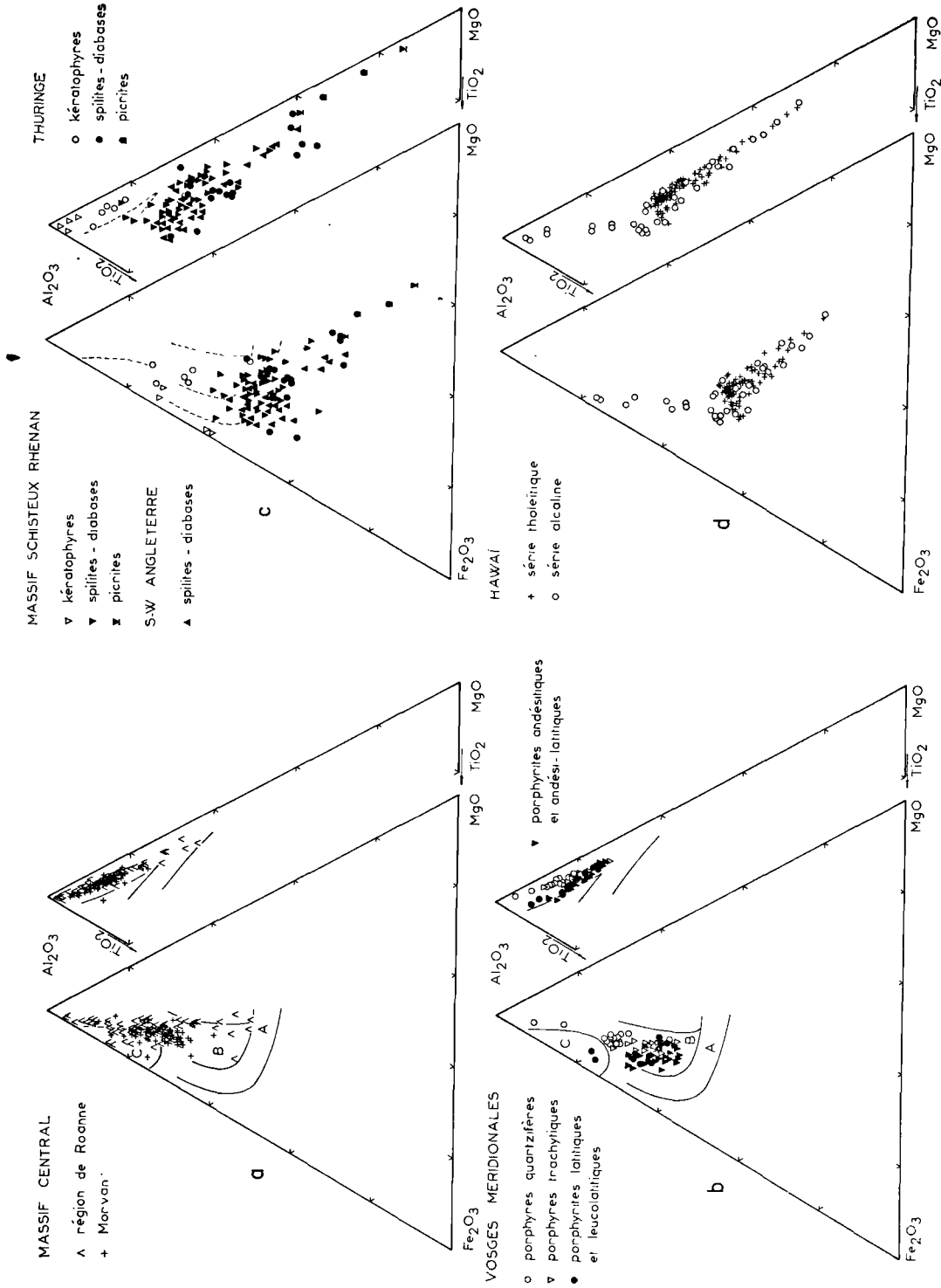


Fig. 4. — Diagrammes Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3 (fer total) et Al_2O_3 - MgO - TiO_2 .
 — Volcanisme viséen supérieur : a) du Massif Central (Carrat, 1969 ; Bertaux, 1980 ; Rubiello, 1980) ; b) des Vosges méridionales (Stussi, 1970) ;
 — Volcanisme dévono-dinantien : c) du Massif Schisteux Rhénan, du SW de la Grande-Bretagne et de la Thuringe (Rösler, 1960 ; Herrmann *et al.*, 1970 ; Juteau *et al.*, 1974) (les tirets délimitent les domaines occupés par les roches volcaniques du Dévonien et du Dinantien inférieur des Vosges et du Morvan) ;
 — volcanisme récent : d) des îles Hawaï (Macdonald *et al.*, 1964).

— une tendance siliceuse (porphyres trachytiques calco-magnésien et porphyres quartzifères rhyolitiques à caractères ignimbritique).

Les deux premières tendances présentent un léger enrichissement en fer et en titane en cours d'évolution (les teneurs en TiO_2 restent cependant faibles, voisines de 1 %). Dans les roches de la tendance siliceuse au contraire, les rapports Fe_2O_3/MgO et TiO_2/MgO sont sensiblement constants. Des teneurs élevées en potassium ($K_2O > Na_2O$) caractérisent les tendances latitiques et siliceuse.

Le volcanisme viséen supérieur du Nord-Est du Massif Central (Haut Morvan, Roannais, Brévenne, bassin de la Sioule, Combrailles), moins diversifié semble-t-il que celui des Vosges méridionales, est principalement constitué de formations ignimbritiques, les « tufs anthracifères », comparables aux roches de la tendance siliceuse définie par Stussi en 1970 (fig. 4 ; Carrat, 1969 ; Bertaux *et al.*, 1979 ; Bertaux, 1980 ; Rubiello, 1978, 1980).

Bien que nettement différent du volcanisme de l'ensemble dévono-dinantien inférieur, ce volcanisme Viséen supérieur ne saurait lui être entièrement dissocié : les porphyrites andésitiques basiques du Viséen supérieur des Vosges méridionales sont très proches, par leur minéralogie et leur chimisme, des basaltes et des basaltes andésitiques faménien et dinantien inférieur du Morvan [le fait que les laves basiques du Viséen inférieur, dans le Morvan, soient légèrement plus riches en SiO_2 et K_2O que celles du Faménien (Bébié, 1970 et 1971) n'annonce-t-il pas déjà l'évolution vers des termes de plus en plus potassiques et siliceux mis en évidence dans les volcanites du Viséen supérieur des Vosges méridionales ?]. La recherche d'équivalents récents au volcanisme viséen supérieur des Vosges et du Nord-Est du Massif Central conduit une nouvelle fois à évoquer les formations éruptives de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique. Stussi (1970) a clairement montré les analogies existant entre les séries latitiques des Vosges méridionales et de l'East Central Sierra Nevada en Californie (Nockolds et Allen, 1956) ou des San Juan Mountains au Colorado (Larsen et Cross, 1956).

2) Massif Armoricaïn.

Les formations sédimentaires et volcaniques dévoniennes reposent, dans le Massif Armoricaïn, en concordance sur les niveaux siluriens. Un volcanisme basique, associé à quelques épisodes acides, a été observé dès le Siezénien, et sans doute même dès le Downtonien (Ouest du Bassin de Châteaulin, Aye, 1978). Il se poursuit au Dinantien dans les Bassins de Châteaulin et de Morlaix (Sagon, 1969 ; Cabanis et Sagon, 1973 ; Sagon, 1976) : à des épanchements basiques (diabases) succèdent des venues acides (quartz kératophyres et rhyolites potassiques), puis s'exprime un complexe spilito-kératophyrique dont le sommet a pu être daté du Viséen inférieur. Dans le bassin de Laval, seul existe un volcanisme acide avec, au Tournaisien,

de puissantes masses d'ignimbrites rhyolitiques et de quartz kératophyres (Boyer, 1968).

Ce volcanisme dévono-dinantien du Massif Armoricaïn apparaît comme typiquement bimodal, avec des termes acides et basiques abondants auxquels sont parfois associés de rares niveaux de composition intermédiaire (kératophyres).

Les roches acides sont soit sodiques, soit potassiques ; elles présentent un rapport Fe_2O_3/MgO élevé et se placent donc dans le domaine C du triangle $Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3$, avec les albitophyres et les orthoalbitophyres des Vosges méridionales.

L'abondance des minéraux ferromagnésiens (augite, hornblende, ilménite-leucoxène) dans les roches basiques se traduit par une prédominance de la somme des teneurs en Fe_2O_3 et MgO sur les teneurs en Al_2O_3 (fig. 5), ce qui distingue presque parfaitement les volcanismes du Massif Armoricaïn d'une part, du Massif Central et des Vosges d'autre part. Des variations importantes des teneurs en Fe_2O_3 et TiO_2 , sans modification sensible du rapport $Fe_2O_3 + MgO / Al_2O_3$ conduisent à la formation de véritables ferro-basaltes. Ce fait, associé à la faiblesse des teneurs en K_2O et à la présence de la silice en quantité suffisante pour permettre l'apparition de quartz normatif, indique le caractère tholéitique de ce volcanisme.

Par leur composition chimique, les laves basiques dévono-dinantiennes du Massif Armoricaïn sont comparables aux tholéites « intraplaques » actuelles, émises à l'écart des domaines de convergence ou de divergence de plaques, certaines roches présentant toutefois des affinités avec les tholéites abyssales (Bébié *et al.*, 1974 ; Maillet, 1977). Il est important de souligner que les mêmes conclusions peuvent être tirées de l'étude de certaines laves basiques ordoviciennes du Massif Armoricaïn (région d'Erquy, Auvray, 1967 ; presqu'île de Crozon, Maillet, 1977) : ces formations présentent, avec les tholéites dévono-dinantiennes, des similitudes remarquables (fig. 5). La phase orogénique dévonienne, qui n'a pas laissé de trace dans la série sédimentaire du Massif Armoricaïn, n'a pas non plus modifié la nature du volcanisme : les tholéites émises du Dévonien inférieur au Viséen inférieur succèdent sans modification notable aux tholéites du Paléozoïque inférieur.

3) Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, Massif Schisteux Rhénaïn, Harz et Thuringe.

Le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, le Massif Schisteux Rhénaïn et le Harz appartiennent classiquement à la zone rhéno-hercynienne, la Thuringe est en revanche située (avec le Massif Armoricaïn) dans la zone saxo-thuringienne ; les caractères pétrologiques de leur volcanisme dévono-dinantien permettent cependant de rapprocher ici ces quatre régions.

Le volcanisme débute au dévonien inférieur dans le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne et dans la région de Lahn et Dill (Massif Schisteux Rhénaïn), au Dévo-

nien supérieur dans le Harz et la Thuringe ; il se poursuit partout au Dinantien. A des laves basiques abondantes, à débit en coussins fréquent, sont associés, dans ces régions, des roches leucocrates (kératophyres), ou au contraire des niveaux ultrabasiques (picrites). Les formations pyroclastiques (tufs, schalsteins) sont abondantes (Rösler, 1960 ; Herrmann *et al.*, 1970 ; Juteau *et al.*, 1974 ; Floyd, 1976).

Cette variété se traduit par une dispersion remarquable des points représentatifs de ces roches sur le diagramme de la figure 4 (c, d), dispersion que ne présentent ni les laves du Massif Armoricain, ni celles des Vosges et du Massif Central.

Une étude minéralogique et géochimique détaillée a permis à Floyd (1976) de distinguer dans le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne des formations tholéïtiques dévoniennes dans lesquelles la pigeonite a parfois pu être reconnue, et des formations alcalines comportant des basaltes alcalins à olivine dévoniens et des laves plus différenciées (hawaïtes, mugéarites) essentiellement dinantiennes.

Des caractères alcalins ont également été reconnus dans les volcanites du Massif Schisteux Rhéan (de La Roche *et al.*, 1974) : les kératophyres en particulier y représenteraient d'anciens trachytes (Flick, 1978).

Un tel volcanisme, associant formations tholéïtiques et alcalines, est fréquemment observé dans les domaines « intraplaques » ; les roches volcaniques des îles Hawaï

par exemple présentent les mêmes tendances, à partir d'un ensemble basaltique dominant, vers des termes magnésiens (océanites, ankaramites), ou au contraire alumineux et alcalins (mugéarites et trachytes) (fig. 4).

L'analogie existant entre les magmatismes dévono-dinantiens du Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, du Massif Schisteux Rhéan et de la Thuringe, et ordo-viciens et siluriens du domaine barrandien en Tchécoslovaquie (Fiala, 1971 et 1976) est également à noter.

III. — INTERPRETATION

L'opposition existant entre les volcanismes dévono-dinantiens des Vosges et du Massif Central d'une part, du Massif Armoricain, du Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, du Massif Schisteux Rhéan et de la Thuringe d'autre part est confirmée par la présente étude.

1° Malgré les processus de spilitisation ou d'altération qui les ont affectés, les niveaux volcaniques émis au Dévonien et au Dinantien au Nord du domaine orogénique dévonien en Europe occidentale peuvent être rattachés sans ambiguïté à des types bien connus d'associations volcaniques récentes ; à ce titre, les « roches vertes » du Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, étudiées par Floyd (1976), sont exemplaires ; non seulement il est possible d'y distinguer des formations tholéïtiques et alcalines, mais, parmi ces dernières, des basaltes à olivines, des hawaïtes et des mugéarites

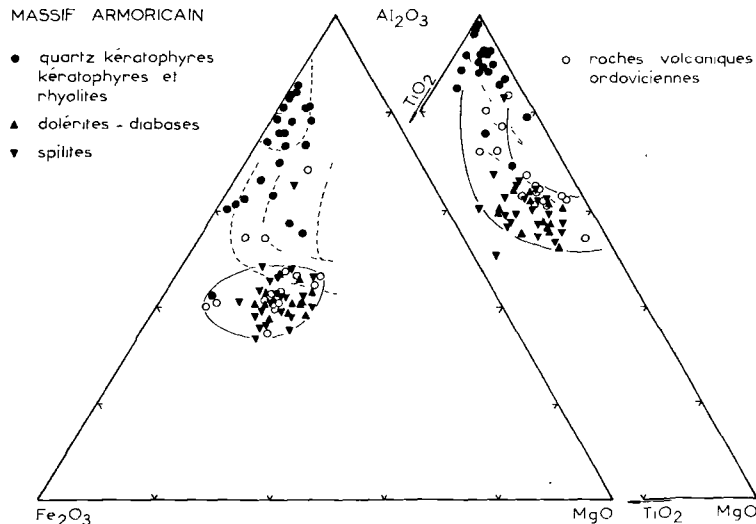


Fig. 5. — Diagrammes $Al_2O_3 - MgO - Fe_2O_3$ (fer total) et $Al_2O_3 - MgO - TiO_2$.

Volcanisme dévono-dinantien du Massif Armoricain (Conquéré, 1966 ; Sagon, 1969 ; Cabanis et Sagon, 1973).

Les roches ordoviciennes placées pour comparaison proviennent de la région d'Erquy (Auvray, 1967) et de la presqu'île de Crozon (Maillet, 1977). Les tirets délimitent les domaines occupés par les roches volcaniques du Dévonien et du Dinantien inférieur des Vosges et du Morvan.

peuvent être reconnus. Ces associations volcaniques sont considérées comme caractéristiques de domaines « stables », c'est-à-dire affectés principalement par des mouvements distensifs ou de décrochements. C'est sans doute à partir des fractures liées à ces mouvements que sont montées, depuis le manteau, les laves basiques dévono-dinantiennes du Massif Armoricaïn, du Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, du Massif Schisteux Rhénan et de la Thuringe. Les épanchements se sont produits, pour leur plus grande part, en domaine continental (comme l'attestent les caractères de la sédimentation associée, et la présence de rhyolites, d'origine sialique probable, dans le Massif Armoricaïn), il n'est pas impossible toutefois que les mouvements de distension aient provoqué l'apparition de bassins d'extension limitée, à plancher de nature océanique (tel pourrait être, par exemple, l'origine de l'association basique-ultrabasique du Lizard, si l'âge dévonien de cette dernière est confirmé).

Des variations existent suivant les régions : le massif Armoricaïn comporte principalement des basaltes tholéitiques peu différenciés et des rhyolites, alors que dans le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, le Massif Schisteux Rhénan et la Thuringe se développent des associations alcalines comportant des termes picritiques ou, au contraire, leucocrates (kératophyres). Ces volcanismes débutent longtemps avant le Dévonien, comme l'attestent par exemple les coulées éruptives ordoviciennes du Massif Armoricaïn (fig. 5) ou les formations éruptives ordoviciennes et siluriennes du domaine barandien en Tchécoslovaquie (Fiala, 1971 et 1976).

2° Les formations éruptives dévono-dinantiennes des Vosges et du Massif Central sont plus délicates à caractériser, ce qui explique les conclusions parfois contradictoires des études qui leur ont été consacrées.

Elles sont pour la plupart sursaturées en silice (Bébian *et al.*, 1974), et ne peuvent donc appartenir à des séries alcalines. Suivant les régions, il est possible de mettre en évidence, dans les termes les plus basiques, soit un comportement antagoniste du fer et du magnésium (Vosges), soit au contraire une évolution parallèle de ces deux éléments (Morvan). Ce sont là des propriétés fréquentes des formations volcaniques associant séries tholéitiques et calco-alcalines dans les domaines circum-océaniques. Toutefois, des teneurs différentes en alcalis et en titane opposent les laves basiques des Vosges à la plupart des tholéites des arcs insulaires et des bordures continentales actives.

Les seules associations volcaniques récentes présentant, à notre connaissance, des analogies étroites avec celle des Vosges et du Morvan, appartiennent à la partie occidentale des Etats-Unis d'Amérique (volcans Newberry et Medicine Lake, San Juan Mountains...). Cette similitude est importante à plus d'un titre :

— elle confirme, dans une certaine mesure, le caractère primaire de certains faits observés dans les roches effusives dévono-dinantiennes (il ne s'agit pas là, bien sûr, d'une preuve indiscutable), et peut éven-

tuellement permettre d'évaluer, par comparaison, les transformations subies par ces dernières ;

— elle peut fournir des informations sur le cadre géostructural dans lequel s'est développé le volcanisme des Vosges et du Massif Central.

Certains faits — l'extension considérable du volcanisme dans les deux régions, la présence simultanée, dans chacune, de deux types très différents de formations éruptives — ont déjà permis de comparer l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique au Cénozoïque et l'Europe moyenne varisque au Dévono-Dinantien (Bébian, 1976) ; la présente étude renforce cette analogie. Or les liens existant entre tectonique et magmatisme récents dans l'Ouest des Etats-Unis sont maintenant assez bien connus (Christiansen *et al.*, 1972 ; Lipman *et al.*, 1972 ; Snyder *et al.*, 1976 ; Cross *et al.*, 1978).

L'évolution de l'Ouest de l'Amérique est depuis longtemps sous l'influence de phénomènes de convergence de plaques. Toutefois, depuis le milieu du Cénozoïque (il y a environ 30 à 20 MA), ceux-ci sont progressivement remplacés, aux Etats-Unis, par de très importants cisaillements, en même temps que s'individualisent des horsts et des grabens liés à des mouvements distensifs (Scholz *et al.*, 1971 ; Livaccari, 1979). Le volcans Medicine Lake et Newberry, dont les produits sont comparables aux roches effusives d'âge dévonien et dinantien inférieur des Vosges et du Massif Central, se trouvent précisément situés entre, d'une part, la Chaîne des Cascades dont l'activité volcanique andésitique peut apparaître comme « posthume » par rapport à une zone de subduction actuellement inactive (absence de séismes profonds), et d'autre part la province « Basin and Range », caractérisée par des mouvements distensifs et par un volcanisme bimodal basaltique et rhyolitique de type « intra-plaque » ; cette situation remarquable explique très vraisemblablement les particularités pétrographiques et géochimiques des roches émises (Mertzman, 1977).

De la même façon, le volcanisme d'âge dévonien et dinantien inférieur des Vosges et du Massif Central a pu être sous l'influence à la fois de phénomènes de subduction et de phénomènes de fusion mantelliques comparables à ceux qui se produisent à l'intérieur des plaques.

L'évolution de l'Europe moyenne varisque peut donc se résumer de la manière suivante.

Le volcanisme paléozoïque inférieur (jusqu'au Dévonien inférieur) reflète des mouvements sans doute complexes de distension et de raccourcissement crustal, suivant des modalités, variables suivant les époques, qui restent encore à préciser.

Au Dévonien, deux domaines sont à distinguer.

Le Sud du Massif Armoricaïn, la plus grande partie du Massif Central, et sans doute les Vosges et les Alpes sont le siège, au Dévonien inférieur et moyen, d'une phase orogénique importante correspondant à un resserrement en direction Nord - Sud à NE - SW, provo-

quant très vraisemblablement la fermeture des bassins existants au Paléozoïde inférieur. Le volcanisme dévonien supérieur et dinantien inférieur qui fait suite à cette phase orogénique (le qualificatif « préorogénique » qui lui est classiquement attribué doit être abandonné) garde certains caractères « circum-océaniques », correspondant à l'influence encore sensible des phénomènes de subduction siluriens et peut-être dévoniens inférieurs : les hétérogénéités chimiques et thermiques créées par ces phénomènes dans le manteau supérieur ne sont pas encore entièrement résorbées. La comparaison avec l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique permet de supposer que ce volcanisme est principalement associé à des décrochements et des mouvements distensifs. C'est donc l'image d'un domaine continental se déformant rapidement par le jeu de cisaillements et de failles normales que nous retenons pour ces régions au Dévonien supérieur et au Dinantien inférieur ; l'hypothèse de l'existence, à cette époque, de phénomènes *actifs* de subduction n'est pas nécessaire pour expliquer les caractères du volcanisme. Après la phase tectonique Sudète précoce, le volcanisme, essentiellement acide, du Viséen supérieur, traduit sans doute une participation active de zones remobilisées de la croûte continentale, liée à des phénomènes d'épaississements crustaux ; ce magmatisme acide se poursuit au Carbonifère supérieur sans modification géochimiques notables.

Le Nord du Massif Armoricain, le Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, le Massif Schisteux Rhénan, le Harz et la Thuringe n'ont pas été affectés par les événements tectono-métamorphiques dévoniens. Ces régions sont le siège, au Dévonien et au Dinantien, d'un volcanisme « intra-plaque », tholéitique ou alcalin, qui succède sans modifications importantes au magmatisme paléozoïque inférieur et se poursuit localement jusqu'au Permien.

CONCLUSION

Les progrès importants réalisés ces dernières années dans la connaissance de l'histoire géologique de l'Europe moyenne au Paléozoïque inférieur permettent de placer les événements dévoniens et carbonifères dans un cadre plus vaste : il apparaît de plus en plus clairement que les phénomènes géologiques qui ont précédé et accompagné la phrase orogénique dévonienne dans le Sud du Massif Armoricain, la plus grande partie du Massif Central, les Vosges et les Massifs Cristallins Externes des Alpes ont influencé de façon importante l'évolution ultérieure de l'Europe moyenne varique (Orsini, 1979).

Cette influence est particulièrement nette en ce qui concerne le volcanisme dévono-dinantien. Au Nord du domaine orogénique dévonien (Sud-Ouest de la Grande-Bretagne, Massif Schisteux Rhénan, Harz, Thuringe), les formations éruptives caractérisent une région continentale « stable » (affectée principalement par des mouvements distensifs ou de décrochement) depuis le début du Paléozoïque. En revanche, à l'emplacement de ce domaine orogénique se développe un volcanisme présentant des caractères « circum-océaniques » nets liés, à notre avis, à l'influence encore sensible des phénomènes de subduction siluriens et sans doute dévoniens inférieurs : les comparaisons avec le volcanisme récent de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique montrent qu'une telle interprétation rend compte des particularités pétrologiques des laves émises. L'hypothèse de l'existence de phénomènes actifs de subduction au Dévonien supérieur et au Dinantien, soit à partir d'un océan médio-européen (Burrett, 1972), soit à partir de Téthys (Nicolas, 1972 ; Bébien *et al.*, 1974) (hypothèse qui se heurtait à de nombreuses difficultés) ne nous paraît donc plus nécessaire pour expliquer les caractères du volcanisme dévono-dinantien.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. PICG Projet 27. contribution française n° 3, Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region. *Geol. Surv. Canada, Paper 78-13*, p. 159-175.
- 2) AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1974). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque. *Colloque international C.N.R.S.*, n° 243, La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, Rennes, p. 211-226.
- 3) AUTRAN A. et GUILLOT P.L. (1975). — L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 280, p. 1649-1652.
- 4) AUVRAY B. (1967). — La série volcanique de la Pointe de la Heussaye (Erquy - Côtes-du-Nord). *Thèse 3^{me} cycle*, Paris, 134 p.
- 5) AUVRAY B. et HAMEURT J. (1971). — Les caractères chimiques de la série spilitique d'Erquy (Bretagne septentrionale). *Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Bull. C*, t. III, 2, p. 59-76.
- 6) AYE F. (1978). — Les gisements à zinc-plomb-cuivre-argent de Bodennec et Porte-aux-Moines : première ébauche des modèles de minéralisation du sillon volcano-sédimentaire paléozoïque centre-armoricain. *Chronique de la recherche minière*, vol. 445, p. 47-69.
- 7) BARD J.P. (1977). — Signification tectonique des métatholéites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIX, p. 385-393.
- 8) BEBIEN J. (1970). — Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantiennes de l'extrémité Sud-Ouest du faisceau synclinal du Morvan (Massif Central français). *Thèse 3^{me} cycle*, Nancy, 110 p.

- 9) BEBIEN J. (1971). — Eléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité Sud-Ouest du faisceau synclinal du Morvan. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 273, p. 466-468.
- 10) BEBIEN J. (1976). — Dualité du volcanisme des cordillères de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique au Cénozoïque et de l'Europe moyenne varisque au Dévono-Dinantien. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 261-264.
- 11) BEBIEN J., FLOYD P.A., JUTEAU Th., ROCCI G. et SAGON J. (1974). — Le volcanisme dévono-dinantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. *Colloque International C.N.R.S. n° 243*, La chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale, Rennes, p. 275-291.
- 12) BEBIEN J. et GAGNY Cl. (1978). — Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéitiques et calco-alcalines. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 286, p. 1045-1048.
- 13) BEBIEN J. et GAGNY Cl. (1979). — Quelques coulées à pillow-lavas de la forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Dévono-Viséen inférieur des Vosges Méridionales). *104^{me} Congrès national des Sociétés Savantes*, Bordeaux (sous presse).
- 14) BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M. et DUTHOU J.L. (1977). — Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in western Massif Central français. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 61, p. 199-212.
- 15) BERTAUX J. (1980). — *Thèse 3^{me} cycle*, Nancy (en préparation).
- 16) BERTAUX J., GAGNY Cl. et RUBIELLO M.F. (1978). — Note préliminaire sur l'organisation des formations volcaniques et volcano-sédimentaires du Paléozoïque supérieur de la feuille de Roanne au 1/50.000^{me}. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 289-292.
- 17) BESSON M. et FONTEILLES M. (1974). — Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéitiques et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, p. 445-449.
- 18) BOYER C. (1968). — Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du bassin de Laval (Massif Armoricaïn). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 63.
- 19) BRIAND B.G. et PIBOULE M.M. (1979). — Les métabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière d'arc ? 7^{me} RAST, Lyon, p. 87.
- 20) BURRETT Cl. (1972). — Plate tectonics and the Hercynian Orogeny. *Nature, Phys. Sci.*, vol. 239, p. 155-156.
- 21) CABANIS B. et SAGON J.P. (1973). — Le volcanisme dinantien en Bretagne occidentale. *Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, Bull. C, t. V, n°1, p. 1-11.
- 22) CARME F. (1975). — Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 281, p. 89-92.
- 23) CARPENTER M.S.N., PIVETTE B. et PEUCAT J.J. (1978). — Apport de l'analyse discriminante sur l'étude géochimique de trois séries métabasiques du Sud du Massif Armoricaïn. 6^{me} RAST, Orsay, p.
- 24) CARRAT H.G. (1969). — Le Morvan cristallin. *Thèse d'Etat*, Nancy, 379 p.
- 25) CHRISTIANSEN R.L. et LIPMAN P.W. (1972). — Cainozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United State. II - Late Cainozoic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, vol. 271, p. 249-284.
- 26) COGNÉ J. (1976). — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. *Colloque International C.N.R.S.*, n° 268, Géologie de l'Himalaya, Paris, p. 111-129.
- 27) CONQUERE F. (1966). — La série spilitique intrusive, dévonienne, de Bolazec et ses liens pétrogénétiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat (Nord-Finistère). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 262, p. 1406-1409.
- 28) CROSS T.A. et PILGER R.H. (1978). — Constraints on absolute motion and plate interaction inferred from Cainozoic igneous activity in the Western United States. *Am. J. Sc.*, vol. 278, p. 865-902.
- 29) DEN TEX (1974). — Le socle poly-cyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du NW). *Colloque International C.N.R.S.*, n° 243, La chaîne varisque de l'Europe moyenne et occidentale. Rennes, p. 441-451.
- 30) DIDIER J. et LAMEYRE J. (1974). — Le noyau arverne de Massif Central français dans l'orogène varisque. *Colloque International C.N.R.S.*, n° 243, La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, Rennes, p. 39-55.
- 31) DURAND B. et GAGNY Cl. (1965). — Observations sur le mode de gisement et les conditions de mise en place des coulées volcaniques spilitisées de Peyrebrune (région de Réalmont, Tarn-France). *Geologischen Rundschau*, vol. 55, p. 329-341.
- 32) EWART A., BRYAN W.B. et GILL J.B. (1973). — Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, SW Pacific. *J. Petrol.*, vol. 14, p. 429-465.
- 33) FIALA F. (1971). — The Upper Proterozoic and Lower Palaeozoic geosynclinal volcanism of the Barrandian area and the Železné Hory Mts. *Krystalinikum*, vol. 8, p. 7-23, Prague.
- 34) FIALA F. (1976). — The Silurian doleritic diabases and ultrabasic rocks of the Barrandian area. *Krystalinikum*, vol. 12, p. 47-77, Prague.
- 35) FLICK H. (1978). — Die chemischen parameter der keratophyre und quartz-keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 161-170.
- 36) FLOYD P.A. (1976). — Geochemical variation in the greenstones of SW England. *J. Petrol.*, vol. 17, p. 522-545.
- 37) FONTEILLES M. (1968). — Contribution à l'analyse du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). *Bull. B.R.G.M.*, (2), vol. II, n° 3, p. 1-54.

- 38) FONTEILLES M. (1976). — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse d'Etat*, Paris VI, 685 p.
- 39) GUILLOT P.L., TEGYEY M., ALSAC C., FLOC'H J.P., GROLIER J. et SANTALLIER J. (1977). — Apport de la géochimie - majeurs - à la reconstitution antémétamorphique de la série du Bas-Limousin (Massif Central, France). *Second Symposium sur l'origine et la distribution des éléments* (UNESCO, Paris). Ed. Pergamon Press, Oxford. Angleterre, p. 493-504.
- 40) GUITARD G. (1970). — Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 63, 317 p.
- 41) HEMING R.F. (1974). — Geology and petrology of Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 85, p. 1253-1264.
- 42) HERRMANN A.G. et WEDEPOHL K.H. (1970). — Untersuchungen an spililitischen gesteinen des variskischen geosynklinalen in Nordwestdeutschland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 29, p. 255-274.
- 43) HIGGINS M.W. (1973). — Petrology of Newberry volcano. Central Oregon. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 84, p. 455-488.
- 44) ISSHIKI N. (1963). — Petrology of Hachijo-jima volcano group, seven Izu Islands, Japan. *Tokyo Univ. Fac. Sc. J. (2)*, vol. 15, p. 91-134.
- 45) JAKEŠ P. (1970). — High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 28, p. 259-271.
- 46) JUTEAU Th. (1971). — Nouvelles données cartographiques, pétrographiques et chimiques sur le massif dévono-dinantien du Rabodeau (Vosges septentrionales). Pétrogénèse d'une série spilite-kératophyre "hercynotype" complexe. *Sc. Terre*, vol. XVI, p. 45-106, Nancy.
- 47) JUTEAU Th. et ROCCI G. (1965). — Contribution à l'étude pétrographique du massif volcanique dévonian de Schirmeck (Bas-Rhin). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, vol. 18, p. 145-176, Strasbourg.
- 48) JUTEAU Th. et ROCCI G. (1966). — Etude chimique du massif volcanique dévono-dinantien de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. *Sc. Terre*, vol. XI, p. 68-104, Nancy.
- 49) JUTEAU Th. et ROCCI G. (1974). — Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilite-kératophyrique hercynotype. *Spilites and Spilitic rocks*, Amstutz G.C., ed., p. 253-329.
- 50) KATSUI Y., ANDO S. et INABA K. (1975). — Formation and magmatic evolution of Mashu volcano, East Hokkaido. Japan. *J. Fac. Sc. Hokkaido Univers.*, v. IV, n° 16, p. 533-552.
- 51) KUNO H. (1968). — Differentiation of basalt magmas. Basalts, Hess and Poldervaart, ed., vol. 2, p. 623-688.
- 52) LA ROCHE H. de. ROCCI G. et JUTEAU Th. (1974). — Essai de caractérisation chimique des associations spililitiques. *Spilites and Spilitic rocks*, Amstutz G.C., ed., p. 39-58.
- 53) LARSEN E.S. et CROSS W. (1956). — Geology and petrology of the San Juan region, Southwestern Colorado. *Geol. Survey, Prof. Paper*, vol. 258, 303 p.
- 54) LIPMAN P.W., PROTSKA H.J. et CHRISTIANSEN R.L. (1972). — Cainozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. I. Early and middle Cainozoic. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A, vol. 271, p. 217-248.
- 55) LIVACCARI R.F. (1979). — Late Cainozoic tectonic evolution of the Western United States. *Geology*, vol. 7, p. 72-75.
- 56) MACDONALD G.A. et KATSURA T. (1964). — Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, vol. 5, p. 82-133.
- 57) MAILLET P. (1977). — Etude géochimique de quelques séries spililitiques du Massif Armoricaïn. Implications géotectoniques. *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 152 p.
- 58) MARINI F. (1978). — Considérations méthodologiques sur l'étude des spilites. Exemple : les spilites de Peyrebrune (Tarn). *6^{me} RAST*, Orsay, p. 266.
- 59) MARTINEAU F. (1976). — L'origine et l'histoire de la série spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord). Arguments isotopiques (Sr, Ar) et géochimie des éléments en traces. *Thèse 3^{me} cycle*, Rennes, 137 p.
- 60) MERTZMAN S.E. (1977). — The petrology and geochemistry of the Medicine Lake Volcano, California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 62, p. 221-247.
- 61) NICOLAS A. (1972). — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? *Nature Phys. Sc.*, vol. 236, p. 221-223.
- 62) NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1956). — The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 9, p. 34-77.
- 63) ORSINI J.B. (1979). — Mise en évidence d'une zonation plutonique de la chaîne varisque de l'Europe moyenne à partir d'une typologie nouvelle des granitoïdes orogéniques. Implications géodynamiques. *7^{me} RAST*, Lyon, p. 348.
- 64) PETERLONGO J.M. (1960). — Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 4, fasc. 4, p. 1-187.
- 65) PEUCAT J.J., LE METOUR J. et AUDREN C. (1978). — Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), vol. XX, p. 163-167.
- 66) PIBOULE M. (1977). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application à quelques metabasites du Rouergue et du Limousin (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), vol. XIX, p. 1133-1143.
- 67) PIBOULE M. et COFFRANT D. (1975). — Une application de l'analyse discriminante multivariable à la définition géochimique des principaux types de metabasites du Limousin. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 280, p. 391-394.
- 68) PIBOULE M. et DUTHOU J.L. (1976). — Nouvelles données géochimiques relatives à quelques orthoamphibolites du Limousin (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 282, p. 337-340.

- 69) PIN C. (1979). — Age à 482 M.A. des roches orthodérivées du groupe leptyno-amphibolique de Marvejols (Lozère, Massif Central français), déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 288, p. 291-294.
- 70) RICCI C.A. et SABATINI G. (1978). — Petrogenetic affinity and geodynamic significance of metabasic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *Neues Jahrbuch für Mineral., Monatshefte*, n° 1, p. 23-38.
- 71) RÖSLER H.J. (1960). — Zur petrographie, geochemie und genese der magmatite und lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. *Freiberger Forschungsh.*, C 92, p. 1-275.
- 72) RUBIELLO M.F. (1978). — Mise en évidence d'un volcanisme à tendance trachy-andésitique entre le Viséen moyen et le Viséen supérieur dans la région de Roanne (Loire). 6^{me} RAST, Orsay, p. 351.
- 73) RUBIELLO M.F. (1980). — Thèse 3^{me} Cycle, Nancy (en préparation).
- 74) SAGON J.P. (1969). — Le volcanisme dinantien de la partie orientale du bassin de Châteaulin : région de Saint-Martin-des-Prés, Allineuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), vol. XI, p. 561-573.
- 75) SAGON J.P. (1976). — Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif Armoricain). *Thèse d'Etat*, Paris, 671 p.
- 76) SCHOLZ C.H. BARANZAGI M. et SBAR M.L. (1971). — Late Cainozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as an ensialic interarc basin. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, vol. 82, p. 2979-2990.
- 77) SEYLER M. et BOUCARUT M. (1978). — Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin - Grimaud. *Bull. B.R.G.M.*, (2), n° 1, p. 3-18.
- 78) SNYDER W.S., DICKINSON W.R. et SILBERMAN M.L. (1976). — Tectonic implications of space-time patterns of Cainozoic magmatism in the Western United States. *Earth Planet. Sc. Letters*, vol. 32, p. 91-106.
- 79) STUSSI J.M. (1967). — Eléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 204, p. 2978-2981.
- 80) STUSSI J.M. (1970). — Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'Uranium et du Thorium. *Thèse d'Etat*, Nancy, 383 p.
- 81) TERS M. (1976). — Notice explicative de la 2^{me} édition de la feuille Palluau - île d'Yeu. Carte géologique de France 1/80.000, B.R.G.M., Orléans.



The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe ; a tentative model

by H.J. ZWART and U.F. DORNSIEPEN (*)

Résumé. — Une reconstruction des masses continentales antérieurement aux dérivées mésozoïques permet d'observer les relations des chaînes cadomiennes, calédoniennes et varisques de chaque côté de l'Océan Atlantique. Un vaste dispositif en Y des ceintures orogéniques apparaît ainsi, montrant une succession des phénomènes de plissement, de métamorphisme et d'intrusions granitiques, depuis la fin du Précambrien jusqu'aux temps Permien. L'Europe centrale et occidentale se situe à l'intersection de ces chaînes et a été durant cette période une région de flux thermique élevé, dont on recherche l'origine dans le manteau. Les mouvements d'extension et de contraction en différents endroits et à différentes époques sont considérés comme responsables des orogénèses. Cependant, la présence d'océans autres que le Proto-Atlantique ou Iapetus est encore à prouver. On suggère qu'ils n'ont été que de taille mineure, ou que la distension n'a pas dépassé le stade du rift.

Abstract. — A pre-Mesozoic drift reconstruction shows the relationships of the Cadomian, Caledonian and Variscan belt on either side of the Atlantic Ocean. A large Y-shaped pattern of orogenic belts appears, where intermittent folding, metamorphism and granite intrusion has taken place at least from the end of the Precambrian to Permian times. Central and Western Europe lying on the intersection of these belts has been a high heatflow region during that time, for which a mantle origin is proposed. Spreading and contracting movements at different places and different times are thought to be responsible for the orogenies. However, the presence of oceans other than the Proto-Atlantic or Iapetus is as yet to be proved. It is suggested that they were of minor size or that spreading did not go beyond the rift stage.

The Variscan orogenic events in central and western Europe cannot be understood without knowledge of the pre-Variscan history which goes back at least to the late Precambrian. No remnants of Archaean rocks are found in this region, and Proterozoic rocks up to about 800 M.A. old are extremely scarce (Zwart and Dornsiepen, 1978). The orogenic history is only well established from the Cadomian orogeny onwards. The Cadomian and the Caledonian mountain belts are wholly or partially incorporated in the Variscan chain (fig. 1, 2, and 3).

In addition an Ordovician thermal event accompanied by the intrusion of many granitic rocks and occurring outside the proper Caledonian belt makes it even more difficult to differentiate between Variscan and pre-Variscan events. Although strong folding, regional metamorphism and intrusion of granites during the Carboniferous are widespread throughout the Variscan orogen, there occur also early Variscan events during the Devonian. For these reasons a clear

limit between Variscan and pre-Variscan orogenic events is impossible to draw. A large part of central and western Europe seems to have undergone various stages of folding, metamorphism and granitic and also volcanic activity during almost the whole Palaeozoic. During this time this region was characterized by a high heat flow regime, which seems to have ceased by the end of the Palaeozoic era.

Many details about the Variscan chain are published in two important memoirs, the "Frans Kossmat symposium, Karl Marx Stadt 1976", and "La chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale, Rennes 1977".

During the last eight years several attempts to interpret the Variscan orogen in terms of plate tectonics have been made. All of these mainly try to explain the Carboniferous events, and only few take earlier occurrences into account, although none goes back beyond the Silurian. Several of these publications are rather hypothetical and based on few facts. It is therefore not surprising that several different interpretations exist. The hypotheses can be categorized in a few groups. One group assumes the presence of a Mid-European ocean somewhere between the

(*) Instituut voor Aardwetenschappen Utrecht, Rijksuniversiteit Utrecht, Boedapestlann 4, Postbus 80.021, 3508 Utrecht (Nederland).

Rhenohercynian and Saxothuringian zones (Burret, 1972; Laurent, 1972; Johnson, 1973; Dewey and Burke, 1973). In this hypothesis the Variscan orogen should be due to continental collision and the closing of the Mid-European ocean in Upper Carboniferous time. The arguments for the existence of this ocean are of a palaeontological nature and rest upon different trilobite faunas in northern Europe and southern Europe-Africa. We reject this hypothesis, mainly because there is little real evidence for this ocean, or for a suture in that region. The absence of ophiolites and high-pressure metamorphism makes subduction and the closing of an ocean in this region very unlikely (the Lizard complex may be a relict of an ophiolite suite, but its age is quite uncertain). Another hypothesis, proposed by Nicolas (1972), suggests the Variscan orogeny to be of the Andean type, the ocean

being the proto-Tethys, and subduction should have taken place in southern Europe; the suture is now concealed by the Alpine chain. Bard *et al.* (1973) proposed a collision model for the Iberian massif. More complex sequences of events, also taking older events into consideration, are treated by McKerrow and Ziegler (1972), Hurley (1974), Riding (1974), Badham and Halls (1975) and Lorenz (1976), invoking several successive stages of subduction, involving the Caledonian, Appalachian and Variscan belts, and the movement of a number of microplates. These hypotheses also consider the presence of an ocean and subduction within Europe or between Europe and Africa.

None of the above mentioned authors have taken the pre-Caledonian events into account. We feel that for any explanation of the Palaeozoic tectogenesis this earlier history has to be considered. The main diffi-

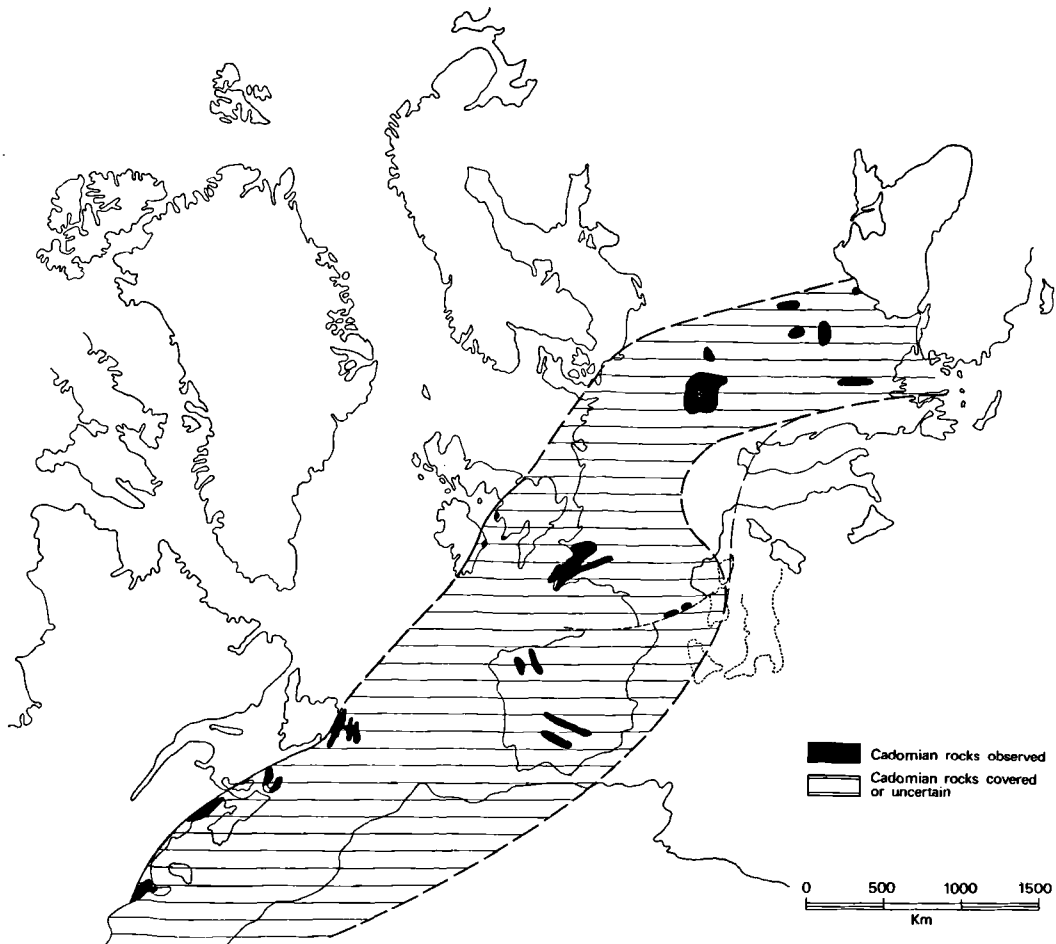


Fig. 1

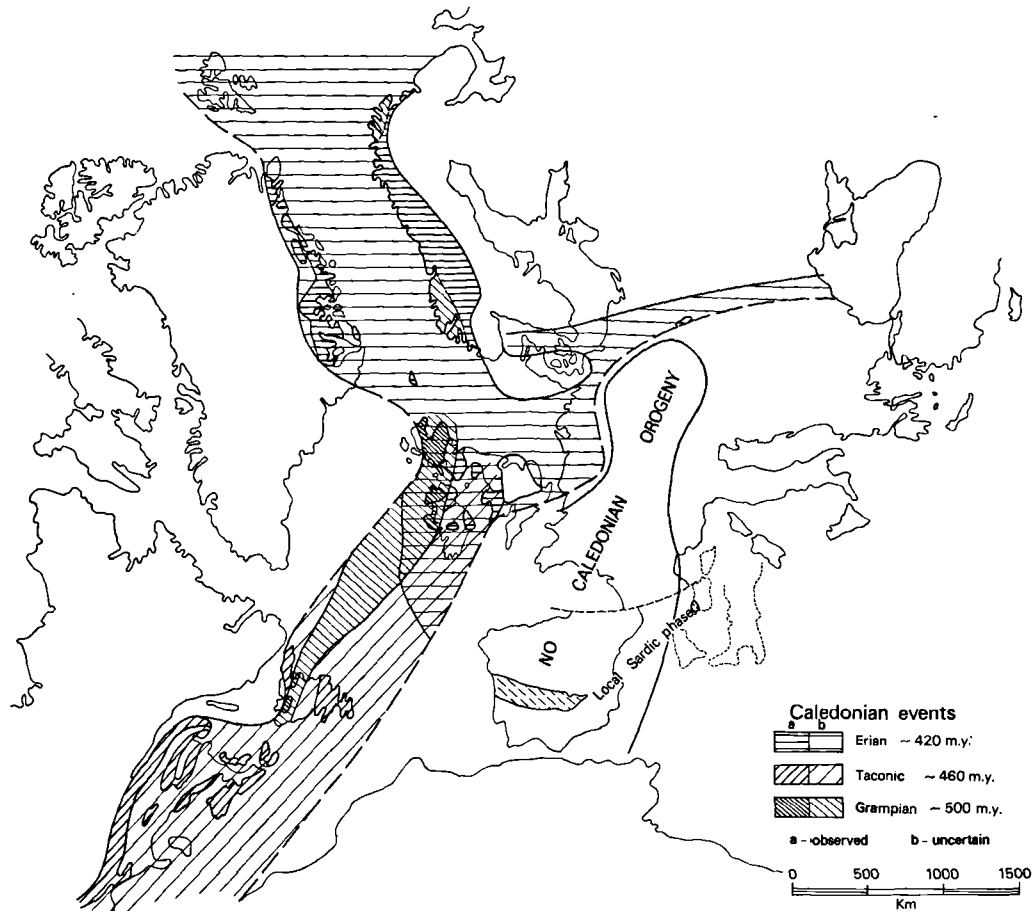


Fig. 2

culty in a reconstruction is that the supposed oceans have left almost no traces (see also Schmidt, 1977). Furthermore there is little palaeomagnetic evidence for a pre-Mesozoic reassembly of Europe. A very wide ocean between northern Europe and southern Europe-Africa, existing during the Devonian, has been proposed by Irving (1977), but on his reconstruction little detail is visible and moreover he stated that the presence of such "Hercynian" ocean is doubtful. Therefore in a reassembly one has to rely almost solely on the products of subduction, as high pressure or paired metamorphic belts, volcanism and granitic activity.

If fig. 1, 2 and 3 are compared, the most striking feature is that the same region, namely the Caledonian-Appalachian-Variscan belt with the shape of a large Y (Schmidt, 1977; Bart *et al.*, 1971) has been the scene of activity, beginning at least in late Precambrian time and lasting until the end of the Palaeozoic or even up to the present time. This Y-shaped configuration

clearly establishes the presence of three major Precambrian blocks: the North American-Greenland shield, Fennosarmatia and the S Europe-African block. Obviously the intervening mobile belts between these three large Precambrian plates form a major triple point in Central and West Europe. The movements of these plates must be responsible for the formation of the different orogenic belts, but the difficulties arise apparently from several microplates within the mobile zones which seem to have moved independently, and from the overprinting of two or more belts, resulting in an extremely complicated pattern.

If we propose the following tentative model, it is based on a number of facts and some assumptions. The main facts are the occurrence of Cadomian intermediate to high-pressure metamorphism (granulites, eclogites) and granitic magmatism, widespread Ordovician and Silurian granitic and volcanic activity, early Variscan intermediate to high-pressure metamor-

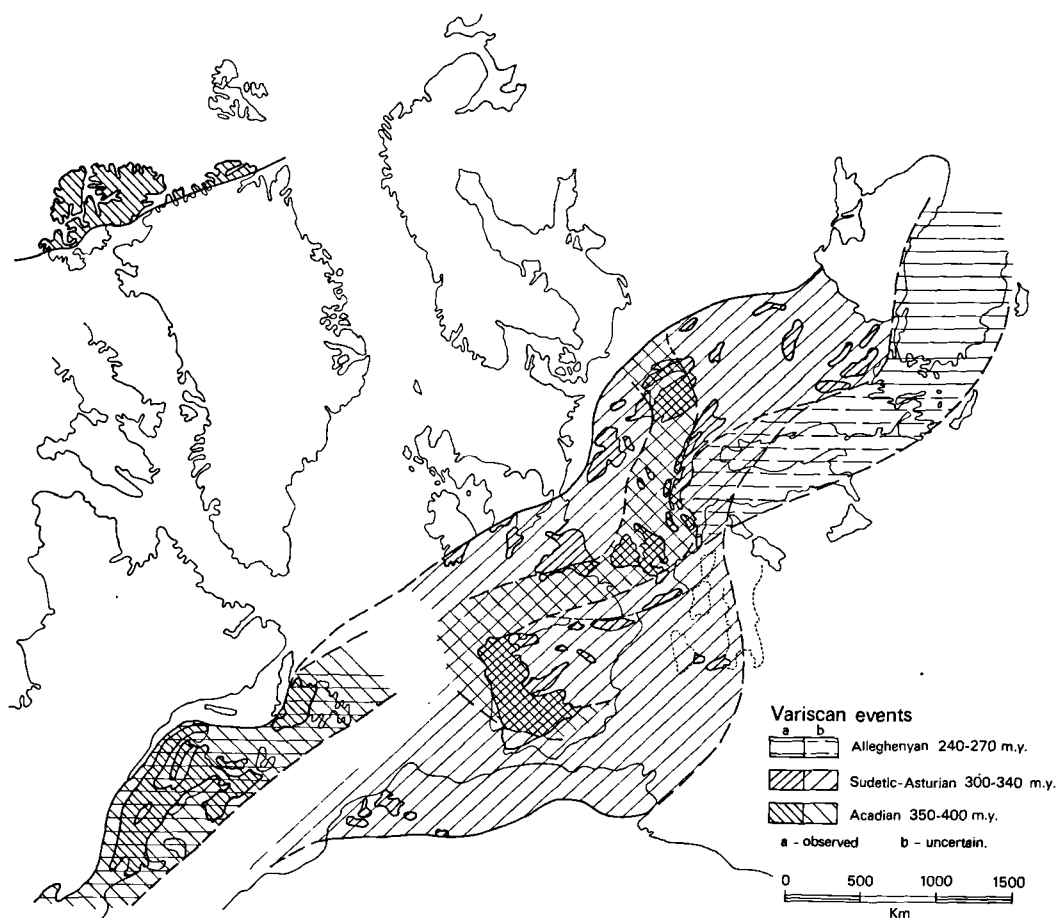


Fig. 3

phism, and late Variscan low-pressure metamorphism with abundant granites. Assumptions are that the "Caledonian" high-grade metamorphism is in fact of Cadomian age and that the crust of Central and Western Europe in the Proterozoic was of continental nature. On this crust late Proterozoic sediments and volcanics were laid down from 800-600 Ma ago in a number of basins. Some of these basins were due to rifting, incipient seafloor spreading and perhaps due to the formation of a narrow ocean with a maximum width of 200-500 km comparable to the Red Sea, in the area which is now occupied by the Moldanubian zone. This may be the first sign of a large hot spot under Central and Western Europe which seems to be responsible for the ensuing events. Although the formation of rifts and aulacogens with a thin continental crust in the Proterozoic is fairly well established, a real late Proterozoic ocean within Europe is hypothetical. Subduction and closing of

such an ocean, or of a rift with thinned crust — which seems to us more likely — started towards the end of the Precambrian, producing the Cadomian orogen. The best evidence for subduction is the high- and intermediate-pressure metamorphism in the present Moldanubian zone. Especially the granulites and eclogites were formed under high P/T conditions and may be comparable with blueschist belt in recent orogens. The relationships of the Cadomian granites to the subduction zone are not clear. A suture is no longer discernable due to later tectonic, magmatic and metamorphic events of Variscan age. It is suggested here that the compression due to the Cadomian orogeny was caused, or in any case related to, the opening of the Iapetus between Europe and North America-Greenland, where sedimentation started in the late Precambrian (Dewey and Kidd, 1974). This proto-Atlantic was short-lived as it began to close in Late Cambrian and Ordovician time, producing the

Grampian event in New Foundland, Ireland and Scotland, the Taconic event in the Appalachians, and the Erian event in the northern Caledonides. The best evidence for the Iapetus is the occurrence of ophiolite belts. Contrasted to the Cadomian and Variscan orogenies, relatively few granites were produced in the Caledonian chain on both sides of the Atlantic, whereas there is abundant granitic plutonism in Central and Western Europe at the same time. The repercussion of these contracting movements in the Caledonian-Appalachian belt has been extension in Central and Western Europe, producing rift structures accompanied by alkaline and calcalkaline granitic activity and mafic volcanism. An example of such a rift has been described by Den Tex and Floor (1967) as the so-called blastomylonitic graben in NW Spain in which Ordovician granites, in part alkaline, have intruded. This graben may continue in Brittany as the "axe granitique de Moëlan-Lanvaux" and the "sillon de St.-Georges-sur-Loire" (Cogné, 1977), which are accompanied by mafic and ultramafic rocks, and alkaline intrusions. Another example is perhaps the basin in NW Spain filled with about 10 000 m Cambro-Ordovician. Also the Saxothuringian and Barrandian may be due to incipient rifting. The abundantly occurring Ordovician and Silurian granites are in our opinion due to partial melting in the mantle and contamination with crustal material under a high heatflow regime, followed by intrusion in a tensional stress field. In this way the "Caledonian" thermal event in Central and Western Europe is not due to orogeny or subduction but to mantle activity and rifting. It is difficult to get a good idea about the overall rift structure as a result of the strong Variscan overprint. It is still uncertain whether this stage of rifting led to basins with an oceanic floor, as again ophiolites are virtually absent in the Variscan belt. Also palaeomagnetic evidence for such an ocean is not conclusive (Irving, 1977). If such ocean did exist, it was not of Devonian-Carboniferous, but of Ordovician-Silurian age, and not lying at the site of the Mid-European ocean of Burrett, Laurent, Johnson and others, but on the southern side of the Moldanubian zone, along the southern border of the Armorican massif and in the Massif Central. Its eastern continuation is uncertain. If this region was not underlain by oceanic crust, it must have been a zone of considerable crustal thinning, which made it possible to develop a subduction zone with a northerly dipping Benioff plane (Cogné, 1977; Burg and Matte, 1978).

Evidence for it is the high to intermediate P/T belt (Ile de Groix, Vendée, some localities in the Bohemian massif with glaucophane schists; early Variscan kyanite metamorphism), with granitic and volcanic activity mainly to the north of it. Also large nappe structures described from the Armorican massif by Cogné, and from the Massif Central by Burg and Matte (1978) with a southward vergence, fits well with such hypothesis. This subduction is an early Variscan

event and took place in the Devonian. During this time troughs were formed in SW England, the Rhenic slate belt, the Harz, the south of the Bohemian massif and in S Portugal, filled with thick Devonian sediments with or without volcanics, and indicating extension in these regions (Ziegler, 1978). By the end of the Devonian the ocean or rift was closed, although compression continued, or was renewed during Upper Carboniferous times, giving rise to the main fold belt with its low-pressure metamorphism and abundant granites. Although some of these granites may have been generated in the subducting plate, most granites are thought to be due to melting of crustal material in a large region with high heatflow. We suggest this because the supposed subduction zone shows no spatial relationship to the distribution of the granites. They occur on both sides of it. The situation can perhaps be compared to the Alps. During the Upper Cretaceous the Piemont oceanic basin, which must have been quite narrow, closed and subducted oceanic and sialic material, producing a high-pressure belt. Subduction apparently ceased at the beginning of the Tertiary, but a new important tectonic phase took place in the Oligocene accompanied by intermediate P/T metamorphism (the Lepontine phase), which, however, cannot directly be connected with subduction of oceanic crust.

Although at the end of the Palaeozoic the large-scale thermal activity decreased considerably, the crust and upper mantle in Europe had not come to rest, as in the Mesozoic again small oceans were created. One is the Piemont trough in the Alps formed in Jurassic-Early Cretaceous times, and another the Bay-of-Biscay which opened in the Late Cretaceous. The opening of the latter was compensated by the closing of the Piemont trough with a subduction zone, now characterized by ophiolites and high-pressure metamorphism in the Alps, and possibly a subduction zone in the northern Pyrenees (Boillot and Capdevila, 1977). Again we are dealing with short-lived oceans of minor size, as seems to have been the case with the hypothetical Cadomian and Hercynian oceans. There is, however, one major difference with the Variscan cycle. As the high heatflow regime had stopped there is no longer granitic activity in the Alps, except for a few small bodies like the Bergell granite, and no more low-pressure metamorphism, but to the contrary, a well preserved high-pressure/low-temperature belt.

In a previous publication, one of us (Zwart, 1967) has drawn the attention to the contrast between the Alpine and Variscan chains of Europe in which especially the differences in type of metamorphism, and the occurrence of granites and ophiolites were emphasized. As it stands now, it seems that both orogens are due to collision and the closing of minor oceans or rifts, but the Variscan took place in a high heatflow environment, and the Alps under a low heatflow regime. There are, after all, also similarities. The Alpine orogeny lasted about 100 Ma from the first

subduction phase in the Cretaceous, to strong compression in the Oligocene and Miocene, to recent, still continuing uplift. The earliest metamorphism is of the high P/T type, the later Lepontine metamorphism of intermediate P/T type. It clearly reflects decrease of pressure and increase of temperature during the whole orogenic period. The Variscan orogeny also took about 100 Ma, from 370-270 Ma ago, starting with collision and subduction with intermediate and some high P/T metamorphism, and ending with a compressive phase under low P/T conditions and the formation of much granite. Also here a decrease in pressure and an increase in temperature in the course of the orogeny took place. The main difference then amounts to processes in a high and in a low heatflow regime.

As has been said already, this high heatflow lasted about 300 Ma. Its cause must lie in a major mantle plume under Central and Western Europe on the triple junction of the Palaeozoic mobile belts (Burke and Dewey, 1973).

Dewey and Burke (1973) ascribe the great amount of granites in the Variscan belt to thickening of the crust as a result of continental collision. There is, however, no evidence that the crust during the Carboniferous was considerably thicker than it is now. The level of erosion in the major part of the Variscan belt is not deep, and can be estimated between a few up to perhaps 15 km. This is, among others, witnessed by the ubiquitous occurrence of low-pressure metamorphics which were formed at depths from 5 to 15 km. This stands in contrast to the Alps where the Moho lies at a maximum depth of 50-60 km. Nevertheless, the heatflow in the Alps is not very high and it did not result in granite formation of any significance. Moreover, in the Variscan chain the granite activity started much earlier, before collision had taken place. Therefore we think that many

particularities of the Variscan chain are due to an underlying abnormally hot mantle.

Krebs and Wachendorf (1973, 1974) have explained the Variscan orogeny as being due to large-scale introduction of heat from below, causing melting of the crust and the diapiric rise of granite plutons, which in their turn are supposed to be responsible for the folding. We agree with the first part of their interpretation, but we do not believe that the tectonics of the Variscan chain can be explained without any horizontal movement of larger blocks or plates.

In conclusion, we can state that in our opinion the tectonogenesis of Central and Western Europe has to be explained by a more or less continuous movement of three major plates, involving the opening of small, and occasionally large, oceans or rifts due to spreading, and to simultaneous closing of other basins with oceanic floor or rifts, giving rise to compression and folding. This process went on at different places at different times in the large Y-shaped mobile belts between the large plates. The mechanism of closing and collision may be the now classical theory of subduction with the large-scale consumption of the floor of a major ocean, like the Iapetus and producing the Caledonian-Appalachian belt, or on a small scale with the consumption of only minor oceans or rifts with a thin continental crust, as in the Variscan and possibly the *Caledonian*. This process is driven by heat, originating from a major mantle plume under the triple junction in Central and Western Europe. Before this mantle plume started to be active, the three plates may have formed one continent during part of the Proterozoic, and split apart towards the end of the Precambrian by the rising mantle plume. It ceased to be active at the end of the Palaeozoic, or it shifted position and is now lying under the Mid-Atlantic ridge or partly in the Mediterranean, and in that case is also responsible for the Alpine orogeny.

REFERENCES

- 1) BADHAM J.P.N. and HALLS C. (1975). — Microplate tectonics, oblique collision, and evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology*, vol. 3, p. 373-376.
- 2) BARD J.P. (1973). — Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. *Nature phys. Sci.*, vol. 241, p. 50-52.
- 3) BOILLOT G. and CAPDEVILA R. (1977). — The Pyrenees: subduction and collision? *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35, p. 151-160.
- 4) BURG J.P. and MATTE Ph. (1978). — A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. deutsch geol. Ges.* (in press).
- 5) BURRETT C.F. (1972). — Plate tectonics and the Hercynian orogeny. *Nature*, vol. 239, p. 155-157.
- 6) COGNÉ J. (1977). — La chaîne Hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *In Ecologie et géologie de l'Himalaya. Coll. intern. CNRS*, t. 268, p. 111-129.
- 7) DEN TEX E. and FLOOR P. (1969). — A blastomylonitic and polymetamorphic "graben" in western Galicia (NW Spain). *In Etages Tectoniques. La Baconnière (Neuchâtel)*, p. 169-178.
- 8) DEWEY J.F. and BURKE K.C.A. (1973). — Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, t. 81, p. 683-692.
- 9) DEWEY J.F. and KIDD W.S.F. (1974). — Continental collisions in the Appalachian-Caledonian orogenic belt: Variations related to complete and incomplete suturing. *Geology*, vol. 2, p. 543-546.

- 10) HURLEY P.M. (1974). — Pangeaic orogenic system. *Geology*, vol. 2, p. 373-376.
- 11) IRVING E. (1977). — Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature*, t. 270, p. 304-309.
- 12) JOHNSON G.A.L. (1973). — Closing of the Carboniferous Sea in Western Europe. In D.H. Tarling and S.K. Runcorn (eds.) : Implications of continental drift to the earth sciences, t. 2, p. 843-850.
- 13) KREBS W. and WACHENDORF H. (1973). — Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 84, p. 2611-2630.
- 14) KREBS W. and WACHENDORF H. (1974). — Fal-tungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. Ab-bilder eines orogenen Diapirismus. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 147, p. 30-60.
- 15) LAURENT R. (1972). — The Hercynides of South Europe, a model. *24th Int. Geol. Congr.*, Sect. 3, p. 363-371.
- 16) LORENZ V. (1976). — Formation of Hercynian sub-plates, possible causes and consequences. *Nature*, vol. 262, p. 374-377.
- 17) McKERROW W.S. and ZIEGLER A.M. (1972). — Palaeozoic oceans. *Nature Phys. Sci.*, t. 240, p. 92-94.
- 18) NICOLAS A. (1972). — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? *Nature*, vol. 236, p. 221-223.
- 19) RIDING R. (1974). — Model of the Hercynian fold-belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 24, p. 125-135.
- 20) SCHMIDT K. (1977). — Der altpaläozoische Magma-tismus und seine Stellung in der tektonischen Geschi-chte Mittel- und Südwesteuropas. *Z. deutsch. geol. Ges.*, t. 128, p. 121-141.
- 21) ZIEGLER P.A. (1978). — Northwestern Europe : tec-tonics and basin development. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57, p. 589-626.
- 22) ZWART H.J. and DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geologie en Mijnbouw*, vol. 57, p. 627-654.
- 23) Beiträge zur Kenntnis der europäischen Varisziden. Franz Kossmat Symposion (Karl Marx Stadt 25 mai - 1 juni 1974). *Nova Acta Leopoldina* (1976), t. 224, 45, 504 p.
- 24) La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Colloque Intern. CNRS*, n° 243, et *P.I.C.G.*, n° 22 (Rennes, 25 sept. - 6 oct. 1974). Edit. CNRS, Paris (1977), 654 p.

«»

La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques

par J.P. BARD (*), J.P. BURG (**), Ph. MATTE (**), et A. RIBEIRO (***)

Résumé. — Nous rappelons les grands traits de la chaîne Hercynienne d'Europe occidentale, et nous proposons un modèle en terme de tectonique des plaques qui s'accorderait avec un enchaînement continu dans l'espace et dans le temps des différents événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques. Ce modèle implique la fermeture de deux aires océaniques paléozoïques par subduction intra-océanique comme cela vient d'être proposé pour les chaînes alpines d'Europe et d'Asie.

Abstract. — We describe the major features of the Hercynian belt in western Europe. We propose a plate tectonic evolution for this belt: 2 lower paleozoic oceanic zones were closed by intraoceanic subduction processes before underthrusting of continental crust beneath the oceanic lithosphere. This model is based on analogies with alpine and himalayan belts and could explain continuously how the different phases of deformation, metamorphism and magmatism hang together. This segment of the Variscan belt appear therefore to be a typical collision belt.

I. — INTRODUCTION

Ces dix dernières années de nombreux auteurs tels que Bard (1971, 1977), Burret (1972), Nicolas (1972), Bard *et al.* (1973), Burne (1973), Dewey et Burke (1973), Johnson (1973), Anderson (1975), Badham et Hall (1975), Lorenz (1976), Burret et Griffiths (1977), Cogné (1977), etc., ont proposé d'appliquer à l'orogénèse varisque les mécanismes fondamentaux de la tectonique des plaques. Tous ces modèles supposèrent ainsi l'existence en Europe d'océans paléozoïques qui se seraient fermés par une ou plusieurs subductions de « type Andin » (Windley, 1976, Krebs, 1976) puis saturation sans « effets collisionnels » déterminants sur l'architecture de la chaîne. Ces applications parfois timides ou insuffisamment étayées, sont loin d'avoir convaincu car la confrontation de certaines caractéristiques tectoniques, métamorphiques et magmatiques opposent *en apparence* la chaîne hercynienne aux chaînes alpine et himalayenne dont l'histoire est étroitement liée aux mécanismes de la tectonique des plaques. Ainsi des auteurs ont considéré, après Zwart (1967), Zwart *et al.* (1978), qu'il existait un « hercynotype » « ensialitique » caractérisé par l'expansion de ses zones magmatiques et de ses granitoïdes, son métamorphisme généralement de Haute Température et de

Basse Pression, la verticalité des schistosités primaires et la rareté de corps ophiolitiques sans comparaison avec un alpinotype dans lequel les granitoïdes sont relativement rares, le métamorphisme de Haute Pression connu (faciès schistes bleus et éclogitiques fréquents) et la tectonique tangentielle spectaculaire par ses grandes nappes et sa schistosité horizontale. Ces contrastes mettant l'accent sur l'absence ou l'intervention subordonnée de la tectonique des plaques dans la chaîne varisque (Schroeder 1972, Krebs et Wachen-dorf 1973), les concepts « d'hercynotype » et d'« alpinotype » se sont plus ou moins imposés avec ce qu'ils sous-entendent quant aux mécanismes qui doivent présider à la formation de ces chaînes. En fait, nous voudrions montrer que les progrès récents sur la connaissance des hercynides d'Europe d'une part et sur la chaîne alpine et himalayenne d'autre part ne justifient plus une opposition aussi marquée. Des points de similitudes remarquables nous paraissent devoir être mis en relief et les mécanismes orogéniques des segments alpins étant relativement bien connus, nous pensons que les étapes fondamentales qui ont marqué la genèse de ces segments se retrouvent avec leurs marqueurs dans l'histoire de la chaîne hercynienne d'Europe Occidentale.

II. — MARQUEURS FONDAMENTAUX DES PRINCIPAUX MECANISMES MODELISES DANS LA CHAINE ALPINE ET HIMALAYENNE

Rappelons les éléments principaux de deux modèles convainquants qui relient les diverses étapes de l'orogénèse alpine en Europe et en Himalaya et les mécanismes de la tectonique des plaques.

(*) Laboratoire de Pétrologie des Zones profondes. U.S.T.L., Montpellier. L.A. au C.N.R.S. n° 266 "Déformation et évolution de la lithosphère".

(**) Laboratoire de Géologie Structurale. U.S.T.L., Montpellier. L.A. au C.N.R.S. n° 266 "Déformation et évolution de la lithosphère".

(***) Serviços geológicos de Portugal, rua da Academia Das ciencias, 19, 2, Lisboa 2 (Portugal).

A) MODELE DE LA CORSE (*)

Intégrant les processus d'obduction invoqués en Nouvelle Guinée par Davies and Smith (1971), ce modèle décrit (fig. 1) les stades successifs d'un processus géotectonique amenant des nappes à olistholites de croûte océanique (ophiolites) et/ou à « tectonic melanges » sur une croûte continentale. Il relie par ailleurs l'âge et la distribution spatiale d'événements métamorphiques de Haute-Pression en reconnaissant l'existence possible d'un métamorphisme de Haute Pression dans les stades prémonitoires d'une subduction intraocéanique et le développement certain d'un métamorphisme de même type lors d'une « subduction continentale ». Il met enfin l'accent sur le *continuum* tectono-métamorphique qui existe entre les stades de subduction intraocéanique, d'obduction et d'écaillage en domaine océanique puis marginal, de « subduction continentale » et de réajustements isostatiques lors du blocage définitif de l'évolution d'un tel dispositif.

B) MODELE HIMALAYEN DU KOHISTAN (**)

Ce modèle nous paraît fondamental car il rend compte de la disparition totale d'aires océaniques par l'enchaînement de trois mécanismes tectono-métamorphiques accompagnés d'une activité magmatique relativement bien typée. Comme cela est illustré par la fig. 2 on distingue les trois stades suivants :

a) *Stade 1* : subduction intraocéanique et fonctionnement d'un arc volcanique insulaire. Ce stade est contemporain d'une importante activité volcanique calco-alcaline à caractère intrusif (norites - gabbros dioritiques - dacites - rhyo-dacites) « clouant » un « socle crustal océanique » soumis à un métamorphisme syncinématique intermédiaire de haute pression à la verticale de la zone de subduction.

b) *Stade 2* : *Blocage de la subduction et développement d'une obduction*. Le fonctionnement de la zone de subduction précédente est bloqué à la suite de l'enfoncement d'un important segment de croûte continentale dans la plaque descendante. Comme pour le modèle précédent, ce stade de subduction continentale est contemporain de l'écaillage et de l'obduction de l'arc volcanique ; des « tectonic melanges » ont pu se former à ce stade où l'on situe une série d'événements tectono-métamorphiques de haute pression (en particulier faciès schistes bleus) affectant les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires situées entre l'arc et la marge continentale de la plaque subductée. A ce stade il n'est pas exclu que le métamorphisme de la croûte sialitique qui s'enfonce soit à l'origine de sa fusion partielle et de la génération de corps granitiques ascensionnels. La structure thermique de ce dispositif tectonique est complexe et l'on peut lui associer les

importants « replis » des surfaces isothermes qui ont été signalés (Pècher, 1975 ; Oxburgh *et al.*, 1971) dans les zones cisailantes à « métamorphisme inverse ».

c) *Stade 3* : *Collision continent-continent*.

Les mécanismes d'obduction bloqués au-delà d'un certain enfoncement de la croûte sialique, le mouvement général de dérive se déplace dans le bassin d'arrière-arc (ou bassin marginal) en y provoquant une éventuelle subduction (?). La disparition progressive de ce bassin se termine par la collision de deux plaques continentales dont l'une supporte les témoins obductés de l'arc et de la croûte océanique de l'océan disparu. Ces témoins ophiolitiques sont jalonnés à leur base par des métamorphites de haute pression ; ils cicatrisent la « suture » de deux continents et constituent, en

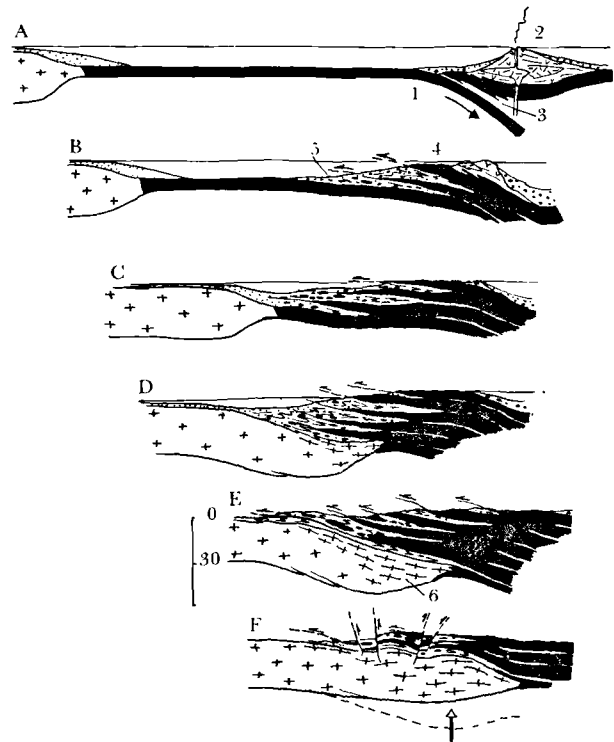


Fig. 1. — Modèle de subduction continentale et d'obduction de la croûte océanique pour la Corse alpine (d'après Mattauer et Proust, 1976, modifié).

1, Zone de subduction intraocéanique. — 2, Développement d'un socle volcanique. — 3, Plissement et métamorphisme intermédiaire de H.P. ou de H.P. de la croûte infra-arc. — 4, Obduction de la croûte et de l'arc volcanique et formation de « tectonic melanges ». — 5-6, « Subduction continentale » avec métamorphisme de H.P. et cisaillements ductiles affectant la base des croûtes océaniques obductées et la croûte continentale ; au stade F, soulèvement isostatique de la croûte continentale.

(*) Mattauer et Proust, 1976.

(**) Khan-Tahirkheli *et al.*, 1979.

conséquence, un *marqueur majeur d'un ancien domaine océanique*. Lors de ce processus de collision, la déformation affectant en particulier la plaque continentale chevauchée se traduit par le fonctionnement de grandes zones cisailantes accompagnées de grandes nappes-plis couchés à métamorphisme peut-être « inverse » de type pression intermédiaire puis, tardivement, de basse pression dans les domaines largement envahis par des granitoïdes d'origine mésocrustale (leuco-granites à muscovite de type Mustang) ou infracrustale (grands batholites granodioritiques fréquemment porphyroïdes). Ce métamorphisme a fréquemment un caractère pluri-facial ; plus récent que les types de haute pression signalés au stade 1 et 2, il se développe surtout en

avant de la zone de saturation en surimposant des rétro-morphoses syncinématiques. Celles-ci sont épi- à mésozonales dans les formations obductées animées d'une remontée des racines de la zone de suture. Placé dans son contexte régional, ce modèle devient relativement complet lorsqu'on lui adjoit le fonctionnement de grands décrochements (Faille de Chahman par exemple) particulièrement actifs lors des stades 2 et 3. Ces accidents sont contemporains des processus de « poinçonnement » ; ils accompagnent le mécanisme collisionnel et sont étroitement associés à la formation de virgations comme celles que l'on observe au Kohistan mais aussi dans les chaînes alpines d'Europe (Taponnier, 1978).

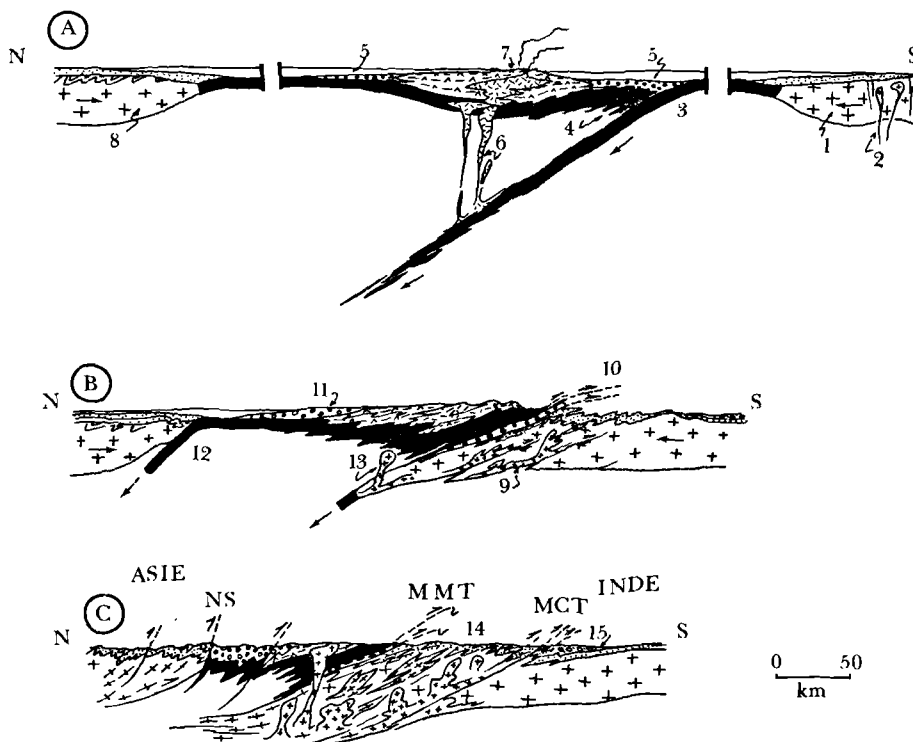


Fig 2. — Modèle d'obduction et de collision pris au Kohistan (Himalaya), d'après Khan Tahirkheli *et al.*, 1979. (Légende dans le texte).

N.S., Suture nord. — M.M.T., Main mantle thrust. — M.C.T., Main central thrust.

1, croûte précambrienne indienne. — 2, intrusifs alcalins et hyper-alcalins intracontinentaux. — 3, zone de subduction intraocéanique. — 4, croûte infra-arc plissée et métamorphisée durant la subduction. — 5, volcano-détritique de bordure d'arc. — 6, émissaires calco-alcalins issus de la fusion partielle de la croûte subductée. — 7, arc volcanique calco-alcalin (andésites à dacites). — 8, croûte continentale asiatique. — 9, cisaillements intracontinentaux accompagnés de granitisations et de métamorphisme de P intermédiaire. — 10, obduction et charriages des formations océaniques accompagnés de métamorphisme de H.P. (Schistes bleus). — 11, bassin post-obduction et anté-collision. — 12, croûte continentale asiatique. — 13, extravasation des granitoïdes issus de la fusion partielle de la croûte obductée. — 14, domaine métamorphique situé au front de la suture (10) avec polarité du style et des âges des déformations symmétriques de P intermédiaire à BP. — 15, bassins externes peu ou pas déformés avec dépôts molassiques.

C) MARQUEURS SE DÉGAGEANT DES MODELES PRECEDENTS

Plusieurs caractères utilisables en tant que « marqueurs géotectoniques » se dégagent des modèles succinctement décrits :

a) L'occurrence en domaine continental de corps ophiolitiques et/ou de « tectonic melanges » implique l'existence d'une aire océanique dans laquelle pouvait fonctionner une zone de subduction.

b) Ces matériaux océaniques sont engagés dans de grandes unités chevauchantes plus ou moins obductées (50 à 150 km) sur une marge continentale de type « atlantique ».

c) Ces ophiolites peuvent porter l'empreinte d'un métamorphisme de HP ou intermédiaire de HP plus ancien (50 à 100 MA) que les événements tectonométamorphiques de « l'autochtone » ; le métamorphisme HP est alors contemporain d'une subduction intraocéanique et/ou des premiers stades d'une obduction.

d) Les sutures sont le résultat de collisions Continent-Continent ; elles délimitent souvent des domaines paléogéographiques différents.

e) La localisation géographique des zones de suture marquant l'emplacement du ou des océans « perdus » correspond à une zone fortement tectonisée parfois cicatrisée par des roches ultrabasiques ou des roches portant l'empreinte d'un métamorphisme de HP (faciès schistes bleus ou éclogitiques) ; cette zone peut être la zone de racine de nappes ophiolitiques ou de nappes à matériaux métamorphiques ayant subi un métamorphisme de HP.

f) Le style tectonique devient de plus en plus tangentiel vers les sutures ; on observe alors des zones cisailantes ductiles symmétriques contemporaines de grands plis isoclinaux à schistosité plate et d'un métamorphisme de pression intermédiaire ou intermédiaire de basse pression parfois « inverse ».

g) Les zones cisailantes de l'autochtone sont le lieu de formation de leucogranites à deux micas issus d'une palinogénèse « humide » des métasédiments ; ces leucogranites sont sub-autochtones et syn-à tardi-cinématiques.

h) Le plongement des plans axiaux des mégastructures de l'autochtone et celui des zones cisailantes sont « synthétiques » (Røeder, 1973) de celui des plans d'obduction des nappes ophiolitiques.

i) Il existe une polarité des âges des événements tectono-métamorphiques en direction des sutures ; ces événements sont de plus en plus récents lorsque l'on s'éloigne des sutures.

III. — LA CHAÎNE HERCYNIEUNE D'EUROPE

A) DEFINITION DE LA CHAÎNE

La chaîne hercynienne (varisque) d'Europe s'étend sur plus de 3 000 km de long depuis le sud de la Péninsule Ibérique jusqu'au Massif de Bohême. Schématiquement, c'est une chaîne de 700 à 800 km de large, à double déversement et caractérisée, dans sa partie occidentale, par une virgation serrée convexe à l'Ouest : l'arc Ibéro-Armoricain (Bard *et al.*, 1971). Les relations de cette chaîne avec les segments orogéniques intra-paléozoïques voisins ne sont pas très claires :

1° *au N-E*, la chaîne hercynienne se termine brutalement contre la plate-forme russo-scandinave : de grands décrochements dextres tardi-hercyniens NW-SSE déplacent la chaîne vers le sud dans le Caucase (Arthaud et Matte, 1977).

2° *au sud*, les relations avec les segments intra-paléozoïques du Maroc et de l'Algérie sont très obscurs en raison des déplacements relatifs entre l'Europe et l'Afrique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque et des incertitudes sur la position du bloc africain par rapport à l'Europe vers la fin du paléozoïque. Les processus de pénéplanation anté-permiens de la chaîne varisque permettent d'observer différents niveaux structuraux de cette chaîne et d'y reconnaître cinq zones principales grossièrement parallèles entre elles (Bard *et al.*, 1971 ; Matte, 1976 et leurs réf. biblio.). On distingue ainsi :

a) *Une zone centrale* relativement stable englobant, d'Est ou Ouest, le Barrandien d'Europe Centrale, la Bretagne centrale et le cœur du Massif hispanique entre la Sierra de Gredos et la Sierra Morena. Les formations paléozoïques peu déformées (plis simples à schistosité, parfois absente, sub-verticale) sont transgressives sur un socle précambrien le plus souvent épimétamorphique et localement traversé par des granitoïdes d'âge cambrien à ordovicien inférieur (Jonin et Vidal, 1975).

b) *Deux zones « mobiles »* situées de part et d'autre de la zone précédente réactivant du Paléozoïque et du Précambrien mal différenciés. Ces deux zones sont caractérisées par une tectonique tangentielle intense (grands chevauchements et plis couchés). Le métamorphisme y est méso- et catazonal ; ces zones sont intrudées par plusieurs types de granitoïdes syn, tardi- à post-tectoniques.

— *La zone mobile Nord* s'étend depuis le Sud de la Grande-Bretagne jusqu'à la zone saxo-thuringienne ; les structures sont déversées vers le Nord et/ou le Nord-Ouest. En raison du cylindrisme apparent de la chaîne, on peut y raccorder, par l'intermédiaire de la virgation galicio-armoricaine, les segments sub-ibériques, de l'Alentejo et de la Sierra Morena méridionale. La vergence des structures dans ces régions est dirigée vers l'W-SW et le SW.

— *La zone mobile sud* se suit depuis la Sierra Morena septentrionale (axe Badajoz-Cordoba en Espagne) jusqu'au sud du Massif de Bohême (Moldanubien et domaine des « nappes moraves ») en passant par la Galice, le sud du Massif armoricain, l'ensemble du Massif Central français auquel on rattache les massifs hercyniens pyrénéens, le bloc Corso-Sarde et les Maures. Cette zone est un puzzle compliqué dans lequel on reconnaît des nappes et des grands plis couchés déversés vers le cœur de la virgation ibéro-armoricaine (Nappes de Galice orientale, de Bretagne méridionale, de Vendée, de la Montagne Noire, des Cévennes, de Moravie). Comme la zone mobile précédente les événements tectoniques intrapaléozoïques sont accompagnés d'un métamorphisme à caractère souvent plurifacial et de type très variable (HP, intermédiaire de HP, P intermédiaire, intermédiaire de BP et BP). Plusieurs suites granitiques se développent dans cette zone, depuis des granitoïdes parfois per-alcalins cambro-ordoviciens jusqu'à des granitoïdes syn- à post tectoniques.

On notera à propos de ces deux régions mobiles varisques que les événements tectono-métamorphiques ont des âges qui s'étalent entre le Silurien Supérieur et le Viséen Supérieur. Dans la zone sud, ces événements sont, d'autant plus récents que l'on se dirige vers le cœur de la virgation ibéro-armoricaine.

c) Deux « bassins » externes jalonnent les zones mobiles :

— au N de la zone mobile Nord, il s'agit du « Variscan fore-deep » anglo-germanique et de son raccord hypothétique avec le Culm de Huelva au sud de la Péninsule Ibérique.

— au cœur de la virgation ibéro-armoricaine : il s'agit du bassin asturo-cantabrique.

Ces deux domaines montrent des couches peu métamorphiques et fossilifères étagées entre le Précambrien Supérieur et le Carbonifère Supérieur molassique. La déformation varisque se traduit localement par des plis, des écaillés et des nappes superficielles (coupes *in* Dunning, 1977). L'âge de la tectonique majeure est intracarbonifère moyen supérieur, autrement dit *plus récente* que dans les zones adjacentes.

B) MISE EN EVIDENCE DE SUTURES DANS LA CHAÎNE HERCYNIENNE

La juxtaposition dans la chaîne varisque de domaines faunistiques (Whittington *et al.* 1972) et sédimentaires (Johnson 1973, Paris *et al.*, 1977), notablement différents du Cambrien au Dévonien, suggère, par analogie aux chaînes récentes, qu'il existe des paléosutures dont la trace doit être recherchée en repérant les marqueurs que nous avons dégagés des modèles alpins et himalayens. Cette approche indirecte renforcée par les résultats paléomagnétiques (Smith *et al.*, 1973 ; Morel et Irving, 1978) nous a conduit à porter une attention particulière aux domaines de la chaîne va-

risque dans lesquels étaient signalées des roches mafiques et ultramafiques et/ou des métamorphites de HP.

Deux domaines paraissent possibles pour l'existence de paléosutures :

— la ligne Start Point - Lizard Point au Sud de l'Angleterre (zone mobile Nord) et le Massif du Münchberg ;

— la zone regroupant (fig. 3) les complexes polymétamorphiques de Tras os Montes - Bragança - Ordenes - Cabo Ortegal - Baie d'Audierne - Schistes bleus et éclogites de Groix et de Vendée - Ceinture leptynomphobolique du Massif Central dans la zone mobile sud. On peut lui raccorder de façon moins claire les formations « ophiolitiques » du Massif de Belledone et les métamorphites de HP des nappes moraves.

1) La « suture » du Lizard-Münchberg.

D'après les travaux de Green (1964), le massif ultramafique du Lizard et les roches catamétamorphiques qui lui étaient associées, étaient considérés comme un diapir autochtone de péridotites de HT, intrusif dans des séries plissées et métamorphiques au contact de cette intrusion. Des sondages récents (Styles, 1979) montrent en réalité que l'autochtonie de ce massif n'est pas évidente et que les péridotites sont probablement charriées du Sud au Nord sur les métasédiments dévoniens de Cornouailles. L'appartenance de ces roches comme partie d'un ophiolite a été envisagée par Vearncombe (1979) et confirmée par Strong et Badham (pers. com.) à partir des similitudes avec les ophiolites de Terre Neuve. S'il en est ainsi, les roches du Lizard pourraient représenter des fragments de croûte océanique obductés sur la croûte continentale de Cornouailles. Dans cette hypothèse la suture où s'enracinerait ce témoin ophiolitique devrait être recherchée dans la Manche (Lefort *et al.*, 1977).

Le Massif du Münchberg aurait également une origine « océanique ». Interprété soit comme une « extrusion » enracinée (Von Gaertner, 1950) soit comme une klippe (Thiele, 1966), ce massif est caractérisé par l'occurrence d'amphibolites polymétamorphiques, de granulites blastomylonitiques, de métagabros, d'éclogites et de serpentinites. Les études géochimiques de Matthes (1978) ainsi que les données radiométriques de Gebauer et Grünenfelder (1979) ont montré que les éclogites précédentes étaient proches des tholéites océaniques actuelles et qu'il s'agissait de metabasaltes cambriens (525 M.A. par U/Pb) ayant subi un métamorphisme de HP vers 380 M.A.

2) La « suture » méridionale.

a) Dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique

Les « marqueurs » les plus spectaculaires sont les massifs sub-circulaires de roches mafiques et ultramafiques, parfois polymétamorphiques, de Galice (« bassins » de Ordenes, massif du Cabo-Ortegal) et du Nord du Portugal (massifs de Bragança et de Tras-os-Montes

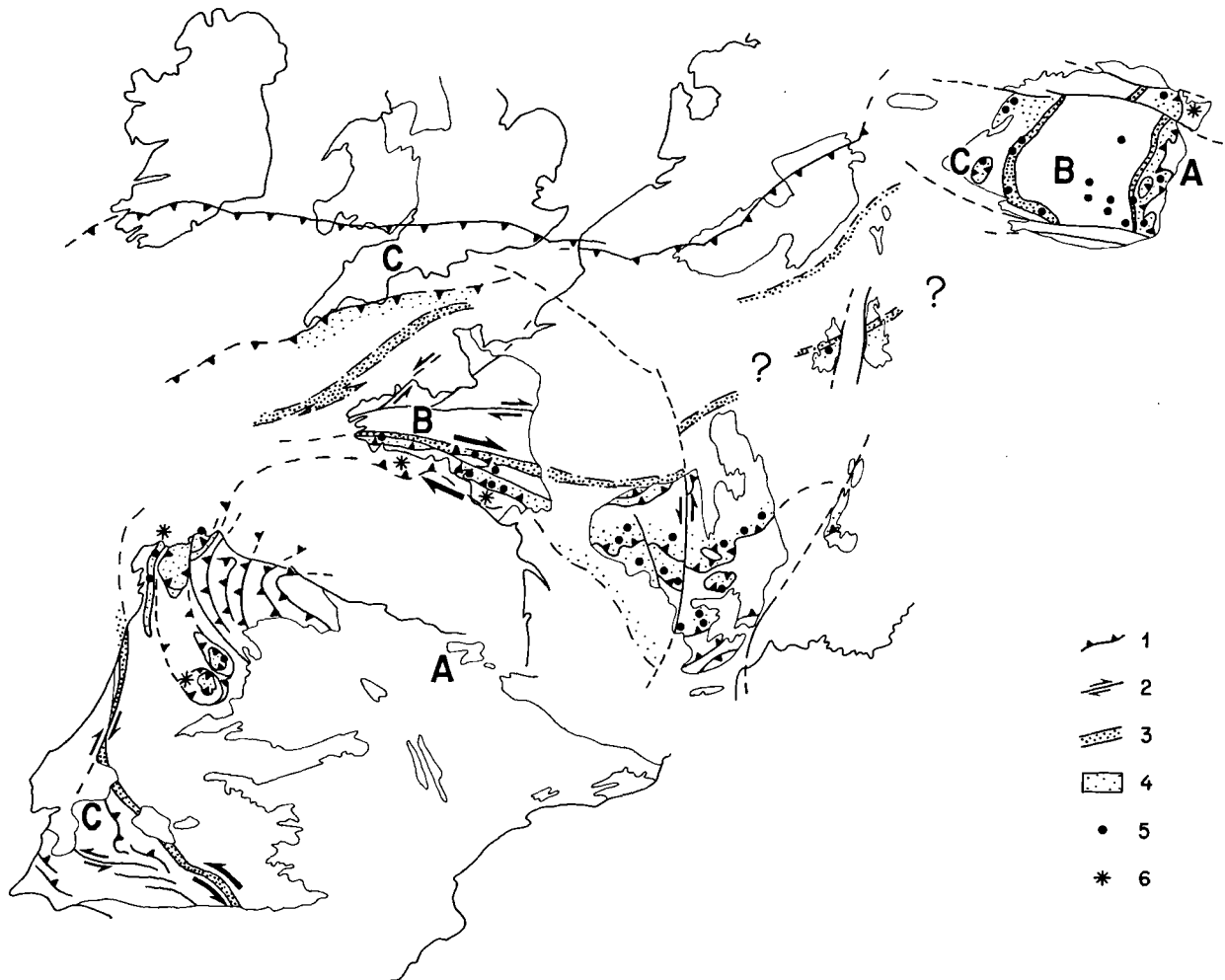


Fig. 3. — Schéma structural schématique de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale.

1, Chevauchements. — 2, Décrochements. — 3, Zones de suture probables. — 4, Répartition des roches basiques et ultra-basiques parfois granulitiques de H.P. — 5, Eclogites — 6, Roches à glaucophane.
A, B, C: Positions respectives des continents envisagés.

(Vogel, 1967 - Anthonioz, 1970). Il s'agit de complexes dans lesquels on observe des metagabbros, des amphibolites variés (parfois à reliques de faciès granulite), des granulites basiques (« pyrigarnites »), des éclogites, des péridotites (lherzolites à spinelle-pargasite) associées à des websterites, des werhlites, des pyroxénites à grenat-spinelle, des grenatites, etc. Ces roches sont associées à des métasédiments méso-à-catamétamorphiques d'âge indéterminé. Ces matériaux ont subi un premier métamorphisme intermédiaire de haute-pression et une reprise plus tardive sous un type de plus basse pression. Attribués au Précambrien (Den Tex et Vogel, 1962), le premier événement métamorphique a été daté entre

390 M.A. et 350 M.A. avec des âges de 487 ± 122 M.A. pour la « mise en place » des lherzolites du Cabo-Ortegal (Van Calsteren *et al.*, 1979). Considérés comme autochtone et « extrusifs » par Matte et Ribeiro (1967), ces massifs représenteraient des diapirs ultramafiques in-situ issus de « mantle-plumes », mis en place vers 500 M.A. dans une croûte ancienne formée de basaltes continentaux transformés et plissés en éclogites et en granulites de HP au contact des intrusions de lherzolites. Le toit de ces diapirs correspondrait à des bombements affectés de horsts et de grabens (proto-rifts). La partie moyenne de la croûte ainsi traversée par ces venues ultrabasiques fondrait partiellement pour don-

ner des suites granitiques calco-alcalines, peralcalines et alcalines d'âge siluro-dévonien. Pour Ribeiro *et al.* (1964), Anthonioz (1970) et Ries et Shackleton (1971), les complexes de Galice et du Portugal seraient allochtones et proviendraient de grandes nappes dont la patrie resterait à préciser. Ce point de vue controversé (y compris par nous-même) nous paraît maintenant plus plausible. Il s'accorde avec une remodelisation (Bayer et Matte, 1979) des données gravimétriques de Van Overmøeren (1975) et Keasberry *et al.* (1976) et avec l'occurrence, à la base des massifs, de « semelles » de roches basiques à ultrabasiques épi-à-mésométamorphiques, de tufs basiques, metabasaltes, métagabbros, élogites, serpentinites, métacherts et lentilles carbonatées comparables à des « tectonic melanges » ou à des cortèges ophiolitiques hautement tectonisés d'âge silurien (Cabo Ortegal) inférieur (Tras os Montes). Par ailleurs, et comme cela s'est révélé utilisable en guise de marqueur, des occurrences d'associations minérales métamorphiques à amphiboles bleues ont été signalées dans les formations (Ribeiro, M.L., 1976) précédentes. Ces faits tendent à démontrer que les massifs polymétamorphiques tels que le Cabo-Ortegal, le bassin d'Ordenes, sont charriés et issus d'une zone de suture située à l'Ouest si l'on admet qu'il s'agit de nappes hercyniennes. Dans l'état actuel des données nous proposons d'enraciner ces (ou cette) nappes à matériel océanique métamorphisé dans le « fossé blastomylonitique » de Galice occidentale dans lequel on rencontre des élogites à phengites-paragonite (âge à 331-374 M.A. pour ces micas de HP), et où l'on a signalé des roches à glaucophane. Néanmoins il est possible que le fossé bastomylonitique soit un synforme de nappe et que les racines soient à rechercher en mer plus à l'Ouest dans le prolongement de l'axe métamorphique Coïmbra-Porto. Bien que ces complexes ne soient pas typiquement constitués d'ophiolites « alpinotypes » on ne peut nier les affinités crustales océaniques de ces roches (y compris les amphibolites, les élogites et les granulites basiques); il faut alors admettre, comme cela a été relevé dans le modèle himalayen, qu'il s'agit de matériaux issus d'un domaine océanique où a pu fonctionner une zone de subduction silurienne dans laquelle se développaient des plissements et le métamorphisme intermédiaire de HP « antéhercynien » mis en évidence par l'école de Leyden. L'obduction sur la croûte continentale galaïco-portugaise de ces matériaux pendant le Dévonien moyen s'accompagnerait alors de la formation de « tectonic melanges » au front des charriages et d'un métamorphisme à faciès schistes bleus - élogite. Comme dans le modèle du Kohistan, les sédiments qui recouvrent le continent se déforment au front de ces nappes en donnant des grands plis couchés (Matte, 1968) et/ou des zones cisailantes ductiles contemporaines d'un métamorphisme et de processus anatectiques fini-dévonien de pression intermédiaire ou intermédiaire de basse pression. Les célèbres leucogranites syntectoniques à deux micas de la virgation ibéro-armoricaine seraient alors les équivalents des granites de type Mustang de l'Himalaya.

b) Sud du Massif Armoricaïn et Vendéen

La proximité d'une zone de suture (Cogné, 1977) se révèle ici par l'existence de massifs très déformés similaires au Cabo Ortegal (massif de la Baie d'Audierne par exemple). Il s'agit de complexes mafiques ou ultramafiques contenant des granulites basiques (pyrigarnites), des élogites parfois à disthène-glaucophane (Velde, 1972) et des serpentinites dispersées dans une formation géologique que l'on suit jusque dans le Massif Central : le « Complexe leptyno-amphibolique ». Cette formation a subi un premier métamorphisme HP-HT ; elle chevauche largement (nappe de Champtoceaux) des méta-sédiments paléozoïques épi-à-mésométamorphique. Entre ces deux ensembles s'intercale, depuis l'île de Groix jusqu'en Vendée (Audren et Lefort, 1977) une écaille (semelle) allochtone de micaschistes et de metabasites polymétamorphiques à faciès schistes bleus datés entre 420 et 320-350 M.A. (Carpenter et Civetta, 1976 ; Maluski, 1976 ; Peucat et Cogné, 1977). Les affinités ophiolitiques des unités mafiques - ultramafiques supérieures ayant été avancées (Carpenter *et al.*, 1978 ; Montigny et Allègre, 1974 ; Jahn *et al.*, 1977) on retrouve dans ce secteur de la chaîne varisque un faisceau de marqueurs qui attestent, comme en Galice, de l'existence d'une paléosuture vraisemblablement remaniée dans la « zone broyée sud-armoricaine ». Dans cette perspective, les unités allochtones signalées plus haut seraient des témoins obductés d'une croûte océanique et des sédiments marginaux qui la recouvraient. L'âge « précocé » des événements tectono-métamorphiques de ces matériaux serait contemporain soit d'une subduction intraocéanique, au Silurien, soit d'une obduction d'âge dévonien inférieur.

c) Dans le Massif Central

Le « groupe leptyno-amphibolique » signalé dans le sud du Massif Armoricaïn se prolonge dans le Massif Central (Forestier *et al.*, 1973). Il semble impliqué dans des chevauchements majeurs (carte) déversés vers le sud amenant cette série métamorphique d'origine grauwackeuse mais riche en boudins de métagabbros coronitiques, d'élogites, de pyrigarnites, de serpentinites, etc., sur un « autochtone » de micaschistes et de gneiss ortho- et paradérivés. Le métamorphisme de pression intermédiaire ou intermédiaire de basse pression présente parfois, dans cet autochtone, une configuration inverse des isogrades (Briand *et al.*, 1979). La base de ces chevauchements est fréquemment jalonnée de roches ultrabasiques et les données récentes sur la pétrogénèse des boudins mafiques montre que ces roches portent souvent l'empreinte d'un métamorphisme précocé de haute-pression (Lasnier, 1977 ; Santallier *et al.*, 1978). On distingue ainsi :

— un chevauchement nord (« chevauchement du Haut-Allier ») reconnu depuis le sillon houiller jusque dans les Monts du Lyonnais et dont la flèche serait de 150 km si on lui rattache les klippe de Decazeville et de Marvejols (Burg et Matte, 1978). Les études en cours sur les roches mafiques de ce chevauchement ont per-

mis de déceler (Piboule *et al.*, 1979) des métatholéites abyssales et des metabasites d'arc insulaire et de situer vers 480 M.A. l'âge de la mise en place des gabbros éclogeotisés de Marvejols. L'âge du métamorphisme HP serait 380 - 350 M.A. (U/Pb, Pin, 1979).

— un *chevauchement sud*, encore très hypothétique apparaît en « fenêtres » à la faveur des antiformes de Tulle et du Lévezou. Ce chevauchement pourrait se prolonger sous le Bassin Aquitain (carte gravimétrique du sud de la France, BRGM) et sous les schistes des Cévennes (Matte et Burg, in press). L'allochtonie des formations de ce deuxième chevauchement est suggérée par l'occurrence de niveaux boudinés de roches basiques polymétamorphiques ayant subi un premier métamorphisme et une anatexie basique de HP (Santallier *et al.*, 1978 ; Nicollet *et al.*, 1979). Comme sous le chevauchement précédent, l'autochtone est représenté par des micaschistes et des gneiss qui ont subi un métamorphisme plurifacial de P intermédiaire à intermédiaire de BP. Les affinités océaniques de certaines roches basiques ont été reconnues (Piboule, 1977 ; Nicollet *et al.*, 1979 et des âges à 500 M.A. ont été avancés, Gebauer *et al.*, 1978) sur un métagabbro du Limousin englobé dans le complexe leptyno-amphibolique. Là aussi les épisodes métamorphiques HP seraient plus anciens que le métamorphisme plurifacial (350-300 M.A., Cantagrel *et al.*, 1971).

d) Alpes - Bohême

Pour Carme (1975 a, b), le jalon oriental des formations mafiques et ultramafiques comparables à celles que l'on observe dans les complexes leptyno-amphiboliques se retrouve dans le massif hercynien externe de Belledune. Cet auteur y a décrit un groupe constitué par des amphibolites, des gabbros (parfois lités), des pyroxénites et des péridotites qui pourrait représenter une suite ophiolitique anté-dévonienne charriée vers le Sud. A la différence du complexe leptyno-amphibolique, ce groupe ne paraît pas cependant avoir subi un métamorphisme de HP avant sa mise en place.

Bien que complexe dans le détail, la prolongation directe de cette zone mobile sud se retrouve à l'E dans la ceinture Moravo-Silésienne (S du Massif de Bohême) qui sépare deux domaines paléogéographiques différents. Là un métamorphisme HP-HT est connu. Il est spatialement lié aux massifs basiques et ultrabasiques (éclogites, pyrigarnites, péridotites) impliqués, avec d'autres roches granulitiques, dans de grands chevauchements vers le SE qui les amènent sur des séries moins métamorphiques (Fuchs, 1976 ; Thiele, 1976 ; Behr, 1978). Sous ces accidents se retrouvent, comme dans l'île de Groix, des micaschistes et des metabasites à faciès schistes bleus (glaucophanites, voir carte de Dudek *et al.*, 1973) non datés, elles-mêmes probablement allochtones sur un avant-pays dont le dernier événement métamorphique de BP (associé à la mise en place de nombreux granitoïdes) est incontestablement hercynien. Les nombreux âges « calédoniens » rapportés dans cette région semblent en fait correspondre à la mise en place

des roches volcaniques ainsi datées alors que des âges siluriens à dévoniens inférieurs sont de plus en plus retenus pour les phénomènes granulitiques de HP suivis des épisodes hercyniens à 340 et 320 M.A. (discussion de Jäger, 1977).

3) Modèle collisionnel.

Les remarques précédentes relatives à la mise en évidence d'une, si ce n'est deux, sutures dans la chaîne varisque d'Europe Occidentale permettent de dégager des faits qui recouvrent plusieurs critères énumérés à propos des modèles collisionnels de type himalayen. Nous soulignons en particulier les points de similitude suivants :

a) Il existe dans la chaîne hercynienne des *chevauchements de grande amplitude* (50 - 150 km de flèche) jalonnés de roches ultrabasiques et transportant des matériaux d'affinité océanique marquée. D'après les données géochimiques, il s'agit alors soit de témoins de croûte d'arc ou d'arrière-arc directement *obductés* sur une croûte continentale, soit d'éléments exotiques disséminés dans des « tectonic melanges » fortement déformés et eux-mêmes charriés sur un domaine continental.

b) Ces grands chevauchements ont une histoire tectono-métamorphique compliquée ; les témoins « ophiolitiques » qu'ils transportent sont plissés isoclinalement avec une foliation plate contemporaine d'un *métamorphisme de HP ou intermédiaire de HP*.

c) L'âge des événements tectonométamorphiques précédents *est plus ancien* que la mise en place des charriages ; ces derniers sont contemporains d'un métamorphisme de pression intermédiaire ou intermédiaire de basse pression au cours duquel les structures thermiques sont parfois arrangées dans un dispositif à métamorphisme « inverse » ou « inversé ». Les processus atteignent fréquemment les conditions d'une palinogénèse mésocrustale donnant naissance à une suite de leucogranites per-alcalins sub-autochtones ou légèrement extravasés.

d) On observe une *nette polarité d'ensemble* des événements tectono-métamorphiques et magmatiques. Cette polarité est double :

— elle s'exprime d'une part par des âges de plus en plus récents de la phase tectonique majeure et du métamorphisme au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de charriages (et de la suture dans laquelle ils s'enracinent),

— d'autre part, on observe des styles tectoniques de niveaux structuraux de plus en plus superficiels lorsque l'on s'écarte des parties les plus mobiles de la chaîne.

e) Enfin, la chaîne varisque présente, comme les chaînes alpines d'Europe et d'Asie, des virgations très marquées jalonnées sur leurs flancs de grands décrochements, témoins actifs de « poinçonnages » lors de la collision de deux masses continentales.

Les caractères énoncés ci-dessus permettent de proposer une ébauche de modèle « géotectonique » dans laquelle la chaîne hercynienne d'Europe occidentale peut s'expliquer par un *processus continu de tectonique des plaques et ne constitue donc plus un type de chaîne particulier notablement différent d'un « alpinotype »*.

Comme cela est illustré sur la figure 4, nous envisageons les étapes suivantes :

1° *Cambrien (entre 600 - 570 et 500 M.A.)* : existence de deux domaines océaniques (fig. 4-1) séparant d'une part un *continent A* ibéro-sud-européen et un *continent B* meso-européen (Moldanubien, Armorique centrale, centre-sud du Massif Hespérique) et d'autre part, le continent B d'un *continent C* nord-européen / sud-ibérique (zones rhéno-palatine, Ardennes-Cornouailles et la zone sud-portugaise).

Sur le continent A, la sédimentation correspond pro-parte au dépôt (1) de la « porphyroïde Ollo de Sapo » et/ou d'un Cambrien néritique (2) grésograuwackeux ou grésopélitique localement carbonaté (3). Ce Paléozoïque inférieur est transgressif sur un socle précambrien (4) généralement peu métamorphique. L'occurrence d'intrusifs granitiques (5) calco-alcalins à per-alcalins (granitoïdes hypovolcaniques datés vers 520-540) associés à des roches basiques (6) suggère l'existence de « proto-rifts » à l'intérieur de ce domaine sialitique.

Le continent B a une infrastructure (7) précambrienne du type Barrandien-Briovérien et « *Seria Negra* » sud-ibérique. Les dépôts transgressifs du Cambrien correspondent à une épaisse série flyschoides schisto-grauwackeuse (8).

Ces dépôts passent latéralement à des formations lenticulaires carbonatées (9) associées à des sédiments de moins en moins néritiques suggérant un environnement de plate-forme. Des émissions sous-marines basiques (10) (spilites en coussins-kératophyres) se mettaient en place dans ce domaine marginal vraisemblablement de type « Atlantique ». Le Cambrien (inférieur et moyen) du Continent C est également transgressif sur un socle précambrien épi- et plus rarement méso-métamorphique. Il se présente (11) soit sous l'aspect d'épaisses formations calcaro-dolomitiques surmontées ou associées à un flysch argilo-gréseux violacé riche en émissions spilites (12) en coussins, soit sous celui d'un flysch grésograuwackeux également contemporain d'émission spilite-kératophyriques.

Comme cela est illustré par la figure 4-1, les domaines continentaux A, B et C étaient vraisemblablement séparés par deux océans en phase d'ouverture. Les activités volcaniques et hypovolcaniques citées plus haut témoigneraient d'un *régime tectonique global en distension*.

2° *Ordovicien à Silurien inférieur (500 à 420 M.A.)*. Sur le Continent A, la sédimentation marine (fig. 4-2) est épicontinentale, détritique et fortement subsidente dans certains sillons (1) (Galice occidentale).

Des émissions volcaniques ou hypovolcaniques basiques et plus fréquemment acides (kératophyres) se mettaient en place dans ce domaine. Sur le continent B, l'Ordovicien néritique est transgressif. Il est caractérisé par les dépôts du « Quartzite armoricain » (2) ou des conglomérats (3) de base versicolores d'Armorique et du Sud de la Péninsule Ibérique. Sur le Continent C l'Ordovicien est *faunistiquement différent* de l'Ordovicien du Continent B. Parfois absent ou très réduit, il se présente également avec des caractères transgressifs. Un magmatisme spilite-kératophyrique (4) se développe durant cette époque en particulier dans le domaine saxo-thuringien. Dans la Péninsule Ibérique on note la mise en place de roches hypovolcaniques alcalines à hyper-alcalines saturées ou sous-saturées (5) ; ces roches occupent probablement des dispositifs distensionnels assimilables à des proto-rifts. Le caractère transgressif de l'Ordovicien inférieur pourrait être lié à des phénomènes compressifs (« Phase Sarde » ?) affectant le ou les domaines océaniques envisagés précédemment. En admettant que la partie inférieure des complexes leptyno-amphiboliques soit pro-parte d'âge ordovicien, on reconnaîtrait ici, comme cela a été proposé par divers auteurs à partir de données géochimiques et radiométriques, un matériel volcano-sédimentaire contemporain d'une activité magmatique de bassin d'arrière-arc (6) ou d'arc volcanique natif intraocéanique (7). Cette éventualité sous-entend qu'un régime de *subduction intraocéanique* a commencé à fonctionner pour le moins dans le domaine océanique séparant les continents A et B. Ce régime ne paraît pas affecter l'océan séparant les continents B et C. Le dépôt des shales versicolores siluriens inférieurs parfois très puissants sur la bordure du Continent C (8) est en effet ici contemporain d'une activité volcanique sous-marine à caractère tholéitique abyssal, ce qui suggère une ouverture océanique à taux d'expansion rapide.

3° *Silurien supérieur / Dévonien inférieur (420 - 380 M.A.)*. Le Silurien supérieur (fig. 4-3) souvent versicolore (1) situé sur la marge du Continent A est vraisemblablement *contemporain de la fin de la subduction* et du *début de l'obduction* de l'arc volcanique envisagé dans l'océan séparant A et B. Cette époque voit se développer un métamorphisme de HP affectant la croûte océanique située sous l'arc et les formations volcano-sédimentaires d'arrière arc et de trench représentées pro-parte par les « complexes leptyno-amphiboliques » et les formations flyschoides à faciès schistes bleus du type Groix. La progression entre 420 M.A. et 380 M.A. du régime d'obduction sur la marge continentale de A s'accompagne du développement de tectonic-mélanges fossilifères tels ceux du Cap Ortegale. De grands chevauchements (Galice, Massif Central, Moravie) affectant le domaine océanique (2) et la marge de A (3) se développent pendant cette obduction. Ils progressent sur un avant pays constitué de Paléozoïque inférieur qui se plisse et se métamorphose avec des types « normaux » ou « inverses » de P intermédiaire et/ou intermédiaires de BP. Plusieurs suites granitiques

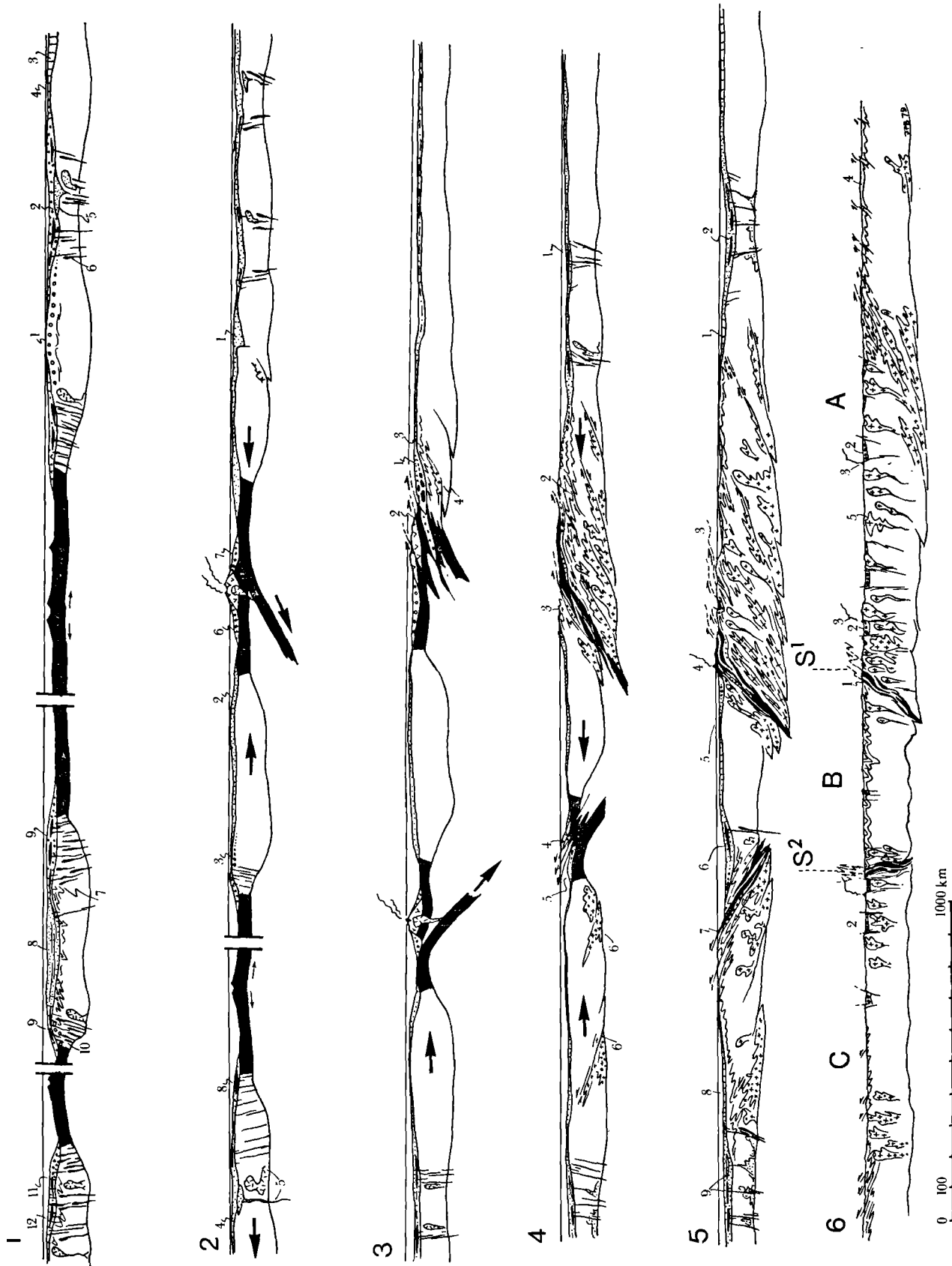


Fig. 4. — Modèle d'évolution géotectonique de la chaîne varisque d'Europe (légende dans le texte); exagération des hauteurs: Gr. = 2.

accompagnent cette « phase » orogénique, en particulier une suite per-alkaline de granitoïdes à deux micas (4) d'origine mésocrustale (fusion « humide » de la croûte dans des zones cisailantes intra-continetales). Les effets de cette « première » phase tectonique sont de moins en moins marqués lorsque l'on s'éloigne de la marge de A (pas de tectonique « acadienne » dans la Montagne Noire, les Pyrénées ou les Maures). Dans le domaine océanique séparant les continents B et C, on peut envisager l'amorce d'un régime de subduction avec formation, très hypothétique, d'un arc volcanique intra-océanique. Ceux-ci se développeraient en réponse au blocage de la subduction qui existait entre A et B et en réponse au démarrage des mécanismes d'obduction envisagés ci-dessus. A la différence du modèle himalaya (fig. 2), le déplacement de la déformation compressive dans un océan comparable à celui qui séparait les plaques A et B, ne se répercuterait pas à la frontière du Continent B (où le modèle Himalaya envisage une subduction du bassin d'arrière-arc) mais dans le domaine océanique séparant B de C.

4° *Dévonien moyen-supérieur (380 - 350 M.A.)*. La « subduction continentale » et l'obduction des formations océaniques et marginales de A comprises entre A et B se terminent lors d'une tectonisation affectant largement le continent A (fig. 4-4). Les dépôts marins sont rejetés dans des aires de sédimentation (1) néritiques qui deviendront de plus en plus externes par rapport à cette zone mobile. Les phénomènes métamorphiques et granitiques signalés plus haut prennent une ampleur remarquable. L'extravasation progressive des granitoïdes méso- et surtout infracrustaux de plus en plus volumineux va avoir pour effet d'augmenter progressivement les gradients thermiques tardi-cinématiques. Ceci confère aux métamorphites un caractère pluri-facial tendant à l'instauration tardi-tectonique de types de basse-pression. Les allures parfois « inverses » ou « inversées » (2) des structures thermiques de la zone mobile seraient en outre le reflet de grands cisaillements ductiles affectant la croûte de la zone mobile. Le blocage définitif de l'obduction entre A et B est responsable du développement de déformations locales (3) en bordure du continent. L'essentiel de la déformation compressive va être absorbé par une obduction (4) affectant le domaine océanique situé entre B et C.

La zone de subduction qui affectait ce domaine devient à son tour le lieu de cisaillements affectant la croûte océanique. Ce sont ces structures qui autorisent la mise en place (5) des corps mafiques et ultramafiques associées à des granulites ou à des éclogites de HP tel celles du Lizard ou du Münchberg. La croûte continentale C est probablement sollicitée lors du serrage intraocéanique entre B et C. L'amorce de cisaillements profonds (6) y serait responsable de la génération d'une suite de « granitoïdes » infracrustaux très hétérogènes (trondjemites, tonalites, diorites, norites, cortlandites, etc). Dans ce cas aussi les zones de sédimentation s'éloignent alors de la zone mobile.

5° *Au Viséen (350 à 320 M.A.)*. La suturation des océans séparant les continents A, B, et C est complète et le blocage collisionnel se répercute progressivement dans les parties de A et de C qui n'avaient pas enregistré de tectogenèse « acadienne ». Trois aires principales de sédimentation marine supracontinentales fonctionnent durant le Viséen (fig. 4-5) :

— Sur le Continent A, le Viséen marin se dépose dans un bassin externe situé à proximité de la zone mobile (1). Le Viséen est un dépôt molassique syntectonique renfermant des olisthostromes qui correspondent à la mise en place de nappes de gravité syn-sédimentaires. Ces nappes progressent vers le centre du bassin très subsident dans lequel on observe une activité volcanique en distension caractérisée par la mise en place de roches basiques de composition spilitique et rhyodacitique. Sur la zone mobile elle-même (3), le Viséen épicontinental à continental est discordant sur les parties de la chaîne « acadienne » déjà profondément érodée. Des manifestations volcaniques « calco-alkaline » post-orogéniques (4) se développent localement à proximité immédiate de la zone de suture qui sépare les Continents A et B (Monts du Lyonnais, Belledune, Vosges, Forêt Noire).

— Sur le Continent B, le Viséen épicontinental (5) passe progressivement à un bassin schisto-grauwackeux (6) très subsident dans lequel on observe une activité volcanique basique (« spilites » en coussin, gabbros, serpentinites). Des dépôts épicontinentaux, parfois carbonatés, carbonifères inférieurs s'installent à la hauteur de la suture, précédent ; on note que ces dépôts sont précédés ou contemporains d'un volcanisme « andésitique » post-orogénique (Thuringe, Lahn-Dill, Cornouailles, Sierra Morena centrale).

— Sur le Continent C, un grand bassin à faciès « Culm » (8) s'installe en discordance sur un Paléozoïque inférieur et moyen plissé et localement métamorphisé. Il s'agit ici d'une aire externe à sédimentation très subsidente contemporaine d'appareils volcaniques sous-marins donnant des coulées « spilitiques » et rhyodacitiques (9). Des amas sulfurés importants sont associés aux manifestations volcaniques acides (« Porphyry Cooper »). Contrairement à ce qu'avait proposé Bard (1971) il n'y a vraisemblablement pas de domaine océanique franc et de régime de subduction évidents dans ces domaines de sédimentation à faciès « culm » (Munha, 1979).

6° *Au Westphalien supérieur / Stéphanien (320 - 280 M.A.)*. Les aires précocement cratonisées au Dévonien inférieur et moyen subsistent ou viennent de subir (1) un dernier serrage (verticalisation des structures) et continuent à s'éroder de façon très active (fig. 4-6). Les produits de cette érosion iront se sédimenter dans les bassins intracontinentaux stéphano-permiens (2) parfois contemporains d'un volcanisme post-orogénique (3) intermédiaire et/ou rhyolitique. Les dernières manifestations plicatives de niveau structural supérieur affectent

teront les bassins viséo-Westphaliens les plus externes (4) (Sud de la Péninsule, Bassin Cantabrique, Carbonifère supérieur rhéno-hercynien). L'ascension des derniers granitoïdes infracrustaux se termine à cette époque.

4) Conclusions et discussion du modèle.

Le modèle précédent nous paraît rendre compte des traits majeurs de la chaîne varisque d'Europe occidentale. C'est un modèle unitaire permettant de corrélérer en continu dans l'espace et dans le temps différents événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques datés depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère supérieur.

Il s'oppose en ce sens aux concepts d'orogènes indépendants superposés (Autran 1978) tels que les « chaînes » acadienne, ligérienne, hercynienne s.s. Il est en désaccord partiel ou total avec les modèles intracontinentaux qui ont pu être proposés. Il permet de mettre l'accent sur le fait que les caractères ensia-

litiques ou « hercynotypes » qui ont été avancés (Zwart, 1967) pour dégager l'originalité de la chaîne varisque ne se rapportent qu'à une fraction de la chaîne : celle, qui comme la plaque indienne, ou asiatique, ne recouvre que l'histoire des domaines continentaux entrés en collision. A ce propos il paraît assez clair que les progrès récents sur la connaissance des Alpes ou de l'Himalaya permettent d'avancer qu'il existera des similitudes indiscutables, entre les Hercynides et les chaînes récentes quand elles seront pénéplanées. Notre modèle tient enfin compte des conditions aux limites imposées par les régimes de la tectonique des plaques tels que nous les connaissons depuis le Trias. Si l'on prend une valeur *minimum* d'ouverture et de fermeture de l'ordre de 2 cm/an des océans cambro-siluriens envisagés ci-dessus, on voit qu'en 100 M.A. on aboutit à une valeur minimum de l'ordre 2 000 km pour les zones océaniques médio-européennes envisagées ici. Cette valeur est en accord avec les estimations d'ordre paléomagnétiques (Smith *et al.*, 1973, Morel *et al.*, 1979).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDERSON T.H. (1975). — Carboniferous subduction complex in the Harz mountains, Germany. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n° 86, p. 77-82.
- 2) ANTHONIOZ P.M. (1970). — Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE Portugal). *Sci. Terre*, vol. 15, p. 145-166.
- 3) ARTHAUD F., MATTE Ph. (1977). — Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n° 88, p. 1305-1320.
- 4) AUDREN C., LEFORT J.P. (1977). — Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 19, p. 395-404.
- 5) AUTRAN A. (1978). — Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. *Geol. Surv. Canada*, Paper 78-13, p. 159-175.
- 6) BADHAM J.P.N., HALLS C. (1975). — Microplate tectonics, oblique collisions, and evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology*, vol. 3, p. 373-376.
- 7) BARD J.P. (1971). — Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes "orthotectoniques". *Bol. Geol. Minero.*, vol. 82, p. 321-345.
- 8) BARD J.P. (1977). — Signification tectonique des métatholélites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 19, p. 385-393.
- 9) BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE Ph. (1971). — La structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique: Comparaison avec les segments voisins. In Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Coll. IFP - CNEXO*, 22, 1, 4, p. 1-68.
- 10) BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1973). — Geotectonic model for the Iberian variscan orogen. *Nature Phys. Sci.*, vol. 241, p. 50-52.
- 11) BAYER R., MATTE Ph. (1979). — Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, vol. 57, p. T9-T18.
- 12) BEHR H.J. (1978). — Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 283-318.
- 13) BRIAND B., GAY M. (1978). — La série inverse de Saint-Geniez-d'Olt: évolution métamorphique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, n° 3, p. 167-186.
- 14) BURG J.P., MATTE Ph. (1978). — A Cross section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan Geodynamic Evolution. *Z. dt. Geol. Ges.*, vol. 129, p. 429-460.
- 15) BURNE R.V. (1973). — Paleogeography of South West England and hercynian continental collision. *Nature*, n° 241, p. 129-131.
- 16) BURRETT C.F. (1972). — Plate tectonics and the hercynian Orogeny. *Nature*, n° 239, p. 155-156.
- 17) BURRETT C.F. et GRIFFITHS J. (1977). — A case for a mid-European ocean. In La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 313-328.
- 18) CANTAGREL J.M., PIBOULE M. (1971). — Mesure, par la méthode à l'argon, de l'âge du métamorphisme de quelques metabasites du Rouergue cristallin (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 272 D, p. 1731-1734.
- 19) CARME F. (1975a). — Le massif basique de Chamrousse et de Tabor (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales): une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique "briovérienne". *C.R. Ac. Sc.*, vol. 281 D, p. 223-226.

- 20) CARME F. (1975b). — Essais d'interprétation unitaire des corps des roches basiques et ultrabasiques et de leur contexte gneissique dans la partie moyenne du Massif Central et dans les Massifs cristallins externes alpins. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 281 D, p. 351-354.
- 21) CARPENTER M.S.N., CIVETTA L. (1976). — Hercynian high pressure/low metamorphism temperature in the Ile de Groix Blueschists. *Nature*, vol. 262, p. 276-277.
- 22) COGNÉ J. (1977). — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In *Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. Intern. C.N.R.S.*, n° 268, p. 111-129.
- 23) DAVIES H.L., SMITH I.E. (1971). — Geology of Eastern Papua. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 82, p. 3299-3312.
- 24) DENTEX E., VOGEL E. (1962). — A "Granulitgebirge" at Cabo Ortegal. *Geol. Rundschau*, vol. 52, p. 95-111.
- 25) DEWEY J.F. et BURKE K.C.A. (1973). — Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation, products of continental Collision. *J. Geol.*, vol. 81, p. 683-692.
- 26) DUDEK A., CHAB J., CHALOUPSKY J., KAMENICKY J., KRIST E., MISAR Z., SUK M. (1973). — Explanatory text to the metamorphic map of Czechoslovakia 1/1 000 000. 6 pl. + 1 carte. *Ustred. ust. geol. Praha*.
- 27) DUNNING F.W. (1977). — Caledonian-Variscan relations in North-West Europe. In *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Intern. C.N.R.S.* Rennes, n° 243, p. 165-180.
- 28) FORESTIER F.H., LASNIER B., LEYRELOUP A., MARCHAND J. (1973). — Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricain, de l'affleurement au Moho. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 15, p. 562-577, 7 pl.
- 29) FUCHS G. Von (1976). — Zur entwicklung der Böhmischen masse. *Jahrb. Geol., B.A.* vol. 119, p. 45-61.
- 30) GEBAUER D., BERNARD-GRIFFITHS J., KREBS O., GRUNENFELDER M. (1978). — U/Pb systematics of zircons and monazites from a mafic to ultramafic complex and its country rocks (Sauviat-sur-Vige, French Central Massif). 4th Int. Conf. Geochrono. Cosmo. isotope Geology. *Geol Survey open file Report*, n° 78-701, p. 131.
- 31) GEBAUER D., GRUNENFELDER M. (1979). — U/Pb Zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg gneiss massif Northeast Bavaria. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 42, p. 35-44.
- 32) GREEN D.H. (1964). — The petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard, Cornwall. *J. Petrol.*, vol. 5, p. 134-188.
- 33) JAGER E. (1977). — The evolution of the central and west european continent. In *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Intern. C.N.R.S.*, n° 243, p. 227-239.
- 34) JAHN B.M., PEUCAT J.J., CARPENTER M.S.N. (1977). — Géochimie des terres rares de glaucophanites et roches associées de l'île de Groix (France) et de Taïwan. *Réun. Ann. Sci. Terre, Orsay*, p. 280.
- 35) JOHNSON G.A.L. (1973). — Closing of the Carboniferous Sea in western Europe. In *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. II* Tarling D.H. and Runcorn S.K., Ed., p. 845-850. Academic Press. London.
- 36) JONIN M., VIDAL Ph. (1975). — Etude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif Armoricain, France. *Can. J. Earth. Sci.*, vol. 12, p. 920-927.
- 37) KEASBERRY E.J., VAN CALSTEREN P.W.C., KUIJPER R.P. (1976). — Early paleozoic mantle diapirism in Galicia. *Tectonophysics*, vol. 31, p. T61-T65.
- 38) KHAN-TAHIRKHELI R.A., MATTAUER M., PROUST F., TAPPONNIER P. (1979). — The India-Eurasia suture zone in northern Pakistan; Synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In *Geodynamics of Pakistan*. A. Farah and K.A. Dejong, Ed. *Geol. Survey Pakistan*. Quetta, p. 125-130.
- 39) KREBS W. (1976). — The tectonic evolution of variscan Meso-Europa. In *Ager D.V. and Rooks M.*, Edit. Europe from crust to core. Wiley - London, p. 119-139.
- 40) KREBS W., WACHENDORF H. (1973). — Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 84, p. 2611-2630.
- 41) LASNIER B. (1977). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif Central français (Haut-Allier). Les termes basiques, ultrabasiques et carbonatés. *Thèse d'Etat*, Nantes, 351 p.
- 42) LEFORT J.P. (1972). — Le socle anté-mésozoïque de la Manche Occidentale et son évolution à la fin du Paléozoïque. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. 3, p. 129-132.
- 43) LORENZ V. (1976). — Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. *Nature*, vol. 262, p. 374-377.
- 44) MALUSKI H. (1976). — Intérêt de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour la datation des glaucophanes de l'île de Groix (France). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 283 D, p. 223-226.
- 45) MATTAUER M., PROUST F. (1976). — La Corse alpine: un modèle de genèse du métamorphisme haute-pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 282, p. 1249-1251.
- 46) MATTE Ph. (1968). — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Géologie Alpine*, vol. 44, p. 157-280.
- 47) MATTE Ph. (1976). — Raccords des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. F. Kossmat Symposium. *Deutsche Akad. Naturforsch. Leopoldina*, vol. 224, p. 239-262.
- 48) MATTE Ph., RIBEIRO A. (1967). — Les rapports tectoniques entre le Précambrien ancien et le Paléozoïque dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique: Grandes nappes ou intrusions? *C.R. Ac. Sc.*, vol. 264, p. 2268-2270.
- 49) MATTHES S. (1978). — The Eclogites of Southern Germany - a summary. *N. Jb. Miner. Mb. Jg.*, vol. 3, p. 93-109.
- 50) MONTIGNY R. et ALLEGRE C.J. (1974). — A la recherche des océans perdus: les éclogites de Vendée, témoins métamorphisés d'une ancienne croûte océanique. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 279 D, p. 543-545.

- 51) MOREL P., IRVING E. (1978). — Tentative paleocontinental maps for the early phanerozoic and proterozoic. *J. Geology*, vol. 86, p. 535-561.
- 52) MUNHA J. (1979). — Blue amphiboles, metamorphic regime and plate tectonic modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 69, p. 279-289.
- 53) NICOLAS A. (1972). — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of Andean type? *Nature*, vol. 236, p. 221-223.
- 54) NICOLLET C., LEYRELOUP A., DUPUY C. (1979). — Petrogenesis of high, pressure trondhjemitic layers in eclogites and amphibolites from southern Massif Central, France. In *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Barker F., ed., Elsevier, p. 535-63.
- 55) OXBURGH E.R., TURCOTTE D.L. (1971). — Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 76, p. 1315-1327.
- 56) PARIS F., ROBARDET M. (1977). — Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. XIX, p. 1112-1125.
- 57) PECHER A. (1975). — The Main Central Thrust of the Nepal Himalaya and the related metamorphism in the Modi-Khola cross-section (Annapurna - Range). *Himalayan Geology*, n° 5, p. 115-131.
- 58) PEUCAT J.J., COGNÉ J. (1977). — Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). *Nature*, vol. 268, p. 131-132.
- 59) PIBOULE M. (1977). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la reconnaissance de la nature des magmas parents des amphibolites. Application à quelques metabasites du Rouergue et du Limousin (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 19, p. 1133-1143.
- 60) PIBOULE M., BRIAND B. (1979). — Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour la recherche des sites géotectoniques des magmas tholéitiques parents des ortho-amphibolites. Application aux metabasites des groupes "leptyno-amphiboliques" du Massif Central français. *Réun. Ann. Sci Terre*, Lyon, p. 367.
- 61) PIN C. (1979). — Geochronologie U/Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). *Thèse 3^{ème} cycle*, Montpellier, 205 p.
- 62) RIBEIRO A., CRAMEZ C., ALMEIDA REBELO J. (1964). — Sur la structure de Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C.R. Ac. Sc.*, vol. 258, p. 263-265.
- 63) RIBEIRO M.L. (1976). — Considerações sobre uma ocorrência de crossite em Trás-os-Montes oriental. *Memórias e Notícias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, vol. 82, p. 1-16.
- 64) RIES C.A. et SHACKLETON R.M. (1971). — Catazonal complexes of north-west Spain and north Portugal remnants of a hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sc.*, vol. 234, p. 65-68.
- 65) ROEDER D.M. (1973). — Subduction and Orogeny. *J. Geophys. Res.*, vol. 78-23, p. 5005-5024.
- 66) SANTALLIER D., FLOCH J.P., GUILLOT P.L. (1978). — Quelques aspects du métamorphisme dévonien en Bas-Limousin (Massif Central français). *Bull. Mineral.* vol. 101, p. 77-88.
- 67) SCHROEDER E. (1972). — Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südrural und dem mitteleuropäischen Variszikum. *Geologie*, vol. 21, p. 368-388.
- 68) SMITH A.G., BRIDEN J.C., DREWRY G.E. (1973). — Phanerozoic world maps. In *Organisms and continents through time*, N.F. Hughes, Ed. *Spec. pap. Palaeont. Soc.*, n° 12, p. 1-42.
- 69) STYLES M.T. (1979). — A New investigation of the Lizard complex, Cornwall, England, and a critical appraisal of an ophiolite model. Abstract. *Intern. ophiolite Symp. Nicosia, Geol. Surv. Dpt Nicosia*, p. 102.
- 70) TAPPONNIER P.E. (1978). — Les mécanismes de la déformation intracontinentale: exemple de la tectonique alpine en Asie et en Europe. *Thèse Etat*, Univ. Montpellier.
- 71) THIELE O. (1966). — Die Münchberger Gneismasse als Zeugnis für den Deckenbau der Varisciden. *Mittl. Geol. Ges. Wien*, vol. 59, p. 219-229.
- 72) THIELE O. (1976). — Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? *Jahrb. Geol., B. A.*, vol. 119, p. 75-81.
- 73) VAN CALSTEREN P.W., BOELRIJK N.A., HEBEDA E.H., PRIEM H.N., DEN TEX E., VERDURMEN E.A., VERSCHURE R.M. (1979). — Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain. Manifestations of a presumed early paleozoic mantle-plum. *Chem. Geol.*, vol. 24, p. 35-56.
- 74) VAN OVERMEEREN R. (1975). — A gravity investigation of the catazonal rock complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Tectonophysics*, vol. 26, p. 293-308.
- 75) VEARNCOMBE J.R. (1979). — The Lizard ophiolite and two phases of suboceanic deformation. Abstract. *Intern. Ophiolite Symp. Nicosia, Geol. Surv. Dpt. Nicosia*, p. 105.
- 76) VELDE B. (1972). — The origin of some granulite facies rocks from the Baie d'Audierne. Finistère. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C4, p. 91-95.
- 77) VOGEL D.E. (1967). — Petrology of an eclogite and pyrite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 40, p. 121-213.
- 78) VON GAERTNER H.R. (1950). — Probleme des Saxothuringikums. *Geol. Jb.*, vol. 65, p. 409-450.
- 79) WHITTINGTON H.B., HUGHES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobites distribution. *Phil. Trans R. Soc. Lond., B.* vol. 263, p. 235-278.
- 80) WINDLEY B.F. (1976). — The Hercynian Fold Belt. In *The evolving continents*, p. 193-208, Wiley and Sons, London.
- 81) ZWART H.J. (1967). — The Duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.*, vol. 46, p. 283-309.
- 82) ZWART H.J., DORNSIEPEN U.F. (1978). — The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnb.*, vol. 57, p. 627-654.

Thème}IV

Les bassins post-hercyniens

P.A. Ziegler. — **Northwestern Europe : Subsidence patterns of Post-Variscan basins.**

P.E. Kent. — **The Structural Framework and History of Subsidence of the North Sea Basin.**

M. Malkovsky. — **Les bassins sédimentaires post-hercyniens d'Europe Centrale.**

C. Mégnien *et al.* — **Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin.**

E. Winnock. — **Le bassin d'Aquitaine.**

E. Centamore, U. Chiocchini, A. Jacobacci, M. Manfredini, V. Manganelli. — **The evolution of the Umbrian-Marchean Basin in the Apennine Section of the Alpine orogenic belt (Central Italy).**

Northwestern Europe : Subsidence patterns of Post-Variscan basins

by Peter A. ZIEGLER (*)

Résumé. — L'évolution des bassins européens, extralpins, post-hercyniens, fut guidée par 1) la translation dextrogyre tardi-hercynienne, permo-carbonifère, entre le craton nord-européen et le craton africain ; 2) la rupture mésozoïque de la Pangée ; 3) la suture alpine de l'Eurasie et de l'Afrique, à la fin du Mésozoïque et au Tertiaire ; 4) les mouvements tardi-orogéniques d'effondrement, néogènes à quaternaires, du système alpin et de son avant-pays.

Les principaux phénomènes géotectoniques ayant joué un grand rôle pendant le développement du bassin furent : 1° extension crustale pendant les périodes de rifting, accompagnée en partie par un dôme thermique ; 2° subsidence régionale produite par le refroidissement de la lithosphère et l'accumulation des sédiments, pendant les périodes postérieures au rifting ; 3° déformation compressive en relation avec la rencontre des plaques.

L'accumulation des sédiments, conséquence de l'augmentation du niveau de la mer, eut un effet de surcharge.

Abstract. — The evolution of the extra-alpine Post-Variscan basins of Europe was governed by 1) the Permo-Carboniferous Late Variscan dextral translation between the North European and the African cratons ; 2) the Mesozoic break-up of Pangea ; 3) the Late Mesozoic to Cainozoic Alpine suturing of Eurasia and Africa ; 4) the Neogene to Quaternary late orogenic collapse of the Alpine system and its foreland.

Principal geotectonic processes active during basin development were 1° crustal stretching during rifting stages ; this was in part accompanied by thermal updoming ; 2° during post-rifting stages regional subsidence incuded by lithospheric cooling and sedimentary loading ; 3°) compressional deformation related to plate collision. Sedimentary loading in response to rising sea levels had an overprinting effect.

INTRODUCTION

The Variscides (**) form an integral part of the Late Paleozoic "Hercynian" suture along which the Gondwana, the Laurasian and the East Siberian plates were welded together by early Permian time to form the Pangean Megacontinent (Burrett, 1972 ; Dewey and Kidd, 1974). Orogenic movements in the Appalachian-Mauretanid and in the Ural foldbelts terminated in Early Permian time with the Alleghenian and the Saalian phase respectively. This contrasts with the Variscan chains in which orogenic movements *sensu stricto* came to an end with the Late Westphalian Asturian folding phase. In the domaine of the Variscan internides, however, already Westphalian series form part of a neo-autochthonous sequence that rests with a profound unconformity on folded and metamorphosed older sediments. (e.g. Plessis, Pilzen basing).

(*) Shell Internationale Petroleum Mij. BV. The Hague, Netherlands.

(**) In this paper the terms "Variscides" and "Variscan" are used as relating only to the European part of the Hercynian fold belt.

The Latest Carboniferous - Early Permian development of northwest Europe was characterized by the inception of a complex wrench fault and graben system which dissected the newly formed Variscides and their foreland. (Arthaud and Matte, 1977). Hence the term "Post-Variscan basins" is used here to include all basins containing Stephanian and younger sediments. Many of the faults that developed during this Permo-Carboniferous post-orogenic deformation phase were repeatedly reactivated during the Mesozoic disintegration of Pangea and during the Alpine suturing phase of Africa and Eurasia (Ziegler, 1978b).

The megatectonic setting of Northwestern Europe changed repeatedly from Late Carboniferous to recent time ; a number of different geotectonic processes were active during the development of its post-Variscan basins. In some areas basins of differing tectonic origin are stacked on top of one another. In other areas previously formed basins were in part destroyed by subsequent events. Six main stages can be recognised in the development of the European Post-Variscan basins. These are related to 1° the late Variscan Permo-Carboniferous wrench tectonics ; 2° the post-orogenic Permian collapse of the Variscan

chains and the North Atlantic early rift tectonics; 3° the Mesozoic break-up of Pangea; 4° the late Cretaceous onset of the Alpine plate collision; 5° the Early Tertiary opening of the Arctic North Atlantic; 6° the late orogenic development of the Alpine system.

This paper attempts to retrace the history of subsidence in the extra-alpine Post-Variscan basins of north-west Europe on the basis of a set of isopach maps. For supporting paleogeographic maps the reader is referred to Ziegler (1978b).

I. — LATE VARISCAN WRENCH TECTONICS

Following the Late Westphalian consolidation of the Variscan foldbelt, convergence between Gondwana and Laurasia apparently changed from an essentially north-south directed collision to an east-west oriented one. During the Stephanian and Autunian, orogenic movements continued in the Appalachian-Mauretanides (Rodgers, 1970; Michard and Sougy, 1977) and in the Uralides (Hamilton, 1970; Nalivkin, 1973; Ivanov *et al.*, 1977) whereas the Variscides remained inactive. A right-lateral transform fault system linking the southern Uralides and the northern Appalachians crossed Europe where it caused the development of a complex pattern of conjugate shear faults and related pull-apart features (Arthaud and Matte, 1975, 1977; Ziegler, 1978b). Main elements in this fracture system are the Agadir, the Chedabukto and the Bay-of-Biscay fault and also the Tornquist-Teisseyre lineament.

Displacements along the Agadir and Chedabukto faults were compensated by wrench and compressional deformations in the northern Appalachians and by the inversion of Carboniferous troughs in the Canadian Maritime provinces (Howie and Barss, 1975; Rast and Grant, 1977; Schenk, 1978). Displacements along the Bay-of-Biscay fault were in part taken up by the Arctic-North Atlantic rift system which had been active since the Early Carboniferous (Vischer, 1943; Haller, 1970; Collinson, 1972; Harland, 1973). Right-lateral wrench movements along the Tornquist-Teisseyre lineament led, at its north-western termination, to the development of the highly volcanic Oslo-Bamble-Horn Rift (Ziegler, 1978a).

The détail pattern of the European Stephanian-Autunian fault system was mapped in Spain, the Massif Central and the Bohemian Massif by Arthaud and Matte (1975). An integration of their results with subsurface data from the Northwest European Basin is given in fig. 1.

The wrench related Stephanian-Autunian sedimentary basins of Europe often display the geometry of a half graben ("trap-door basin"). Typical examples are the basins of St. Etienne, Lodève and Cévennes in the Massif Central in which several thousand meters of, in part coal bearing, clastics accumulated (Chenevoy, 1974). Similar basins, containing albeit only minor coal measures, occur in the Bohemian Massif (Holub

et al., 1975; Holub, 1976). One of the largest Late Carboniferous-Early Permian basins is the Saar-Nahe Trough (Kneuper, 1966); in its deeper parts over 2 000 m of Late Carboniferous and Early Permian coal measures, redbeds and volcanics accumulated.

Subsidence of these late Variscan sedimentary basins was frequently accompanied by volcanism. Particularly in the subsurface of the North German and Polish lowlands, extensive Late Carboniferous to Early Permian volcanics have been proven by exploration wells (Bush and Kiryuchin, 1972; Benek *et al.*, 1976; Schmidt *et al.*, 1977; Pokorsky and Wagner, 1975). Maximum volcanic thicknesses encountered are in the order of 2 000 m. Centres of volcanic activity appear to coincide with the intersection of major fault systems (Plein, 1978). The north German and Polish volcanic fields are probably associated with Permo-Carboniferous pull-apart structures that developed at the termination of subsidiary wrench faults paralleling the Tornquist-Teisseyre lineament.

Lower Permian volcanics are highly alkaline in the Oslo Graben (Oftedahl, 1968; Ramberg, 1976) but only mildly alkaline in the immediate foreland of the Variscan foldbelt; in the domain of the Variscan foldbelt proper, Lower Permian volcanics display the typical calcalkaline composition of a post-orogenic volcanism (Kramer, 1977).

In the Central and Northern North Sea and also along the Scottish-Irish Atlantic sea board, the importance of the Stephanian-Autunian tectonism is difficult to assess. Late Carboniferous to early Permian dykes that cross-cut the Carboniferous Midland Valley Graben and the Northumberland Basin were reported by Francis (1978). Spaight and Mitchell (1879) describe a dyke swarm of Late Carboniferous to Early Permian age from the west Scottish Argyll area which transects the Great Glen fault, a major transcurrent fault that was mainly active during the Devonian. This indicates that the tectonic setting of the northern British Isles also underwent a profound modification during the Latest Carboniferous.

The late Carboniferous-Early Permian fault system of NW Europe so strongly fragmented the tectonic framework of the Variscan foldbelt that, unlike the Appalachian and the Uralides, it ceased, shortly after its consolidation, to play a major role as a cohesive tectonic and morphologic unit. The Permo-Carboniferous fault system of Europe was time and again reactivated, particularly during the Mesozoic, and played a pre-eminent role in the development of the Post-Variscan sedimentary basins.

The Mesozoic and Tertiary break-up of the Laurasian plate probably largely followed fault patterns established already during the Carboniferous and Early Permian.

A pre-Permian geologic map of northwestern Europe, essentially representing the floor of its Post-Variscan basins, was presented by Ziegler (1978b).

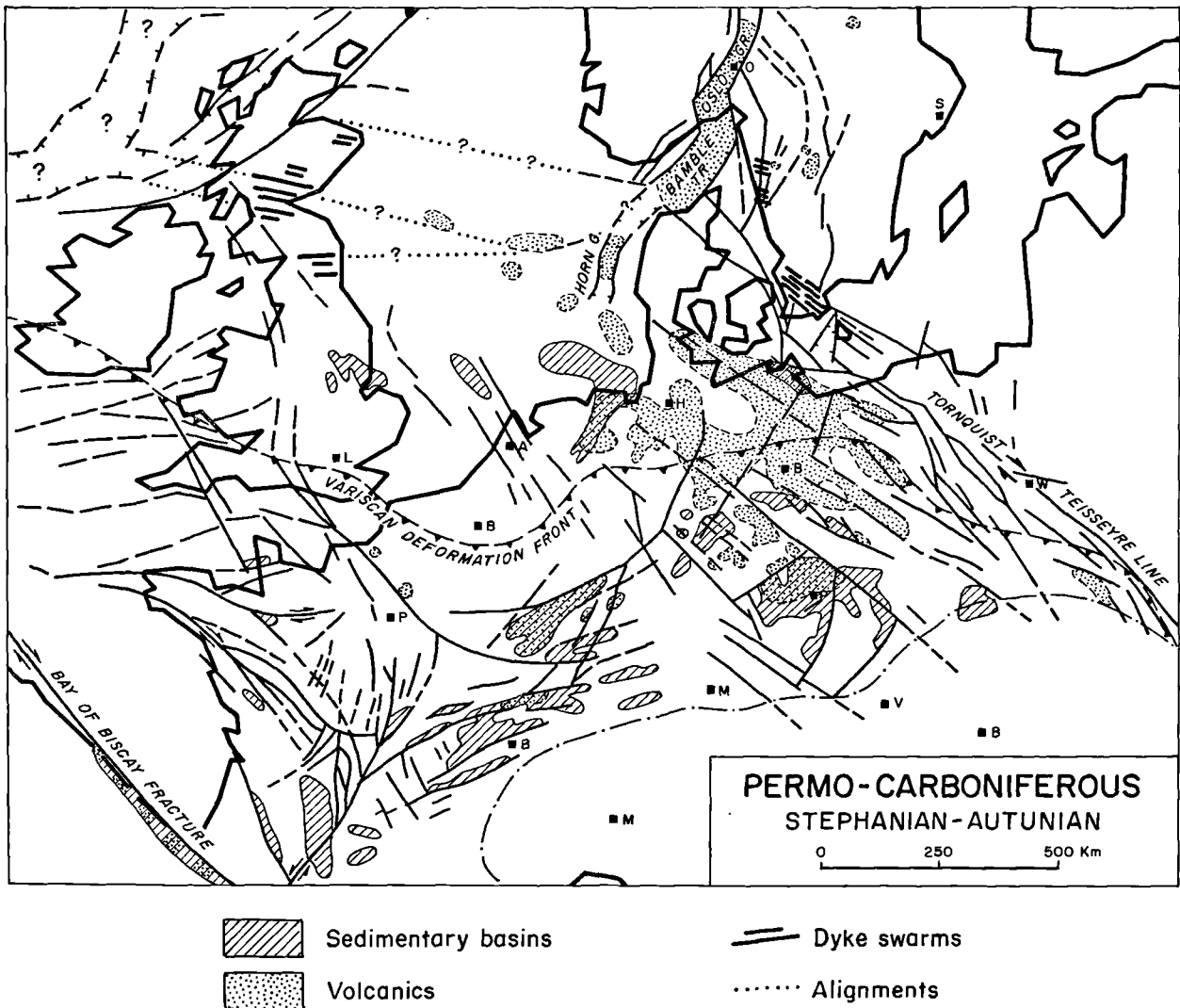


Fig. 1. — Late Variscan faultpattern.

II. — POST-OROGENIC PERMIAN COLLAPSE BASINS

Following the Early Permian consolidation of the Appalachian-Mauretanic and the Uralides the transform faultsystem linking these foldbelts became inactive at the onset of the Saxonian (late Early Permian). At the same time the Permo-Carboniferous volcanism of the Variscides and their foreland became extinct. Main features of the Saxonian and Thuringian development of northwest Europe are the subsidence of two large basins in the Variscan foreland, the post orogenic uplifting and

partial collapse of the Variscan foldbelt, and continued rifting activities in the Arctic-North Atlantic realm.

A tentative isopach map of the Saxonian series (Rotliegend) of northwest Europe is given by figure 2. Contours of equal thickness are only provided in areas with adequate control ; elsewhere approximate thickness values are given.

Within the Variscides a number of intramountain basins are recognised in which sedimentation continued with little interruption from the Autunian into the Saxonian. Their subsidence pattern largely followed

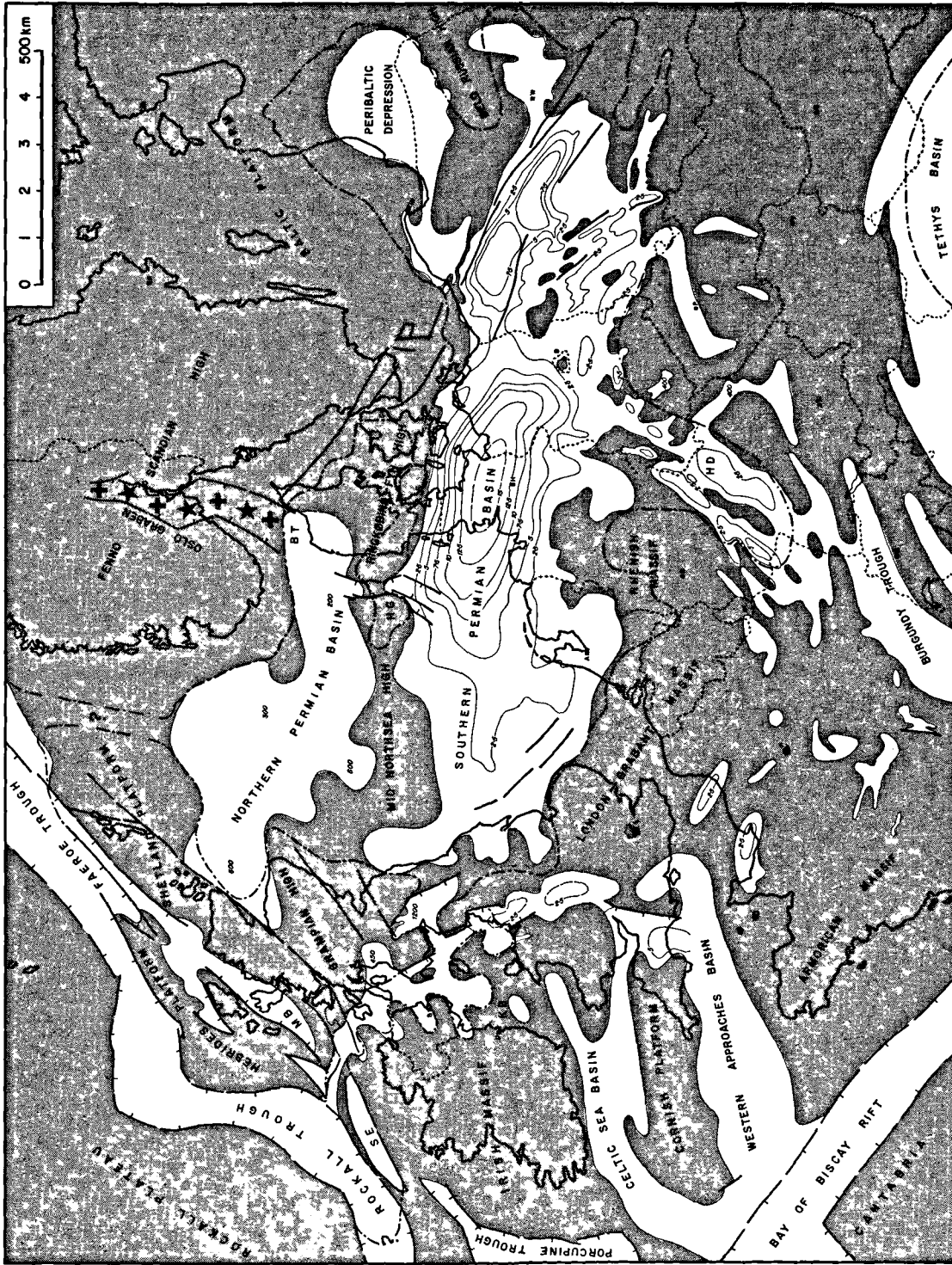


Fig. 2. — Isopach map of Saxonian Series. Dash dot line indicates limit of marine Thuringian Zechstein. (Sources : Katzung, 1972 ; Bojgk and Schoneich, 1974 ; Pokorski, 1976 ; Plein, 1978).

trends established during the Latest Carboniferous. In these basins Saxonian clastics were deposited by ephemeral streams under increasingly arid conditions. A clear distinction between sediments attributed to the Autunian and the Saxonian is often not possible (Falke, 1976). Thus no thicknesses values are given for a number of these basins.

In the Variscan foreland of northwest Europe two large basins started to subside rapidly during the Saxonian; these are referred to as the Northern and Southern Permian Basin. Their sedimentary fill consists of the classical Rotliegend-Zechstein redbeds and halites (Plein, 1978; Lutz *et al.*, 1975; Katzung, 1975; Pokorski and Wagner, 1975).

The geometry and facies patterns of the Southern Permian Basin are well documented by a large number of boreholes and geophysical data. The Saxonian clastics contained in this basin were mainly derived from the rapidly degraded Variscan mountains. The configuration and facies pattern of the Northern Permian Basin are, however, only poorly known due to its burial under Mesozoic and Cainozoic series that often exceed thicknesses of 5 000 m.

It is suspected that, in both the Southern and the Northern Permian Basin, subsidence rates exceeded

sedimentation rates during the Saxonian. In the Southern Permian Basin, main subsidence centres coincide with the area of extensive Autunian volcanism in northern Germany and with the trace of the Tornquist-Teisseyre lineament in Poland. Cooling of a Late Carboniferous - Early Permian thermal dome may explain the subsidence of the North German Rotliegend depot-centre whereas limited crustal extension, related to early opening phases of the Tethys, may have to be invoked to explain the subsidence pattern of the Polish Rotliegend sub-basin. Due to the poor structural definition of the Northern Permian Basin no explanation for its subsidence can be advocated. The Oslo-Bamble-Horn Graben, which forms the eastern margin of the Northern Permian Basin, showed no evidence of differential subsidence during the Saxonian. In the Oslo Graben volcanism and intrusive actively persisted throughout the Saxonian (Ramberg and Spjeldnaes, 1978; Sundvoll, 1978).

There is little hard evidence to support the assumption that the Rockall-Faeroe and the Bay-of-Biscay rifts as well as the Celtic Sea and Western Approaches troughs had started to subside differentially during the Saxonian. Wells drilled on the British and Irish Atlantic seaboard either failed to reach pre-Permian series or penetrated palaeontologically poorly dated

Legend to Isopach maps and Abbreviations.

| | | | | | |
|----|---------------------------|-----|--------------------------|-----|---|
| AB | Altmark Brandenburg Basin | HD | Hessian Depression | PB | Paris Basin |
| BC | Bristol Channel Trough | HF | Haig-Fras Depression | PC | Porcupine Trough |
| BF | Broad Fortheens Basin | HG | Horn Graben | PS | Pompej Swell |
| BS | East Brandenburg Swell | HS | Hunte Swell | PT | Polish Trough |
| BT | Bamble Trough | KB | Kish Bank Basin | PY | Pays-de-Bray Fault |
| BU | Burgundy Basin | KT | Kraichgau Trough | RFH | Ringkøbing-Fyn High |
| CB | Channel Basin | LS | Lower Saxony Basin | SB | Solvay Basin |
| CG | Central Graben | MA | Mendip Axis | SE | Slyne-Erris Trough |
| CN | Central Netherlands Basin | MB | Minch Basins | SH | Subhercynian Basin |
| CS | Celtic Sea Trough | MF | Moray Firth Basin | SM | Silesian-Moravian Gate |
| EA | Eichsfeld-Altmark Swell | MM | Morton-in-the-Marsh Axis | SP | Sole Pit Basin |
| EB | Egersund Basin | MNH | Mid North Sea High | TB | Trier Bay |
| EC | East Carpathian Gate | MW | Market-Weighton Axis | TW | Thuringian-West Brandenburg Depression |
| ET | Emsland Trough | MX | Manx-Furness Basin | UB | Ulster Basin |
| EP | Franconian Platform | ND | North Danish Basin | VB | Vosges-Black Forest Highs |
| GB | Galicja Bank | NL | West Netherland Low | VG | Viking Graben |
| GT | Glückstadt Trough | NN | North Netherlands Swell | WA | Western Approaches Trough |
| HB | Hampshire Basin | NP | Nancy-Primasens Basin | WD | Weser Depression |
| HB | Horda Basin | OG | Oslo Graben | WG | Worcester Graben |
| | | | | WN | West Netherland Basin |



Positive areas



Mapping interval eroded



Volcanics



Intrusives



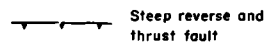
Sea floor spreading axes

700 Thickness in metres

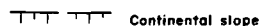
Isopachs in hundreds of metres



Normal fault



Steep reverse and thrust fault



Continental slope

Permo-Triassic redbeds overlaying directly the Variscan unconformity. Seismic data indicate, however, that thick Permo-Carboniferous series occur in the Western Approaches Trough. Moreover the subsequent development of such graben shaped basins as the Minch Basin (Binns *et al.*, 1975 ; Steel and Wilson, 1975), the South West Scottish Permo-Triassic basins (Brookfield, 1978) and the Severn Graben (Smith *et al.*, 1974), is suggestive of their longstanding tensional nature (McLean, 1978). In this, they are comparable to the East Greenland Basin (Vischer, 1943 ; Haller, 1970).

At the transition from the Saxonian to the Thuringian, rifting in the Arctic-North Atlantic (and/or an eustatic sealevel rise) led to the opening of a seaway through the area of the future Norwegian-Greenland sea through which the Zechstein seas transgressed from the Arctic Permian basins into the Northern and Southern Permian Basin of northwest Europe. Whether the Zechstein seas entered these basins through the northern North Sea and/or via the Rockall-Faeroe Graben, the Irish Sea and the Solway-Vale-of-Eden Depression remains an open question (Pattinson *et al.*, 1973).

In both the Southern and Northern Permian Basin, the Zechstein transgression was seemingly very rapid if not even catastrophic as evidenced by the marine reworking of the upper parts of the Rotliegend dune sands in the Southern and Central North Sea (Van Veen, 1975 ; Brennand and Van Veen, 1975) and the regional distribution of the presumably deeper water basal Thuringian Kupferschiefer.

The maximum extent of the marine Zechstein series, given on figure 2 by a heavy dash-dotted line, illustrates the Thuringian overstepping of the Saxonian basin margins, presumably in response to a gradually rising sealevel and continued basin subsidence. Areas of major transgression are the Danish Basin, the Peribaltic Depression and also the Hessian Depression through which the Zechstein seas ingressed deeply into the Variscan foldbelt (Boigk and Schöneich, 1974). The Hessian Depression is probably superimposed on a Late Carboniferous-Early Permian fracture system that transected the Variscan deformation front.

In the Southern and Northern Permian Basin 1 000 to 2 000 m of cyclical Zechstein carbonate and evaporite series were accumulated under shallowing upward conditions. By the end of the Permian sedimentation rates were probably in balance with subsidence rates. During periods of high sealevel stands carbonate and sulphate banks were built up in coastal areas whereas basinal areas were characterized by a "starved" sedimentation ; during temporary low sealevel stands halite series infilled the basins whereby shelf areas were relatively "starved".

Due to the intense Mesozoic and Cainozoic diapirism of the Zechstein salts it is in many areas not possible to interpret their original depositional thickness. Thus the Thuringian subsidence patterns of the Southern and

Northern Permian Basin cannot be reconstructed with any confidence ; yet on a regional scale is suspected that they conformed with the Saxonian subsidence patterns.

The Zechstein seas probably extended southward through part of the Faeroe-Rockall Rift but did not reach the Grand Banks area. In the Bay-of-Biscay Rift and in the troughs extending from it Permian series are represented by redbeds that are largely indistinguishable from the Triassic ones.

Overall the subsidence pattern of the Saxonian-Thuringian basins of Northwestern Europe illustrates the rapid collapse of the Variscan foldbelt. Rifting along the present day Atlantic seaboard presumably played a significant role. Subsidence patterns of the Southern Permian Basin cannot be fully explained by cooling of an Early Permian thermal anomaly and may in part be also due to lateral ductile flow in the Upper Mantle caused by the postorogenic isostatic rebound of the thickened lithosphere of the Variscan foldbelt (Bott, 1964). Subsidence of the Northern Permian Basin remains an enigma. Subsidence of the Horn-Bamble Graben apparently set in during the Thuringian whereas the Oslo Graben remained high. At present there is no concrete evidence that the Viking Graben in the northern North Sea had started to subside during the Thuringian. Yet regional tensional stresses may have mildly reactivated the Tornquist-Teisseyre fracture system leading to the rapid subsidence of the Polish and the Danish subbasins. This may be considered as heralding the onset of the Triassic rift tectonics.

The subsidence of the Saxonian-Thuringian basins of Europe was accompanied by very minor volcanic activity. Traces of Zechstein volcanics have been reported from wells drilled on the eastern parts of the Mid-North Sea-High, which, together with the Ringkøbing-Fyn High, formed a barrier between the Northern and the Southern Permian Basin.

III. — MESOZOIC BREAK-UP OF PANGAEA

The Mesozoic development of northwest Europe was dominated by the progressive break-up of the Pangean megacontinent. Rifting in the Arctic-North Atlantic continued from the Late Paleozoic into the Mesozoic and led by early Mid-Jurassic time to the opening of an oceanic basin between the St. Paul and Azores-fracture zones ; by late Lower Cretaceous time seafloor spreading set in between the Azores and Charlie Gibbs fracture zone. During the Late Cretaceous limited seafloor spreading took place in the Bay-of-Biscay, the Rockall Trough and the Labrador sea. Rifting and wrench movements led during Triassic to Early Cretaceous time to the progressive opening of the Tethys. During this time span the already partially fragmented European craton was subjected to regional tensional stresses which caused the initiation

and subsidence of a complex system of grabens and wrench related basins that formed an integral part of the Atlantic and Tethyan rift system (Ziegler, 1978b).

The Mesozoic tectonic setting of northwest Europe should be visualized as that of a triangular, metastable subplate that was flanked to the northwest and to the south by the active mega-rift system of the North Atlantic and the Tethys and that was limited to the northeast by the Tornquist-Teisseyre fracture system which separated it from the stable Northeast-European craton. Until crustal separation was achieved in the Arctic-North Atlantic and in the Tethys, northwest Europe as a whole was subjected to regional extension stresses. Major tectonic phases affecting the North Atlantic and the Tethys rift systems are also reflected in the stratigraphic record of the Mesozoic basins of northwest Europe (Ziegler, 1978b).

a) Emplacement of Triassic rifts.

The onset of the Triassic was marked in the Northern and Southern Permian Basin of Europe by a regional regression and a return to a continental depositional regime. Both basins continued to subside differentially during the Triassic. However, their tectonic framework became progressively modified by the emplacement of a complex system of grabens and flexure bound troughs. This was paralleled by intensified rifting in the Arctic-North Atlantic domain and in the Tethys.

Figure 3 presents an isopach map of the depositional thickness of Triassic sediments in northwest Europe. Solid contour lines are given for areas where fairly reliable data on the original depositional thickness of the Triassic series are available; stippled contours indicate tentative values only; areas with insufficient or lacking control are left blank.

In the North Sea area Triassic series were severely truncated during the early Mid-Jurassic and in the Celtic Sea-Western Approaches area and along the Atlantic seaboard of Scotland and Ireland during the Early Cretaceous. In these areas lines of equal thickness, where given, should be regarded as approximate.

Triassic series of northwest Europe consist of continental redbeds and subordinate shallow marine carbonates, sulphates and halites. During the Triassic a gradual rise of the global sealevel is observed (Vail *et al.*, 1977); in conjunction with regional subsidence patterns this provided for a progressive overstepping of the Permian basin margins. Overall Triassic sedimentation rates kept up with subsidence rates and eustatic sealevel rises. The available isopachs therefore give a fair impression of the Triassic basin subsidence pattern. However for the Permian salt basins this requires qualification as an intense diapirism of the Rotliegend and Zechstein salts, triggered by the Triassic overburden, provided for sharp local subsidence anomalies. In figure 3 these have been however largely suppressed by choosing rather widely spaced contours and by empirically smoothing them.

From figure 3 it is evident that the Triassic subsidence of the Southern and Northern Permian Basin continued along lines established during the Permian. Yet the superposition of a new graben system is striking.

Paralleling the Tornquist-Teisseyre lineament the Polish sub-basin assumed the geometry of a graben and subsided rapidly; in it Triassic series reach maximum thicknesses of 4 000 m (Pozaryski and Brochwicz-Lewinski, 1978; Czerminskiego and Pajchlowej, 1975). Also the North Danish Basin, paralleling the Fennoscandian Border Zone, started to subside rapidly during the Triassic. Strong Zechstein diapirism provided for additional local subsidence centres; in northern Jutland Triassic series surpass in restricted areas thicknesses of 6 000 m.

In the North Sea the outstanding Triassic structural elements are the Viking and Central Graben as well as the partly fault bounded Horda Basin. In the northern Viking Graben differential subsidence of individual faultblocks is documented by reflection seismic and well data. In the axial parts of the northern Viking Graben Triassic series reach thicknesses of over 3 000 m. Seismic and well data clearly illustrate the somewhat asymmetric but rapid subsidence of the southern parts of the Central Graben and of the Horn Graben. In the deepest parts of the latter, Triassic series exceed a thickness of 4 000 m. In the Central North Sea the reconstruction of Triassic subsidence pattern is severely hampered by the intense diapirism of Zechstein salt and by the profound truncation of Triassic series by the base Mid-Jurassic (Mid-Kimmeridgian) unconformity.

Although the Horn Graben and the Bamble Trough subsided rapidly during the Triassic there is little evidence that the Oslo Graben, in which volcanic activity had ceased during the Thuringian, did so as well. Only in the northernmost parts of the Oslo Graben are remnants of the presumably Triassic Brumunddal sandstone preserved that probably had a more widespread original distribution (Ramberg and Spieldnaes, 1978).

South of the Mid-North Sea-Rinkøbing-Fyn High, the Horn Graben and the Central Graben merge and lose their identity in the West Netherlands Low. In the southern North Sea, the SW-NE striking Sole Pit Basin which is flanked by the Dowsing faultsystem, subsided differentially during the Triassic (Brennan, 1975). In the north German-Netherlands onshore area the north east-south west striking Glückstadt - Emsland Trough came into evidence during the Triassic. In the area of the Glückstadt Graben, diapirism of the Permian salts strongly affected the Triassic subsidence rates. The Emsland Trough, which coincides roughly with a Late Carboniferous low, finds its southward extension, albeit with a slight offset, in the Trier Bay which separates the London-Brabant and the Rhenish massifs.

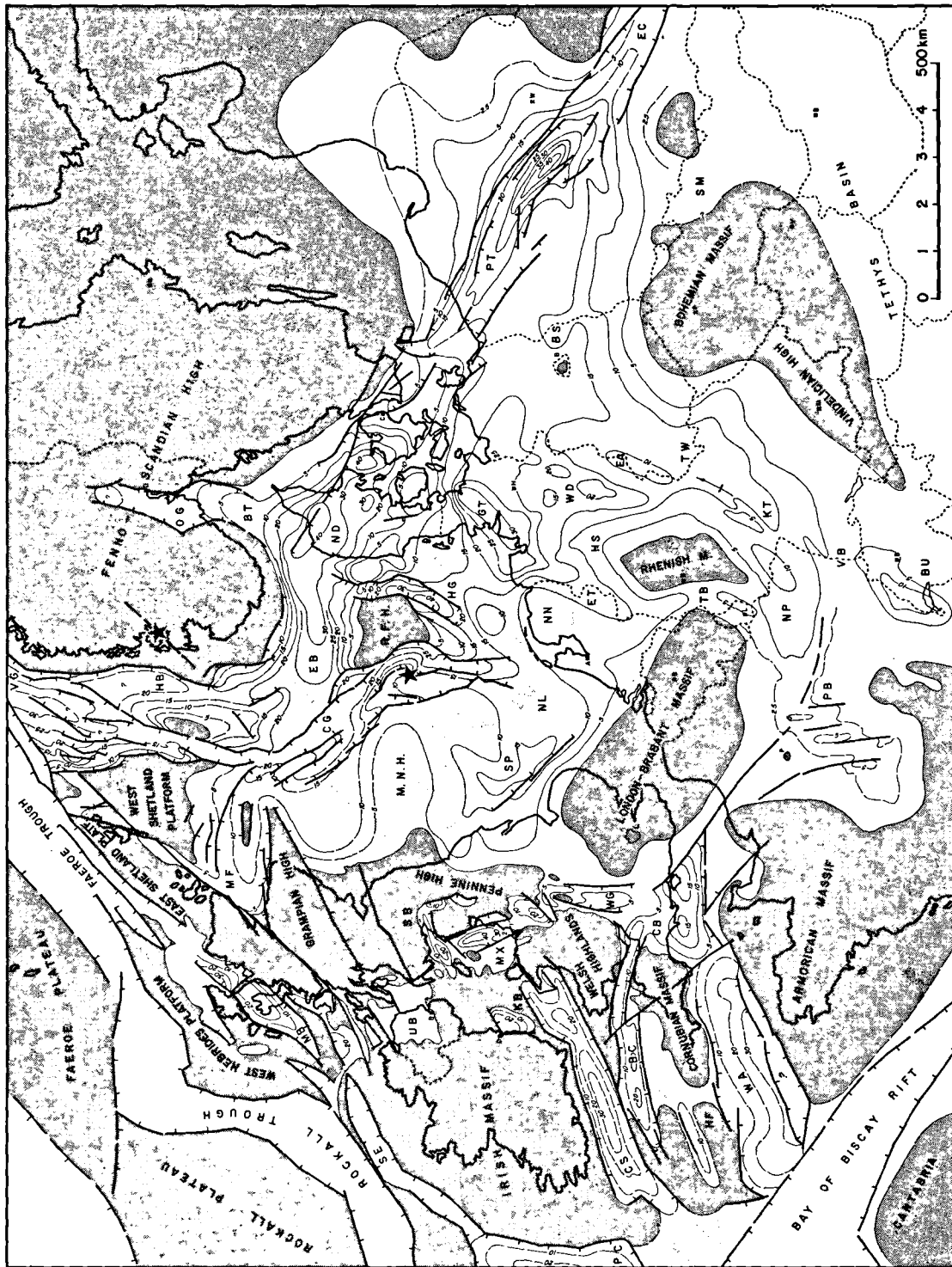


Fig. 3. — Restored Isopach map of Triassic Series.
(Sources: Wurster, 1968; Rusitzka, 1968; Bojg and Schöneich, 1974; Czerminskiego and Pajchłowej, 1975).

The Hessian Depression, which was already clearly evident during the Thuringian, became further accentuated during the Triassic. In northern Germany it is subdivided by the Eichsfeld-Altmark Swell into the Weser depression and the Thuringian-Westbrandenburg Low (Wolburg, 1961; Priemke and Radzinski, 1976; Schulze, 1979). Southward, the Hessian Depression extends into the area of the Kraichgau Trough where it bifurcates into the Nancy-Primasens - Paris Basin (Boigk and Schoneich, 1974; Wurster, 1968) and the Burgundy Trough; the latter finds its extension in the Southern Rhône Basin (Dubois and Umbach, 1974).

The extensive encroachment of Triassic basins onto the Variscan domaine, along lines already established during the Late Carboniferous and Early Permian, clearly illustrates the progressive desintegration of this foldbelt. Triassic basins within the Variscides subsided, however, only moderately whereby their sedimentary fill only locally exceeds thicknesses of 1 000 m. Yet, together with the Polish Graben, these basins provided the avenues through which the Mid-Triassic Muschelkalk seas transgressed from the Tethys northward into the northwest European Permo-Triassic basins.

During the Triassic intensified rifting affected also the Atlantic seaboard of France, Ireland and Scotland. The Bay-of-Biscay Rift started to subside rapidly. This was accompanied by the extrusion of Late Triassic volcanics in the Aquitaine Basin (Stévaux and Winnock, 1974; Boury *et al.*, 1977). In the deepest parts of this basin Triassic series exceed thicknesses of 2 000 m. Branching off from the Bay-of-Biscay Rift the Western Approaches, Haig Frs, Celtic Sea and Bristol Channel grabens and also the Porcupine Trough began to subside rapidly during the Early Triassic. In the Western Approaches and the Celtic Sea grabens over 3 000 m of Triassic sediments accumulated; these grabens are cut off to the east by a system of wrench faults that strikes into the Paris Basin. At the intersection of this wrench fault system with the Western Approaches Graben the Channel Basin subsided rapidly; in it Triassic series reach thicknesses of some 1 500 m.

Branching off to the north from the Channel area a complex set of graben shaped basins subsided during the Triassic. Basins belonging to this system are the Worcester Graben, the Cheshire, the Manx-Furness, the Solway, the Vale-of-Eden and the Ulster basins; to this list may be added the isolated Kish-Bank basin lying offshore from Dublin (Warrington, 1974; Whitaker, 1975; Colter, 1978). In parts of these basins significant thicknesses of Triassic sediments accumulated.

On the Hebrides-West Shetland shelves thick Triassic series were deposited in continuity with Permian series in e.g. the South and North Minch half-grabens and presumably also in the West Hebrides Trough (Binns *et al.*, 1975; Steel and Wilson, 1975; Steel, 1977). Only minor thicknesses of Triassic series

are preserved in the Slyne-Erris Trough located off the north western coast of Ireland. In this context it may be speculated that in the Rockall and the Faeroe Trough thick Triassic series also accumulated; however this hypothesis cannot be supported by any tangible evidence.

The Late Triassic structural configuration of North Western Europe was characterized by a multidirectional pattern of, in part rapidly subsiding, troughs and grabens. Whereas a number of these are clearly related to reactivated Late Carboniferous to Early Permian faults (e.g. Polish Trough, Hessian Depression) others are entirely new features (e.g. Central and Viking Graben).

The Triassic rifts of northwest Europe are essentially avolcanic; the Aquitaine Basin is an exception. Minor Triassic volcanics are reported from the Sunn Hordland area on the west coast of Norway (Faerseth *et al.*, 1976) and from the South Central Graben where it intersects the Mid-North Sea High. Thus it can be argued that the Northwest European Triassic rift system subsided in response to regional crustal extension rather than due to the development of a multitude of local hotspots or mantle plumes. This regional tensional setting may however be related to mantle plume activity in the Arctic North Atlantic and Tethys megarifts whereby large areas around the future plate boundaries were subjected to extensional stresses as long as plate separation was not yet achieved.

b) Jurassic Polarisation of the European Rift System.

During the Jurassic and Cretaceous intensified rifting activities led to the onset of seafloor spreading in the southern parts of the North Atlantic and in the Tethys. This caused a progressive reorientation of the stress pattern affecting northwest Europe and resulted in a polarisation of its rift systems whereby a number of Triassic grabens became inactive. Main rifting phases of the European graben system can be correlated with the opening phases of the North Atlantic and the Tethys (Ziegler, 1975, 1978b).

The term "Kimmerian phases" (Stille, 1924) is used for all major tectonic events that occurred during Early Rhaetian to Earliest Cretaceous time.

The *Early Kimmerian phase* (early Rhaetian) affected large parts of the northwest European rift systems and caused a mild accentuation of the major positive elements from which clastics were shed into the intervening lows. This was followed by a eustatic sealevel rise causing a regional transgression that inundated during the Earliest Jurassic large parts of northwest Europe. In western Europe Liassic series are represented by relatively shallow water shales and minor carbonates with only a minor silt/sand admixture. In Poland Early Jurassic series are developed in a continental to estuarine clastic facies (Dadlez and Kopik, 1975). In eastern Germany, southern Sweden and

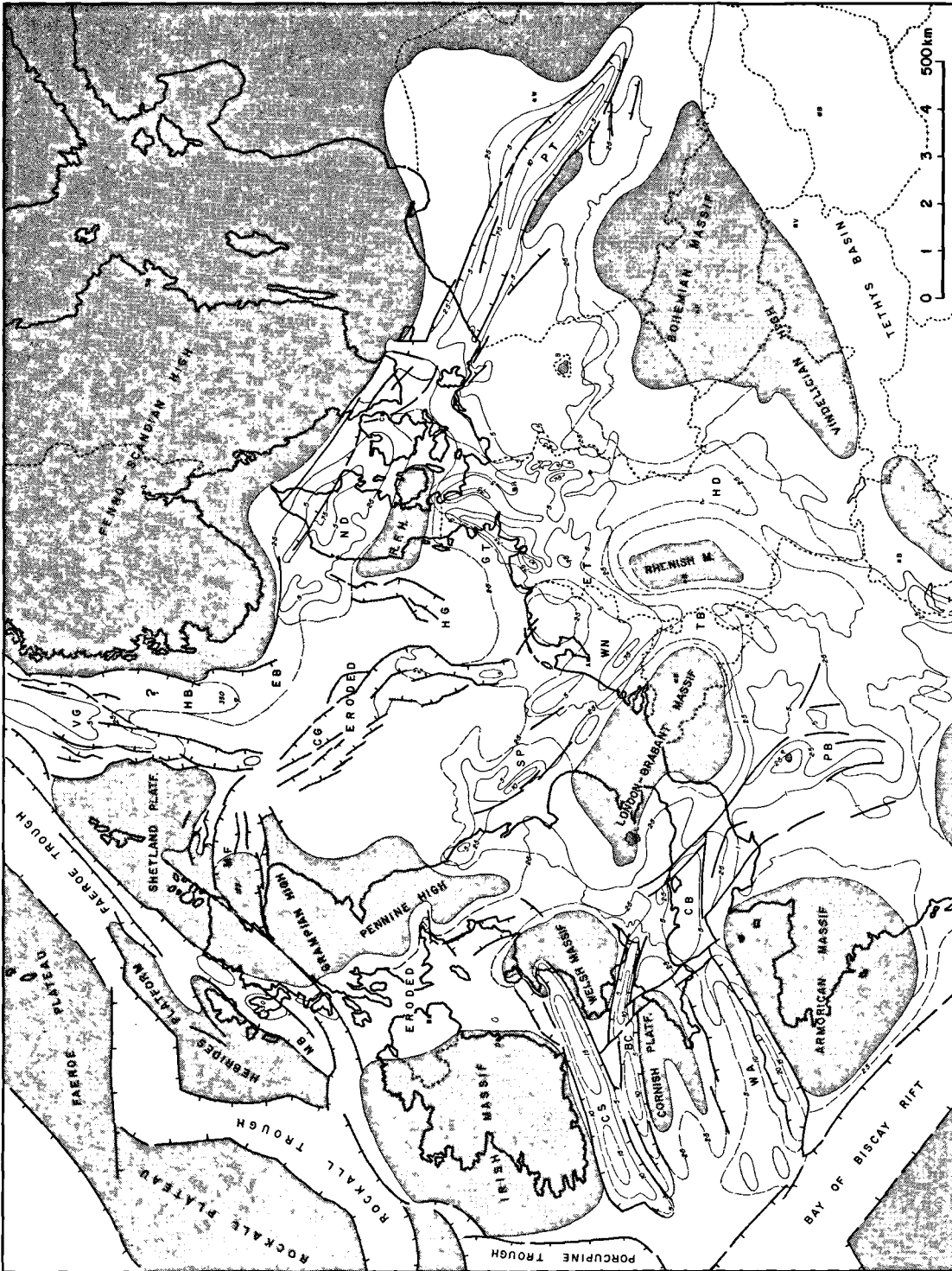


Fig. 4. — Partly restored Isopach map of Liassic Series.
(Sources: Dadlez, 1969 ; Bojk and Schoneich, 1974 ; Kolbel, 1968 ; Czerminski and Pajchlowej, 1975).

northern Denmark these clastics interfinger with marine shales (Bertelsen, 1978; Michelsen, 1978).

Early Jurassic sedimentation rates generally kept more or less up with subsidence rates and eustatic sealevel changes. Thus where fully preserved, the thickness of the Liassic series reflects the subsidence pattern of the respective basins. Figure 4 presents a partly restored isopach map of the Early Jurassic series of northwestern Europe. However the present day occurrence of Early Jurassic sediments hardly reflects their original distribution. In many areas intense Mesozoic and Cainozoic erosion strongly dissected the Liassic basins so that paleogeographic reconstructions encounter considerable uncertainties. Yet circumstantial evidence, such as lithofacies considerations, indicate that much of the North Sea, the Irish Sea, the Rockall-Faeroe, the Minch Basin and also the Celtic Sea - Western Approaches area were once occupied by extensive Early Jurassic sedimentary basins before these were largely destroyed by subsequent events. For these areas the depositional thicknesses of the Liassic series cannot be reconstructed with a significant level of confidence.

The Liassic basins subsided essentially along patterns established during the Triassic. Marine Liassic series reach thicknesses of 1 000 m and more in the Aquitaine Basin, the Western Approaches, Celtic Sea and Bristol Channel Troughs and the Solepit Basin. In the Porcupine Trough continental Liassic redbeds reach thicknesses of 400 to 500 m. In the Polish Trough the estuarine Liassic clastics reach thicknesses of over 1 000 m. In the Central North sea disjointed erosional remnants of marine Liassic series do not permit the reconstruction of its Early Jurassic subsidence pattern. Seismic and well data indicate however that the northern Viking Graben and the North Danish Basin continued to subside differentially during the Liassic. The Trier and the Hessian Depressions remained open seaways between the Tethys and the Northwest European basin whereas the routes through the Moravian and the East Carpathian gates were largely closed off by the influx of clastics. In contrast the new seaway through the Paris and the Channel basins, which extended via the Midlands of southern England to the North Sea, gained progressively in importance.

During the Liassic eustatically rising sea levels account for a moderate overstepping of the Triassic basin edges. Differential subsidence of the major grabens and throughs continued throughout the Liassic without any major tectonic disturbances. No Early Jurassic volcanics are known from northwest Europe.

At the transition from the Early to the Middle Jurassic a major rifting event, referred to as the *Main Mid-Kimmerian Phase*, affected the northwest European graben system. This caused significant paleogeographic changes. In the Central North Sea a large rift dome was uplifted, the crest of which was transected by the Central Graben. At the junc-

tion of the Central Graben, the Viking Graben and the Moray Firth fault system a large volcanic center was initiated. Subsidiary volcanic centres occurred in the southern Viking Graben, the Egersund Basin, the Sunn Hordland area (West Norway) and in Scania. This indicates that the Mid-Kimmerian tectonism also affected the Horda fault system and the Fennoscandian Border Zone. In the area of the North Sea rift dome, Early Jurassic and older sediments were subjected to profound erosion with clastics being shed northward into the continuously subsiding Viking Graben and southward into the Sole Pit Basin as well as into the incipient West Netherlands and Lower Saxony Basin (Hoffmann, 1949). In the Egersund and North Danish Basin, sedimentation resumed, after a short break during the Early Dogger, with the deposition of paralic clastics that grade upward into marine shale (Michelsen, 1978). Rifting in the Polish Trough during the Aalenian, led to the reopening or a seaway between the Tethys and the NW European basin through the East Carpathian Gate (Dadlez and Kopik, 1975). This seaway remained open during the Middle and Late Jurassic. In the Polish Trough marine Dogger series consisting of in part calcareous sands and shales reach thicknesses of up to 500 m (Czerminkiego and Pajchlowej, 1975).

In the Celtic Sea, Bristol Channel and Western Approaches grabens Mid-Jurassic shallow marine shales and minor carbonates were deposited conformably on Liassic series. Bathonian dolerite sills are reported from a well drilled in the southwestern parts of the Celtic sea Basin (Caston *et al.*, 1979). In the Porcupine Trough continental Mid-Jurassic clays and minor sands conformably overlay the Lower Jurassic series. The Bathonian Fuller's Earth in southern England (Hallam and Sellwood, 1968) testifies to the occurrence of a yet unlocated Mid-Jurassic volcanic centre that is probably related to wrench faulting caused by crustal distention in the Western Approaches and Bristol Channel graben. Whether the marine connection between the Cardigan Bay and the Rockall Trough through the Irish Sea area was already interrupted during the Dogger is unknown. The diagenesis of Triassic series in the Morecambe gas field indicates that their overburden was at one time considerably thicker than at present (Colter, 1978).

In the Paris Basin Dogger series are represented by regressive carbonate platforms; these shale out along the trend of the left-lateral Normandy-Senneley fault system. Continued activity along individual faults belonging to this system is documented by Weber (1973).

In Southern England wrench related fold axes that remained active throughout the Jurassic are e.g. the Morton-in-the-Marsh, the Mendip and the Market-Weighton axes (Sellwood and Jenkyns, 1975; Kent, 1978).

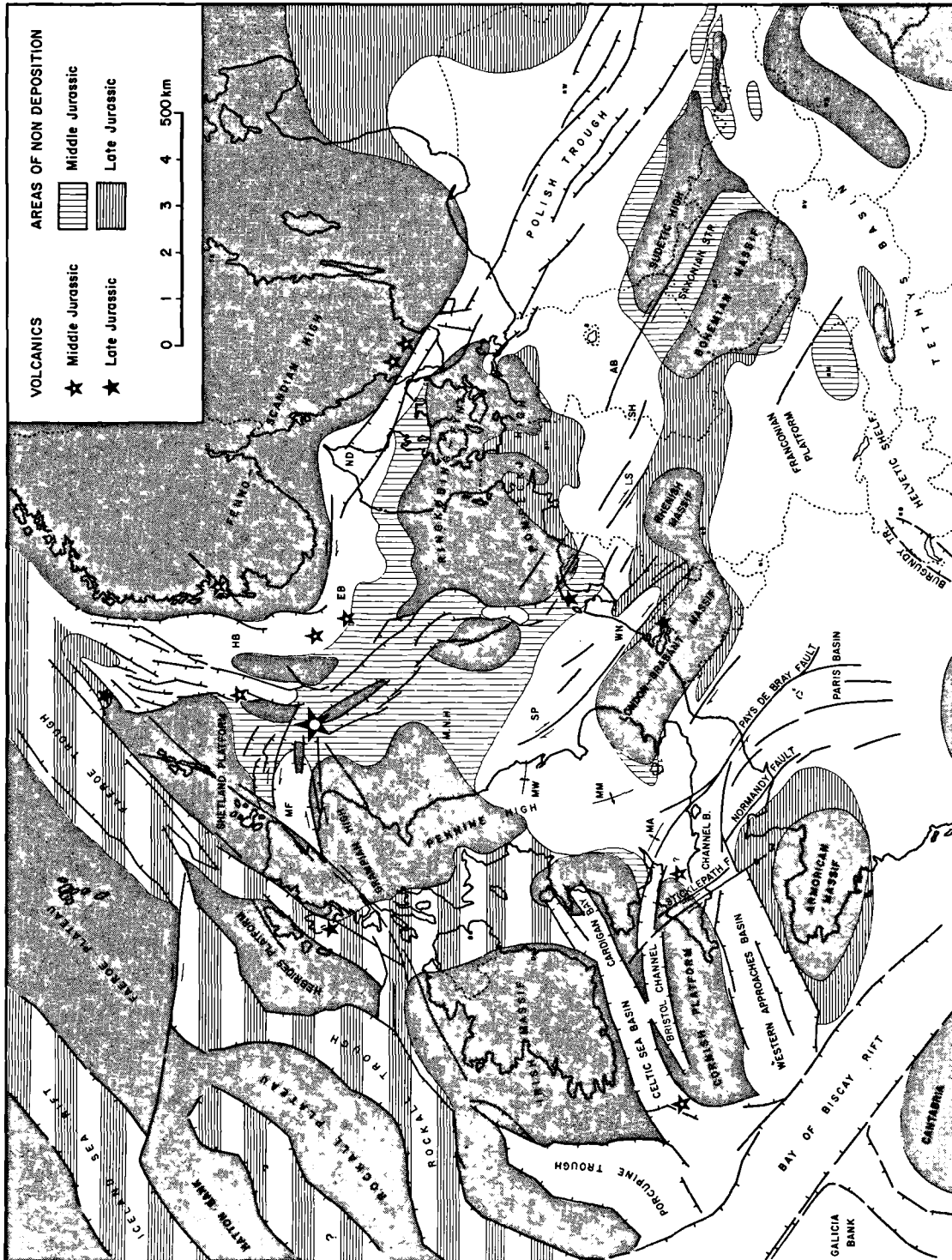


Fig. 5. — Middle and Late Jurassic tectonic framework.

In the Central North Sea, volcanism ceased during the Bathonian. This was followed by the gradual subsidence of the Central North Sea rift dome. Yet crustal distention continued in the North Sea area with several, in part distinct, rifting phases. Particularly in the northern Viking Graben rotational fault blocks, presumably controlled by Ivstic faults, subsided progressively during the late Middle and Late Jurassic (Ziegler, 1978a). While the Viking and the Central Graben developed into the dominant rift in the North Sea area, the Horda-North Danish basin was de-emphasized and the Horngraben became inactive altogether.

Crustal distension in the North Sea rift was taken up at its southern end by a system of NW-SE striking right-lateral wrench faults along which the Sole Pit, the West Netherlands, the Lower Saxony, the Subhercynian and the Altmark-Brandenburg basins, started to subside differentially during the late Middle and Late Jurassic (fig. 5). These basins are the so-called Marginal Troughs ("Randtröge") of Voigt (1962).

Localization of these basins may be related back to the patterns of the Late Carboniferous - Early Permian fault system. Progressive subsidence of these basins is thought to be caused by a right lateral displacement between the Ringkøbing-Fyn-Pompeki Block to the north and the London-Brabant-Rhenish-Bohemian Massif to the south. The Marginal Troughs could therefore be regarded as "tension gash" basins. Deep crustal fracturing led to the emplacement of minor Late Jurassic volcanic centres in the area of the West Netherlands Basin. Parallel with the progressive accentuation of the Marginal Troughs the Glückstadt-Emsland Trough and the long standing.

Hessian Depression became inactive; the area of the latter was uplifted during the Late Jurassic. On the other hand the northwest-southeast striking Saxonian Straight, which transects the Bohemian Massif, was opened during the Late Jurassic.

Similarly to the development of the North Sea rift also the Porcupine Trough, the Celtic Sea, Bristol and Western Approaches grabens continued to subside during the Late Jurassic. Crustal distension in these rifts is reflected by increased tectonic activity along the left lateral wrench fault system of which the Sticklepath, the Normandy and the Pays de Bray faults are major elements.

Overall a polarisation of the northwest European rift systems can be observed during the Late Jurassic. The Viking-Central Graben, the Polish-Danish Trough and the Western-Approaches - Celtic Sea graben system developed into dominant structural elements whereas the northeast-southwest striking Horn Graben, the Glückstadt-Emsland-Trier Trough and the Hessian Depression became inactive. Intensified Late Jurassic regional crustal extension across the Arctic-North Atlantic rift-system was accompanied by a westward movement of

the Anglosaxon (Ireland and UK) - London - Brabant - Rhenish - Bohemian block relative to the Armorican-Central Massif block to the south and the Fennoscandian-Ringkøbing-Fyn-Pompeki block to the north (fig. 5). The resulting tectonic picture can be compared to a tooth that is being pulled out of a jaw. Cracks that start to gape along the sides of the crown, the Anglosaxon block, are represented by the North Sea Rift and the Celtic Sea-Western Approaches graben system. Slip planes developing along the sides of the roots of this "tooth" correspond to the wrench faults paralleling the margins of the London-Brabant-Rhenish-Bohemian block. The gap developing at the base of the root can be visualized as grabens forming part of the Tethys rift system.

The stratigraphic record of the West Shetland area and of the northern-most Viking Graben indicates that the Rockall-Faeroe rift zone was gradually domed up during the Late Jurassic; contemporaneous minor volcanic centres occurred in the area of the Minch Basin (Knox, 1977), along the 62nd parallel in the northern most North Sea and in the area of Andøva (Dalland and Thusu, 1977). From the uplifted Shetland Platform clastics were shed into the Moray Firth Basin, the Central Graben and the Viking Graben, in which subsidence rates considerably exceeded sedimentation rates. This resulted in the development of deep water conditions. In the Viking and Central Graben Late Jurassic series, consisting of organic rich shales and subordinate deeper water fan deposits, display rapid lateral thickness variation.

In the Polish Trough, Late Jurassic shallow water carbonates and marls reach maximum thicknesses of 1 000 m; sedimentation kept balance with subsidence rates (Czerminkiego and Pajchlowej, 1975).

In the Porcupine Trough, Late Jurassic series are represented by continental to transitional clastics and shales and in the Celtic Sea-Western Approaches area by shallow marine shales, minor carbonates and evaporites. Their original distribution and depositional thickness is however difficult to assess due to intense pre-Cretaceous erosion. In the Paris and the Aquitaine Basin, Late Jurassic shallow marine shales and carbonates reach thicknesses of 800 and 1 000 m respectively; in these areas sedimentation rates kept in general balance with subsidence rates and eustatic sea-level changes.

In large parts of onshore and offshore Europe Middle and Late Jurassic series were deeply eroded during the Cretaceous and Tertiary. This renders it virtually impossible to reconstruct their original depositional thickness, and to obtain an impression of the subsidence patterns in the respective areas. Thus no regional isopach map is presented for the Middle and Upper Jurassic series of Northwestern Europe; figure 5 is therefore limited to illustrating the principal paleogeographic changes that occurred during this time-span.

c) Cretaceous rifting phases, seafloor spreading and sealevel changes.

During the Earliest Cretaceous a major rifting pulse referred to as the *Late Kimmerian phase*, affected the entire Northwest European and Arctic-North Atlantic rift-system. This tectonic pulse was accompanied by a significant eustatic sealevel drop that caused a regional regression (Vail *et al.*, 1977; Ziegler, 1978b). The Late Kimmerian phase preceded the Neocomian onset of seafloor spreading between the Azores and Charlie Gibbs fracture zone.

During the Valanginian to Early Aptian time sealevels rose gradually. This trend was however temporarily reversed during the Mid-Aptian. This reversal coincides with the Austrian tectonic pulse that preceded the onset of seafloor spreading in the Bay-of-Biscay and of the counter clockwise rotation of Spain away from the European Craton (Montadert *et al.*, 1977; Charpal *et al.*, 1978). The Austrian pulse with its associated regression finds widespread expression in the basins of northwestern Europe (Kent, 1976). In the Rockall Trough limited seafloor spreading took place during the Albian and Early Late Cretaceous (Laughton, 1975; Roberts, 1975). In the Labrador Sea seafloor spreading is thought to have started during the Middle Senonian (Laughton, 1971, 1972). This coincides roughly with the Subhercynian tectonic phase that is associated with a further, temporary eustatic lowering of the sealevel. Overall global sealevels rose however during the Late Cretaceous and at the end of the Cretaceous reached their absolute maximum of some 200 m or more above the present sealevel (Hays and Pitman, 1973; Vail *et al.*, 1977; Bond, 1976, 1979; Hancock and Kauffman, 1979).

The Early Tertiary Laramide tectonic phase, which resulted in major paleogeographic changes in northwest Europe, preceded the onset of seafloor spreading in the Norwegian-Greenland Sea and between the Rockall-Hatton Bank and Greenland (Laughton, 1975; Roberts, 1975; Bott, 1978; Eldholm and Thiede, 1979). Also, the Laramide tectonic pulse was accompanied by a major eustatic sealevel drop.

Overall it can be observed that the onset of seafloor spreading in the different parts of the North Atlantic was preceded by major rifting phases; these affected the entire Arctic-North Atlantic and Northwest European riftsystem. Major rifting phases appear to correlate to periods of eustatic sealevel drops whereas periods of seafloor spreading correlate to periods of relative tectonic quiescence and a gradual rise of the sealevel. However this empiric relationship needs further substantiation on a global scale. Moreover it should be kept in mind that it is often difficult to distinguish from the sedimentary record of a basin, whether a regression is tectonically induced or whether it is the result of a eustatic lowering of the sealevel. In this context volcanics are of particular importance as unmistakable indicators of tectonic activity.

d) Early Cretaceous subsidence patterns.

Tentative isopachs of the depositional thicknesses of Lower Cretaceous sediments in northwest Europe are given in figure 6. The intra-Berriasian Late Kimmerian regression led to the emergence of large areas and a temporary restriction of sedimentation to the deeper parts of the North Sea Rift, the Horda Basin, the Marginal Troughs, the Porcupine Trough and the Tethys Shelf areas. With the gradual rise of the global sealevel during the Neocomian and Albian basin margins were progressively overstepped. Basin outlines given in figure 6, reflect the Late Albian shorelines.

Early Cretaceous isopach values reflect only in areas of continental, paralic and/or shallow marine deposition the true subsidence pattern of the respective basins. This applies to the Polish Trough, the Marginal Troughs, the Helvetic Shelf and the Paris Basin, the Channel and Hampshire Basins, as well as the Celtic Sea-Western Approaches area (Ziegler, 1978b). In large parts of the North Sea and the Porcupine Trough however Early Cretaceous series consist of deeper marine shales that attain in the Viking Graben thicknesses of up to 1 000 m. These shales infill progressively the rift topography. Although a certain shallowing upward of the sequence can be observed, waterdepths at the end of the Lower Cretaceous were still considerable. Therefore isopachs of the Lower Cretaceous series cannot be construed to reflect the true subsidence pattern of the North Sea Rift and the Porcupine Trough.

In areas bordering the Rockall-Faeroe - and the Bay-of-Biscay rifts there are as yet insufficient data available to construct regional isopachs for the Early Cretaceous series.

The tectonic framework of North Western Europe underwent relatively little change during the Early Cretaceous. Basin development continued essentially along lines already established during the Late Jurassic. During the Early Cretaceous, the Bay-of-Biscay and the Rockall-Faeroe Graben were the principle rifting axes. This was accompanied by continued crustal extension across the North Sea Rift and the Celtic Sea-Western Approaches graben system. Correspondingly a sharp accentuation of the Marginal Troughs, the Channel and the Hampshire Basins, can be observed. At the same time, the London-Brabant-Rhenish-Bohemian Massif became upwarped and the Saxonian Strait was closed again, presumably in response to wrench tectonics. The Polish Trough subsided only mildly through Early Cretaceous time (Marek and Raczynska, 1972).

Also, in the Arctic-North Atlantic rift zone the Late Kimmerian pulse is strongly expressed. In Eastern Greenland, crustal distension led to the rapid subsidence of rotational faultblocks and the deposition of deep water clastics (Surlyk, 1975). Similar fault tectonics are evident on seismic data from the Western Barents Sea (Øvrebø and Talleraas, 1977) and from

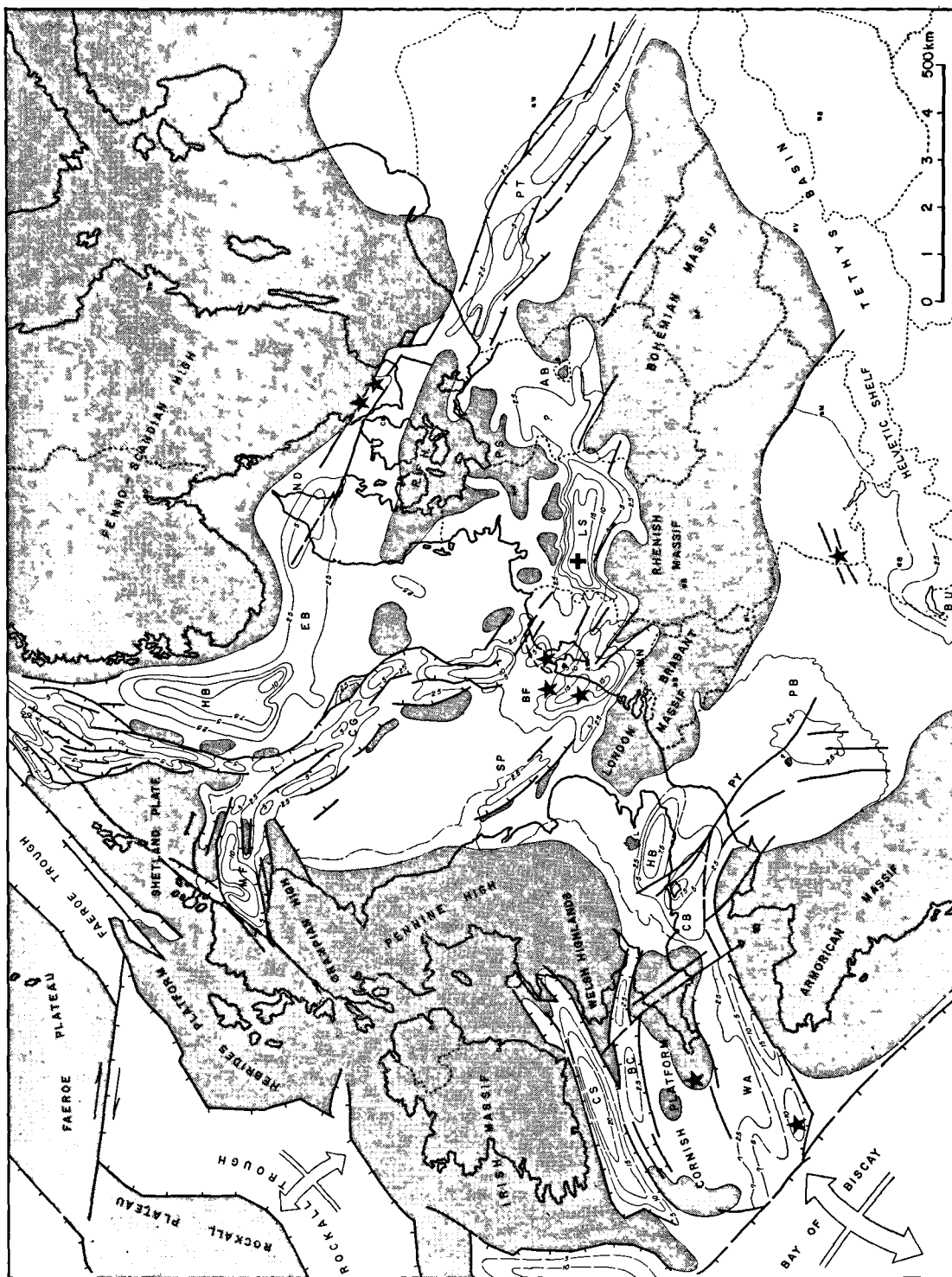


Fig. 6. — Isopach map of Lower Cretaceous Series.
(Sources : Sylvestre and Raczyńska, 1973 ; Schott, 1967 ; Diener, 1967).

the West Norway Shelf (Rønnevik, 1977). The West Shetland platform remained updomed during the Early Cretaceous; this was accompanied by block-faulting and the possible subarerial truncation of Jurassic and older sediments (Cashion, 1975). Early Cretaceous series are generally thin and consist of marine sands and minor shales and carbonates. An unconformity at the base of the Aptian-Albian Greensand corresponds to the Austrian tectonic phase. From the uplifted and eastward tilted Shetland Platform also Early Cretaceous sands were shed into the continuously subsiding Moray Firth Rift. Contemporaneous minor wrench movements occurred along the Great Glen fault; these were probably induced by crustal stretching across the Moray Firth Graben system.

In the North Sea, the Late Kimmerian pulse gave rise to a regional unconformity that is in part of a submarine nature (Johnson, 1975; Ziegler, 1978b). Rapid crustal distension led in the Viking Graben of the subsidence of rotational faultblocks, presumably along lystric faults. The resulting seafloor relief was in the order of 1 000 to 2 000 m; highs were swept clean by contour currents whereas pelagic shales began to infill the intervening lows. This interpretation is supported by the smooth topography of the high relief buried hills in the Northern Viking Graben, the dipslopes of which are composed of Jurassic shales and high porosity sands; furthermore the encasing Cretaceous shales lack significant sand developments (Ziegler, 1979b). In the Central North Sea, Early Cretaceous rift tectonics are less obvious due to the overprinting effects of the intense diapirism by Zechstein salt. The Austrian tectonic pulse finds little expression within the North Sea Graben system, which continued to subside differentially during the Aptian and Albian. However the higher parts of its rift shoulders were temporarily exposed during the Aptian and shed minor amounts of clastics into the grabens.

Along the Fennoscandian Border Zone Early Cretaceous tectonic activity is illustrated by the shedding of clastics into the North Danish Basin (Michelsen, 1978; Sorgenfrei and Buch, 1964) and the occurrence of Aptian volcanics in Scania (Prinzlau and Larsen, 1972; Zlingspor, 1976).

Continued crustal extension across the North Sea Rift was paralleled by the rapid subsidence of the Marginal Troughs in which Early Cretaceous series are developed in the clastic "Weald" facies; these paralic series grade laterally and upward into shallow marine shales. The Austrian pulse is reflected by a regressive-transgressive clastic intercalation (Schott, 1967; Heybroek, 1974; Kemper and Zimmerle, 1978). Deep crustal fracturing in the area of the West Netherlands and the Broad Forteens Basin during the Aptian was accompanied by the emplacement of several minor volcanic centres. The Zuidwal volcano in the Dutch Waddensea is stratigraphically dated as Late Jurassic to Early Cretaceous (Cottençon *et al.*, 1975). In the Lower Saxony Basin the Austrian tectonism led to the

intrusion of the Bramscher Massif Laccolith (Stadler and Teichmüller, 1971). Furthermore Aptian tuffs have been reported from the area of Hannover (Gaida *et al.*, 1979).

In areas bordering the Bay-of-Biscay, the Late Kimmerian rifting pulse is strongly expressed as well. In the rapidly subsiding Ardour and Parentis Subbasins of the Aquitaine Rift up to 5 000 and 4 000 m respectively Lower Cretaceous clastic shales and carbonates accumulated (Winnock, 1974).

In the Porcupine Trough, Early Cretaceous series are represented by marine shales containing sand intercalations. Large parts of the Western Approaches - Celtic Sea area and, for that matter, also of the Irish Sea area, were uplifted and exposed during the Early Cretaceous. This caused widespread truncation of the Jurassic series. After an initial hiatus the Celtic Sea, Bristol Channel and Western Approaches troughs continued to subside differentially.

Early Cretaceous paralic clastics attain thicknesses of up to 2 000 m in the Celtic Sea Trough and 1 500 m in the Western Approaches Graben. Crustal distension during the Neocomian was locally accompanied by volcanic activity. Sills of Valanginian age were encountered in one of the boreholes in the Western Approaches; moreover the Wolf Rock volcanics on the Cornish Platform are dated as Valanginian and Aptian (Harrisson *et al.*, 1977). The Early Aptian onset of seafloor spreading in the Bay-of-Biscay (Montadert *et al.*, 1977) is reflected in the Celtic Sea-Western Approaches area by a distinct phase of block faulting and wrench induced inversion tectonics. Regional uplifting and profound truncation of Early Cretaceous and older series preceded the transgression of the Aptian-Albian Greensand. Along the Celtic Sea shelf edge and continental slope reflection seismic data show that during the Early Cretaceous large rotational fault blocks, controlled by lystric faults, subsided rapidly in response to crustal stretching. These are buried in Aptian and younger series that were deposited during the thermal cooling phase which followed the onset of seafloor spreading in the Bay-of-Biscay (Charpal *et al.*, 1978).

In the Channel and Hampshire Basin, Early Cretaceous paralic "Weald" clastics and shales reach thicknesses of up to 850 m (Rawson *et al.*, 1977?). Pre-Aptian Greensand warping induced by wrench faulting is evident in the Channel area. Aptian tuffs encountered in southern England may be derived from the Wolf Rock volcano (Jeans *et al.*, 1977).

In the Paris Basin the base of the Early Cretaceous series is marked by a regional hiatus. Neocomian deltaic clastics grade southeastward into the shallow marine carbonates and shales of the Helvetic shelf (Gwinner, 1971; Pomerol, 1974). The regressive-transgressive Aptian and Albian Greensands are basin-wide developed. Lower Cretaceous facies patterns indicate that the area of the present day Upper Rhine

Graben rift dome was at least partly covered by Lower Cretaceous series.

Isopachs reflect continued activity along the Pays-de-Bray-Senneley-St.-Martin-de-Bossenay fault system. The intrusion of NW/SE oriented Apto-Albian dykes in the Vosges and Black Forest (Baranyi *et al.*, 1976) was probably induced by wrench tectonics related to the upwarping of the Brabant-Rhenish-Bohemian Massif.

From the above emerges clearly that the Late Kimmerian and Austrian phase strongly affected northwest Europe with synchronous tectonic events documented in most of its basins.

IV. — LATE CRETACEOUS - EARLY TERTIARY RIFTING PHASES AND ONSET OF ALPINE PLATE COLLISION

During the earlier parts of the Late Cretaceous, northwest Europe was tectonically rather quiescent. Seafloor spreading took place in the Bay-of-Biscay and, on a more limited scale, in the Rockall Trough. By late Late Cretaceous time, main rifting activities in the Arctic-North Atlantic were concentrated in the Labrador Sea-Baffin Bay in the Proto-Iceland Sea (Laughton, 1975; Roberts, 1975; Kristoffersen, 1977). Correspondingly rifting activities in northwestern Europe decreased substantially. This was accompanied by the onset of regional subsidence of the North Sea Rift and the Polish Trough. Subsidence of these basins was probably induced by lithospheric cooling process as well as by sedimentary loading of the crust, whereby rising global sealevels played a significant role. The last tensional event affecting the North Sea area and the Atlantic shelves of Scotland and Ireland is the intra-Paleocene *Laramide rifting phase* that preceded the onset of seafloor spreading in areas north of the Charlie Gibbs fracture zone (Kristoffersen, 1977; Eldholm and Thiede, 1979).

Already during the late Early Cretaceous the first signs of plate convergence in the western Tethys can be observed (Biju-Duval *et al.*, 1977; Laubscher and Bernoulli, 1977). During the Late Cretaceous these movements progressed to the point of fullscale plate collision between the Eurasian and the African cratons and the onset of the Alpine orogeny. Resultant compressional stresses were in part transmitted through the crust and led, in northwest Europe, during Late Cretaceous and Tertiary time, to the inversion of Mesozoic grabens and basins located at distances of up to 1 000 km to the north of the present Alpine deformation front.

Thus rifting phases which preceded to onset of seafloor spreading in the Arctic-North Atlantic are coeval with the early phases of the Alpine orogeny (Ziegler, 1975, 1978b). This is particularly evident in the case of the Laramide tectonic phase which is

expressed in the Arctic-North Atlantic borderlands as the last major rifting pulse and which corresponds in the Marginal Troughs and the Polish Trough to a major folding phase causing the development of a structural relief of considerable dimensions.

This illustrates that the megatectonic setting of northwest Europe underwent a major reorganisation during the Late Cretaceous and Early Tertiary; correspondingly a significant diversification in its Late Mesozoic basin development can be observed.

a) Facies and distribution of Late Cretaceous series.

At the onset of the Late Cretaceous sedimentation in large parts of northwest Europe switched over from a clastic to a carbonate regime. Progressive overstepping of the Early Cretaceous basin margins in response to rising global sealevels strongly reduced the surface of emergent areas. This caused a drastic reduction of the clastic influx into the Late Cretaceous basins of northwest Europe in which clear water conditions prevailed; this gave rise to the deposition of the Chalk series.

The bulk of the European Chalk is composed of coccoliths and their fragments (Hancock and Scholle, 1975). Chalks were apparently deposited in a wide range of waterdepths; however, particularly for deeper water Chalks, paleo-waterdepth determinations on the basis of micro-faunas are hardly feasible. In the northern Viking Graben and on the Atlantic shelves of the Shetland and Hebrides Islands are Late Cretaceous series developed in a shaly and marly facies.

Isopachs given in figure 7, correspond to the present day thickness of the Late Cretaceous and Danian sediments. Over large parts of Europe these series were severely truncated and in some areas even totally removed during the Cainozoic. For these areas, it is difficult if not impossible to reconstruct the Late Cretaceous subsidence pattern.

In areas underlain by the Permian salt basins, contours were smoothed to discount for halokinetically induced effects. Furthermore for some areas such as the DDR and the northernmost parts of the BRD only scanty data are available on the thickness of Late Cretaceous series.

b) Late Cretaceous subsidence pattern of the North Sea area.

Late Cretaceous series reach maximum thicknesses of 2 000 m in the Viking and the Central Graben, thin down to less than 250 m on the graben flanks and expand to some 1 000 m in the Horda and Egersund Basin. The margin of the North Sea Basin toward the Fennoscandian Shield is erosional.

Chalks and marls progressively infilled the seafloor topography of the Viking and Central Graben and overlapped against highs and the graben flanks.

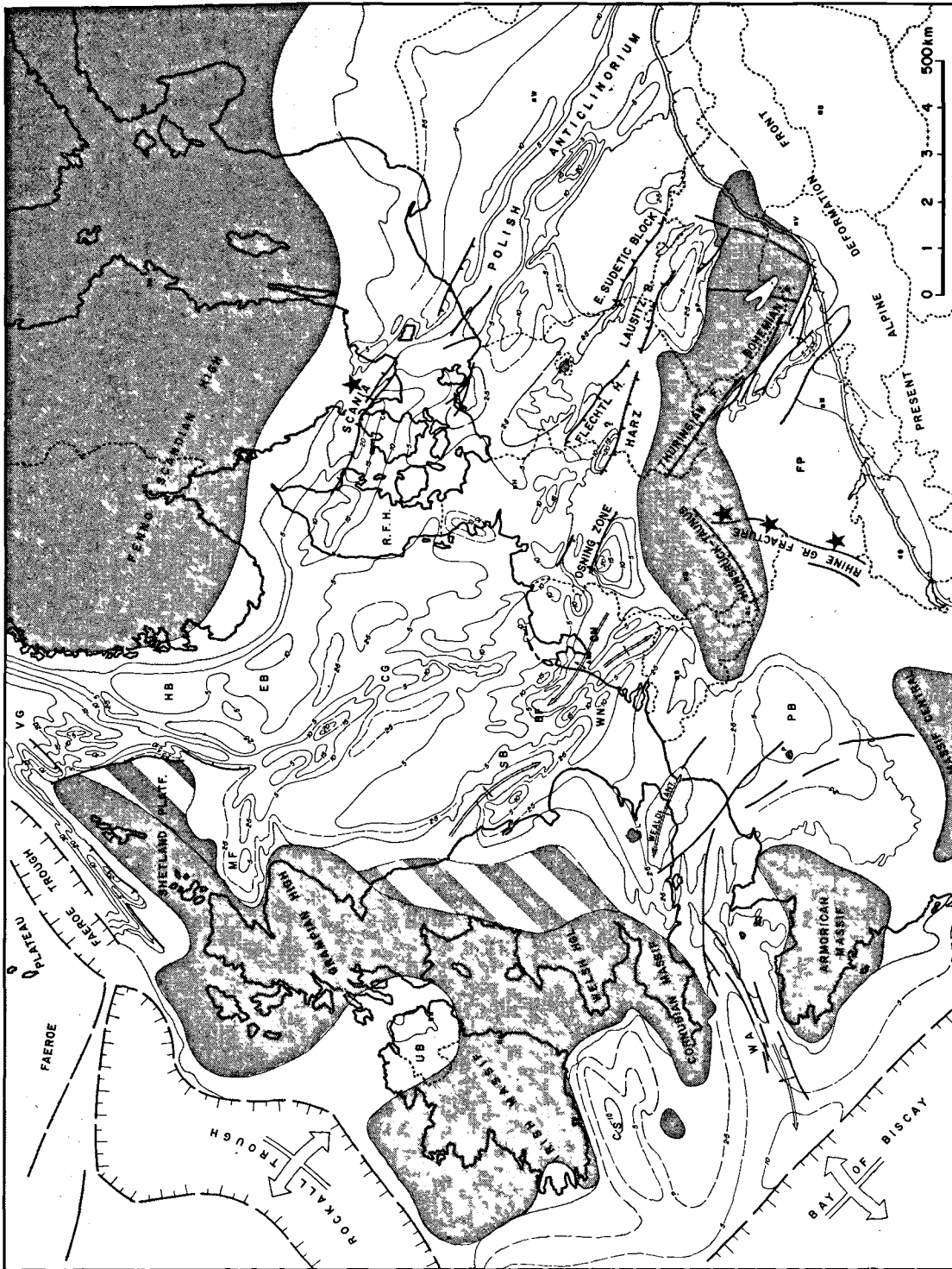


Fig. 7. — Isopach map of Late Cretaceous Series. (Sources: Arnold, 1964; Richter-Bernburg and Schott, 1959; Wienholz, 1967; Cieslinski, 1976; Hancock and Scholle, 1975; Heybroek, 1974).

Many of the faults that control the Early Cretaceous graben relief die-out within the Cretaceous series; only a few master faults show continued displacement growth during the Late Cretaceous (Ziegler, 1978a).

It is suspected that, in the Central and Viking Graben, sedimentation rates exceeded somewhat subsidence rates during the Late Cretaceous. Despite generally rising sealevels, water-depth probably decreased gradually, at least until Maastrichtian time. However real shallow water conditions were never established within the North Sea Graben system (Watts *et al.*, 1979).

In areas outside these grabens sedimentation rates apparently kept more or less in pace with subsidence rates and rising sealevels. However, the lack of reliable micropaleontologic waterdepth indicators renders it difficult to reconstruct the Late Cretaceous seafloor topography.

Infilling of the North Sea Rift with thick Late Cretaceous series probably had a loading effect on the lithosphere causing regional downwarping (Beaumont and Sweeney, 1978). Whereas crustal stretching played only a minor role during the Late Cretaceous, lithospheric cooling may also have contributed substantially to the onset of regional subsidence in the North Sea area (McKenzie, 1978).

The Laramide rifting phase caused a last accentuation of the North Sea graben system whereby only major faults along the graben margins were reactivated.

c) Late Cretaceous development of the Atlantic Shelf areas.

On the West Shetland shelf Late Cretaceous series form an outbuilding wedge of up to 3 000 m. thick marls containing minor sand and carbonate; these infill an Early Cretaceous block faulted relief (Cashion, 1975).

Faults controlling this relief show a tendency to die out within the Late Cretaceous series. Lithospheric cooling and loading processes may have governed the Late Cretaceous subsidence of these shelf areas.

In the Rockall Trough limited seafloor spreading took place during the early Late Cretaceous (Roberts, 1975); this was accompanied by the development of the Rosmary Bank, Anton Dohrn and Hebrides Terrace seamounts. The shelves flanking the Rockall Trough were probably domed up during the early parts of the Late Cretaceous and received only limited amounts of sediments.

Unlike the situation in the North Sea Graben, the Late Cretaceous Chalk series thicken only moderately into the Western Approaches, Celtic Sea and Bristol Channel troughs. This may be due to the fact that in these grabens relatively shallow water conditions already prevailed at the onset of the Late Cretaceous; hence only limited differential sedimentary loading could take place. Furthermore, these grabens had become inac-

tive with the onset of seafloor spreading in the Bay-of-Biscay. Isopachs of the Late Cretaceous series moreover reflect a gentle oceanward tilt of the entire shelf. Maximum recorded Chalk thicknesses are in the order of 1 000 m.

d) Late Cretaceous - Early Tertiary Inversion basins.

During the Late Cretaceous rising sealevels led to the progressive inundation of the Ringkøbing-Fyn and the London-Brabant High as well as of the Bohemian, Armorican and Central Massif. The Polish-Danish Trough and the Marginal Troughs continued to subside during the earlier parts of the Late Cretaceous whereby isopach patterns indicate regional downwarping rather than sharp differential subsidence. These troughs, as well as the southernmost part of the North Sea Central Graben became inverted to various degrees during the intra-Senonian Subhercynian phase. Main inversion, however, took place during the Late Paleocene Laramide phase (Voigt, 1962; Heybroek, 1974, 1975; Pozaryski and Brochwicz-Lewinski, 1978). In the process of inversion, these previously tensional basins became deformed by compressional and wrench movements whereby their sedimentary fill was folded, uplifted and subjected to erosion. Particularly during the initial phase of inversion, Chalk eroded from the uplifted basin axis was redeposited in adjacent continuously subsiding areas (Arnold, 1964).

Concomitant with the inversion of the Marginal Troughs, the Rhenish-Bohemian Massif was dissected and in part uplifted along a set of wrench and steep reverse faults (Malkovsiky, 1976; Ziegler, 1978b), whereby reactivation of faults emplaced during the Stephanian and Autunian probably played a significant role. The subcrop pattern of the Mesozoic series against the Base-Tertiary unconformity clearly indicates that the area of the Molasse basin, the Francoconian Platform and probably also the Upper Rhine Graben area were also affected by inversion movements (Schröder, 1968, 1975; Büchi and Schlanke, 1977; Lemke, 1978). In this context, the writer considers it likely that the area of the Late Tertiary Upper Rhine-Valley rift dome and much of the Francoconian Platform were originally covered by Late Cretaceous series. This hypothesis finds support in the facies development of the Late Cretaceous series in the Paris Basin and on the Helvetic Shelf as well as by the frequent occurrence of reworked Late Cretaceous foraminifera in the basal Tertiary series of the Upper Rhine Graben (Fischer, 1965).

The intrusion of Late Cretaceous and Early Tertiary dykes in the area of the Rhine Graben (Horn *et al.*, 1973; Lippolt *et al.*, 1974; Baranyi *et al.*, 1976) was probably related to wrench faulting accompanying the deformation of the Variscan massifs and the inversion of the Marginal Troughs. Senonian dyke intrusions are moreover reported from Scania (Southern Sweden) where the Precambrian basement is involved

in major Late Cretaceous and Early Tertiary upthrusts (Prinzlau and Larsen, 1972; Klingspor, 1976). The sources of the tuffaceous layers reported from the Chalk of northern Germany (Gaida *et al.*, 1978) and Poland (Rutkowski, 1976) is still unknown.

The intensity of inversion deformation generally decreases with increasing distance from the Alpine thrust front. This is particularly evident in the case of the Polish-Danish Trough (Pozaryski and Brochwicz-Lewinski, 1978), and the southern parts of the North Sea Central Graben (Heybroeck, 1975). The northernmost inversion structures in Denmark and in the Central North Sea are located some 1 000 km to the north of the present day Alpine deformation front.

An analogue to the Late Cretaceous-Early Tertiary compressional deformation of the Alpine foreland can be seen in the Rocky Mountains of Colorado, Wyoming and Utah (USA), where in the Cordilleran foreland major basement blocks were uplifted along steep reverse faults during the Laramide orogeny (Hamilton, 1978). The easternmost of these structures are located 600 km to the east of the Cordilleran thrust front. Reflection seismic data show that these basement uplifts were upthrust along faults that can be followed to depths of about 34 km (Smithson *et al.*, 1978). This indicates that during the deformation of the Cordilleran foreland a decoupling occurred between the continental crust and the upper mantle (Bally, 1979). A similar mechanism could be envisaged for the Late Cretaceous-Early Tertiary deformation of the Alpine foreland in which the Variscan massifs were tilted up and major sedimentary troughs, acting like shearpins, were squeezed out and thus took up much of the compressive stresses that were exerted on the fractured European craton during the Alpine plate collision. Hence basins located at greater distances from the Alpine front (e.g. Viking Graben) were shielded from deformation.

Truncation of the Late Cretaceous series in the Channel and the Western Approaches-Celtic Sea area is mainly the result of mid-Miocene inversion tectonics. Cainozoic updoming of the Upper Rhine Graben area, the Massif Central and the Armorica Massif caused a further dissection of the formerly extensive Chalk cover of northwest Europe.

V. — OPENING OF THE ARTIC - NORTH ATLANTIC, ALPINE OROGENY AND CAINOZOIC BASINS DEVELOPMENT

The distribution and thickness of the Cainozoic series in northwest Europe are summarized in figure 8. In view of its tectonic implications a clear distinction is made between the Paleo-Eocene Thulean volcanics of Ireland and Scotland and the Central European, predominantly Late Tertiary and Quaternary volcanism. The Cainozoic basins of northwest Europe developed in response to several different geotectonic processes.

The Cainozoic subsidence of the North Sea Basin, the Porcupine Trough and the Atlantic Shelf areas was strongly influenced by the Paleogene onset of seafloor spreading north of the Charlie Gibbs fracture-zone (Kristoffersen, 1977; Eldholm and Thiede, 1979). With this, the Mesozoic rifts underlying these areas became inactive; the Cainozoic development of these basins was characterized by regional subsidence that is in part still continuing.

The foredeep basins of the Alps and Carpathians subsided strongly during the Tertiary in response to loading and flexuring of the crust by the advancing nappes. During the Late-Alpine orogenic phases these basins were in part overridden by nappes and in part scooped out by thrust sheets. By Late Tertiary time, these foredeeps ceased to subside and are now being uplifted and eroded as a consequence of the regional post-orogenic isostatic rebound of the Alpine foldbelt. Coeval with the Late Alpine orogenic phase Mesozoic basins in northwestern foreland of the Alps became inverted.

The Rhine-Bresse rift system, the Eger Graben and also the Vienna and the Pannonian basins form part of the late orogenic collapse system which characterizes the Neogene and Quaternary development of the Alpine foldbelt and its foreland.

a) Thulean volcanism and Cainozoic development of the Atlantic Shelves.

During the Laramide rifting phase the Rockall-Faeroe Rift was once more reactivated. Although there is no evidence that further seafloor spreading took place in the Rockall Trough (Roberts, 1975) the Rockall-Faeroe Plateau and also the West Irish-Scottish shelves, were updomed. This was accompanied by the intense, essentially basaltic, Thulean volcanism. At the same time numerous sills and small laccoliths were emplaced in the sedimentary fill of the Faeroe Trough and to a lesser degree also of the Porcupine Trough.

The Scottish-Irish Thulean volcanic province is characterized, apart from major intrusive centres and plateau basalt flows by an extensive dyke system that extends to the shores of the North Sea (Stewart, 1965; Walter, 1975). These dykes, which transect pre-existing structural elements, were emplaced along tensional fractures (Vann, 1978). The orientation of this dyke system however, indicates that its controlling fractures were probably emplaced already during the Mesozoic as shear fractures which developed as a consequence of differential crustal extension in the various segments of the Rockall-Faeroe trough (see also Russel, 1972). Early Tertiary thermal updoming of the area presumably resulted in tensional deformation of this fracture system and the intrusion of the Thulean dyke swarms.

With the Eocene onset of seafloor spreading in the Iceland and the Norwegian-Greenland Sea the



Fig 8. — Isopach map of Cenozoic Series.
(Sources : Schatzki, 1962 ; Znosko, 1968 ; Doebel and Olbrecht, 1974 ; Pomerol, 1978 ; Ziegler and Louwerens, 1979).

Thulean volcanism ceased and the Atlantic shelves of Scotland and Ireland together with the Rockall-Faeroe plateau started to subside in response to lithospheric cooling. Eustatic sealevel changes and the availability of detrital material controlled the gradual development of outbuilding clastic wedges on the Atlantic shelves of Scotland and Ireland. Whereas up to 2 000 m thick Cainozoic sediments prograde from the West Shetland Shelf into the Faeroe Trough, only little sediments accumulated on the shelves facing the Rockall Trough. In contrast to the West Shetland shelf, the Hebrides and the northwest Irish shelves are characterized by only very limited Mesozoic crustal extension and display a sharp continent-ocean transition under the steep, fault controlled continental slopes. Correspondingly, these shelves subsided only little during the Cainozoic and were largely by-passed by clastics which were deposited in the Rockall Trough itself where Cainozoic Series reach thicknesses of 1 000 to 2 000 m (Roberts, 1975 ; Bott, 1978). In contrast, The Porcupine Trough subsided rapidly ; some 3 km of in part shallow water Cainozoic sediments accumulated on its thinned crust (Roberts, 1975 ; Max, 1978). During the Late Cainozoic, subsidence rates clearly outpaced sedimentation rates so that today waterdepths over much of the basin are in excess of 1 000 m.

b) The Cainozoic North Sea basin.

The North Sea basin forms part of the large Cainozoic Northwest European Basin that extends from the Atlantic shelves of Norway and the Shetland Islands to the Carpathians and the Ukraine. In this megabasin, the North Sea area stands out by its great thickness of Tertiary and Quaternary sediments.

The Laramide tectonism and its associated eustatic sealevel drop caused profound paleogeographic changes in the North Sea area. Chalk deposition gave way to a clastic regime during the Danian in the Viking Graben and during the Late Paleocene in the Central and Southern North Sea. The Paleocene uplift and eastward tilting of the Shetland Platform gave rise to an eastward directed drainage pattern and the development of an outbuilding clastic foreset wedge on the shelves east of the Shetland and Orkney Islands. Deepwater sands derived from this deltaic and barrier-bar complex were deposited in the Viking and Central Graben in which waterdepths were in the order of several hundred metres (Parker, 1975 ; Ziegler, 1979).

During the Eocene, the clastic supply from the West Shetland Platform and the Scottish Highlands gradually diminished, presumably due to the subsidence of the Rockall-Faeroe rift dome. The bulk of the Oligocene and younger clastic fill of the North Sea basins was derived from eastern and southeastern sources whereby the evolution of the North European river systems played a major role. In the Central North Sea Oligocene relatively deep water shales reach thicknesses of up to 1 000 m. Neogene series, attaining

thicknesses in the order of 2 000 m, were deposited under shallowing water conditions.

A burial graph for the Ekofisk area in the Central North Sea (fig. 9) indicates that sedimentation rates accelerated during the Miocene and Plio-Pleistocene. Combined with shallowing water conditions this reflects an increase of the subsidence rate presumably in response to rapid sedimentary loading whereby the sediment supply initially outpaced the subsidence rate and later kept in balance.

In the North Sea Cainozoic time stratigraphic units generally expand from the basin margins toward its centre. The northeastern basin margin is erosional (Ziegler and Louwerens, 1979).

The axis of the Cainozoic North Sea basin coincides with the trace of the Viking and Central Graben. However only very few faults affect the basal Tertiary series and even these rapidly die out in Paleogene sediments.

The Cainozoic development of the saucer shaped North Sea basin is similar to the post rifting development of passive continental margins. By analogy with these, its subsidence pattern can be explained by cooling of the lithosphere and its isostatic adjustment to sedimentary loading, whereby eustatic sealevel changes had an overprinting effect (McKenzie, 1978 ; Watts and Steckler, 1979 ; Royden *et al.*, 1979). In this context it is of interest to note that the deepest parts of the Cainozoic North Sea basin coincide with the culmination

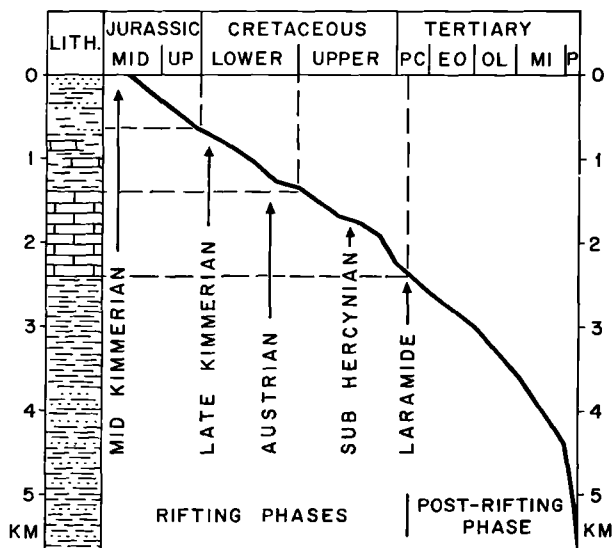


Fig. 9. — Burial Graph Ekofisk area, Central North Sea. Top of lithologic column corresponds to Mid-Kimmeridgian unconformity, base of lithologic column corresponds to present day seafloor. Present Waterdepth plus-minus 70 m.

of its mid-Jurassic rift dome. The similarity between the North Sea basin and passive continental margins is further entranced by the fact that the crust-mantle interface is considerably shallower under the Viking and Central Graben than under the adjacent mainland areas (Solli, 1976; Ziegler, 1977; Christie, personal communication).

c) The North German-Polish Platform

The onshore parts of the Northwest European Basin differ widely in their Cainozoic evolution from the North Sea Basin. Regionally Tertiary and Quaternary series thin from 500 - 1 000 m along the eastern shore of the North Sea to less than 250 m in Poland. Northern Germany and Denmark were still marginally influenced by the North Sea subsidence pattern. On the other hand the intense diapirism of the Permian salts (Jaritz, 1973) provided for local subsidence anomalies in which Cainozoic series are expanded to over 2 000 m. Eastern Germany and Poland formed a stable platform throughout the Cainozoic.

Particularly striking is the total lack of differential subsidence of the inverted Polish Trough; this contrasts sharply with the subsidence pattern of the North Sea Rift.

Refraction and reflection profiles across the Polish Trough show that the crust-mantle interface is not pulled up under its central parts but rather somewhat depressed (Guterch *et al.*, 1976; Pozaryski, 1976; Pozaryski and Brochwicz-Lewinski, 1978). Reconstructed, pre-inversion profiles across the Polish Trough show that in the deepest part of this rift Mesozoic and Late Paleozoic sediments reached thicknesses of up to 10 km (Pozaryski and Brochwicz-Lewinski, 1978). Isostatic considerations indicate that considerable crustal thinning through mechanical stretching must have taken place across the Polish Trough during its Mesozoic rifting stage in order to accommodate such a thick sedimentary sequence.

From this is concluded that during the inversion of the Polish Trough its crust became mechanically thickened again by compression whereby in its upper brittle parts movements along previously tensional faults were reversed. This resulted in uplifting of its basin floor and the folding of its sedimentary fill. Moreover concomitant right lateral wrench deformations caused deep crustal fracturing (Guterch *et al.*, 1976).

As a consequence of its intense inversion the Polish Trough achieved isostatic and thermal stability during Early Tertiary times. Progressive truncation of the Polish (Kujawic) Anticlinorium went hand in hand with its gradual burial under a thin Cainozoic cover.

For the other inverted areas of Northwest Europe corresponding geophysical data are not yet available. It is however suspected that similar mechanisms were

active during their inversion, whereby the degree of inversion presumably controlled the degree of secondary crustal thickening and crustal stabilisation. Inverted areas in the southern North Sea were however strongly influenced by the regional subsidence of the North Sea Trough but display in themselves no differential subsidence pattern.

d) Rifts and volcanism in the Alpine foreland.

During the early Cainozoic the volcanic rift system of the Limagne, Bresse, Rhine, Ruhr, Leine and Eger Graben came into evidence as an entirely new tectonic feature on the face of Northwestern Europe. The Limagne and the Rhine-Leine Graben and possibly also the Eger Graben are superimposed on Late Carboniferous Early Permian fractures. The Ruhr Graben is superimposed on the inverted West Netherlands Basin.

This complex graben system began to subside during the Late Eocene and remained intermittently active until the present (Illies, 1970, 1978; Richter-Bernburg, 1974; Rat, 1974; Chenevoy, 1974). Its evolution is contemporaneous with the Alpine late orogenic phases and parallels the Neogene collapse of the Mediterranean and the Pannonian Basin.

In the Rhine Graben area volcanism reached a distinct culmination during the Late Eocene. In the area of the Ruhr-Rhine-Leine Graben triple junction volcanic activity peaked during the Middle and Late Miocene extrusion of the Vogelsberg trap basalts; in this area volcanism is still at present sub-active (Horn *et al.*, 1972; Lippolt *et al.*, 1975; Lippolt and Todt, 1978). Volcanic activity in the Eger Graben area set in during the Late Oligocene and persisted intermittently until the Quaternary (Todt and Lippolt, 1925). In the Central Massif volcanic activity set also in during the Oligocene and remained active until subrecent time (Rat, 1974; Chenevoy, 1974). The chemical composition of these volcanics is alkaline bimodal (Mafic-felsic) and is, as such, typical for active intracontinental rifts.

During the Middle and Late Oligocene a temporary marine connection was opened between the North Sea area and the Alpine foredeep via the Leine-Rhine and Bresse Graben. This connection was however interrupted by the Miocene updoming of the Rhenish massif. Uparching of the Vosges-Black Forest rift dome apparently started somewhat earlier (Illies, 1978). Crustal distension in the Rhine and Bresse Graben gave rise to the development of a complex transform fault system crossing the Burgundy area (Bergerat, 1977; Rat, 1978).

The different parts of the Bresse-Rhine-Ruhr and Leine rift subsided intermittently during the Neogene and Quaternary reflecting changes in the regional stress pattern. Of significance is the Miocene modification of the convergence direction between the Italo-Dinarid

subplate and the European craton which changed from an essentially north-south to an east-west orientation (Laubscher, 1974 ; Biju-Duval *et al.*, 1977). Whereas the thrust-front of the Eastern Alps became inactive during the Early Miocene orogenic movements persisted in the Swiss and Western Alps until Late Pliocene time. During the Middle Miocene compressional stresses exerted on the Alpine foreland caused the inversion of the Mesozoic troughs in the Western Approaches - Celtic Sea and Channel area as well as the updoming of the Pays-de-Bray Anticline in the Paris Basin. At the same time the Bresse Graben and the southern parts of the Rhine Graben ceased to subside differentially (Rat, 1978 ; Illies, 1978). During the Pliocene, the Bresse Graben began, however, again to subside differentially whereas the further evolution of the Rhine Graben was controlled by sinistral shear motions. During the Late Pliocene the southern margins of the Rhine Graben and the eastern rim of the Bresse Graben were overridden by the frontal thrust sheets of the Jura Mountains.

The present stress field indicates that the Rhine Graben is being deformed by sinistral strike-slip movement and is in a incipient stage of inversion. In contrast the Ruhr Graben is currently subsiding actively in response to tensional stresses (Illies and Greiner, 1978 ; Ahorner, 1978). To the northwest this graben feathers out in the Dutch onshore areas and loses its identity before reaching the shores of the North Sea (Heybroeck, 1974 ; Zagwijn and Doppert, 1978). Similarly the, at present inactive, Leine graben dies out to the north at the edge of the North German lowlands.

During the Neogene and the Quaternary the various fault blocks of the Bohemian Massif were differentially uplifted (Malkovski, 1976 ; Schroder, 1976). Similarly the Rhenish Massif is being actively uplifted. Updoming of the Massif Central is considered to have taken place mainly during the Late Miocene and Pliocene (Loisy and Nicholas, 1978). This went hand in hand with a late reactivation of its volcanic activity (Chenevoy, 1974).

Updoming of the margins of the Rhine Graben, the Burgundy area, the Massif Central and the Armorican Massif (Cogné, 1974) resulted in regional truncation of Mesozoic and Tertiary series and the partial isolation of the Paris Basin.

Geophysical data indicate that the Massif Central and the Vosges-Black Forest domes are underlain by low density, low velocity asthenoliths (Perrier and Ruegg, 1973 ; Edel *et al.*, 1975). Such upper mantle anomalies are typical for active, volcanic rifts. They are as yet insufficient seismic refraction data to determine whether a similar anomaly is associated with the sub-recent volcanic fields of the Rhenish massif (See Giese, 1978).

Geotectonic processes that led to the emplacement of the European Cainozoic rift system are still unclear

and the subject of much speculation (Ziegler, 1978b). Regional crustal extension presumably preceded the development of discrete hotspots. For example crustal extension across the Rhine Graben is considerably larger than could alone result from its updoming in response to the emplacement of an asthenolith (Laubscher, 1970).

The Neogene and Quaternary development of the Alpine foreland depicts the interaction between an active rift system and a still active orogenic fold belt, whereby, in time and space, one or the other dynamic system dominates. Viewed against the larger background of the entire Alpine and Mediterranean system the present tectonic setting may be interpreted as heralding the break-up of the current plate assembly.

VI. — CONCLUSIONS

The configuration of the post Variscan sedimentary basin of north west Europe is summarized in figure 10. In the area of the Permian salt basins structure contours are drawn at the base of the Zechstein salt. In areas outside these salt basins the mapped interval corresponds roughly to the total thickness of the Mesozoic and Cainozoic sediments. In the Alpine domain the thickness of the neoautochthonous Cainozoic series is shown.

In the framework of plate tectonics, processes that governed the subsidence of the Post-Variscan basins of northwest Europe can be summed up as follows :

1) During rifting stages the crust is thinned by necking in response to regional extension. The brittle upper crust is thinned by lystric faulting, the lower crust by ductile flow. Uplifting of temporary rift domes, associated with a bimodal, alkaline volcanism, is caused by the emplacements of asthenoliths at the crust-mantle interface, presumable in response to fracturing of the lithosphere during periods of intensified crustal extension. This can cause reversals in the subsidence pattern of rifts (Artemjev and Artyushkov, 1971 ; Osmaston, 1971, 1973, 1977 ; Bott, 1976).

2) Wrench faulting associated with rifting can result in folding and/or rapid subsidence of relatively narrow, deep basins ; this can be accompanied by shortlived volcanism or deepseated intrusions (e.g. Lower Saxony Basin).

3) Similarly to passive continental margins intra-continental rifts that have become inactive also begin to subside regionally in response to lithospheric cooling and sedimentary loading of the crust (Beck and Lehner, 1974 ; Sleep, 1973, 1976 ; McKenzie, 1978 ; Royden *et al.*, 1979 ; Watts and Steckler, 1979). The amount of tectonic subsidence is controlled by the magnitude of the thermal anomaly and the degree of crustal stretching induced during the rifting stage. Volcanic rifts are likely to show a more pronounced post-rifting subsidence pattern than a-volcanic rifts.



Fig. 10. — Isopach map of Upper Permian to Quaternary Series.
(Sources : Schatzky, 1962 ; Pozaryski, 1977 ; Lutz *et al.*, 1975 ; Ziegler, 1978b).

4) During plate collision, down-bending and loading of the foreland plate at the A-subduction front leads to the development of foredeep basins. The advancing A-subduction front causes the basin axis to migrate toward the foreland (Dickinson, 1976; Bally and Snelson, 1979). Regional isostatic uplifting follows the termination of subduction.

5) Intra-plate compressional deformation related to plate collision can result, even at considerable distances from the collision front, in upthrusting of basement blocks and the inversion of rifts and wrench related basins. During the inversion the previously thinned crust of such basins is mechanically thickened. Through this process inverted basins can attain thermal and isostatic equilibrium.

6) Sedimentary loading of the crust in response to eustatically rising sealevels can induce basin subsidence; as such this has an overprinting effect on tectonically induced subsidence patterns (Sleep, 1976; Bond, 1978; Watts and Steckler, 1979).

The principle plate interactions that governed the evolution of the northwest European Post-Variscan basins were: 1° the Late Variscan dextral translation between Northern Europe and Africa that accompanied the final suturing phase of Pangea; 2° the Mesozoic disintegration of the Pangea; 3° the late Mesozoic and Cainozoic Alpine suturing of Eurasia and Africa; 4° the Neogene and Quaternary collapse of the Mediterranean basins and the development of the African-European rift system. The latter illustrated the instability of the present plate assembly and may mark the onset of a new continental break-up phase.

Acknowledgments. — The author wishes to thank all his colleagues in Shell's exploration and research teams for their assistance and advice during the preparation of this compilation. Special thanks are due to those colleagues in industry and academic circles who have made available to the author their as yet unpublished manuscripts.

The author wishes to thank Shell International Petroleum Maatschappij B.V. for releasing this paper for publication.

REFERENCES

- 1) AHORNER L. (1978). — Horizontal compressive crustal stresses in Central Europe. in CLOSS H., ROEDER D. and SCHMIDT K. (eds). *Alps, Apennines, Hellenides; Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report*, N° 38, p. 17-19.
- 2) ARNOLD H. (1964). — Fazies und Machtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreide Gebiet. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 7, p. 599-610.
- 3) ARTEMJEV M.E. and ARTYUSHKOV E.V. (1971). — Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 1197-2111.
- 4) ARTHAUD F. and MATTE Ph. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 130-171.
- 5) ARTHAUD F. and MATTE Ph. (1977). — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa, results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, p. 1305-1320.
- 6) BALLY A.W. (in press). — Thoughts on the tectonics of folded belts.
- 7) BALLY A.W. and SNELSON S. (1979). — Realms of Subsidence. *Can. Soc. Petrol. Geol. Spec. Mem.*, 6 (in press).
- 8) BARANYI I., LIPPOLT H.J. and TODT W. (1976). — Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes; II. Die Aterstraverse vom Hegau nach Lothringen. *Oberrhein. geol. Abh.*, 35, p. 41-62.
- 9) BEAUMONT C. and SWEENEY J.F. (1978). — Graben generation of major sedimentary basins. *Tectonophysics*, 50, T19-T23.
- 10) BECK R.H. and LEHNER P. (1973). — Oceans, new frontier in exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, (3), p. 376-395.
- 11) BENEK R., MEIER R. and SCHWAB G. (1971). — Stoffbestand und Mächtigkeitentwicklung im Tafeldeckgebirge als Grundlage der tektonischen Rayonierung. *Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss.*, 16, 3-5, p. 315-331.
- 12) BENEK R., KATZUNG G. and RÖLIG G. (1976). — Variszischer subsequenter Vulkanismus und tektonogene Entwicklung der DDR. *Jb. Geol.*, 7/8, p. 17-31, Berlin.
- 13) BERTELSEN F. (1978). — The Upper Triassic-Lower Jurassic Vinding and Gassum Formations of the Norwegian-Danish Basin. *Danmarks Geol. Undersøgelse*, Series B, 3, p. 1-26.
- 14) BERGERAT F. (1977). — La fracturation de l'avant-pays Jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin, analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. de Géogr. Phys. et géol. dynamique*, (2), XIX, (4), p. 325-338.
- 15) BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. and LE PICHON X. (1977). — From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of evolution of the Western Alpine system. in Biju-Duval B. and Montadert L. *Structural History of the Mediterranean Basins*. Ed. Technip (Paris), p. 143-164.
- 16) BINNS P.E., McQUILLIN R., FANNIN N.G.T., KENOLTY N. and ARDUS D.A. (1975). — Structure and stratigraphy of sedimentary basins in the sea of the Herbrides and the Minches. in Woodland A.W. (e); *Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe*, vol. 1, Geology, Applied Science Publishers, p. 93-104.

- 17) BOIGK H. and SCHÖNEICH H. (1974). — Perm, Trias und alterer Jura im Bereich der südlichen Mittelmeer-Miöse Zone und des Rheingrabens. in Illies J.H. and Fuchs K. (ed). *Approaches to Taphrogenesis, Inter-Union commission on geodynamics Scientific Report* N° 8. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, p. 60-71.
- 18) BOND G.C. (1978). — Speculations on real sea-level changes and vertical motion of continent at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, 6, p. 247-250.
- 19) BOND G.C. (1976). — Evidence for continental subsidence in North America during the Late Cretaceous global submergence. *Geology*, 4, p. 557-560.
- 20) BOND G.C. (1979). — Thickness variations within marine Cretaceous deposits of North America: implications for different styles of tectonic subsidence. (in press).
- 21) BOTT M.H.P. (1964). — Formation of sedimentary basins by ductile flow of isostatic origin in the Upper Mantle. *Nature*, 201, p. 1082-1084.
- 22) BOTT M.H.P. (1976). — Mechanisms of basin subsidence. an introductory review. *Tectonophysics*, 36, p. 1-4.
- 23) BOTT M.H.P. (1976). — Formation of Sedimentary Basins of Graben type by extension of the Continental crust. *Tectonophysics*, 36, p. 77-86.
- 24) BOTT M.H.P. (1978). — The origin and development of the continental margins between the British Isles and south-eastern Greenland. in Bowes D.R. and Leake B.E. (eds). Crustal evolution in north-western Britain and adjacent regions. *Geol. Jl.*, Spec. issue, 10, p. 377-392.
- 25) BOURY J., STEVAUX J. and WINNOCK E. (1977). — Le Trias d'Aquitaine et ses relations avec le Trias des Pyrénées et du bassin de l'Ebre. *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV, 3, p. 215-224.
- 26) BRENNAND T.P. and VAN VEEN F.R. (1975). — The Auk field. in Woodland A.W. (ed): *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*, vol. 1, Geology, Applied Science publishers, p. 275-284.
- 27) BRENNAND T.P. (1975). — The Triassic of the North Sea. in Woodland A.W. (ed): *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*. Vol. I, Geology, p. 225-312.
- 28) BROOKFIELD M.E. (1978). — Revision of the stratigraphy of Permian and supposed Permian Rocks of Southern Scotland. *Geol. Rundschau*, 67, (1), p. 110-149.
- 29) BÜCHI U.P. and SCHLANKE S. (1977). — Zur Palaeogeographie der Schweizerischen Molasse. *Erdöl-Erdgas Zeitschr.*, 93, p. 57-69.
- 30) BURRETT C.F. (1972). — Plate tectonics and the Hercynian Orogeny. *Nature*, 239, p. 155-156.
- 31) BUSCH W.A. and KIRYUCHIN L.G. (1972). — Über die Verbreitung subsequenter Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa. *Z. angew. Geol.*, 18, 7, p. 323-328, Berlin.
- 32) CASHION W.W. (1975). — Geology of the West Shetland Basin. *Offshore Europe 75 Conf. Univ. Aberdeen*, Sep. 16-19 1975, Spearhead Publ. Ltd. paper OE 75 216, p. 1-7.
- 33) CASTON V.D.N., DEARNLEY R. and HARRISON C. (1979). — Bathonian olivine dolerite intrusions in the Fastnet Basin. *Geol. Soc. Newsletter*, 8, (4), p. 9.
- 34) CHARPAL O. de, GUENNOE P., MONTADERT C., ROBERTS D.G. (1978). — Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay-of-Biscay. *Nature*, 275, (5682), p. 706-711.
- 35) CHENEVOY M. (1974). — Le Massif Central. in Debelmas J. (ed): *Géologie de la France*; vol. I. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin éd., Paris, p. 162-228.
- 36) CIESLINSKI S. (1976). — Upper Cretaceous. in *Geology of Poland*. vol. I. Stratigraphy, part 2. Mesozoic. Publishing House Wydawnictwa Geologiczne Warsaw, p. 567-585.
- 37) CIESLINSKI S. and JASKOWIAK M. (1976). — Paleogeography - Upper Cretaceous. in *Geology of Poland*, vol. I. Stratigraphy, part 2. Mesozoic. Publ. House Wydawnictwa Geologiczne Warsaw, p. 721-729.
- 38) COGNÉ J. (1974). — Le Massif Armoricaïn. in Debelmas J. *Géologie de la France*. vol. I. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin éd., Paris, p. 105-106.
- 39) COISY P. and NICOLAS A. (1978). — Regional structure and geodynamics of the upper Mantle beneath the Massif Central. *Nature*, 274, p. 429-432.
- 40) COLLINSON J.D. (1972). — The Røde Ø Conglomerate of inner Scorsby Sound and the Carboniferous (?) and Permian Rocks West of the Schuchert Flod. *Gronld. geol. Unders.*, 102, p. 1-46.
- 41) COLTER V.S. (1978). — Exploration for gas in the Irish Sea. *Geol. en Mijnbouw.*, 57, (4), p. 503-516.
- 42) COTTENÇON A., PARAUT A. and FLACELIERE G. (1975). — Lower Cretaceous gasfields in Holland. in Woodland A.W. (ed). *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*. Vol. I, Geology, Applied Science Publ., p. 403-412.
- 43) CZERMINSKIEGO J. and PAJCHLOWEJ M. (1975). — Atlas litologiczno-paleogeograficzny Obszarow Platformowyck Polski. Institut Geologiczny, Warszawa.
- 44) DADLEZ R. and KOPIK J. (1975). — Stratigraphy and Paleogeography of the Jurassic. *Geol. Inst. Bull.*, 252, p. 149-171. 50th Anniversary Symposium of the Geol. Inst. Warsaw.
- 45) DALLAND A. and THUSU B. (1977). — Kimmeridgian volcanic ash in Andoya, North Norway. NPF. Mesozoic Norther North Sea Symp. Oslo, 17-18 Oct. 1977. *Norw. Petrol. Soc. Publ.*, MNNS/9, p. 1-14.
- 46) DEWEY J.F. and KIDD W.S.F. (1974). — Continental collisions in the Appalachian-Caledonian Orogenic Belt: variations related to complete and incomplete Suturing. *Geology*, 2, p. 543-546.
- 47) DICKINSON W.R. (1976). — Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cainozoic arc-trench system in Western North America. *Can. J. Earth Sci.*, 13, p. 1268-1287.

- 48) DIENER I. (1967). — Die Palaeogeographie der Kreide im Nordteil der DDR in Beziehung zu den Nachbargebieten. *Ber. deutsch Ges. Geol. Wiss. A geol. Palaeont.*, 12, (3/4), p. 289-313.
- 49) DOEBEL F. and OLBRECHT W. (1974). — An isobath map of the Tertiary Base in the Rhinegraben. in Illies J.H. and Fuchs K. (eds). Approaches to Taphrogenesis. *Inter-Union Commission on Geodynamics Scient. Rept.* N° 8, p. 71-72.
- 50) DUBOIS P. et UMBACH P. (1974). — A propos de deux bassins sédimentaires français : le bassin de Paris et le bassin du Sud-Est. *B. S. G. F.*, (7), XVI, N° 6, p. 606-707.
- 51) EDEL J.B., FUCHS K., GELBKE C. and PRODEHL C. (1975). — Deep structure of the Southern Rhinegraben area from seismic refraction investigations. *Jour. Geophysics*, 41, p. 333-356.
- 52) EDELHOLM O. and THIEDE J. (1979). — Cainozoic Continental Separation between Europe and Greenland. Palaeogeography-Palaeoclimatology, *Palaeoecology* (in press).
- 53) FAERSETH R.B., McINTYRE R.M. and NATERSTAD J. (1976). — Mesozoic alkaline dykes in the Sunn Hordand Region, West Norway ; ages, geochemistry and regional significance. *Lithos*, 9, p. 331-345.
- 54) FALKE H. (ed) (1976). — The continental Permian in Central West and South Europe. NATO Advances Study Institute Series C. Mathematical and Physical Sciences. Series C.
- 55) FISCHER H. (1965). — Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfrürter Jura (SW Basel) mit einem mikropalaeontologischen und einem palaeogeographischen Beitrag. *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.*, NF., 122, Kümmerli and Frey.
- 56) FRANCIS E.H. (1978). — The Midland Valley rift, seen in connection with the Late Paleozoic European Rift system. in Ramberg I.B. and Neuman E.R. (eds) Tectonics and geophysics of continental rifts. NATO advanced Study Institutes Series. Mathematical and Physical Sciences, Series C, D. Reidel, p. 133-148.
- 57) GAIDA K.H., KEMPER E. and ZIMMERLE W. (1978). — Das Oberapt von Sarstedt und seine Tuffe. *Geol. Jb.*, Ser. A, 45, p. 43-123.
- 58) GIESE P. (1978). — Die Krustenstruktur des Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 513-520.
- 59) GUTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R. and TOPORKIEWICZ S. (1976). — Seismic Refraction Study of the Earth's crust in the Teisseyre-Tornquist Line zone in Poland along the Regional Profil LT-2. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci.*, A-2, (101), p. 15-23.
- 60) GWINNER M.P. (1971). — Geologie der Alpen, Stratigraphie, Palaeogeographie, Tektonik. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- 61) HALLAM A. and SELLWOOD B.W. (1968). — Origin of Fuller's Earth in the Mesozoic of Southern England. *Nature*, 220, p. 1193-1195.
- 62) HALLER J. (1970). — Tectonic map of East Greenland. *Medd. Gronland*, 171, (5).
- 63) HAMILTON W. (1970). — The Uralides and the Motion of the Russian and Siberian platform. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 2553-2576.
- 64) HAMILTON W. (1978). — Mesozoic tectonics of the Western United States. in Howell D.H. and McDougall K.A. (eds). Mesozoic paleogeography of the Western United States : Pacific Section ; Soc. Econ Paleont. and Mineralogists, Pacific Coast Paleogeography Symposium, 2, p. 33-70.
- 65) HANCOCK J.M. and SCHOLLE P.A. (1975). — Chalk of the North Sea. in Woodland A.W. (ed). *Petroleum and the Continental Shelf of NW Europe*, vol. I, Geology, Applied Science Publ., p. 413-425
- 66) HANCOCK J.M. and KAUFFMAN E.G. (1979). — The great transgression of the Late Cretaceous. *Il geol. Soc. Lond.*, 136, (2), p. 175-186.
- 67) HARLAND W.H. (1973). — Tectonic evolution of the Barents Shelf and related plates. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 19, p. 599-608.
- 68) HARRISON R.K., SNELLING N.J., MERRIMAN R.J., MORGAN G.E. and GOODE A.J.J. (1977). — The Wolf Rock, Cornwall : new chemical, isotopic age and paleomagnetic data. *Geol. Mag.*, 114, (4), p. 249-264.
- 69) HAYS J.D. and PITMAN W.C. III (1973). — Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, 246, p. 18-22.
- 70) HEYBROEK P. (1974). — Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, 53, p. 43-50.
- 71) HEYBROEK P. (1975). — On the structure of the Dutch part of the Central North Sea graben. in Woodland A.W. (ed) : *Petroleum and the continental shelf of NW-Europe*. Vol. I Geology - Applied Science Publ., p. 339-352.
- 72) HOFFMANN K. (1979). — Zur Palaeogeographie des nordwest-deutschen Lias und Dogger. in Benz A. (ed). Erdol und Tektonik in nordwest Deutschland. Hannover-Celle, p. 97-113.
- 73) HOLUB V., SKOCEK V. and TASLER R. (1975). — Paleogeography of the Late Paleozoic in the Bohemian Massif. Paleogeography, Paleoclimatology, *Palaeoecology*, 18, p. 313-332.
- 74) HOLUB V.M. (1976). — Permian Basins in the Bohemian Massif. in Falke H. (ed). The Continental Permian in Central, West and South Europe. NATO advanced Study Institute Series. Mathematical and Physical Sciences Series C, p. 53-79.
- 75) HORN P., LIPPOLT H.J. and TODT W. (1972). — Kalium-Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingrabens. I. Gesamtgesteinsalter. *Eclogae geol. Helv.*, 65, (1), p. 131-156.
- 76) HOWIE R.D. and BARSS M.S. (1975). — Upper Paleozoic rocks of the Atlantic Provinces, Gulf of St Lawrence and adjacent continental shelf. *Can. geol. Surv. Paper*, N° 74-30 (V. 2), p. 35-50.
- 77) HOWIE R.D. and BARSS M.S. (1976). — Paleogeography and Sedimentation in the Upper Paleozoic, Eastern Canada. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 4, p. 45-57.

- 78) ILLIES J.H. (1970). — Graben tectonics as related to Crust-Mantle interaction. in Illies J.H. and St. Mueller (eds). Graben problems. Internat. Up. Mantle Project, Sci. Rept. 27, p. 4-27.
- 79) ILLIES J.H. and GREINER G. (1978). — Rhinegraben and the Alpine Systems. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, p. 770-782.
- 80) ILLIES J.H. (1978). — Two stages Rhinegraben Rifting. in Ramberg I.B. and Neumann E.R. (eds). Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. NATO advanced study Inst. Series C. D. Reidel, Publ. Co. 63-72.
- 81) IVANOV S.N. PERFILIEV A. and PUCHTCHKOV V.N. (1977). — Les traits principaux de la structure géologique de l'Oural. in La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. internat. CNRS, Rennes*, N° 243, p. 571-581.
- 82) JARITZ W. (1973). — Zur Entstehung der Salzstrukturen Nordwestdeutschlands. *Geol. Jahrb., Ser. A*, 10, p. 1-77.
- 83) JEANS C.V., MERRIMAN R.J. and MITCHELL J.G. (1977). — Origin of Middle Jurassic and Lower Cretaceous Fuller's Earth in England. *Claymineral*, 2, p. 11-14.
- 84) JENKYN H.C. and SENIOR J.R. (1977). — A Liassic Paleofault from Dorset. *Geol. Mag.*, 114, (1) p. 47-52.
- 85) JOHNSON R.J. (1975). — The base of the Cretaceous: A discussion. in Woodland A.W. (ed). *Petroleum and the Continental Shelf of North West Europe* Vol. I, Geology. Applied Science Publ., p. 389-402.
- 86) KATZUNG G. (1972). — Stratigraphie und Palaeogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. *Geologie*, 21, (4-5). p. 570-584.
- 87) KATZUNG G. (1975). — Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon Senke und in angrenzenden Gebieten. *Z. geol. Wiss.*, Berlin, 3, (11), p. 1453-1472.
- 88) KEMPER E. and ZIMMERLE W. (1978). — Die anoxischen Sedimente der praeoberaptischen Unterkreid NW-Deutschlands und ihr palaeogeographischer Rahmen. *Geol. Jb.*, A 45, p. 3-41.
- 89) KENT P.E. (1976). — Major synchronous events in continental shelves. *Tectonophysics*, 36, p. 87-91.
- 90) KENT P.E. (1978). — Mesozoic vertical movements in Britain and the surrounding continental shelf. in Bowes D.R. and Leake B.E. (eds). Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. *Geol. Jl.*, Spec. Issue, 10, p. 309-324.
- 91) KLINGSPOR I. (1976). — Radiometric age determinations on Basalts and dolerites and related syenites in Skane. South Sweden. *G.F.F.*, 98, p. 195-215.
- 92) KNEUPER G. (1966). — Zur Entstehung und Entwicklung der Saar-Nahe Senke. *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 117, p. 312-322.
- 93) KNOX R.W. O'B (1977). — Upper Jurassic pyroclastic rocks in Skye. West Scotland. *Nature*, 265, p. 323-324.
- 94) KÖLBEL H. (1959). — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. *Ber. Geol. Ges. DDR*, Berlin, 4, p. 115-156.
- 95) KÖLBEL H. (1968). — Jura. in Grundriss der Geologie der DDR. Vol. 1, p. 290-315.
- 96) KRAMER W. (1977). — Vergleichende geochemische Untersuchungen an permosilesischen basischen Magmatiten der Norddeutschen-Polnischen Senke und ihre geotektonische Bedeutung. *Zeitschr. geol. Wiss.*, Berlin, 5, p. 7-20.
- 97) KRISTOFFERSEN Y. (1977). — Late Cretaceous seafloor spreading and the early opening of the North Atlantic. NPF - Mesozoic Northern North Sea Symp. Oslo 17-18 Oct. 1977, *Norw. Petrol. Soc. Publ.*, MNSS/5. p. 1-25.
- 98) LAUBSCHER H.P. (1970). — Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingraben. in Illies J.H. and Mueller St. (eds). Graben problems. Internat. up. Mantle Project, Sci., Rep. 27, p. 79-87.
- 99) LAUBSCHER H.P. (1974). — Evoluzione e struttura delli Alpi. *Le Scienze*, 72, p. 48-59.
- 100) LAUBSCHER H.P. and BERNOULLI D. (1977). — Mediterranean and Tethys. in Nairn E.M., Kanes W.H. and Stehli E.G. (eds). *The ocean basins and margins*, vol 4A. The eastern Mediterranean, p. 1-28.
- 101) LAUGHTON A.S. (1971). — South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic. *Nature*, 232, p. 612-617.
- 102) LAUGHTON A.S. (1972). — The southern Labrador Sea - a key to the Mesozoic and Early Tertiary evolution of the North Atlantic. in Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Initial reports of the deep sea drilling project 12. p. 1155-1179. U.S. Government Printing Office, Washington.
- 103) LAUGHTON A.S. (1975). — Tectonic evolution of the northeast Atlantic Ocean: a review. *Norges geol. unders.*, 316, p. 169-193.
- 104) LEMKE K. (1978). — Summary of Post-Permian History of the northern Alpine foreland. in Closs H., Roeder D. and Schmidt K. (eds). Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Commission on Geodynamics Sci. Rept. N° 38, p. 61-64.
- 105) LIPPOLT H.J. and TODT W. (1978). — Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 6, p. 332-352.
- 106) LIPPOLT H.J., TODT W. and HORN P. (1974). — Apparent Potassium-Argon Ages of Lower Tertiary Rhine Graben Volcanics. in Illies J.H. and Fuchs (eds). Approaches to Taphrogenesis. Inter-Union commission on geodynamics, Sci. Rept. N° 8, p. 213-221.
- 107) LIPPOLT J., BARANYI I. and TODT W. (1975). — Die Kalium-Argon Alter der post permischen Vulkanite des nord-östlichen Oberrheingrabens. *Aufschluss*, Sonderband 27 (Odenwald), p. 205-212.
- 108) LUTZ M., KAASSCHIETER J.P.H. and WIJHE D.H. (van) (1975). — Geological factors controlling Rotliegend gas accumulations in the Mid-European basin. *Proceed 9th World Petrol. Congr. Tokyo*, 2, p. 93-103, Tokyo.

- 109) MALKOVSKY M. (1976). — Saxonische Tektonik der Bömischen Masse *Geol. Rundschau*, 65, p. 127-143.
- 110) MAREK S. and RACZYNSKA A. (1972). — The stratigraphy and paleogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish lowland area. in Casey R. and Rawson P.F. (eds). *The Boreal Cretaceous*. *Geol. J.*, Spec. issue, 5, p. 369-386.
- 111) MAX M.D. (1978). — Tectonic control of offshore sedimentary Basins to the north and west Ireland. *Journ. of Petroleum Geology*, 1, (1), p. 103-110.
- 112) McLEAN A.C. (1978). — Evolution of fault-controlled ensialic basins in north-western Britain. in Bowes D.R. and Leake B.E. (eds). *Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions*. *Geol. J.* Spec. Issue, 10, p. 325-346.
- 113) McKENZIE D. (1978). — Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 40, p. 25-32.
- 114) MICHARD A. and SOUGY J. (1977). — L'orogénèse hercynienne à la lisière nord-ouest de l'Afrique (structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal). in La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. CNRS, Rennes*, N° 243, p. 605-640.
- 115) MICHELSEN O. (1978). — Stratigraphy and distribution of Jurassic deposits of the Norwegian-Danish Basin. *Denmarks Geol. Undersogelse*, Series B, N° 2, p. 1-28.
- 116) MONTADERT L., ROBERTS D.G., AUFFRET G.A., BOCK W., PEUBIE P.A. du, HAILWOOD E.A., HARRISON W., KAGANI H., LUMSDEN D.N., MÜLLER C., SCHNITKE D., THOMPSON R.W., THOMPSON T.L. and TIMOFEEV P.P. (1977). — Rifting and subsidence on passive continental margins in the north-east Atlantic. *Nature*, 268, p. 305-309.
- 117) NALIVKIN D.V. (1973). — Geology of the USSR. Oliver and Boyd. Edinburgh.
- 118) OFTEDAHL C.H. (1968). — Magmen-Entstehung nach Lava-Stratigraphie im südlichen Oslo-Gebiet. *Geol. Rundschau*, 57, p. 203-218.
- 119) ØVREBØ O. and TALLERAAS E. (1977). — The Structural Geology of the Trøms are (Barents Sea). *Geojournal*, 1, (1), p. 47-54.
- 120) OSMASTON M.F. (1971). — Genesis of ocean ridge median valleys and continental rift valleys. *Tectonophysics*, 11, (5), p. 387-405.
- 121) OSMASTON M.F. (1973). — Limited Lithosphere Separation as a main cause of continental basins, continental growth and epeirogeny. in Tarling D.H. and Runcorn S.K. (eds). *Implications of continental drift to Earth Science*, vol. 2. pt. 6. Academic Press, London, p. 649-674.
- 122) OSMASTON M.F. (1977). — Some fundamental aspects of plate tectonics bearing on hydrocarbon location. *Applied Sci. Publ.*, p. 1-52.
- 123) PARKER J.R. (1975). — Lower Tertiary sand development in the Central North Sea. in Woodland A.W. (ed). *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe*, Vol. I Geology. Applied Science Publ., p. 447-452.
- 124) PATTINSON J., SMITH D.B. and WARRINGTON G. (1973). — A review of Late Permian and Early Triassic Biostratigraphy in the British Isles. in Logan A. and Hills L.V. (eds). *The Permian and Triassic systems and their mutual boundary*. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 2, p. 220-260.
- 125) PERRIER G. and RUEGG J.C. (1973). — Structure profonde du Massif Central français. *Ann. Geophys.*, 29, (4), p. 435-502.
- 126) PLEIN E. (1978). — Rotliegend- Ablagerungen im Norddeutschen Becken. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 71-97.
- 127) POKORSKI J. and WAGNER R. (1975). — Stratigraphy and Paleogeography of the Permian. *Geol. Inst. Bull. Warsaw*, 252, p. 115-129.
- 128) POKORSKI J. (1976). — The Rotliegendes of the Polish lowlands. *Przegląd Geologiczny*, 6, (278), p. 318-323.
- 129) POMMEROL Ch. (1974). — Le bassin de Paris. in Debeltmas J. *Géologie de France*. Vol. I, vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin, Paris, p. 230-258.
- 130) POMMEROL Ch. (1978). — Evolution Paléogéographique et structurale du Bassin de Paris du Pré-cambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geol. en Mijnbouw.*, 57, (4), p. 543-544.
- 131) POZARYSKI W. (1976). — The western margin of the old European platform in Poland in the light of DSS Data. *Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci.*, A2, (101), p. 3-13.
- 132) POZARYSKI W. (1977). — Geology of Poland, vol. IV. Tectonics - Tectonic map of Poland. Publ. House Wydawnictwa Geologiczne Warsaw.
- 133) POZARYSKI W. and BROCHWICZ-LEWINSKI (1978). — On the Polish Trough. *Geol. en Mijnbouw*, 57, (4), p. 545-558.
- 134) PRINZIAU I. and LARSEN O. (1972). — K/AR age determinations on alkaline olivin basalts from Skane, South Sweden. *G.F.F.*, 94, p. 259-269.
- 135) PRIEMKE G. and RADZINSKI K.H. (1976). — Zur Gliederung des Mittleren Bundtsandstein (Vorpriehausen bis Solling-Folge) im Subherzynen Becken. *Z. geol. Wiss.*, Berlin, 4, (11), p. 1473-1481.
- 136) RAMBERG I.B. (1976). — Gravity interpretation of the Oslo graben and associated igneous rocks. *Norg. geol. Unders.*, 325, p. 1-194.
- 137) RAMBERG I.B. and SPJELDNAES N. (1978). — The tectonic history of the Oslo region. in Ramberg I.B. and Neumann E.R.: *Tectonics and geophysics of continental rifts*. NATO advanced study institute series. Mathematical and Physical Sciences series 2, D. Reidel. p. 167-194.
- 138) RAST N. and GRANT R. (1977). — Variscan-Appalachian and Alleghenian deformation in the northern Appalachians. in La chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. internat. CNRS, Rennes*, p. 583-586.
- 139) RAT P. (1974). — Visage de la France entre l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine. in Debeltmas J. (ed) : *Géologie de la France*, vol. I. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin, ed., Paris, p. 15-40.

- 140) RAT P. (1974). — Le système Bourgogne-Morvan-Bresse (articulation entre le Bassin parisien et le domaine péri-alpin. in Debelmas J. (ed) : Géologie de la France, vol. 2. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin, ed., Paris, p. 480-500.
- 141) RAT P. (1978). — Les phases tectoniques du Tertiaire dans le nord du fossé bressan et ses marges bourguignonnes en regard des systèmes d'érosion et sédimentation. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (5), p. 231-234.
- 142) RAWSON P.F., CURRY D., DILLEY F.C., HANCOCK J.M., KENNEDY W.J., NEAL J.W., WOOD C.J. and WORSSAM B.C. (1977?). — A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. *Geol. Soc. Lond.*, Spec. Report, 9, p. 1-70.
- 143) RICHTER-BERNBURG G. and SCHOTT W. (1959). — The structural development of northwest German salt domes and their importance for oil accumulations. *5th World Petrol. Congr. Proc.*, Sect. 1, Paper 4, p. 81-94.
- 144) RICHTER-BERNBURG G. (1974). — The Ober-rheingraben in its European and global setting. in Illies J.H. and Fuchs K. (eds) : Approaches to taphrogenesis. Inter-Union commission on geodynamics, Sci., Rept. 8, p. 13-43.
- 145) ROBERTS D.G. (1975). — Tectonic and stratigraphic evolution of the Rockall Plateau and Trough. in Woodland A.W. (ed) : *Petroleum and the continental Shelf of North West Europe*. Vol. 1, Geology, Applied Sci. Publ. p. 72-89.
- 146) RODGERS J. (1970). — The tectonics of the Appalachians, New-York, John Wiley and Sons, p. 271.
- 147) RØNNEVIK H. and NAVRESTADT T. (1977). — Geology of the Norwegian Shelf between 62° N and 69° N. *Geojournal*, 1, (1), p. 33-46.
- 148) ROYDEN L., SCLATER J.G. and HERZEN R.P. — Continental margin subsidence and heat flow : important parameters in formation of Petroleum Hydrocarbons (in press).
- 149) RUSITZKA D. (1968). — Trias. in *Grundriss der Geologie der D.D.R.* Vol. 1, p. 268-289.
- 150) RUSSELL M.J. (1972). — North-south geofractures in Scotland and Ireland. *Scott. J. Geol.*, 8, p. 75-84.
- 151) RUTKOWSKI J. (1976). — Upper Cretaceous, Magmatism. in *Geology of Poland*, vol. 1, Stratigraphy, pt. 2. Mesozoic. Publ. House Wydawnictwa Geologiczne Warsaw, p. 653-657.
- 152) SCHATSKY N. (ed) (1962). — Carte tectonique internationale de l'Europe, 1/2 500 000, Académie des Sciences USSR.
- 153) SCHENK P.E. (1978). — Synthesis of the Canadian Appalachians. in I.G.C.P. project 27. Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic Region. *Geol. Surv. Canada*, paper 78-13.
- 154) SCHMIDT K., KATZUNG G. and FRANKE D. (1977). — Zur entwicklung des präpermischen Untergrundes und des Magmatismus im südwestlichen Vorfeld der osteuropäischen. *Tafel. Z. angew. geol.*, 23, p. 426-436.
- 155) SCHOTT W. (1967). — Palaeogeographischer Atlas der Unterkreide von Norddeutschland. *Bundesanstalt für Bodenforschung*. Hannover.
- 156) SCHRÖDER B. (1968). — Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. *Geol. Rundschau*, 58, p. 10-32.
- 157) SCHRÖDER B. (1975). — Die geologische Entwicklung des Vorlandes der Oberpfalz. *Der Aufschluss*, Sonderband 26, p. 277-288. Heidelberg.
- 158) SCHRÖDER B. (1976). — Saxonische Tektonik im Ostteil des süddeutschen Scholle. *Geol. Rundschau*, 65, (1), p. 34-54.
- 159) SELLWOOD B.W. and JENKYN H.C. (1975). — Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain). *Jl. geol. Soc. Lond.*, 131, p. 373-388.
- 160) SLEEP N.H. (1973). — Crustal thinning on Atlantic continental margins : evidence from older margins. in Tarling D.H. and Runcorn S.K. (eds) *Implications of continental drift to Earth Sciences*, vol. 2, part 6. Academic Press London and New-York, p. 685-692.
- 161) SLEEP N.H. (1976). — Platform subsidence mechanisms and "eustatic" sea-level changes. *Tectonophysics*, 36, p. 45-56.
- 162) SMITH D.R., BRUNSTORM R.G.W., MANNING P.I., SIMPSON S. and SHOTTON F.W. (1974). — A correlation of Permian Rocks in the British Isles. *Geol. Soc. London*, Special Report, N° 5.
- 163) SMITHSON S.B., BREWER J., KAUFMAN S., OLIVIER J. and HURICH C. (1978). — Nature of the Windriver thrust, Wyoming, from Cocorp deep reflection date and gravity data. *Geology*, 6, p. 648-652.
- 164) SOLLI M. (1976). — En Seismisk skorpeundersøkelse Norges - Shetland. Thesis University of Bergen.
- 165) SORGENFREI T. and BUCH A. (1964). — Deep tests in Denmark 1935-1959. *Danm. geol. unders. III raekke*, 36, p. 1-146.
- 166) SPEIGHT J.M. and MITCHELL J.G. (1978). — Permo-Carboniferous dyke-swarms of northern Argyll and its bearing on dextral displacement on the Great Glen Fault. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 136, p. 3-11.
- 167) STEEL R.J. and WILSON A.C. (1975). — Sedimentation and tectonism (? Permo-Triassic) on the margin of the North Minch Basin, Lewis. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 131, (2), p. 183-202.
- 168) STEEL R. (1977). — Triassic Rift Basins of north-west Scotland - their configuration, infilling and development. N.P.F. - Mesozoic Northern North Sea, Symp. Oslo. 17-18 Oct. 1977. *Norw. Petrol. Soc. Publ. MNNSS/7*, p. 1-18.
- 169) STÉVAUX J. and WINNOCK E. (1974). — Les Bassins du Trias et du Lias inférieur d'Aquitaine et leurs épisodes évaporitiques. *B.S.G.F.*, (7), XVI, N° 6, p. 679-695.
- 170) STEWART F.H. (1965). — Tertiary igneous activity. in Craig G.Y. (ed) : *The geology of Scotland*, Oliver and Boyd, Edinburgh and London, p. 417-465.
- 171) STILLE H. (1924). — Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Gebr. Bornträger*, Berlin.

- 172) SUNDVOLL B. — RB/SR-Relationship in the Oslo igneous rocks. *in* Neumann E.R. and Ramberg I.B. (ed) : Petrology and Geochemistry of continental Rifts. NATO advanced Study Institutes Series, Mathematical and Physical Sciences Series C. D. Riedel, p. 181-184.
- 173) SURLYK F., CALLOMON J.H., BROMLEY R.G. and BIRKELUND T. (1973). — Stratigraphy of the Jurassic-Lower Cretaceous sediments of Jameson Land and Scoresby Land, East Greenland. *Gronld. Geol. Unders.*, Bull. 105, p. 1-76.
- 174) SURLYK F. (1975). — Block faulting and associated marine sedimentation at the Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland. NPF - Jurassic Northern North Sea. Symp. Stavanger, 28-30 Sept. 1975, JNNS/7, p. 1-31.
- 175) SURLYK F. (1977). — Stratigraphy, tectonics and paleogeography of the Jurassic sediments of the areas north of Kong Oscar Fjord, East Greenland. *Gronld. Geol. Unders.*, Bull. 123.
- 176) SURLYK F. (1978). — Submarine fan sedimentation along faultscarps on tilted faultblocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). *Gronld. Geol. Unders.*, Bull. 128.
- 177) SURLYK F. (1978). — Mesozoic geology and paleogeography of Hochstetter Foreland, East Greenland. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 27, p. 73-87.
- 178) TODT W. and LIPPOLT H.J. (1975). — K-Ar Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter palaeomagnetischen Feldrichtung. II. Sachsen. *J. Geoph.*, 41, p. 641-650.
- 179) VEEN F.R. van (1975). — Geology of the Leman field. *in* Woodland A.W. (ed) : *Petroleum and the continental shelf of North West Europe*. Vol. I, geology. Applied Science Publishers, p. 223-232.
- 180) VAIL P.R., MICHUM G.D., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. and HATFIELD W.G. (1977). — Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *in* Payton C.E. (ed) : Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Mem. 26, p. 42-212.
- 181) VANN I.R. (1978). — The siting of Tertiary vulcanity. *in* Bowes D.R. and Leake B.E. (eds) : Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. *Geol. Jl.*, Spec. Issue, 10, p. 393-414.
- 182) VISCHER A. (1943). — Die post-devonische Tektonik von Ostgrønland zwischen 74° und 75° N. *Br. Medd. om Grønland*, 133, (1), p. 1-194.
- 183) VOIGHT E. (1962). — Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. *Z. dt. Geol. Ges.*, 114, p. 378-418.
- 184) WALKER G.P.L. (1975). — A new concept in the evolution of the British Tertiary intrusive centres. *J. Geol. Soc. Lond.*, 131, (2), p. 121-141.
- 185) WARRINGTON G. (1974). — Les évaporites du Trias britannique. *B.S.G.F.*, (7), XVI, 6, p. 708-723.
- 186) WATTS A.B. and RYAM W.B.F. (1976). — Flexure of the Lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36, p. 25-44.
- 187) WATTS A.B. and STECKLER M.S. (1979). — Subsidence and Eustasy at the continental margin of eastern North America. *in* Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Serie vol. 3, *Am. Geoph. Union* (in press).
- 188) WATTS N.L., LAPRÉ J.F., SCHIJNDEL-GOESTER F.S. van and FORD A. (1979). — Chalks of the Albuskjell area. North Sea : deposition in a slope and a base-of-slope environment. *Geology* (in press)
- 189) WEBER C. (1973). — Le Socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. B.R.G.M., Orléans*, Sect. II, p. 219-343.
- 190) WHITTAKER A. (1975). — A postulated post-Hercynian rift valley system in southern Britain. *Geol. Mag.*, 112, (2), p. 137-149.
- 191) WIENHOLZ R. (1967). — Über den geologischen Bau des Untergrundes im norddeutschen Flachland. *Jb. Geol.*, Berlin, 1, p. 1-87.
- 192) WINNOCK E. (1974). — Le Bassin d'Aquitaine. *in* Debelmas J. *Géologie de la France*. Vol. I. Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. Doin, Paris, p. 259-293.
- 193) WOLBURG J. (1961). — Sedimentations Zyklen und Stratigraphie des Bundtsandsteins in NW-Deutschland. *Geotekt. Forsch.*, 14, p. 7-748.
- 194) WURSTER P. (1968). — Palaeogeographie der deutschen Trias und die palaeogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. *Eclogae Geol. Helv.*, 61, (1), p. 157-166.
- 195) ZAGWIJN W.H. and DOPPERT J.W.C. (1978). — Upper Cainozoic of the southern North Sea Basin : Palaeoclimatic and Palaeogeographic evolution. *Geol. en Mijnbouw.*, 57, (4), p. 577-588.
- 196) ZIEGLER P.A. (1975). — Geologic evolution of the North Sea and its tectonic framework. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Bull. 59, p. 1073-1097.
- 197) ZIEGLER P.A. (1977). — Geology and Hydrocarbon Provinces of the North Sea. *Geo. Journal*, 1, (1), p. 7-32.
- 198) ZIEGLER P.A. (1978a). — North Sea rift and Basin development. *in* Ramberg I.B. and Neumann E.R. (eds) : Tectonics and Geophysics of continental rifts. NATO advanced Study Inst. Series. Mathematical and Physical Sciences Series 2. D. Riedel, p. 249-277.
- 199) ZIEGLER P.A. (1978b). — North-Western Europe : Tectonics and Basin development. *Geologie en Mijnbouw.*, 57, (4), p. 589-626.
- 200) ZIEGLER P.A. (1979). — North-Western Europe : Geology and hydrocarbon provinces. *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Spec. Mem., 6, (in press).
- 201) ZIEGLER P.A. and LOUWERENS C. (1979). — Tectonics of the North Sea. *in* Oele E. et al. (eds) : The Quaternary history of the North Sea. *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, Upsala, p. 7-22.
- 202) ZNOSKO J. (1968). — Geological Atlas of Poland 1/2 000 000. *Geol. Inst. Warsaw* publ.

The Structural Framework and History of Subsidence of the North Sea Basin

by P.E. KENT (*)

Résumé. — En dépit des essais de comparaison entre le développement du Bassin de la Mer du Nord et ceux des bassins rattachés aux systèmes de rifts actuels, il faut reconnaître que, dans le Nord comme dans le Sud, la subsidence a débuté tôt, au Paléozoïque supérieur, et a continué jusqu'à nos jours avec, simplement, des interruptions mineures.

La Mer du Nord se trouve donc au Nord des ceintures orogéniques alpine et hercynienne, dans une zone régie par des mouvements épeirogéniques dont le comportement a, de manière générale, peu varié pendant de longues périodes.

La structure essentielle de la Mer du Nord et de bassins identiques intra-continentaux est due à des blocs de Paléozoïque inférieur ou, même, plus anciens, déformés par l'orogénèse calédonienne et qui sont encore restés relativement mobiles et actifs après la fin du Dévonien supérieur. Des phénomènes volcaniques se sont produits mais leur développement fut limité dans le temps et dans l'espace et ils n'ont pas constitué un fait essentiel de l'histoire tectonique. Comme on peut le constater classiquement dans ce type de structure, à l'échelle globale, la tectonique de rift du Mésozoïque dans la Mer du Nord se termina au Crétacé inférieur et ne fut suivie que d'une simple subsidence intra-cratonique.

Une phase faillante tertiaire, d'âge oligocène, eut une direction plus marquée vers l'Ouest, première conséquence de la marge occidentale récemment formée.

Abstract. — Although attempts have been made to compare the development of the North Sea Basin to that of modern rift systems, it has to be recognised that the subsidence of both northern and southern sections began early in the Upper Palaeozoic, and has continued with only minor interruptions since that time.

Together with much of the Northwest European Continental Shelf the North Sea lay north of both Alpine and Hercynian orogenic belts, in an area dominated by epeirogenic movements which often followed the same lines over very long periods. The main framework of the North Sea and the comparable basins of the Shelf is provided by blocks made up of Lower Palaeozoic and older blocks strongly deformed by the Caledonian orogeny which remained relatively buoyant from late Devonian times onwards. Incidents of vulcanism occurred but were localised and relatively shortlived, thus they did not form an essential element in the tectonic development.

As is characteristic of continental shelves on aseismic margins worldwide the dominant rift tectonics of the Mesozoic in the North Sea ended in the Lower Cretaceous, to be followed by simple intra-cratonic subsidence. A phase of Tertiary (Oligocene) faulting followed a more westerly course, the first direct influence of the newly formed continental margin.

I. — INTRODUCTION

The literature on the North Sea grows voluminous as the vast accumulation of factual data becomes progressively available. It is not the purpose of this paper to add to this bulk, but to draw particular attention to the long history of subsidence by which the basin was developed. This history is difficult to reconcile with mechanistic interpretations based on analogy with specific shortlived modern rifted basins, but is in line with subsidence of the regions now

occupied by modern continental shelves, long pre-dating opening of the oceans which they flank.

A large amount of structural and stratigraphical detail is contained in the volume "Petroleum and the Continental Shelf of Northwest Europe" edited by Woodland (1975), and an excellent updated summary of the basin development has more recently been provided by Ziegler (1978). To these the reader is referred for the general background of North Sea structure and stratigraphy.

Acknowledgment is made to The British Petroleum Company for assistance with the figures, and to the ladies whose efforts with typing and bibliography have again been so greatly appreciated.

(*) Natural environment research council, London.

II. — THE PRE-PERMIAN FRAMEWORK

Western Europe is perhaps unique for the complex of orogenic disturbance by which it has been affected - the Alpine, Hercynian, Caledonian, Grenville/Brioverian and older Precambrian compressional phases. These are all interpreted in terms of collision of continental plates, although the evidence inevitably becomes less clear further back in time. The North Sea and the analogous basins of the Northwest European Shelf lay north of the Alpine belt but were emplaced in an older terrain affected by all the Pre-Hercynian orogenies, and in consequence provide interesting problems of the development of successive basins and vertical movements in an area characterised by fragmented shields.

1) Caledonian Blocks.

It is now widely held that the Lower Palaeozoic rocks were deposited in a Proto-Atlantic (Iapetus) Ocean which closed during the Ordovician and which produced the Caledonian orogeny during the late Silurian and Devonian by violent collision between a north-western and southeastern continent. There is a considerable weight of evidence supporting this concept, although it is not without its opponents. Ancillary difficulties include the problem of identifying the line of the suture in Britain, the general absence of deep-ocean sediments and the apparent continuity of Precambrian magnetic stripes and of the older Grenville orogenic belt across the supposed line of the suture (Bowes, 1978; Bowes and Gaal, in press) - which would require Iapetus to have been earlier developed by separation along the same line, instead of by convergence of previous widely scattered continental blocks or movement involving longitudinal displacement (see, for example, Whittington and Hughes, 1972; McKerrow and Ziegler, 1972).

However that may be, it has to be emphasised that the initial subsidence of the basins of the Northwest European Shelf was not related to the Cretaceous-Tertiary Atlantic opening (as formerly held) or began by subsidence in the Permo-Triassic (the more common concept at present) but began shortly after the end of the Caledonian orogeny (fig. 1 and 2). The Hercynian like the Alpine movement, was only an incident making only minor adjustments to the pattern of positive and negative areas northwestern Europe beyond southernmost Britain.

The general relationship between the sedimentary basins and the positive relics of the Caledonian orogeny is established by the overlap in England of Lower Devonian across Cambrian and Silurian in the southern Midlands, by the overlap in turn of Upper Devonian onto the older rocks of the Welsh Highland and East Anglian Massif (Wills, 1978, Plates 1 and 2 respectively), by the overlap of the Lower Carboniferous onto

the north Pennine Blocks and the Midland Barrier and by the overlap of the Upper Carboniferous onto the Midland Barrier/East Anglian Massif (Wills, 1973; George, 1958; Kent, 1975, fig 3). In Scotland Devonian and Carboniferous deposition were both largely controlled by development of the Midland Valley rift subsidence, but Old Red Sandstone outliers occur on the eroded surface of the Highlands Caledonides and both Old Red Sandstone and Carboniferous occur in minor rifts in the Southern Uplands (The latter area is structurally and stratigraphically the continuation of the Mid-North Sea High). Thus except for Cornubia (which is essentially Hercynian) each of the Palaeozoic blocks was a positive structure during the Upper Palaeozoic, as indeed through the Mesozoic. The same could be said of the Fyn-Ringkobing High in Denmark and the other massifs which bound the basin of Northwest Germany, and of the Central Massif of France. North of the Hercynian Front, in the environs of the North Sea, the Hercynian movements thus controlled the geometry of the unconformity at the base of the Permian, but made only modest adjustments to the pre-existing fundamental pattern of Caledonian blocks and basins.

2) Upper Palaeozoic Basin Development.

Evidence that those sections of the Caledonian folds which sank by the Upper Palaeozoic became the site of long-lived basins is available from drilling results in the North Sea and from geophysical surveys in other basins on the continental shelf. The sub-Permian surface in the southern North Sea is mainly of Upper Carboniferous rocks (the source of the North Sea gas), which thin north and south towards the Mid-North Sea High and Wales/East Anglia Massif respectively, with thick Lower Carboniferous locally developed and a presumption of (partly marine) Devonian rocks beneath. Shallow older Palaeozoic rocks have been encountered near the Dogger Bank and at the mouth of the Wash, but the southern North Sea was essentially part of the broad Carboniferous basins which extended across Northern England and the Low Countries into Poland.

Where the pre-Permian floor has been reached in the northern North Sea it has proved to be largely of Old Red Sandstone, an offshore continuation of the Orcadian basin of northeastern Scotland, notable for the presence of a Middle Devonian marine reef limestone intercalation (Kent, 1975). A tongue of Carboniferous in coal measure facies is present in the centre of the basin. There has also been a penetration of Lewisian type gneiss in the region of the central graben, demonstrating that a concept of basin development by early pull-apart does not apply to the North Sea.

The Mesozoic basins adjoining the Shetlands are underlain by Upper Palaeozoic sediments (red beds probably both Devonian and Carboniferous in age) (Bott and Watts, 1970). Similarly, in the northern Irish Sea Basin the Permo-Trias is believed on gravity

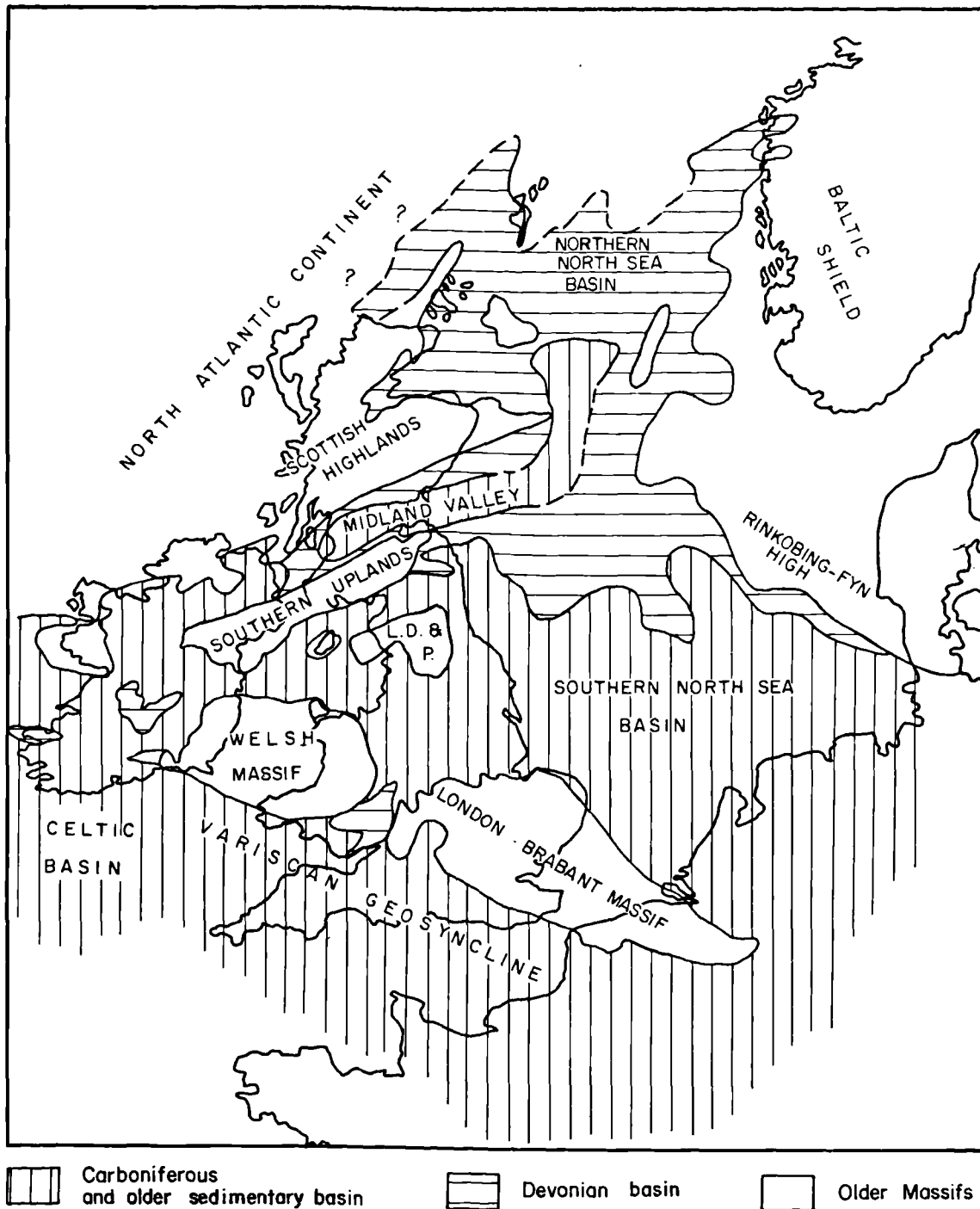


Fig. 1. — Distribution of Upper Palaeozoic (Devonian-Carboniferous) basins in the region of the Northwest European continental shelf. (L.D. and P.: Lake District and Pennine Blocks).

evidence to be underlain by Old Red Sandstone (Bott, 1968); in northern England the partly rifted Carlisle Basin between the Lower Palaeozoic massif of the Southern Uplands and the Lake District has Permo-Triassic rocks and Lias resting on a Carboniferous succession; the Permo-Triassic Cheshire Basin and the Permian-Mesozoic Northeastern Basin both lie within the original Carboniferous belt - these basins now separated by the Pennine uplift which is partly pre-Carboniferous, partly Hercynian and partly post-Hercynian. In the south Midlands the thick Trias of the Worcester Graben is believed to overlie Upper Palaeozoic rocks, still unpenetrated in the deeper part.

Thus most or all of the Permo-Mesozoic basins of the Northwest European shelf including those of the North Sea, are successor basins to Upper Palaeozoic subsidences, sharing in many cases the original boundaries with massifs of folded (Caledonian) rocks.

3) Hercynian Movements.

The Hercynian Front crossed southern Britain and Belgium, its central section concealed (and so far largely unidentified) beneath the Mesozoic cover of the Wessex Basin in southern England. The terrain to the south is strongly folded and thrust, as typified by the tight folding of the Culm in Devonshire and the complexities of the coalfields of northern France and Belgium. Further north the compressional effects are limited to open folding of Carboniferous basins, extensive faulting, and minor folds associated with old (Precambrian?) trends in Carboniferous shelf areas.

To the extent that the more gentle Hercynian structures of the north were transgressed by Permian and Triassic rocks, as in the northern English basins, the northern Irish Sea and much of the North Sea, their erosion must have taken place by the Lower Permian. The limited volume of post-Westphalian/pre-Permian sediments matches the limited erosion of the areas of the present coalfield basins, but casts doubt on earlier assumptions of the former existence of a very thick (3-4 km) Coal Measure sequence across the Pennines.

If a major mountain range has been eroded south of the Hercynian Front the products of denudation must be present within the southern region, for there was no Atlantic basin at this time and no significant amount of post-Hercynian/pre-Permian detritus reached the North Sea basin. The red "Upper Coal Measures" of Lincolnshire may belong to this interval (they are still undated) but their volume is small and they are essentially conformable to the productive Westphalian. Some boreholes penetrating the Mesozoic in south-western England (in the western part of the Wessex Basin) have ended in unidentified red beds, and there is geophysical evidence of a deep post-Hercynian basin immediately offshore of the Plymouth area. There is

thus a possibility that the region includes intermontane troughs analogous to the Saar or Autun basins of the European mainland. It is not at all clear, however, where denudation products from the more easterly sunken part of the Hercynian chain would have been dumped, for Westphalian or older rocks are now known in each of the gravity lows described by Falcon and Tarrant (1951) in southern England, nor apparently are post-Hercynian basins at present indicated by geophysical surveys in the English Channel. Possibly the post-Mesozoic low profile of this section of the Hercynian belt reflects earlier more modest development of this part of the mountain chain.

One special effect of the Hercynian compression is recognised in the foreland further north - the development of inversion structures, by which original Carboniferous basinal areas were differentially epirogenically uplifted at this time. East Yorkshire provides one case - mainly documented on land, with structural trends extending into the North Sea - and analogous belts are suspected. In East Yorkshire the feature affects a block-and-basin system which subsequently reverted to its original subsidence pattern in the Jurassic, and was inverted for a second time at the end of the Cretaceous along with the offshore Sole Pit Trough (Heybroek, 1975; Hancock and Scholle, 1975; Kent, 1979).

III. — THE PERMIAN INTERVAL

Over most of the present land areas on the continental shelf the Hercynian orogenic phase coincided with widespread regression, and erosion which in Northeastern England and in the North Sea approached peneplanation. Sedimentation from the late Westphalian to the Permian was generally in red-bed facies. On the evidence of the volumes of sediments accumulated during this interval (e.g. in the English Midlands) erosion must have been largely limited to the trimming-off of the sediments on the higher blocks: this is an independent source of confirmation that it is unrealistic to assume that basinal thicknesses of, for example, Coal Measures, have been eroded from the intervening highs in the area between the Hercynian Front and the Midland Valley of Scotland, or — on similar grounds — from the offshore Mid North Sea High.

The Stephanian to Lower Permian was marked by widespread volcanic extrusions; in Britain best documented in the Midland Valley of Scotland (where they continued Carboniferous activity) but known as widely as Devonshire, the Oslo Graben, the Harz mountains and reported on the continental margin northeast of the Shetlands. Each of these occurrences is associated with major tensional faulting, in areas which were a little later marginal to the Upper Permian and Mesozoic basins (Ziegler, 1978).

Contemporaneous rift development has been deduced in the Upper Permian to account for the limited extent of the Zechstein evaporites in the central North Sea (Sorgenfrei, 1969; Kent, 1975), but this is now suspected of being the surviving strip of a wider spread preserved by Triassic rifting (Ziegler, personal communication), and it is apparently not certain that any of the mid North Sea rifting is of this date, although the association of the Lower Permian volcanics and marginal grabens is presumed to be genetic.

In such westerly British basins as those west of the Shetlands, where the Permo-Triassic is a continuous red-bed series it is unclear how much of the rift (or trap-door) subsidence is Permian and how much Triassic; if one may judge by the (formerly) facing structures in East Greenland there was in fact an important Permian element in the rift sedimentation. In contrast to this in the North Sea area the Upper Permian sea flooded a wide area of extremely low relief, so that the first thin bed — the Kupferschiefer — spread over a wide area of northern Germany and the southern North Sea, while the succeeding Zechstein limestone and evaporites extended peripherally into the Moray Firth basin and transgressed westwards across the Pennines into Lancashire (Smith, 1974). In the North Sea Basin the Permian represents a remarkably quiescent period intervening between the tectonic effects of the distant Hercynian orogeny and the massive graben development of the Trias.

IV. — THE MESOZOIC RIFT PHASE

Whether or not rift basin development had begun in the Permian, it was certainly a dominant factor in deposition of the Trias, continuing finally into the Lower Cretaceous. This rifting of the early North Sea Basin has been interpreted in terms of a branch of the complex North Atlantic opening (a “failed arm”) by various authors, but it must be emphasised that apart from problems of timing it was not unique — that rifting of this date was widespread in the region — in the Minch Basin, Ulster Basin, Solway Basin, Irish Sea, Celtic Sea, Cheshire Basin, Worcester Graben, Bristol Channel and the Western Approaches Basin (Kent, 1975). Whatever the mechanism may be, it has to be one which was widely pervasive rather than characterising a limited narrow belt, as well as one which clearly pre-dated the initial North Atlantic opening. A process of crustal spreading seems to be required to explain the observed phenomena in Europe and elsewhere in the world (Bott, 1973; Kent, 1977).

Triassic rifting, which effectively began the pre-Upper Cretaceous phase of major subsidence, was on a larger scale in the North Sea than subsequent movements (Brennand, 1975), perhaps reflecting release of long accumulated stresses. (On other continental margins the “Mesozoic” rifting can be traced back

to the early Karroo or Permo-Carboniferous), Some of the deepest rifts (such as the Horn Graben) did not move again, a feature known elsewhere and possibly controlled by the ratio between the amount of displacement and crustal thickness. Many fault zones however had a history of repetitive movement, and in association with this positive structures varying in size from a few kilometres to a hundred kilometres or more across show a history of continued buoyancy (from the Permian) through Jurassic and Lower Cretaceous times. This has been illustrated for the Piper Block (Kent, 1975) with its multiple unconformities, in many respects stratigraphically analogous to the Market Weighton Block in Yorkshire and to the East Anglian Massif itself (Wills, 1973; Kent, 1975).

Differential block and trough development resulting from lateral tension is a widely recognised phenomenon, and the history of these North Sea structures is compatible with long continued plastic stretching of the deep continental crust, as Bott has envisaged. Movement appears to have been in some degree episodic, with a widespread phase at the end of the Triassic, another late Lower Jurassic, one of the largest in the Callovian, another post-Kimmeridgian and a complex of movements in the Neocomian to early Aptian. These largely coincide with Stille’s “orogenic” episodes (although as now known they are essentially epeirogenic) and are broadly grouped as Cimmerian — alias Kimmerian (*) — movements: it is important to recognise that they are a characteristic feature of the differential movements of the whole of the region for which detailed knowledge is available.

The ending of block-and-basin development and its substitution by largely unfaulted basinal subsidence came in the North Sea during the Lower Cretaceous. In the southern North Sea Neocomian shales participate in the transgression across the complex earlier structures; in the northern North Sea the dated transgression is Aptian. The replacement of fault-controlled subsidence by simple progradational basinal development is a widespread phenomenon round the world in the early Cretaceous, and a similar range of timing — Neocomian to Aptian or early Albian — is recognised elsewhere for this fundamental change in global mechanics (Kent, 1977).

V. — CRETACEOUS AND TERTIARY BASINAL DEVELOPMENT

In the North Sea, as on continental shelves which face the Atlantic and Indian oceans, Cretaceous and

(*) The non-Germanic form with an initial “C” is preferable to avoid mistaken correlation with the Kimmeridgian stage.

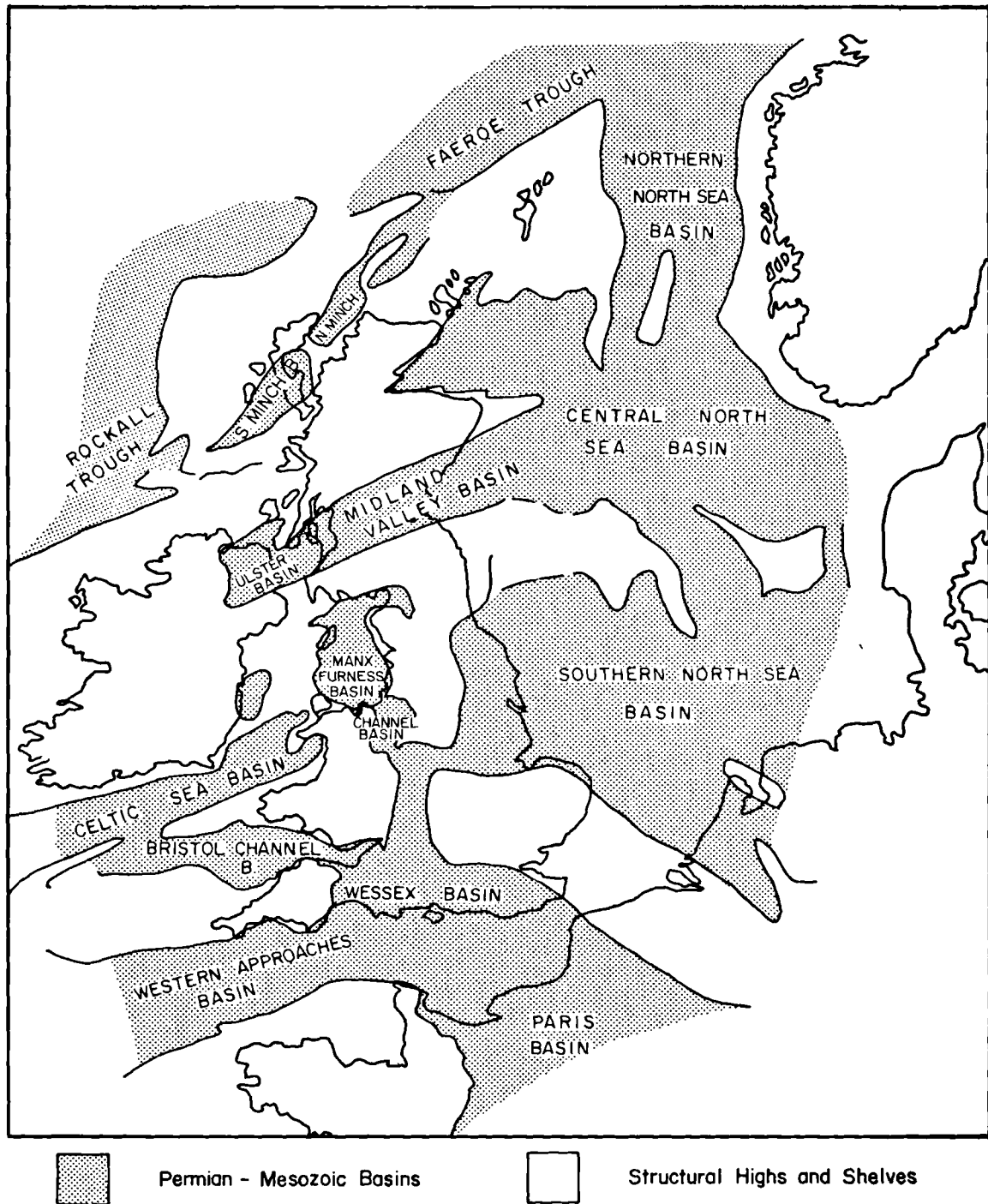


Fig. 2. — Distribution of Permian/Mesozoic basins in the region of the Northwest European continental shelf. North of the Hercynian Front these are all successors to Devonian/Carboniferous Basins.

Tertiary sedimentation was largely by progradation which was the dominant factor independently of changing lithologies or marginal transgressions and regressions. The concept that this was controlled by cooling of newly exposed ocean floor explains the subsidence of the open continental shelves, but the close correspondence of the features seen in the Northern North Sea Basin (with no oceanic crust) is less easily explainable. It requires some form of thinning of the crust to facilitate comparable cooling and subsidence, but it is still unclear why this ceased to be expressed at sea floor level by continued fault movement. It is notable that the regression of the late Cretaceous seas from wide areas to the relatively diminutive Tertiary basins did not produce any change in the subsidence pattern.

The late Cretaceous/Eocene period was however marked in Northwest Europe by a special phenomenon - by inversion of a number of earlier Jurassic/Lower Cretaceous troughs to form linear welts over which Upper Cretaceous and Eocene are attenuated. This has long been recognised as characteristic of the Jurassic troughs of Germany; it has since been documented in the southern North Sea and is recognised in southern England, the Western Approaches, the Weald and East Yorkshire (Ziegler, 1975, 1978). Since the earlier troughs affected vary in trend from east-west to north-south, the normal compression of weak belts (early Alpine) cannot explain the feature; Ziegler has ascribed the features to widespread shear of the continental crust.

An aspect of the inversion which is not obviously explained by shear is its coincidence with longterm changes in differential subsidence. It has been observed above that inversion along the Craven-Flamborough fault belt of East Yorkshire took place at end-Carboniferous as well as end-Cretaceous, in each case coinciding with a change in displacement of the crustal saw from down-to-the-north to down-to-the-south (Kent, 1979). The longlasting effect of these changes in eastern England is illustrated in the accompanying table; it is a feature yet to find an explanation:

| | Northeast Yorkshire (north of Flamborough line) | East Midlands Shelf (south of Flamborough line including market Weighton block) |
|---------------------|---|---|
| Upper Tertiary | + | ○ |
| Lower Tertiary | + ? | ○ |
| Upper Cretaceous | + | — |
| INVERSION | (+) | (—) |
| Lower Cretaceous | — ? | + |
| Jurassic | — | + |
| Triassic | ○ | ○ |
| Permian | — | + |
| INVERSION | (+) | (—) |
| Upper Carboniferous | — | + |
| Lower Carboniferous | — | + |

+ : Limited subsidence relative to adjoining area.
 — : Differential subsidence.
 ○ : No significant effect.

There is a suspicion of a comparable sequence of events for the essentially Upper Palaeozoic Midland Valley rift of Scotland, which is known to have been also a Jurassic rift in its Irish continuation but lost any Jurassic fill in Scotland, presumably by late uplift. Repetitive inversion is not a feature yet documented in the North Sea, perhaps because knowledge of the Upper Palaeozoic is still very limited, but these cases point to the possibility that Jurassic rift belts offshore may coincide with basinal developments of Carboniferous rocks.

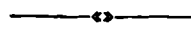
The later Tertiary history of the North Sea appears to have been one of gentle differential tilting, with all the Tertiary stages represented by marine beds in both southern and northern North Sea basins.

It is a process of differential subsidence (and sedimentation) which still continues to the present, as the inhabitants of eastern England and the Netherlands know well to their cost. It is a striking fact — although perhaps no consolation — that the subsidence of the Fenland and the Polders is the modern expression of a geological process which extends back into the Upper Palaeozoic.

REFERENCES

- 1) BOTT M.H.P. (1968). — The Geological Structure of the Irish Sea Basin. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- 2) BOTT M.H.P. (1973). — The Evolution of the Atlantic north of the Faeroe Islands. in Tarling D.H. and Runcorn S.K. (Eds). Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, Vol. 1, p. 175-189, Academic Press, New-York.
- 3) BOTT M.H.P. and WATTS A.B. (1970). — Geophysical Investigations on the continental shelf and slope around the Hebrides, Orkneys and Shetlands (abstr. with discussion). *Proc. geol. Soc. Lond.*, 1662, p. 80-82.
- 4) BOWES D.R. (1978). — Shield formation in early Precambrian times: the Lewisian complex. in Bowes D.R. and Leake B.E. (Eds), Crustal evolution in north-western Britain and adjacent regions. *Geol. Journ.*, Spec. Issue, N° 10.
- 5) BOWES D.R. and GAAL G. (in press). — Precambrian record of the Eastern North Atlantic Borderlands. Paper presented at the 1st International Workshop: The Geologic Atlas of the North Atlantic Borderlands. Can. Soc. Petrol. Geol. and Pet. Expl. Soc. G.B., St John's, Newfoundland, June 1979.

- 6) BRENNAND T.P. (1975). — The Triassic of the North Sea. *in* Woodland A.W. (Ed.) (q.v.), p. 295-310.
- 7) FALCON N.L. and TARRANT L.H. (1950). — The Gravitational and Magnetic Exploration of parts of the Mesozoic-covered areas of South-Central England. *Q.J. geol. Soc. Lond.*, 106, (2), p. 141-170
- 8) GEORGE T.N. (1958). — Lower Carboniferous palaeogeography of the British Isles. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 31, (3), p. 227-318.
- 9) HANCOCK J.M. and SCHOLLE P.A. (1975). — Chalk of the North Sea. *in* Woodland A.W. (Ed.) (q.v.), p. 413-425.
- 10) HEYBROECK P. (1975). — On the structure of the Dutch part of the central North Sea graben. *in* Woodland A.W. (Ed.) (q.v.), p. 339-352.
- 11) KENT P.E. (1975). — The tectonic development of Great Britain and the surrounding seas. *in* Woodland A.W. (Ed.) (q.v.), p. 3-28.
- 12) KENT P.E. (1977). — The Mesozoic development of aseismic continental shelves. *J. geol. Soc. Lond.*, 134, p. 1-18.
- 13) KENT P.E. (1979). — The Tees to the Wash: British Regional Geology. *Inst. geol. Sci., H.M.S.O.*
- 14) McKERROW W.S. and ZIEGLER A.M. (1972). — Palaeozoic Oceans. *Nature Phys. Sci.*, 240, (100), p. 92-94.
- 15) SMITH D.B. (1974). — Permian. *in* Rayner D.H. and Hemingway J.E. (Eds). *The Geology and Mineral Resources of Yorkshire. Yorks. geol. Soc.*, p. 115-144.
- 16) SORGENFREI T. (1969). — Geological perspectives in the North Sea areas. *Med. dansk. geol. Foren.*, 19, p. 160-196.
- 17) WHITTINGTON H.B. and HUGHES C.P. (1972). — Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B 263, p. 235-278.
- 18) WILLS L.J. (1973). — A Paleogeological map of the Palaeozoic floor below the Permian and Mesozoic formations in England and Wales. *Mem. geol. Soc. Lond.*, 7.
- 19) WILLS L.J. (1978). — A Palaeogeological map of the Lower Palaeozoic floor below the cover of Upper Devonian, Carboniferous and later formations. *Mem. geol. Soc. Lond.*, 8.
- 20) WOODLAND A.W. (Edit.) (1975). — Petroleum and the continental shelf of northwest Europe. Vol. 1. *Geology*. Applied Science Publishers, London.
- 21) ZIEGLER P.A. (1975). — North Sea Basin History in the Tectonic Framework of North-Western Europe. *in* Woodland A.W. (Ed.) (q.v.), p. 131-149.
- 22) ZIEGLER P.A. (1975). — North-western Europe: Tectonics and Basin Development. *Geol. en Mijnbouw.*, 57, (4), p. 589-626.



Les bassins sédimentaires post-hercyniens d'Europe Centrale

par Miroslav MALKOVSKY (*)

Résumé. — Le développement des bassins de l'Europe Centrale post-hercynienne a surtout été influencé par l'orogénèse des Alpes et des Carpathes. Les bassins se développent sur la plate-forme de l'Europe occidentale, c'est-à-dire au Sud-Ouest de la ligne de Tornquist. Alors que les bassins mésozoïques et cénozoïques des régions éloignées du massif de Bohême connaissent une subsidence presque constante, leur évolution dans ce massif et à proximité, était liée à sa surrection permanente conduisant à des interruptions de sédimentation fréquentes et durables. Cette liaison permet, grâce aux connaissances acquises sur la stratigraphie des sédiments de ces bassins, de bien repérer chronologiquement l'influence de l'orogénèse alpine sur l'avant-pays carpatho-alpin.

Abstract. — The development of the sedimentary basins of the Post-Hercynian Central Europe was influenced particularly by the folding of the Alps and Carpathians. The basins develop on the West-European platform, i. e. south-west of the Tornquist Line. Whereas the development of Mesozoic and Cenozoic basins in the wider surrounding of the Bohemian Massif was controlled by their almost continuous subsidence, their development within the Bohemian Massif and its closer vicinity is characterized by its stable uplifting which frequently led into a longer non-deposition. This fact, along with the present state of knowledge on stratigraphical classification of the sedimentary material filling the basins, enables to delimit the chronological influence of the Alpine revolution on the fore-land of the Alps and Carpathians.

INTRODUCTION

Le développement des bassins mésozoïques et cénozoïques d'Europe Centrale est influencé par l'âge de consolidation de leur socle. Tandis que le domaine de l'Archéo-Europe (Stille, 1924) fut consolidé dès l'orogénèse cadomienne et que sa couverture non plissée est formée de sédiments datant du Paléozoïque inférieur au Quaternaire, le socle de l'Europe moyenne, situé au SW de cette Archéo-Europe, fut consolidé par l'orogénèse hercynienne ; sa couverture non plissée est représentée par les sédiments mésozoïques et cénozoïques.

Pour cette raison, on peut distinguer en Europe deux vastes territoires, montrant des couvertures de plate-forme d'âges différents (fig. 1). Au NE de la ligne de Tornquist [dite aussi ligne de Teisseyre (Znosko, 1969) ou linéament de Tornquist-Teisseyre (Ziegler, 1978)], s'étend la plate-forme de l'Europe orientale. Au SW de cette ligne, on trouve la plate-forme de l'Europe occidentale. La consolidation plus récente de l'Europe occidentale, à laquelle appartiennent les bassins de l'Europe Centrale, conduit à une autre différence avec la plate-forme de l'Europe de l'Est : les massifs consolidés par l'orogénèse hercynienne subissent une remontée continue durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, dans la plate-forme occidentale.

(*) Service Géologique, 11821 - Praha (Tchécoslovaquie).

En Europe Centrale, la sédimentation est répartie entre deux bassins au cours du Secondaire et du Tertiaire :

— le bassin germano-polonais, pris entre la Fennoscandie au Nord et les Variscides au Sud (Massif rhénan et Massif bohémien) ;

— le bassin germanique méridional au SE du Massif bohémien.

Les autres bassins mentionnés en Europe Centrale ne sont que des appendices des bassins ci-dessus, comme le bassin subhercynien crétacé au Nord du Harz et le bassin crétacé de Bohême ; ou bien, ce ne sont que des petits bassins continentaux à développement autonome, comme le bassin crétacé supérieur de Bohême du Sud ou les bassins tertiaires du Piedmont de Krušné Hory en Bohême du Nord, de Ries en Bavière (Malkovsky, 1979, 1980).

I. — EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DES BASSINS

Dans le bassin germano-polonais, en continuité à l'Est avec celui d'Europe du Nord-Ouest (au sens de Ziegler, 1978), la subsidence et la sédimentation continuent en liaison avec la subsidence commencée au Paléozoïque supérieur et poursuivie du Trias à nos jours, malgré quelques interruptions de sédimentation négligeables. Dans le bassin germanique méridional, la

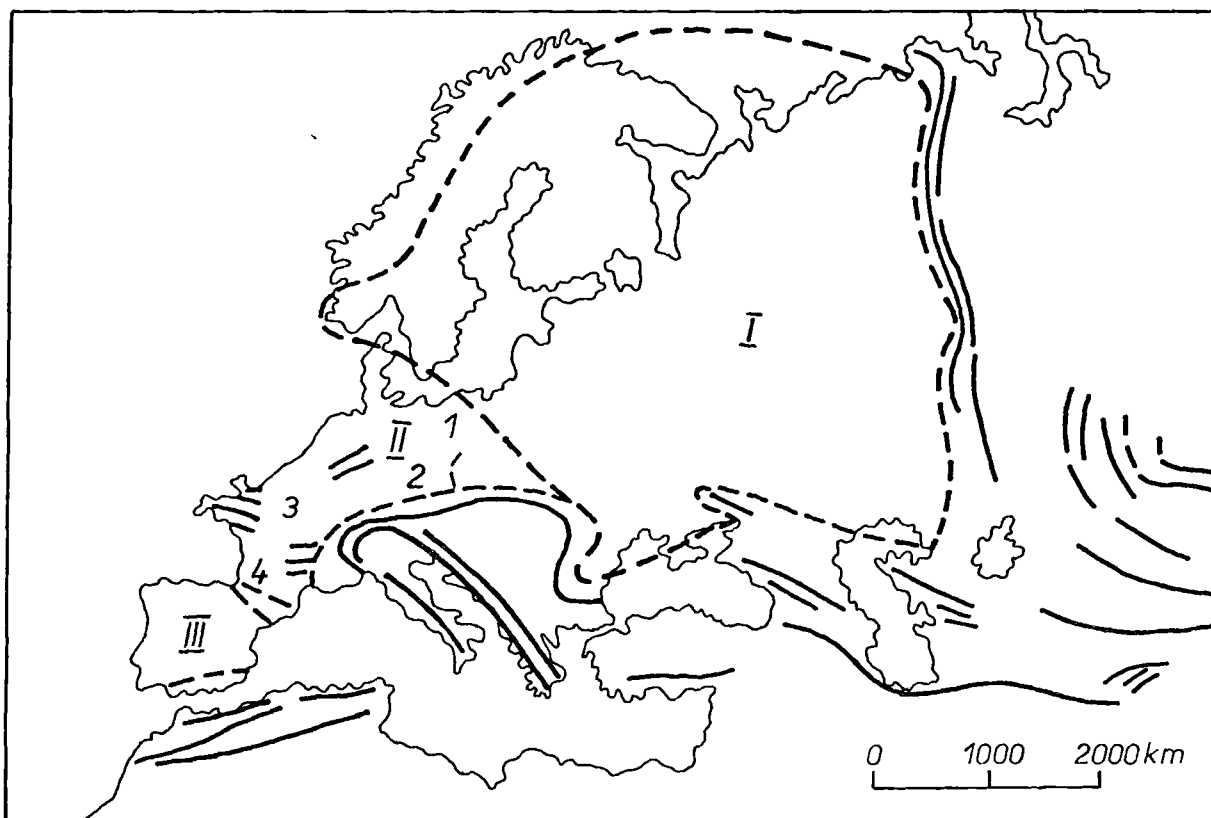


Fig. 1. — Les plates-formes européennes.

I, la plate-forme de l'Europe orientale. — II, la plate-forme de l'Europe occidentale : 1, le bassin germano-polonais ; 2, le bassin germanique méridional ; 3, le bassin parisien ; 4, le bassin aquitain. — III, la plate-forme ibérique.

sédimentation s'acheva dès le Crétacé supérieur, après quelques lacunes au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

1) Trias.

Au Trias, les deux bassins se relient par dessus la Hesse. Ils s'étendaient au Nord du seuil vindélien, qui les séparait du fossé téthysien (fig. 2).

Kölbel (1959) indique, pour le centre du bassin germano-polonais, les épaisseurs suivantes des différents niveaux du Trias : Trias inférieur, plus de 1.000 m ; Trias moyen, jusqu'à 300 m ; Trias supérieur (Keuper inférieur et moyen), de 700 à 1.000 m. Alors que la totalité des sédiments triasiques atteint en Thuringe des épaisseurs d'environ 1.500 m (Trias inférieur 700 m), les épaisseurs maximales atteignent, dans le Mecklembourg méridional, presque 2.000 m, dont 1.200 m pour le Trias inférieur.

Senkowiczowa (1970) complète cette image en montrant que l'axe du bassin suit une direction NW-SE,

à l'emplacement supposé du contact entre les plates-formes d'Europe occidentale et orientale. L'épaisseur du Trias y est estimée à plus de 2.500 m. Le môle de la plate-forme de l'Europe orientale s'abaissait asymétriquement sur la marge sud-ouest, de même que le môle de la plate-forme de l'Europe occidentale sur sa marge nord-est.

Dans le bassin germanique méridional, le Trias est complet : ses trois séries atteignent les épaisseurs maximales suivantes (Cramer, 1964 ; Emmert, 1964) : Trias inférieur, 695 m ; Trias moyen, 265 m ; Trias supérieur, 500 m environ. La marge du bassin s'est déplacée vers le SE, sur le seuil vindélien à partir des niveaux supérieurs. L'épaisseur de chaque série croît du SE au NW.

L'image paléogéographique de l'Europe Centrale au Trias est simple. Dans les deux bassins, le Trias inférieur, représenté par des dépôts terrigènes, marque une phase finale de l'évolution hercynienne : à cette époque prédominait un aplanissement général de ce bâti. Au Trias moyen, la région des bassins a été marquée par

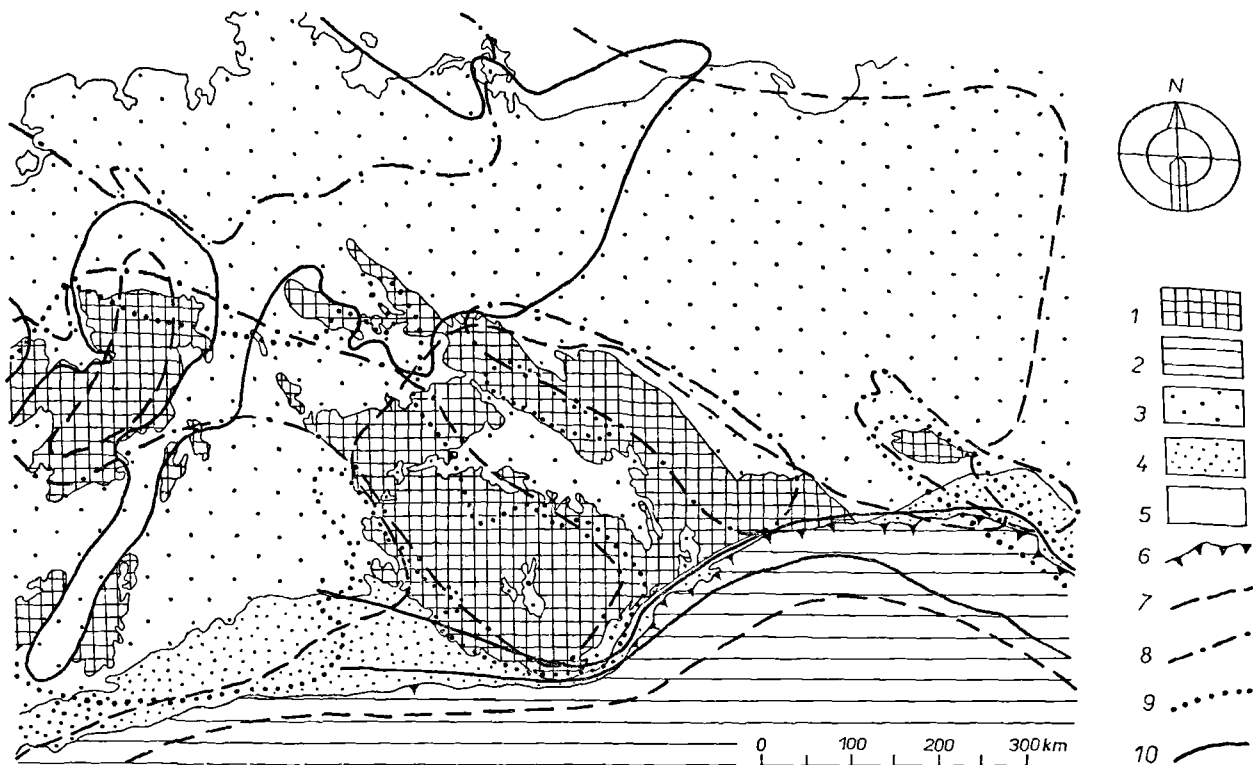


Fig. 2. — Paléogéographie de l'Europe Centrale au Mésozoïque et au Cénozoïque.

1. les formations pré-mésozoïques. — 2, le géosynclinal alpine-carpathique. — 3, la couverture plate-forme. — 4, le remplissage de l'avant-fosse. — 5, la mer récente. — 6, la marge des Alpes et des Carpathes. — 7, l'extension du Trias supérieur. — 8, l'extension du Jurassique supérieur. — 9, l'extension du Crétacé supérieur (Coniacien). — 10, l'extension de l'Oligocène.

la transgression d'une mer épicontinentale peu profonde. Le Trias supérieur traduit une réinstallation de la sédimentation terrigène.

2) Jurassique.

Le Jurassique du bassin germano-polonais suit la même évolution que le Trias. D'après les études de Kölbl (1959), les plus grandes épaisseurs de Jurassique se situent au contact immédiat des plates-formes de l'Europe occidentale et orientale, où chaque série du Jurassique dépasse 1.000 m. Les travaux polonais (Dadlez *et al.*, 1970) évaluent l'épaisseur totale des dépôts jurassiques à plus de 2.500 m, dans le fossé profond qui continuait à s'enfoncer asymétriquement durant la sédimentation. Là, le Jurassique diffère du Trias qui s'est déposé dans un fossé symétrique (Senkowiczowa, 1970 ; Gtazek et Kutek, 1976).

Dans le bassin germanique méridional (Treibs, 1964), le Jurassique a un développement complet, mais le caractère épicontinental de la sédimentation fait que chacune de ses unités est généralement très mince

(quelques mètres ou dizaines de mètres), avec parfois même des lacunes. L'épaisseur maximale des sédiments de l'Hettangien au Tithonique atteint 1.120 m, le Lias ayant 182 m, le Dogger 261 m et le Malm 677 m.

Au Jurassique inférieur et moyen, les deux bassins communiquaient par la Hesse, comme au Trias (comme l'attestent les affleurements jurassiques de faible superficie). Leur séparation eut lieu au Jurassique supérieur, lors de la jonction des massifs du Rhin et de Bohême en une seule masse émergée.

Dans le bassin germano-polonais, le Callovien présente un caractère transgressif vers le Sud, dans ses niveaux moyen et supérieur. A la même époque, la jonction de la mer épicontinentale du bassin germano-polonais et de la Téthys eut lieu par la Moravie (Porte Morave).

3) Crétacé.

Au Crétacé inférieur, le bassin germanique méridional est exondé. La sédimentation était alors limitée à la zone du flysch, dans les Alpes et les Carpathes. Ce

n'est qu'au début du Cénomaniens que reprend la sédimentation marine dans un bassin assez étroit, dirigé NW-SE, au Sud-Ouest du massif de Bohême (Tillmann, 1964) : ce bassin s'étendait jusque vers Hollfeld (à environ 100 km au Nord de Nuremberg). Le domaine marin s'est ensuite accru jusqu'au Campanien supérieur. La régression a commencé par le Nord au Santonien, dans la région située au NW de Bayreuth et s'est achevée au Sud, vers Innviertel, à la fin du Campanien - début du Danien. Après quoi, le bassin germanique méridional a cessé d'exister.

Les épaisseurs complètes du Crétacé supérieur aux alentours de Auerbach, dans la partie nord du Haut-Palatinat, stratigraphiquement équivalent du bassin crétacé de Bohême, sont de 260 m pour le Cénomaniens, 120 m pour le Turonien, 80 m pour le Coniacien et 40 m pour le Santonien.

Dans la partie du bassin germano-polonais située en R.D.A., Kölbl (1959) donne 100 m d'épaisseur au Crétacé inférieur et 500 m au Crétacé supérieur. Les épaisseurs indiquées par Marck *et al.* (1970), pour la Pologne, sont de 600 à 800 m pour le Barrémien à l'Albien moyen, et jusqu'à 3.000 m pour le Cénomaniens-Maestrichtien dans le fossé de Mogilno.

A l'Albien supérieur et au Cénomaniens inférieur, une transgression très importante venant de l'Ouest a envahi vers l'Est le bassin germano-polonais, et atteint la plate-forme d'Europe orientale (Tröger, 1976) ; d'autre part, au Cénomaniens, elle progresse vers le Sud, atteint la marge méridionale du bassin de Münsterland (Arnold, 1964) et dépasse la partie nord du bassin de Thuringe, y compris la partie est du bassin crétacé subhercynien (Tröger, 1969) et la partie nord-est du massif de Bohême (bassin crétacé de Bohême). Tous ces bassins locaux sont des appendices du bassin germano-polonais.

4) Cénozoïque.

Les périodes paléogène, néogène et quaternaire sont caractérisées, dans le bassin germano-polonais, par une alternance de dépôts marins et continentaux. La sédimentation marine tertiaire est surtout limitée à la partie ouest du bassin (Krutsch et Lotsch, 1958 ; Lotsch, 1968). Au NW de Berlin, son épaisseur dépasse 500 m, se réduisant à 200 m vers l'Est.

Au Néogène, une montée de néovolcanites eut lieu dans le Nord du massif de Bohême, dans une zone volcano-tectonique de direction W.SW-E.NE, qui suit la faille franconienne aux environs de Kemnath (R.F.A.), au SW, jusqu'à la faille de l'Oder, au NE, près de Legnica, en Pologne. Ce volcanisme est dû au soulèvement du massif de Bohême, fracturé en différents blocs. Cette zone néovolcanique recoupe le massif de Bohême indépendamment de son histoire géotectonique antérieure ; le fractionnement du massif en blocs ne tient compte, ni des limites des unités géologiques, ni des anomalies gravimétriques (Malkovsky, 1979).

Les phases principales de la mise en place des volcanites se situent à l'Aquitaniens. La subsidence volcano-tectonique (Van Bemmelen, 1949 ; Dennis *et al.*, 1967) consécutive est alors responsable de la formation d'une série de bassins continentaux, dont le remplissage sédimentaire est d'âge aquitaniens à helvétien supérieur. Ces bassins ne proviennent pas de taphrogénèse, comme le suggèrent Illier (1974) et Kopecky (1976).

La tectogénèse par gravitation-subsidence volcano-tectonique est corroborée par le développement autonome de chaque bassin (Malkovsky, 1980).

La sédimentation dans le cratère de Ries (R.F.A.) peut également s'expliquer par ce phénomène. Cette explication se rapproche des idées initiales sur l'origine de ce bassin (Branco et Fraas, 1901), tandis que l'hypothèse d'un cratère dû à la chute d'une météorite ne paraît pas suffisamment étayée (Ching-te Chao, 1977).

Les marges sud-ouest, sud et sud-est du Massif de Bohême et de l'avant-pays des Alpes et des Carpathes, en Europe Centrale proprement dite, sont influencées, surtout au Miocène moyen et supérieur, par la proximité de l'avant-fosse carpathique, dont les vallées entament profondément le continent [les dépôts marins du Miocène moyen de Bohême orientale ainsi que les sédiments synchrones de Bohême méridionale ont nettement des caractères transgressifs (Malkovsky, 1975)].

II. — INTERDEPENDANCE ENTRE LE DEVELOPPEMENT DES BASSINS ET L'EVOLUTION TECTONIQUE DES ALPES ET DES CARPATHES

L'évolution tectonique des bassins d'Europe Centrale, situés sur la plate-forme d'Europe occidentale, est liée à celle des Alpes orientales et des Carpathes occidentales, durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Le rôle important des phases du plissement alpin a été souligné précédemment par l'auteur (Malkovsky, 1971). Un bref résumé en est donné ci-dessous.

1) Evolution mésozoïque.

Après un hiatus local entre le Permien et le Trias, dû à la phase hercynienne ultime (phase palatine), le dépôt du Trias inférieur eut lieu dans les deux bassins s'étendant au Nord du seuil vindélicien. La sédimentation cessa à la suite de la phase du Montenegro, connue entre le Trias inférieur et moyen dans les parties méridionales des Alpes orientales (Tollmann, 1966). Les deux bassins étaient une zone de subsidence à sédimentation marine, tandis que les massifs hercyniens du Rhin et de Bohême s'exondaient progressivement.

L'absence du Trias supérieur et du Jurassique inférieur indique la permanence de la surrection de ces deux massifs. Le début de l'orogénèse alpine en Europe Centrale est donc une période anorogénique prononcée, alors qu'en Asie orientale, l'orogénèse labine était d'une grande importance. On ne connaît

que dans les Alpes orientales et les Carpathes occidentales des mouvements verticaux d'ampleur variable pendant les phases triasiques, la phase éo-kimmérienne, entre Trias et Jurassique, la phase méso-kimmérienne, intra-liasique, la phase des Hautes-Alpes, post-liasique, et enfin la phase anté-bathonienne.

Ces mouvements se traduisent aussi, dans les deux bassins, par des transgressions et régressions locales, n'affectant que quelques strates ou simplement marquées par des réductions d'épaisseurs.

Les phases néo-kimmériennes, surtout celles du Callovien supérieur et du Malm inférieur — connues par des mouvements dans les zones méridionales des Alpes orientales — sont concomitantes de la submersion de la partie nord-est du massif de Bohême. Cet enfoncement permet alors la jonction, par la Porte de Moravie, de la mer épicontinentale du bassin germano-polonais avec la Téthys.

La phase néo-kimmérienne — dite de Deister — séparant le Kimméridgien du Portlandien, est responsable du retrait de la mer entre les deux massifs (Rhin et Bohême) et de leur fusion en une seule terre émergée. Cette tendance se maintint lors des phases austro-alpine et paléo-autrichienne, au Crétacé inférieur, simultanément aux grands déplacements tangentiels des Alpes centrales. La régression se poursuivit, et le continent formé des massifs rhénan et bohémien s'agrandit : dans le bassin germano-polonais, la régression se fit à partir du Sud-Ouest, et dans la zone du flysch des Alpes et des Carpathes, en direction du Sud.

C'est seulement la phase autrichienne qui, à la limite du Crétacé inférieur et supérieur, marque le retour de la mer dans les bassins germano-polonais et germanique méridional. Cette transgression empiète sur le continent, surtout au Cénomaniens et au Santonien inférieur. La mise en place des nappes dans les Carpathes centrales et les Alpes calcaires, lors de la phase méditerranéenne du Turonien supérieur, n'affecte pas non plus la tendance subsidente des deux bassins jusqu'au Coniacien ou Santonien. Ce n'est que par suite des phases subhercyniennes du plissement alpin que la sédimentation dans les deux bassins cessa ou fut partiellement réduite.

Des failles de direction NW-SE, donc parallèles à la marge de la plate-forme de l'Europe orientale, sont caractéristiques de la tectonique *mésozoïque* dans les deux bassins.

2) Evolution cénozoïque.

Il est difficile de trouver des traces des phases orogéniques fini-crétacées et paléogènes dans le domaine des deux bassins. C'est l'époque de la mise en place des nappes ; dans les Carpathes occidentales, elle a eu lieu au Paléocène supérieur (phase laramienne 3) ; puis, les phases illyrienne et pyrénéenne correspondent à la mise en place des gigantesques nappes des Alpes calcaires.

C'est ensuite la phase save, qui, au Tertiaire, joue un rôle important dans l'évolution du bassin germano-polonais : la mer se retire, des bassins à cachet continental s'ouvrent dans le Massif de Bohême.

Les phases save et surtout paléo-save — reflet des mouvements des nappes du flysch des Alpes — ont, au Tertiaire, joué un rôle important dans l'évolution du bassin germano-polonais : elles ont comme effet le recul de la mer et la genèse de bassins à cachet continental à l'intérieur du Massif de Bohême.

Les phases styriennes du plissement alpin sont les dernières phases importantes par le rôle qu'elles jouèrent dans la sédimentation du bassin germano-polonais et sur le continent situé entre celui-ci et la Téthys.

Durant la phase éo-styrienne entre Helvétien inférieur et supérieur, la sédimentation prit fin dans les bassins des confins nord du massif de Bohême. La phase néo-styrienne (limite Helvétien-Tortonien) est caractérisée par de nouveaux déplacements tangentiels dans l'unité subsilésique, par des chevauchements marginaux vers le Nord, dans les Alpes, par des déplacements de la zone du flysch de Waschberg sur la marge nord. Le môle continental de l'avant-pays alpin et carpathique connut alors un maximum de transgression et la mer de l'avant-fosse envahissait largement le continent, au Tortonien inférieur. La phase styrienne la plus récente — entre Tortonien inférieur et supérieur — se marqua par d'ultimes déplacements des nappes frontales et la mer se retira partiellement de l'avant-fosse vers le NE.

Les phases ultérieures, plus jeunes que la glaciation alpine, sont caractérisées, dans les Alpes, les Carpathes et leur avant-pays, par des mouvements épirogéniques et des changements paléogéographiques, qui ont donné naissance à des bassins sédimentaires circonscrits et peu profonds, répartis en différents secteurs de l'Europe Centrale au Samartien et au Pliocène.

En opposition avec le Mésozoïque, les structures tectoniques de direction SW-NE prennent une importance prépondérante au Cénozoïque. Ceci se marque particulièrement dans la genèse de la zone volcano-tectonique du massif de Bohême et dans celle des bassins continentaux néogènes de la même zone. Quant aux directions, elles correspondent au plan structural récent de la partie occidentale des Carpathes externes de Tchécoslovaquie.

CONCLUSIONS

Le développement des bassins de l'Europe Centrale post-hercynienne a surtout été influencé par l'orogénèse alpine. Les bassins se développent sur la plate-forme de l'Europe occidentale, c'est-à-dire au Sud-Ouest de la ligne de Tornquist. La plate-forme était consolidée par l'orogénèse hercynienne. Alors que les bassins mésozoïques et cénozoïques, dans les régions éloignées du massif de Bohême, connaissaient une sub-

sidence presque constante, leur évolution, dans et à proximité de ce massif, était caractérisée par sa surrection permanente conduisant à de fréquentes et durables interruptions de sédimentation. Ce fait permet, grâce aux connaissances stratigraphiques actuelles sur les sédiments des bassins, de bien repérer chronologiquement l'influence de l'orogénèse alpine sur l'avant-pays carpatho-alpin.

L'analyse tectonique et paléogéographique de l'Europe Centrale montre la différence essentielle des direc-

tions de failles qui ont guidé la formation des bassins, au cours du temps. Les mouvements mésozoïques se sont faits suivant des failles de direction NW-SE, parallèlement à la bordure de la plate-forme d'Europe orientale. A cette époque, les manifestations volcaniques sont rares. Au contraire, pendant le Cénozoïque, et particulièrement le Néogène, les bassins se forment selon des axes SW-NE, de direction parallèle au plan structural récent des Carpathes externes de Tchécoslovaquie.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARNOLD H. (1964). — Fazies und Mächtigkeit der Kreidestufen im Münsterländer Oberkreidegebiet. *Fortsch. Geol. Rheinl. Westf.*, vol. 7, p. 599-610.
- 2) BRANCO W., FRAAS E. (1901). — Das vulkanische Ries bei Nördlingen in seiner Bedeutung für Fragen der allgemeinen Geologie. *Abh. Kön. preuss. Akad. Wiss.*, vol. 1, p. 1-169.
- 3) BRINKMANN R. (1960). — Geologic evolution of Europe, p. 1-161.
- 4) CHING-TE CHAO E. (1977). — The Ries Crater of Southern Germany, a Model for Large Basins on Planetary Surfaces. *Geol. Jb.*, A, vol. 43, p. 3-81.
- 5) CRAMER P. (1964). — Buntsandstein. In *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, p. 69-81.
- 6) DADLEZ R. *et al.* (1970). — Jura. In *Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. geol.*, vol. 251, p. 423-456.
- 7) DENNIS J.G., ed. (1967). — International tectonic dictionary. English terminology. *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*.
- 8) EMMERT U. (1964). — Muschelkalk. Keuper. In *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, p. 81-90.
- 9) GTAZEK J., KUTEK J. (1976). — Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru swietokrzyskiego. In W. Pozaryski, ed.: *Przewodnik 48, zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice*, p. 15-58.
- 10) ILLIES J.H. (1974). — Intra-Plattentektonik im Mitteleuropa und der Rheingraben. *Oberrhein. geol. Abh.*, vol. 23, p. 1-24.
- 11) KÖLBEL H. (1959). — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. *Ber. Geol. Gesell. D.D.R. geol. Wiss.*, vol. 4, p. 115-156.
- 12) KOPECKY L. (1978). — Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. *Sbor. geol. ved, Geologie*, vol. 31, p. 91-107.
- 13) KRUTZSCH W., LOTSCH D. (1958). — Übersicht über die paläogeographische Entwicklung des zentral-europäischen Alttertiärs (ohne Tethys-Raum). *Ber. geol. Ges. D.D.R.*, vol. 3, 2/3, p. 99-100.
- 14) LOTSCH D. (1968). — Tertiär. In *Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*, vol. 1, p. 356-379.
- 15) MALKOVSKY M. (1971). — Korrelationsschema der neoiden tektonischen Entwicklung des Böhmisches Massivs, der Ostalpen und der Westkarpaten. *Vest. Ustr. Ust. geol.*, vol. 46, p. 321-329.
- 16) MALKOVSKY M. (1975). — Palaeogeography of the Miocene of the Bohemian Massif. *Vest. Ustr. Ust. geol.*, vol. 50, p. 27-31.
- 17) MALKOVSKY M. (1979). — Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. *Knih. Ustr. Ust. geol.*, vol. 53, p. 1-176.
- 18) MALKOVSKY M. (1980). — Model of the origin of the Tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcanotectonic subsidence. *Vest. Ustr. Ust. geol.*, vol. 55. (sous presse).
- 19) MAREK S. *et al.* (1970). — Kreda. In *Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol.*, vol. 251, p. 279-499.
- 20) SENKOWICZOWA H. (1970). — Trias. In *Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol.*, vol. 251, p. 388-403.
- 21) STILLE H. (1924). — Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
- 22) TILLMANN H. (1964). — Kreide. Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. In *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, p. 162-177 et 195-213.
- 23) TOLLMANN A. (1966). — Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotekt. Forsch.* (Stuttgart), p. 1-156.
- 24) TREIBS W. (1964). — Jura. In *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000*, p. 121-141.
- 25) TRÖGER K.A. (1969). — Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide. II. *Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, vol. 13, p. 1-70.
- 26) VAN BEMMELEN R.W. (1949). — The Geology of Indonesia, vol. 1A.
- 27) ZIEGLER P.A. (1978). — North-Western Europe: tectonics and basin development. *Geol. Mijnbouw*, vol. 57, p. 589-626.
- 28) ZNOSKO J. (1969). — Geologia Kujaw i Wschodniej Wielkopolski - Przewodnik 41 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Konin.

Tectogenèse du bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin

par Claude MEGNIEN (*) *et al.*

Résumé. — Le bassin de Paris est né de distensions permo-triasiques entre les blocs ardennais, armoricain et arverno-vosgien qui ont conduit à une subsidence ouvrant le bassin aux mers jurassiques. Celles-ci comblent le bassin en une mégaséquence sédimentaire qui se termine par une émergence. Un deuxième cycle, plus lent à s'établir, ne débute réellement qu'au sommet du Crétacé inférieur et enregistre la grande transgression méso-crétacée. Au cours de la phase triasique préparatoire et pendant les cycles jurassiques et crétacés, la sédimentation du bassin est contrôlée par les mouvements relatifs des trois blocs anciens qui jouent essentiellement par épirogenèse ou lents mouvements de bascule que l'on peut suivre en détail par le jeu des failles synsédimentaires, par le déplacement des zones de subsidence et par la répartition des faciès. L'émergence fini-crétacée est suivie d'une première phase tectonique anté et intra-paléocène qui sera bientôt suivie par une multitude d'épisodes résultant de mouvements épirogéniques, parfois locaux accompagné de compressions ou de distensions en relation lointaine avec la tectonique pyrénéenne et alpine. Ces phases se traduisent par une grande mobilité de la subsidence qui diminue d'intensité, par un jeu continu des rivages entre les domaines marins et continentaux, et par une tectogenèse continue mais saccadée. La subsidence du bassin, déplacée finalement vers le sud, s'arrête au Miocène et les mouvements enregistrés par la suite ne sont plus spécifiques du bassin de Paris.

Les résultats exposés ici sont le fruit d'un travail collectif réalisé dans le cadre de la Synthèse géologique du bassin de Paris qui fait l'objet d'une publication spéciale présentée en vue du Congrès géologique international.

Abstract. — The Parisian basin was created by stretching movements during the Permo-Triassic between the Ardennes, Armorican, and Arverne-Vosges blocks. This led to a subsidence, opening the basin to the Jurassic seas which filled it in one sedimentary megasequence ending in emergence. A second cycle took longer to get established, only really beginning at the top of the Lower Cretaceous, and culminated in the great Meso-Cretaceous transgression. During the preparatory Triassic period and throughout the Jurassic and Cretaceous cycles, the sedimentation of the basin was controlled by the relative movements of the three ancient blocks. The epeirogenic or slow tilting movements of these blocks can be traced in detail by means of the synsedimentary faulting, the displacement of the subsidence zones and the distribution of facies. The emergence at the end of the Cretaceous was followed by a first tectonic phase heralding and continuing into the Paleocene, and then by numerous other episodes resulting from sometimes local epeirogenic movements, accompanied by compression or stretching in distant relationship with the Pyrenean and Alpine tectonics. These phases are reflected in changes in the degree of subsidence which become less intense, in the continual displacement of the limits between the marine and continental domains, and in the continual but irregular tectogenesis. The basin finally shifted towards the South and the subsidence stopped during the Miocene. The movements which took place after this were not specific to the Parisian basin.

The results set out here have been achieved by a collective effort, forming part of the work carried out for the special publication *Synthesis of Geological Data of the Parisian Basin* presented to the International Geological Congress.

(*) B.R.G.M., Orléans (France).

Le bassin d'Aquitaine

par Etienne WINNOCK (*)

Résumé. — Le bassin d'Aquitaine doit son originalité à deux particularités :

- 1) il s'ouvre et se poursuit dans l'Atlantique (Golfe de Gascogne) ;
- 2) il constitue la partie Nord du géosynclinal pyrénéen. Les dépôts les plus profonds du bassin affleurent ainsi au Nord des Pyrénées.

Les grands traits du bassin sont acquis dès le Trias ; le Crétacé inférieur et le Paléogène sont les autres périodes de diastrophisme intense. Au contraire, le Lias supérieur et le Jurassique moyen sont des périodes de stabilité relative ; quant au Crétacé supérieur, extrêmement différencié en isopaques et en faciès, il reflète en partie des morphologies acquises durant le Crétacé inférieur.

La flexure qui limite le bassin au Nord, se suit dans l'Atlantique où elle forme le talus continental Nord du Golfe de Gascogne.

Les principales structures sont localisées au Sud de cette flexure et résultent de la mobilité du sel triasique.

Dès le Crétacé inférieur, deux sous-bassins s'individualisent. Le prolongement en mer du sous-bassin de Parentis se reconnaît loin dans le Golfe. Il est beaucoup plus difficile d'appréhender ce qui devient le bassin sous-pyrénéen. Il est très possible qu'il se ferme rapidement ou encore qu'il se coince sous le Chevauchement Pyrénéen.

Abstract. — The Aquitaine Basin owes its originality to two features :

- 1) it opens into the Atlantic (Bay of Biscay) ;
- 2) it makes up the northern part of the pyrenean geosyncline. The basin's deepest deposits outcrop into the Northern Pyrénées.

The main features of the basin appeared since Triassic times. Lower Cretaceous and Paleogene were other periods of intense diastrophism. On the contrary, the Upper Lias and the Middle Jurassic were periods of relative stability. Great changes in thickness and facies during the Upper Cretaceous are partly due to morphologies existing since the Lower Cretaceous.

The hingeline which borders the basin in the North runs into the Atlantic where it forms the northern continental slope of the Bay of Biscay.

The major folds are found in the South of this hingeline and are a result of the mobility of the Triassic salt.

From the Lower Cretaceous, two sub-basins have separated. It is possible to see the extent of the Parentis sub-basin far out into the Bay of Biscay. It is much more difficult to guess what happens to the sub-pyrenean basin. It is quite possible that it ends rapidly, or else that it disappears under the main Pyrenean thrust.

(*) S.N.E.A. (P.), Pau (France).

The evolution of the Umbrian-Marchean Basin in the Apennine Section of the Alpine orogenic belt (Central Italy)

by E. CENTAMORE (*), U. CHIOCCHINI (*), A. JACOBACCI (**), M. MANFREDINI (***)
and V. MANGANELLI (*)

Résumé. — Le Bassin sédimentaire de l'Ombrie-Marche s'individualise dès le Trias supérieur. Les études récentes montrent que la structure actuelle du bassin est le résultat d'une évolution structurale synsédimentaire, active pendant tout le cycle alpin. Les déformations liées à l'orogénèse, qui s'est déroulée entre le Messinien et le Pléistocène, ont été de même influencées par cette évolution antérieure.

Cinq phases peuvent être distinguées dans cette évolution : Trias supérieur - Lias inférieur, Lias moyen - Crétacé inférieur, Crétacé supérieur - Oligocène, Miocène - Pliocène inférieur, Pliocène supérieur - Pléistocène.

Le modèle d'évolution mis en évidence dans le Bassin d'Ombrie-Marche paraît pouvoir être appliqué à d'autres bassins de la croûte continentale.

Abstract. — Sedimentary basin of Umbrian-Marchean begins in Upper Triassic. Recent studies show that its structure is the result of a synsedimentary structural evolution, during all the alpine cycle. Deformations related to the Messinian Pleistocene orogenesis have been controlled by this old evolution.

Five phases are distinguished during this evolution : Upper Triassic, Basal Jurassic, Upper Lower Jurassic - Lower Cretaceous, Upper Cretaceous - Oligocene, Miocene - Lower Pliocene, Upper Pliocene - Pleistocene.

This model of evolution is shown in Umbrian-Marchean Basin, and seems to be possible in other basin of the continental crust.

I. — INTRODUCTION

It is long time since the main geological features of the Umbrian-Marchean Basin have been defined with a good approximation, both because of the lithostratigraphic sequence megascopically differentiated in time and considered relatively uniform in space, and of its seemingly simple structural pattern, as ought to only orogenic deformations.

The basin analysis, carried out in the last years, have modified this interpretation ; they have emphasized the synsedimentary tectonics (tectogenesis), developed and acting with varying intensity in time and space during the whole Alpine cycle. In the Umbrian-Marchean Basin it is possible to recognize, with good reliability and continuity, substantial sedimentological

changes in all lithostratigraphic formations in order to delimit sedimentary environments and reconstruct their reciprocal connections in space (paleogeography). The sequences of the different paleogeographic patterns enables us to hypothesize with sufficient reliability also the tectonic deformations that have determined them, and thus to outline the tectogenic evolution of the basin.

The assumed new geological pattern is a complex result of a succession starting in Upper Triassic of slow synsedimentary and quick orogenic deformations. Orogenic stresses have developed mainly during Late Miocene to Pleistocene, and are still acting.

The possibility of carrying out with a fairly good precision the kinematic analysis of the tectonic structures for the whole Alpine cycle, makes it very interesting the geological study of the Umbrian-Marchean Basin, in spite of its moderate size. The evolutive features of this basin — chiefly those concerning the main deformation processes — can be extrapolated, at least as an hypothesis, also to other regions with continental crust, so that the Umbrian-Marchean Basin could be proposed as an evolutive model of such regions.

(*) Servizio Geologico d'Italia - Salita S. Nicola da Tolentino 1/b - Roma. Istituto di Geologia dell'Università di Camerino (Macerata).

(**) Direttore del Servizio Geologico d'Italia - Salita S. Nicola da Tolentino 1/b - Roma.

(***) Istituto di Geologia Applicata dell'Università di Roma - V. Eudossiana 18. - Roma.

II. — BOUNDARIES AND GENERAL CHARACTERS OF THE UMBRIAN-MARCHEAN BASIN

The typical facies of the Umbrian-Marchean Basin are present from the southern part of the Po River plain through Romagna, the Marches and Umbria to north-eastern Latium. The western boundary of the basin follows approximately the Tiber River and the southern one crosses Abruzzi with a winding path reaching the Mt. Maiella Group to the SE; the Umbrian-Marchean Basin continues under the Adriatic Sea up to the Po delta latitude.

The western structural boundary of the basin is represented by and Upper Triassic-lower Liassic "Briançonnaise type" Ridge (Aubouin, 1965), stable or scarcely subsident (Northern Intermediate Ridge, according to Manfredini, in press; Tuscan-Umbrian Ridge, acc. to Centamore *et al.*, 1973). This NNW-SSE trending ridge, underlying partly Plió-Pleistocene deposits, outcrops between Rome and Orvieto. From Orvieto to the Marecchia River Valley, it turns to having a N-S trend and is buried gradually by Neogene turbidite deposits. Beside the Marecchia Valley it elongates hypothetically with a NW-SE trend along the Emilian-Tuscan divide.

The basin southern boundary (with a remarkable concavity southwards) coincides with the western, northern and eastern edges of the Latium-Abruzzi mesozoic carbonate subsident platform (Southern Intermediate Ridge, "Gavrovo type" Ridge of Aubouin, in Manfredini, in press). The western edge is very sharp and constituted by a Jurassic master fault; the northern and eastern edges are articulated and formed by another stable or scarcely subsident area. Beside the extreme SE area of the Maiella mountains, the basin reaches the eastern rim of the Apulian-Gargano Platform.

The location and structural characters of the northern and eastern boundaries of the Umbrian-Marchean Basin are dubious. Near Ferrara, in the Po River Plain and in the western area of the Adriatic Sea — where according to geophysical data, the Apulian and Iстриan forelands seem to join one another — facies like those of the Umbrian-Marchean sequence have been met with deep drillings.

The Umbrian-Marchean Basin, superimposed on an uncertain Paleozoic Basement, formed in Middle-Upper Triassic and evolved with continuity up to Mesozoic and Tertiary ages, by passing gradually from an evaporite environment through a carbonate shelf — carbonate bathyal — turbidite environments to a final new evaporite conditions. Since the beginning, it differentiates from the southern area (Latium-Abruzzi Platform), while it shows lithostratigraphic and paleogeographic characters like those of the western area (Tuscan Basin), at least up to Upper Jurassic.

The lack of metamorphic and magmatic processes, the Miocenic age of terrigenous facies, the tardive orogenic uplift with respect to the western areas and its location with respect to the foreland, make the Umbrian-Marchean Basin be considered as a "miogeosyncline".

Boccaletti *et al.* (1974) consider this basin as one of the inner marginal basins of the African continent, that have migrated from their original location beginning from Upper Cretaceous.

III. — LITHOSTRATIGRAPHIC, PALEOGEOGRAPHIC AND TECTONIC EVOLUTION

The lithostratigraphic sequence of the Umbrian-Marchean Basin begins with Upper Triassic evaporites (*Anidriti di Burano*). A 1 400 m deep well (Perugia 2) has pierced near its base quartz bearing schists and chloritic schists about 100 m thick, assumed (Martinis and Pieri, 1964) as Middle Triassic continental formation (*Verrucano s. l.*), that marks the beginning of the Alpine Cycle in the Tuscan region. According to Azzaro *et al.* (1976) the schists would be older than the *Verrucano Formation* and belong to the Hercynic Basement largely outcropping in Tuscany.

In the Umbrian-Marchean Basin the thickness of the Norian evaporites, outcropping near Perugia and met in four deep wells, exceeds 1 000 m. These consist of dolostones, dolomitic limestones and anhydrite intercalations, deposited in sabkhas and coastal paralic basins. The same sequence outcrops widely in the Tuscan area.

The sedimentary environments, the evaporites areal distribution, the presence of an heteropic carbonate barrier (*Grezzoni*) near the Tyrrhenian coast that is transitional westward to open sea deposits, and the presence southward of coheval dolostones (*Dolomie a Megalodontidi*) at the bottom of the Latium-Abruzzi Platform sequence, allow one to outline an approximate Upper Triassic paleogeography of North-Central Apennines.

This was characterized by a subcontinental to coastal evaporite environment encircling a probable central Palaeozoic land northward, and showing transitional characters to open sea conditions westward and perhaps eastward and to a carbonate platform southward (Passeri, 1979).

In Tuscany and in the western edge of the Umbrian-Marchean Basin, limestones (*Portoro*), marly-limestones and marls (*Strati a Rhaeticula contorta*), some ten meters thick, lie on evaporite deposits, showing transition to coastal marshy environments, perhaps related to climate changes.

The highest sedimentary rate, and in this case also the highest subsidence rate, was reached in Upper Triassic (Norian-Rhaetian) with about 100 Bubnof (Fischer, 1969).

Between Upper Triassic and Lower Lias a carbonate shelf deposition took place (*Calcare massiccio*). This shows in Tuscany an inner lagoon intertidal facies, passing to outer lagoon oolite facies toward the Tyrrhenian coast. In the Umbrian-Marchean Basin low energy subtidal deposits interfinger with peritidal cyclothem ones eastward and southward.

The lithofacies distribution seems to emphasize a certain symmetry of sedimentary environments also during the Lower Lias with respect to an hypothetical Paleozoic north-central area and a transition to open sea westward and eastward. Sedimentation and subsidence during Lower Lias had almost the same rate (90 B), were gradual and distributed according to fundamentally isometric gentle undulations, with a large bending radius like those of "platform coverings".

A first severe Middle Lias tectogenic phase produced the breackage and "drowning" of the largest part of the Lower Lias - Upper Triassic carbonate shelf. Only some stable, narrow and isolated areas persisted. A continuous Middle Lias - Malm sequence more than 600 m high, lies on large areas of the carbonate shelf, taken to a bathyal environment because of a quick subsidence. From the bottom to top, this sequence consists of cherty limestones (*Corniola*), nodular marly-limestones, calcarenites and marls (*Rosso ammonitico*, *Calcari e marne del Sentino*), *Posidonia* limestones, cherty limestones and varicoloured radiolarites (*Calcari diasprini*).

Slumpings, coarse carbonate turbidites and megabreccias prevailing in the lower formations, are peculiar of sequences near the intrabasin structural highs or along the basin boundaries.

On the *Calcare massiccio* formation structural highs — not at all or scarcely subsiding — during the whole or part of Middle Lias an high energy oolite bioclastic sands deposited, whereas Middle Lias - Malm sediments lack or are represented by bathyal, moderately thick, often hiatus-rich, lithologically homogenous formations (nodular limestones). No detrital materials and chert are present, and a peculiar planktonic faunal assemblage is found in these formations. In the structural highs the *Calcare massiccio* formation is often crossed by neptunian dykes.

The sedimentary rocks variety suggests a very uneven Jurassic sea-bottom, showing pelagic sea-mounts scattered in a some hundred meters deeper bathyal environment.

The tectogenic climax due to a differential subsidence was reached during Middle Lias (maximum sedimentation rate 35 B; with probably a higher subsidence rate), but continued with decreasing intensity throughout Jurassic (sedimentation rate less than 5,6 B) causing the progressive "drowning" of ever more numerous structural highs. This pattern is confirmed

by the finding of widespread clastic, supplied from the Latium-Abruzzi platform, northward and ever more recent formations.

At the end of Jurassic, the throw value between areas with different kinematic behaviour might reach and perhaps exceed 1 000 m.

Micritic limestones with thin layers or nodules of chert (*Maiolica*) characterize the top of Jurassic (Upper Tortonian) and Lower Cretaceous (Berriasian-Barremian). They lie conformably either on Malm radiolarites (*Calcari diasprini*) in subsident areas, or on condensed and/or hiatus-rich Jurassic sequences in structural highs, and on *Calcare massiccio* formation directly as well.

The thickness and lithologic basal differences of *Maiolica* evidence on the structural highs, the last stages of the Jurassic synsedimentary tectonics, which attenuated progressively and quite disappeared in Hauterivian. The deposition of this formation made the sea bottom morphology rather uniform.

During Aptian-Albian, a change of environmental conditions took place: the mostly biomicritic sedimentation passed quickly to pelitic deposits (Marne a fucoidi). This phenomenon, particularly clear in the Tuscan area, can be observed in other basins as well (e.g. Venetia, Sicily) and, even if less evident, on the Latium-Abruzzi carbonate platform.

The thickness of pelitic deposits generally smaller than 100 m, their lithological similarity and the almost absolute lack of detrital beds, may be interpreted as the effect of a levelled sea-bottom and a generally stabilized tectonics.

In Cenomanian up to Oligocene, a new tectogenic stage took place. The biomicritic deposition started again (*Scaglia bianca*, *Scaglia rossa*) coupled with a clay deposition, tending gradually to increase up to becoming predominant in Upper Eocene-Oligocene (*Scaglia variegata*, *Scaglia cinerea*) with an average sedimentation rate more than 7 B.

The notable differences in thickness in the *Scaglia rossa* formation, the stratigraphic hiatuses and hardgrounds, the large slumpings involving sometimes the Marne a Fucoidi formation underneath, the lenses of intrabasin resedimented materials, are all clues of a new phase of the synsedimentary tectonic activity.

During Cenomanian-Oligocene the turbidite materials, coming from the Latium-Abruzzi platform and widespread in the entire rock sequence of the Umbrian-Marchean Basin southern section, deposited very regularly and simmetrically in front of the platform and, with decreasing grain size, travelled for further 50 km away. Clastic materials deposited in NW-SE trending depressions separated by ridges where the sequence appear to be condensed, rich of gaps and with no detrital beds.

The tectogenic stage, started in Cenomanian, outlines definitely narrow synsedimentary depressions — such as synclines — with Apennine tectonic strike. Moreover, the time and space distribution of clastic materials points out that the paleogeographic relationship between carbonate platform and basin, begun in Cenomanian after the Lower Cretaceous period of tectogenic quiescence, continued also during Eocene and Oligocene when the sedimentation stopped in the Latium-Abruzzi platform, that was no longer subsiding.

During Miocene the Umbrian-Marchean Basin is affected by a new tectogenic stage which, being superimposed to the former one, substantially modified the basin paleogeography. Such stage, that coincides with the deposition of prevalingly turbidite sediments, is part of a wider period characterized by crustal buckling, and developed during Oligocene and Miocene, showing features (uplift and erosion) in the Alps area and prevalingly tectogenic characters in the Apennines area (subsidence and sedimentation).

As far Central Italy is concerned, it can be observed that such stage presents features clearly distinct from those of previous stages. In fact, it gave rise to wide and deep rapidly subsiding troughs, parallel to the Apennines, filled by turbidites up to some thousand meters thick, shifting in time from W to E (the Oligocene-Lower Miocene *Macigno Formation s.l.* in the Tuscan area; the *Marnoso-arenacea Formation* of Lower-Middle Miocene in the western section of the Umbrian-Marchean Basin; the Upper Tortonian-Lower Pliocene *Laga Formation* in the eastern section of the Umbrian-Marchean Basin).

During the turbidite sedimentation in the areas generally less subsident and in front of the troughs (eastward), bathyal environments characterized by fine terrigenous non-turbidite sediments or environments of restricted circulation persisted (the Oligocene *Scaglia cinerea Formation* on the E of the *Macigno Formation s.l.*; the Middle Miocene *Schlier* on the E of the *Marnoso-arenacea Formation*; the Upper Miocene euxinic deposits and evaporites on the E of the *Laga Formation*), whereas in the areas behind the troughs (westward), the subsidence ceased and, sometimes, an orogenic uplift started (hemipelagic mudstones capped the *Macigno s.l.* during the *Marnoso-arenacea Formation* deposition and this latter when the *Laga Formation* was depositing).

Sedimentation and subsidence rate were very high and gradually increasing from W to E (indicative values: *Macigno Formation s.l.* 290 B; *Marnoso-arenacea Formation* 900 B; *Laga Formation* 1 300 B).

During Early Miocene (Aquitanian *p.p.* - Langhian *p.p.*), bathyal a few hundred meter thick hemipelagites consisting at the beginning of marly-calcareous deposits (*Bisciaro*) and afterwards of mudstones (*Schlier*), capped the *Scaglia cinerea formation*; the *Schlier* in the south-

eastern section of the basin, between Chienti River and Gran Sasso d'Italia Chain, became rich of detrital carbonate beds originating from the Latium-Abruzzi platform (*Marne con cerroghna*).

The southeastern edge of the basin, from Gran Sasso d'Italia to the Maiella Mt. group, is characterized by Lower Miocene shallow water glauconite calcarenites lying on the *Scaglia cinerea*, whereas along the western edge, about on the vertical of the buried Tuscan-Umbrian Ridge, *Bisciaro* and *Schlier* formations are interfingered with marly-clayey deposits representing slope facies at the top of the *Macigno Formation s.l.* turbidites.

The lithostratigraphic uniformity and the *Bisciaro-Schlier* low sedimentation rate (30-60 B) show the cessation of the former tectogenic stage, although there are some indications of the beginning of a new stage.

In the central part of the basin, between Marecchia river northward and Chienti river southward, a new physiography of the sea-bottom was coming out. It was characterized by the growth of two NW-SE trending discontinuous neritic muddy structures which, individualizing progressively from W to E during Lower-Middle Miocene, would change into ridges. As a matter of fact *Bisciaro* and *Schlier*, pinching-out toward these structure, show many lenticular beds of biocalcarenes that had originally deposited in the neritic environment of the growing structures.

The two ridges (Umbrian-Marchean Ridge westward and Marchean Ridge eastward) are clearly distinct in central part of the Umbrian-Marchean Basin. Northward, beyond Marecchia River, they plunge under Miocene turbidites; to the S, beyond Chienti river, starting from Mounts Sibillini, they join together to form a single structural unit.

Such ridges, whose trend is parallel to that of the Apennines, together with the Tuscan-Umbrian Ridge delimit three basins; the Romagna-Umbrian Basin westward, the Inner Marchean Basin in the central part, the Outer Marchean Basin eastward. The first, embracing to the N the Romagna Apennines and reaching the Po River Plain edge, continues southward as far as Terni. The second, now covered northward by the Marecchia Valley gravity flow, toward the S beyond Chienti River, tends to disappear by splitting down into small and narrow aligned and isolated basins. The third, toward the E and N, covered by Pliocene-Pleistocene deposits extends southward as far as the Maiella Mts. These three Miocene basins are characterized by different tectonic, paleogeographic and sedimentological evolution.

During Upper Langhian, Serravallian and Early Tortonian a turbidite sequence (*Marnoso-arenacea Formation*) whose thickness reaches a maximum (more than 5 000 m) northward in the Romagna Apennines and the minimum (about 200 m) near Terni, deposited

in the Romagna-Umbrian basin that was affected by a severe subsidence. The *Marnoso-arenacea Formation* is represented by an overall thickening upward sequence: its evolutionary trend fits a progradational turbidite suite, that is the turbidite sedimentation is gradual on the underlying deposits (Ricci Lucchi, 1975).

Deep-sea fan facies developed in the north-central part of the basin and deep-sea plain facies in the south-central part. Petrographical studies indicate that the main source areas of clastic material were located along the southern side of the emerged Alps (Cipriani and Malesani, 1963 ; 1964). Minor sources supply both

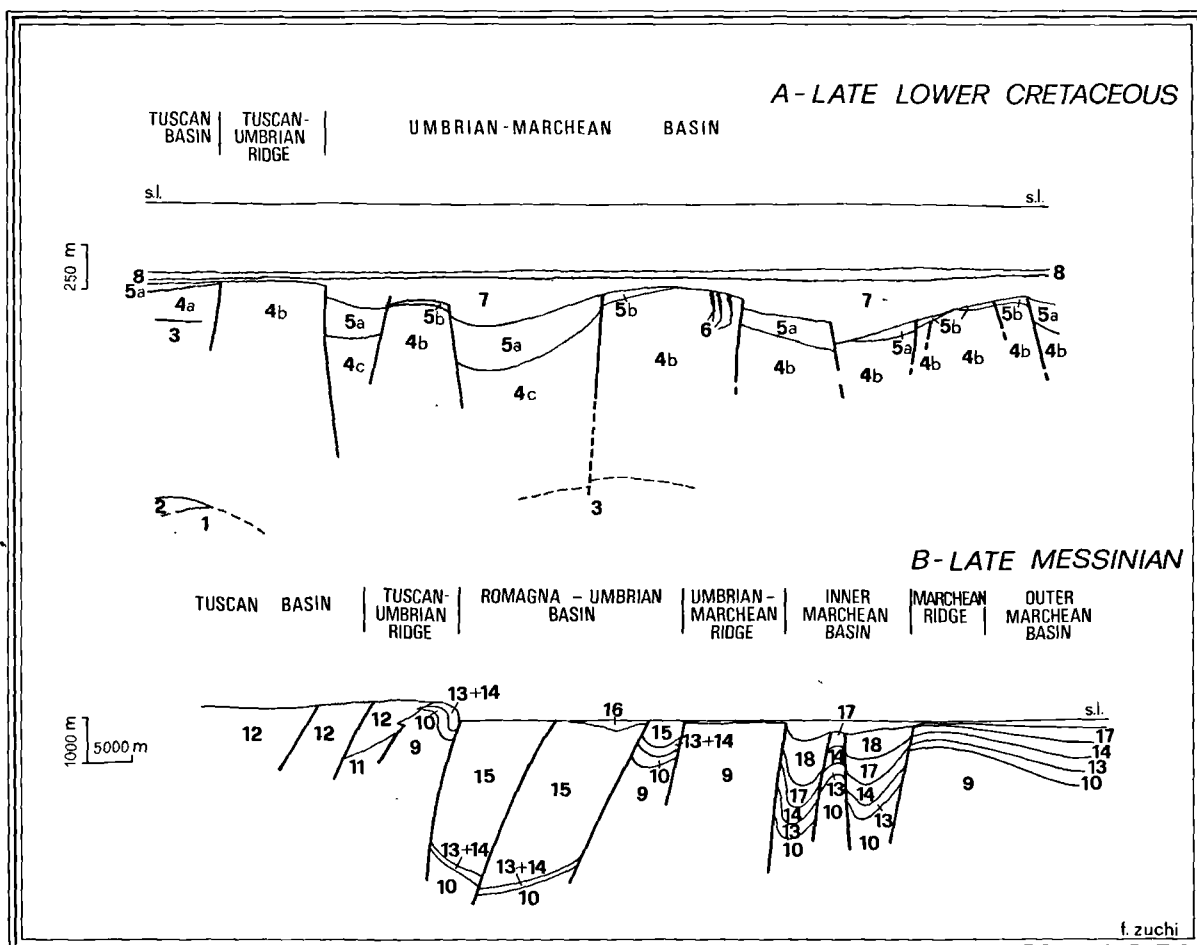


Fig. 1. — Interpretative structural conditions of the Umbrian-Marchean Basin at the end of Late Lower Cretaceous (A) and Late Messinian (B). W-E sections.

Legend. A) 1, Paleozoic basement. — 2, *Verrucano Formation* (Middle Trias). — 3, *Anidriti di Burano* (Upper Trias). — 4, *Calcere massiccio* (Lower Lias) (4a, inner lagoon facies; 4b, peritidal cyclothem facies; 4c, subtidal facies). — 5, *Corniola, Rosso Ammonitico, Posidonia limestones, Calcari Diasprini* (Middle Lias - Malm) (5a, bathyal basin facies; 5b, bathyal sea-mount facies). — 6, Neptunian dykes (Middle Lias - Cretaceous). — 7, *Maiolica* (Upper Jurassic - Lower Cretaceous). — 8, *Marne a Fucoidi* (Late Lower Cretaceous). B) 9, *Scaglia Bianca, Scaglia Rossa* (Upper Cretaceous - Middle Eocene) and/or previous formations. — 10, *Scaglia cinerea* (Upper Eocene - Oligocene). — 11, *Scaglia Toscana* (Upper Cretaceous - Lower Oligocene). — 12, *Macigno s.l.* (Upper Oligocene - Lower Langhian). — 13, *Bisciaro* (Aquitanian - Lower Langhian). — 14, *Schlier* (Lower - Upper Langhian westward; Lower Langhian - Tortonian eastward). — 15, *Marnoso-Arenacea Formation* (Upper Langhian - Lower Tortonian). — 16, *Arenarie di Monte Vicino* (Tortonian). — 17, *Gessoso-Solfifera Formation* (Messinian). — 18, "Minor Basins" turbidites (Messinian).

silicoclastic materials from the SW (Tuscan area) setting up small transversal deep-sea fans along the western edge of the basin, and detrital skeletal carbonates from the S (Latium-Abruzzi platform). Sometimes very large slumpings and wide chaotic slabs of Liguridi Units slid into the basin from its western edge are intercalated within the *Marnoso-arenacea Formation*.

The northern section of the Inner Marchean Basin, as far as the Arcevia-Sassoferrato ridge — only partly separated from the Romagna-Umbrian Basin because of the north-westward plunging of the Umbrian-Marchean Ridge — shows an evolution which looks like that of the Romagna-Umbrian Basin (strong subsidence and turbidite sediments coming from the Alps).

The deposition of *Schlier* continued in the southern section of the Inner Marchean Basin and in the Outer Marchean Basin, both moderately subsiding.

During Early Tortonian the previously strong subsidence ceased almost everywhere in the Romagna-Umbrian Basin as well as turbidite sedimentation.

The *Marnoso-arenacea Formation* was capped locally by slope hemipelagic mudstones (*Marne di Verghereto*).

Moreover a few kilometer wide NW-SE trending area, characterized by an axial asymmetrical profile and sinking down in the *Marnoso-arenacea Formation* was affected by the subsidence that continued in the eastern edge of the Romagna-Umbrian Basin, near the Umbrian-Marchean Ridge. The *Arenarie di Monte Vicino* (varying in thickness from 1400 m in the central part, to 500 m in the northwestern edge to 100 m in the southeastern one) consist of materials coming from the W (that is from the rising Tuscan area edge) which filled the central part of the depression and that, afterwards, were switched toward the NW and SE (double deflection) along the depression axis.

On the contrary, in the northern part of the Inner Marchean Basin turbidite sedimentation continued with the setting up of “choked fans” dumped within subsiding narrow depressions parallel to the Apennines and with a contemporaneous greater growing up of the Miocene ridges.

The *Schlier* non-turbidite sedimentation dates back to Middle Tortonian in the Southern section of the Inner Marchean Basin. During Upper Tortonian some “minor basins” developed because of an almost linearly localized subsidence. These elongated deep and narrow depressions are not connected to one another and are filled by turbidites deriving from the Tuscan area, sometimes consisting of metamorphic rocks. Such turbidites set up “choked fans” too. Some paraconglomerates containing pebbles of *Bisciaro*, *Schlier* and *Scaglia cinerea* are interbedded within the turbidites. They are localized along the margins of the basin from slidings of the slope that probably coincided with Tortonian synsedimentary faults.

The deposition of *Schlier* and *Marne con Cerroigna* that had begun in Langhian times continued in the Outer Marchean Basin also in this period in Upper Tortonian, the turbidite sedimentation of the *Laga Formation* started to occur.

During Messinian restricted circulation environments, conform to the Mediterranean salinity crisis, set up in the “minor basins” and in the Outer Marchean Basin, with the exception of its southwestern section. Deposition started with euxinic sediments followed by evaporites (*Gessoso-solfifera Formation*). Lagoon deposits (*Colombacci Formation*) covered them somewhere.

In the Inner Marchean Basin, the same deposits lie on Tortonian-Messinian turbidites (which continued to arrive from the Alps northward, and from the Apennines southward) in the still strongly subsiding “minor basins”.

In the Outer Marchean Basin, from the Marecchia river to the Maiella Mts. Group, euxinic deposits and evaporites 150 m thick at the most and looking as gentle syncline undulations, lie on the *Schlier*, whereas to the N of the Marecchia river Valley the evaporites lie on some hundred meter thick turbidites of Alpine provenance.

The *Laga Formation* turbidites, some 4000 m thick at the most, fill the southwestern section of the Outer Marchean Basin, among the Sibillini Mts., the Gran Sasso d'Italia Chain and the western side of the Maiella Mts. westward of the area characterized by Messinian evaporite and lagoon deposits. The *Laga Formation* consists of an overall thinning upward sequence representing a recessional turbidite suite, and forming a deep-sea fan (Ricci Lucchi, 1973; Mutti *et al.*, 1976). Turbidite sedimentation was generally abrupt and preceded by large scale slidings and erosion. A sudden, rapid and strong subsidence deformed the *Marne con Cerroigna* that along with the *Marne a Pteropodi*, constitute the base of the *Laga Formation*.

The considerable thickness of channelized arenaceous bodies, the pinch-out in their marginal part and their wide parallelism suggest a progressive subsidence of a wide depression which started in Tortonian times in the central part of the depression and continued laterally and on the upper side throughout Messinian and Lower Pliocene. The turbidite mineralogical composition, with the exception of a gypsarenite level in the middle-upper part of the formation, is similar to that of the *Marnoso-arenacea Formation*; the provenance of this turbidite is from N.NW. According to some Authors (Ricci Lucchi, 1975; Centamore *et al.*, 1978) the *Laga Formation* could derive from the recycling of the *Marnoso-arenacea Formation* (cannibalism, according to Krumbein and Sloss, 1963); clastic materials would be carried at first from W to E through structural channels and then switched toward S.SF.

During Early Pliocene, fitting the pattern of the Umbrian-Marchean Basin orogenesis western side, in the Outer Marchean Basin epibathyal and bathyal deposits (Cremonini *et al.*, 1978) overlay conformably the Messinian euxinic and lagoonal deposits, whereas the turbidites continue to deposit on the *Laga Formation*.

From Middle-Upper Pliocene to Pleistocene, the orogenic uplift of the Umbrian-Marchean Basin is emphasized. Contemporaneously in the eastern side of the Outer Marchean Basin there occurred a strong and very quick subsidence (maximum sedimentation rate 2 300 B) of two aligned troughs: the *Padane Trough* and the *Periadriatic Trough*, 7 000 m deep at the most, separated by a transversal ridge running at the Pesaro latitude. Along the Marecchia and Sillaro river valleys, gravity flows consisting of *Liguridi Units* overlay Early Pliocene sediments.

During the same period, intramontane often very deep lakes developed because of tensional tectonic deformations.

IV. — STRUCTURAL PATTERN OF THE UMBRIAN-MARCHEAN BASIN

In order to give a synthesis of the Umbrian-Marchean Basin evolution it is necessary to describe the present structural pattern as set up by the orogenic deformations superimposed over the previous tectogenic ones. However it is very complicated to distinguish these two groups of deformations from one another and the available data are too limited to be meaningful.

In Central Italy, orogenesis affecting the Italian peninsula from W to E began in Tuscany in Tortonian, then enlarged to the entire Apennines during Messinian, Pliocene and Pleistocene, and it is still in progress.

The areas that have undergone a different tectogenic evolution show different tectonic styles also after orogenic deformations.

- a) The Romagna-Umbrian Basin fundamentally consists of the Langhian-Lower Tortonian *Marnoso-arenacea Formation* split into wide and gentle synclines, separated by narrow vertical anticlines or overturned toward NE, often showing their western faulted side.
- b) The Umbrian-Marchean and Marchean ridges, that join to one another to form a single ridge southward of Chienti river and consisting almost exclusively of Mesozoic-Palaeogene sequences, are arranged according to large NE and E vergent anticlinoria. These structures are constituted by wide anticlines showing a Jurassic-Lower Cretaceous core and by very narrow synclines with an Upper Cretaceous-Palaeogene, seldom Lower Miocene, core.

Often between *Maiolica* and the overlying formations there is a disharmony, reflecting phenomena of gravity slidings.

Generally the western side of the structures is displaced by normal faults, the eastern one by reverse faults. These latter sometimes show a progressive evolution from normal to reverse fault types.

The eastern side of the anticlines, southward of Chienti river (Sibillini Mts.) is often characterized by reverse faults, break-thrusts and E vergent overthrusts, whereas the western side is characterized by normal faults. The overthrusts axial continuity is often disconnected by transversal faults.

- c) Close isoclinal folds showing vertical or overturned axial planes in the western section and gentle synclines showing large bending radii in the eastern section are recognizable in the inner Marchean Basin. Here, between Marecchia river on the N and Chienti river on the S, an Aquitanian-Lower Tortonian *Bisciaro-Schlier* sequence, Tortonian-Messinian turbidites, Messinian euxinic deposits and evaporites outcrop.
- d) In the Outer Marchean Basin the Middle Pliocene-Pleistocene deposits are folded so as to form gentle synclines or wide monoclines. The underlying formations are displaced forming folds similar to those of the Romagna-Umbrian Basin.
- e) Isolated structures (Intermediate Ridges), outcropping in the inner part of large Miocene terrigenous basins (Subasio Mt., Gubbio, Cingoli, Montagna dei Fiori, etc.) constitute semibrachianticlines showing their eastern side often overturned and overthrust eastward, and their western side displaced by normal faults sometimes showing notable throws.

The most evident Apennine trending NW-SE faults delimitate the Mesozoic ridges, the Miocene "minor basins", the Plio-Pleistocene intermontane depressions and, subordinately, split the *Marnoso-arenacea Formation* in the Romagna-Umbrian Basin into elongated blocks paralleling the basin itself.

Minor folds accompany strike-slip faults, sometimes affecting only the superficial part of the sedimentary sequence.

Transversal faults disconnect the continuity of main structures and condition the present hydrographic net.

The most important dislocation, recognized since long time, is represented by the so-called "Ancona-Anzio Line", that should be more properly indicated as "Tivoli-Antrudoco Line" (Manfredini, 1966) or "Olevano-Vettore Mt. Line" (Castellarin *et al.*, 1978). This "line" coincides with a complex E vergent structure, displaying different features in its various sections (e.g., superimposed folds showing subhorizontal axial

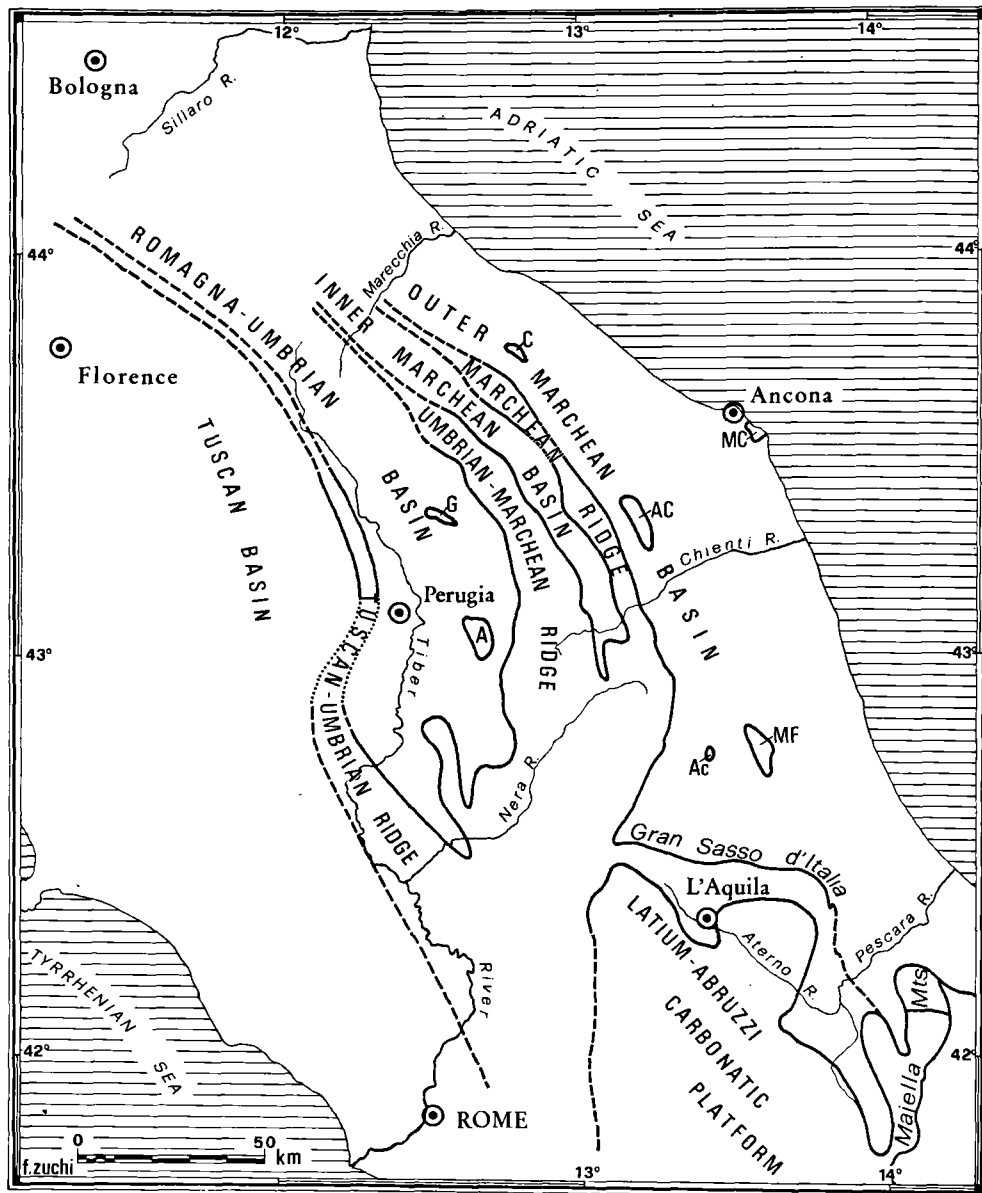


Fig. 2. — Main structural units of Umbrian-Marchean Basin.

Intermediate ridges : G, Gubbio. — A, Assisi. — C, Cesana Mts. — AC, Apiro-Cingoli. — Ac, Acquasanta Mts. MF, Montagna dei Fiori. — MC, Conero Mt.

plane; break-thrust; overthrusts, etc.). It has been interpreted as a palaeogeographic boundary between Umbrian-Marchean Basin and carbonate platform, or as a main tectonic line separating the northern pelagic Apennines from the central neritic ones. According to the most recent interpretations this "line" should represent a right transcurrent fault.

V. — CONCLUSION

Up to a few years ago the structural arrangement of the Umbrian Marchean Basin was interpreted as the result of the Alpine orogenesis, acting during Miocene-Pleistocene on a continuous lithostratigraphic sequence, constituted by homogenous and steady thick formations.

Recent attempts of a kinematic tectonic analysis, based chiefly on studies of the sedimentary environments, have emphasized a remarkably complicated synsedimentary evolution, acting throughout the entire Alpine cycle.

It is clear that all the formations of the Umbrian-Marchean sequence (characterized by significant lithologic changes due to different sedimentation mechanisms and to a various paleogeography) deposited with conforming to a paleomorphology continuously evolving for a differentiated subsidence. The main differences in subsidence take place both during Jurassic (condensed and/or hiatuses-rich sequences; complete sequences) and Miocene (turbidite deposits; shifting of subsidence from W to E; growing of the ridges).

The resulting geological structures are quite different as to geometric and kinematic characters, from those produced only by orogenic stresses. Synsedimentary faults, in areas with different subsidence rate are characterized by a varying throw decreasing markedly upward. Outcropping dip-slips seem often greater than the true throws, because of the pinching-out of formations from the subsident to the stable zone.

On the basis of the kinematic analysis, the evolution of the Umbrian-Marchean Basin would have undergone to five clearly distinct stages.

- 1) In the first stage (Upper Triassic-Lower Liassic; 20 m.y. B.P.) a sedimentary environment resting on a Paleozoic basement evolved from continental, to evaporite and carbonate shelf conditions. The structural characters were represented likely by wide and gentle undulations such as those of "platform coverings".
- 2) The second stage (Middle Lias-Lower Cretaceous; 85 m.y. B.P.) is characterized by: a) a subsidence

increasing and consequent "drowning" of most of the Triassic-Liassic carbonate shelf, with exception of some isolated and narrow areas; b) transition from a neritic to a bathyal environment and occurrence of synsedimentary faults, with a throw higher than 1 000 m. The subsidence rate, increasing quickly (35 B) in a short time span (about 7 m.y.), is higher than the sedimentation rate, that decreases to low values (about 15-12 B), up to Lower Cretaceous.

- 3) In the third stage (Upper Cretaceous-Oligocene; 75 m.y. B.P.) the first, elongated structures with an Apennine trend, like anticlines and synclines, started to form. During this stage of relative tectonic quiescence, the genesis of important synsedimentary faults is unlikely.
- 4) The fourth stage (Miocene-Lower Pliocene; 19 m.y. B.P.) is characterized by a quick turbidite deposition, a subsidence shifting from W to E and by a coheval growing of the Umbrian-Marchean and Marchean Ridges and of transversal and longitudinal minor ridges.

The orogenesis affecting the western side of the Umbrian-Marchean region took place at the end of this stage, contemporaneously to the Messinian salinity crisis.

- 5) In the fifth stage (Middle-Upper Pliocene-Pleistocene; 3 m.y.) the eastward shifting of subsidence continued (Padane through and Periadriatic trough) with the Apennine Range ultimate uplift.

Thus, the orogenesis has influenced in different times and with and E-shift an area inhomogeneous for synsedimentary tectogenetic deformations acting in different times and on different sections throughout the whole Alpine Cycle.

REFERENCES

- 1) AUBOUIN J. (1965). — Geosynclines. Elsevier Pub. Co., New York.
- 2) AZZARO E., COCOZZA T., DI SABATINO B., GASPERI G., GELMINI R. and LAZZAROTTO A. (1976). — In H. Falke, ed. - The continental Permian in Central, West, and South Europe. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht-Holland.
- 3) BERNOULLI D. (1967). — Probleme der sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. *Verhand. Naturf. Ges.*, Basel, 78, I.
- 4) BOCCALETTI M., GUAZZONE G. and MANETTI P. (1974). — Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 13, suppl. 2.
- 5) CASTELLARIN A., COLACICCHI R. and PRATUR-LON A. (1978). — Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene. *Geol. Romana*, 17.
- 6) CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. and PIERUCCINI U. (1971). — Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Studi Geol. Camerti*, 1.
- 7) CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. and MICARELLI A. (1978). — Analisi dell'evoluzione tettonica-sedimentaria dei "Bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino Umbro-Marchigiano e Laziale-Abruzzese. *Mem. Soc. Geol. It.*, 18.
- 8) CENTAMORE E. and JACOBACCI A. (1969). — Osservazioni stratigrafiche e tettoniche nei sedimenti miocenici ad oriente del F. Tevere nel F° 115 Città di Castello. *Boll. Serv. Geol. It.*, 89, 1968.
- 9) CENTAMORE E., JACOBACCI A. and MARTELLI G. (1973). — Modello Strutturale Umbro-Marchigiano. *Boll. Serv. Geol. It.*, 93, 1972.

- 10) CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A., MORETTI A. and PIERUCCINI U. (1976). — Geologia dei Monti Sibillini Orientali. *Studi Geol. Camerti*, 2.
- 11) CIPRIANI C. and MALESANI P. (1963). — Ricerche sulle arenarie. VII. Per. Min., 32.
- 12) CIPRIANI C. and MALESANI P. (1964). — Ricerche sulle arenarie. X. Rend. Acc. Naz. Lincei, s. 8, 35.
- 13) CREMONINI G., D'ONOFRIO S. and FARABEGOLI E. (1978). — Ricerche paleoambientali sui sedimenti del Pliocene basale nell'Appennino Romagnolo-Marchigiano. *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, Museo Civico Milano, 119.
- 14) CRESCENTI U. (1975). — Sul substrato prepliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Jonio. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94.
- 15) CRESCENTI U., CROSTELLA A., DONZELLI G. and RAFFI G. (1969). — Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione Marchigiana-Abruzzese, Parte II. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8.
- 16) FISCHER A.G. (1969). — Geological time-distance rates: the Bubnoff Unit. *Geol. Soc. Am.*, Bull., 80.
- 17) KRUMBEIN W.C. and SLOSS L.L. (1963). — Stratigraphy and sedimentation. II Ed., W.H. Freeman and Co.
- 18) MANFREDINI M. (1966). — Sui rapporti tra facies abruzzese e facies umbra nell'Appennino centro-meridionale. *Boll. Serv. Geol. It.*, 86.
- 19) MANFREDINI M. (in press). — Notice explicative de la Carte Tectonique d'Europe et régions avoisinantes. Moscow. (II ed.).
- 20) MARTINIS B. and PIERI M. (1964). — Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 4.
- 21) MICARELLI A., POTETTI M. and CHIOCCHINI M. (1977). — Ricerche microbiostratigrafiche sulla Maiolica della regione umbro-marchigiana. *Studi Geol. Camerti*, 3.
- 22) MUTTI E., NILSEN T.H. and RICCI LUCCHI F. (1978). — In: Stanley D.J. and Kelling G. (Eds.) - Sedimentation in submarine Fans, Canyons and trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 210-223.
- 23) OGNIBEN L., PAROTTO M. and PRATURLON A. Eds. (1975). — Structural Model of Italy - Quaderni La ricerca Scientifica, 90, C.N.R., Roma.
- 24) PASSERI L. (1975). — L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia nel Norico Tosco-Umbro-Marchigiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 94.
- 25) PASSERI L. (1979). — Hypothesis of a Northern Apennin peninsula during Upper Triassic. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, in press.
- 26) RICCI LUCCHI F. (1975). — Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic apennines. *Petr. Explor. Soc. Libya*, Coy Squyre ed.
- 27) RICCI LUCCHI F. and PAREA G.C. (1974). — Cicli deposizionali (megasequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano abruzzese). *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, 104.
- 28) VAN EISYNGA F.W.A. ed. (1975). — Geological time table, stratigraphic classification. III ed., Elsevier Publ. Co.

TABLE DES MATIERES

| | PAGES |
|---|-------|
| A. BERTHELSEN. — Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic Shield | 5 |
| A.L. HARRIS, P.A. RATHBONE and J. WATSON. — The Pre-Caledonian Evolution of the British Isles | 22 |
| J. COGNÉ et A.E. WRIGHT. — L'Orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin | 29 |
| B.A. STURT, N.J. SOPER, P.M. BRÜCK and F.W. DUNNING. — Caledonian Europe | 56 |
| S.C. MATTHEWS, J.J. CHAUVEL and M. ROBARDET. — Variscan Geology of Northwestern Europe | 69 |
| H.J. BEHR, O.H. WALLISER and K. WEBER. — The development of the Rheno-hercynian and Saxothuringian zones of the mid-European Variscides | 77 |
| A. AUTRAN et J. COGNÉ. — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne | 90 |
| P. FLUCK, R. MAASS and J.F. von RAUMER. — The Variscan units east and west of the Rhine graben | 112 |
| M. JULIVERT, F.J. MARTINEZ and A. RIBEIRO. — The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt | 132 |
| R. BOURROUILH, T. COCOZZA, M. DEMANGE, M. DURAND-DELGA, S. GUEIRARD, G. GUITARD, M. JULIVERT, F.J. MARTINEZ, D. MASSA, R. MIROUSE et J.B. ORSINI. — Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée | 159 |
| C. BABIN, L.R.M. COCKS et O.H. WALLISER. — <u>Faciès, faunes</u> et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe | 191 |
| R. VAN DER VOO, J.C. BRIDEN and B.A. DUFF. — Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents | 203 |
| J. BEBIEN, Cl. GAGNY et G. ROCCI — La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque | 213 |
| H.J. ZWART and U.F. DORNSIEPEN. — The Variscan and pre-Variscan tectonic evolution of Central and Western Europe; a tentative model | 226 |
| J.P. BARD, J.P. BURG, Ph. MATTE et A. RIBEIRO — La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques | 233 |
| P.A. ZIEGLER. — Northwestern Europe: Subsidence patterns of Post-Variscan basins | 249 |
| P.E. KENT. — The Structural Framework and History of Subsidence of the North Sea Basin | 281 |
| M. MALKOVSKY. — Les bassins sédimentaires post-hercyniens d'Europe Centrale | 289 |
| C. MEGNIEN <i>et al.</i> — Tectogenèse du Bassin de Paris: étapes de l'évolution du bassin | 295 |
| E. WINNOCK. — Le bassin d'Aquitaine | 296 |
| E. CENTAMORE, U. CHIOCCHINI, A. JACOBACCI, M. MANFREDINI and V. MANGANELLI. — The evolution of the Umbrian-Marchean Basin in the Apennine Section of the Alpine orogenic belt (Central Italy) | 297 |

© 1980, *Société géologique du Nord* Editeur, Lille
Bureau de Recherches Géologiques et Minières Editeur, Orléans

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteur.

Imprimé en France (**Printed in France**)

Directeurs de la Publication : Paule CORSIN et Léon DELBOS.
Commission Paritaire N° 55.940.

Imprimerie Centrale du Nord, 12, rue Lepelletier, 59800 Lille — 5-1980
Dépôt légal N° 568 — 2^{me} trimestre 1980

Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES

| | | |
|------------------|---|-----------|
| Tome I, n° 1. | - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p. | 336,00 F. |
| n° 2. | - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p. | 252,00 F. |
| n° 3. | - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p. | 36,00 F. |
| Tome IV, n° 1. | - J. GOSSELET, <i>Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl. | 90,00 F. |
| Tome VI, n° 1. | - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. | 85,00 F. |
| n° 2. | - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2 | 336,00 F. |
| n° 3. | - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl. | 156,00 F. |
| Tome VII, n° 1. | - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. | 102,00 F. |
| Tome VIII, n° 2. | - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl. | 120,00 F. |
| Tome IX, n° 1. | - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl. | 432,00 F. |
| n° 2. | - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmobranches du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl. | 96,00 F. |
| Tome X, n° 2. | - J.W LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl. | 180,00 F. |
| Tome XII. | - D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Anceins</i> , 1934, 268 p., 18 pl. | 336,00 F. |
| Tome XIII. | - P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963, 145 p., 11 pl. | 252,00 F. |
| Tome XIV. | - G. WATERLOT, <i>Les Gigantotraccés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl. | 84,00 F. |
| Tome XV. | - J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p. | 150,00 F. |

FASCICULES SPECIAUX

| | |
|--|-----------|
| Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1) | 70,00 F. |
| Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4) | 100,00 F. |
| Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3) | 70,00 F. |
| Fascicule « Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (Tome XCVI, fascicule 4 et Tome XCVII, fascicule 1) | 200,00 F. |
| Fascicule « Apports récents à la Géologie du Gondwana » (Tome XCVII, fascicule 4) | 150,00 F. |

PUBLICATIONS

| | |
|---|-----------|
| Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac</i> (Yougoslavie) | 130,00 F. |
| Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo</i> (Yougoslavie) | 150,00 F. |
| Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i> | 140,00 F. |

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F.

Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.) 42,00 F.

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

| | |
|---|----------|
| Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques | 30,00 F. |
| Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie | 30,00 F. |
| Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie | 30,00 F. |
| Série IV. — Pétrographie des Houilles | 30,00 F. |
| Série V. — La flore houillère. 1° les plantes à feuilles de Fougères | 30,00 F. |
| Série VI. — Les étapes de la Préhistoire | 30,00 F. |
| Série VII. — Reconstitution de Vertébrés sans mâchoires (« Agnathes ») du Primaire | 30,00 F. |
| Série VIII. — Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 1) Les fouilles et le cadre stratigraphique | 35,00 F. |
| Série IX. — Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 2) Les vestiges humains, l'industrie lithique et la grande faune | 35,00 F. |

Les membres bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.