

Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval

Erik HOULGATTE(1), Alain LE HERISSE(2), Annik PELHATE(3) et Joël ROLET(1)

Mots-clés : Bassin sédimentaire, Dinantien, Formation rift
Plate-forme carbonatée, Bassin de décrochement, Orogénie hercynienne, Chevauchement
Mayenne (Bassin de Laval)

Résumé

L'histoire sédimentaire et tectonique du Bassin carbonifère de Laval, situé entre deux blocs continentaux précambriens, est abordée à la lumière de nouvelles observations. Une évolution géodynamique nouvelle est proposée. Enregistreur de l'écho d'événements tectoniques hercyniens, quatre stades de son évolution sont différenciés :

- 1 - ouverture, au Tournaisien, sur décrochement et début de rifting, écho sur l'avant-pays oriental de la tectonique fini-dévonienne (phase bretonne) caractérisée dans l'ouest du Massif armoricain ;
- 2 - établissement d'un régime marin stable sur la frange méridionale de la plate-forme carbonatée dinantienne nord-européenne (Tournaisien à Viséen) ;
- 3 - comblement, en régime de "pull-apart", écho de la reprise des serrages hercyniens ;
- 4 - fermeture et structuration (Westphalien), chevauchement du Sud vers le Nord puis coulissements dextres, expression du poinçonnement intracontinental hercynien.

Abstract

A geodynamic evolution of the Laval carboniferous basin is proposed with the light of new sedimentary and tectonic data.

Weged between two precambrian continental blocks (Mancellia and Rennes) the Laval basin has recorded hercynian tectonic pulsations.

Four stages are differentiated:

- 1 - Tournaisian opening by crustal stretching on strike-slip faulting and intracontinental volcanism at the beginning of rifting, consequence of late devonian tectonic (bretonian phase) on oriental foreland;
- 2 - Southern margin of the north european dinantian carbonate platform;
- 3 - Pull-apart filling (Namuro-Westphalian) during hercynian shortening;
- 4 - Closing and buckling - northward overthrusting and dextral strike-slip faulting - result of hercynian intracontinental extrusion tectonic.

Introduction

Situé à la périphérie orientale du Massif armoricain (fig. 1) et en partie recouvert par les formations mésozoïques du Bassin parisien, le Bassin carbonifère de Laval appartient à la famille des grands bassins dinantiens d'Europe occidentale. Il serait un des témoins tardifs de ce que bon nombre d'auteurs s'accordent à appeler "océan Rheic" (qu'il faudrait plutôt nommer mer épi- ou intracontinentale) qui frange, à la fin des temps hercyniens toute la partie nord-ouest de l'Europe ("proto-Manche").

Sa position très externe par rapport à la chaîne calédonno-hercynienne l'a relativement épargné des

séquences tectoniques et par là même, en a fait un enregistreur lointain idéal durant tout le Carbonifère inférieur.

Il est en outre un jalon important entre le Bassin de Châteaulin qui montre un fonctionnement en "pull-apart" dès le Strunien et les bassins belges et grands-bretons affectés plus tardivement par l'onde orogénique.

Enfin au niveau strictement armoricain, ce bassin est situé sur une importante zone de faiblesse du domaine armoricain : "Zone broyée médio-armoricaine", à la limite entre deux blocs rigides : le bloc mancellien structuré au Cadomien au nord et le bloc de Rennes beaucoup plus influencé par la tectonique hercynienne au sud.

(1) Université de Bretagne Occidentale, GIS 410012 "Océanologie et Géodynamique, 6, avenue Le Gorgeu, 29287 Brest Cédex. RCP 705 Géodynamique du Massif Armoricain.

(2) Université de Bretagne Occidentale, GRECO 130007 "Biostratigraphie du Paléozoïque".

(3) Université du Maine - UA 157 "Géodynamique sédimentaire et évolution géobiologique" Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre 6 boulevard Gabriel 21100 Dijon, RCP 705 Géodynamique du Massif armoricain

Manuscrit déposé le 4 février 1986 et accepté en juin 1987

Bassin carbonifère de Laval

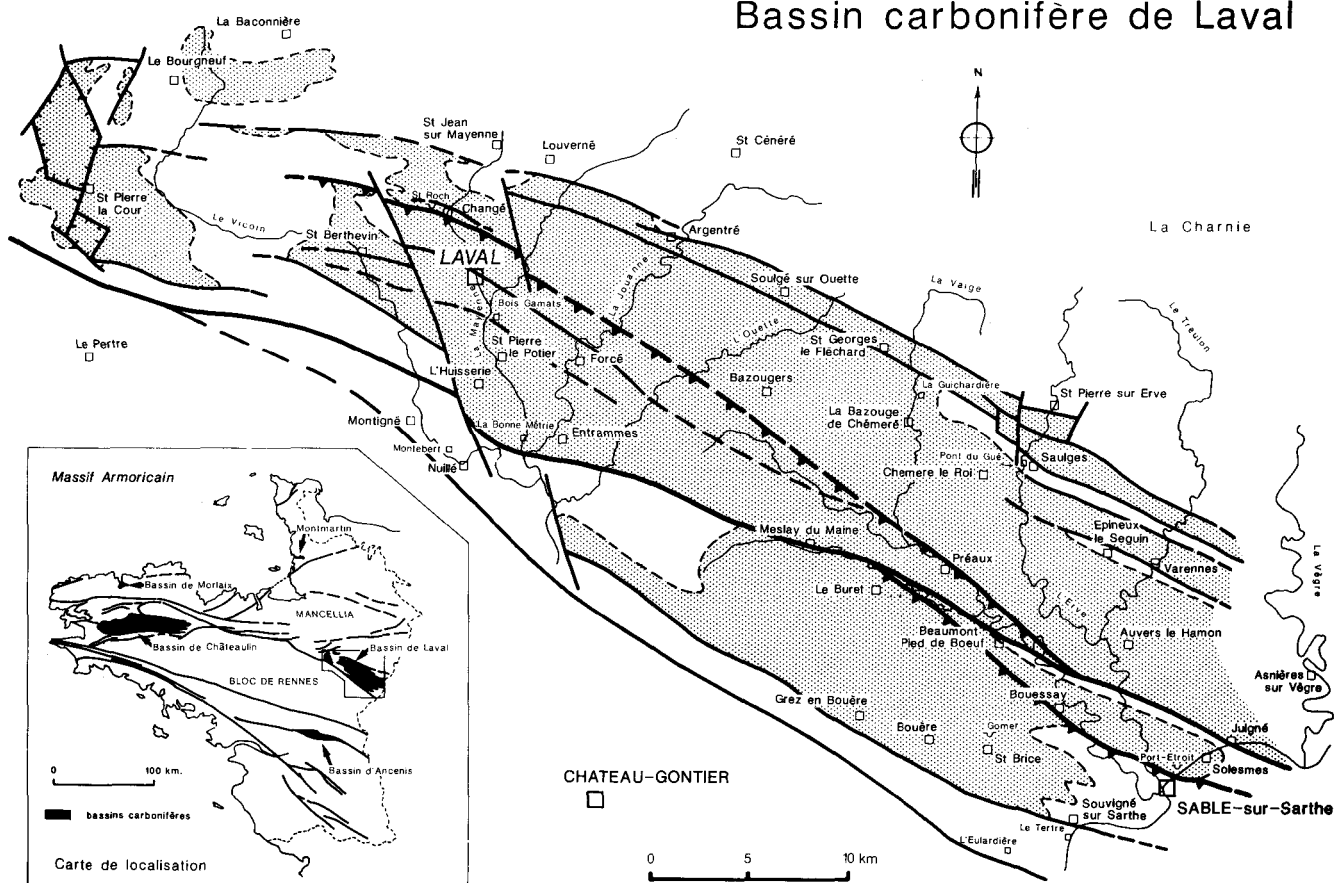


Fig. 1.- Schéma de localisation et toponymie du Bassin de Laval

I. Cadre géologique anté-carbonifère

Les travaux cartographiques récents font nettement apparaître une différenciation dans les types de dépôts antécarbonifères entre un domaine septentrional situé sur le bloc mancellien et un domaine méridional bordant le bloc de Rennes. Ces deux domaines sont les futures marges du Bassin carbonifère de Laval.

1. Domaine septentrional (fig. 1)

La succession paléozoïque est presque complète, du Cambrien au sommet du Dévonien inférieur. Représentés uniquement dans la région de la Charnie (est du domaine septentrional), les dépôts cambriens à caractère molassique (épandages fluvi-deltaïques, de piémont, prairies stromatolitiques, dépôts fins arénacés infralittoraux) sont le résultat de transgressions venues du nord-est, sur le socle cadomien structuré, et limitées à cette partie nord-orientale du Massif armoricain (F. Doré, 1984). L'Ordovicien comprend la trilogie terrigène, reconnue dans le domaine centre-armoricain : la Formation du Grès armoricain (*Arenig pro parte*) essentiellement quartzarénitique avec joints argileux, la Formation d'Andouillé (Llanvirn-Llandeilo) constituée de silstones micacés (épaisseur 100 à 120 m), la Formation de Saint-Germain-sur-Ille,

essentiellement gréseuse d'âge caradoc-ashgill (?). Le Silurien est gréso-ampéliteux, comparable à celui du Ménez-Bélaïr allant du Llandovery au Pridoli basal.

Le Dévonien, réduit à sa partie inférieure, comprend cinq formations : la Formation de Gahard, silicoclastique à la partie inférieure puis gréso-calcaireuse, à puissance variable de 100 à 400 m (C. Babin *et al.*, 1972 ; H. Lardeux *et al.*, 1977), datée du Gédinnien inférieur (P. Morzadec et F. Paris, 1976), la Formation de Saint-Cénéry à dominance carbonatée, épaisse de 150 m dans la localité-type (H. Lardeux éd., 1976), d'âge lochkovien supérieur-praguïen (Gédinnien inférieur-Siégenien) (P. Morzadec et F. Paris *id. op.*), la Formation de Montguyon à siltstones, grès calcaireux, psammites et niveaux carbonatés, épaisse de 200 m à Saint-Pierre-sur-Erve (J. Le Menn et P. Racheboeuf, 1977) d'âge siégenien supérieur-emsien inférieur (A. Le Hérisse, 1983), la Formation du Buard à mudstones et siltstones verdâtres d'âge emsien inférieur-emsien supérieur basal (P. Morzadec et F. Paris *id. op.*), la Formation des Marollières à calcaires noduleux à sa partie inférieure, silto-argileux à sa partie supérieure, et datée de l'Emsien supérieur.

2. Domaine méridional (fig. 2)

L'absence de Cambrien correspond vraisemblablement à une lacune sédimentaire. L'Ordovicien est incomplet. La Formation de Montebert (J. Plaine, 1976), peu épaisse (80 à 100 m), se révèle

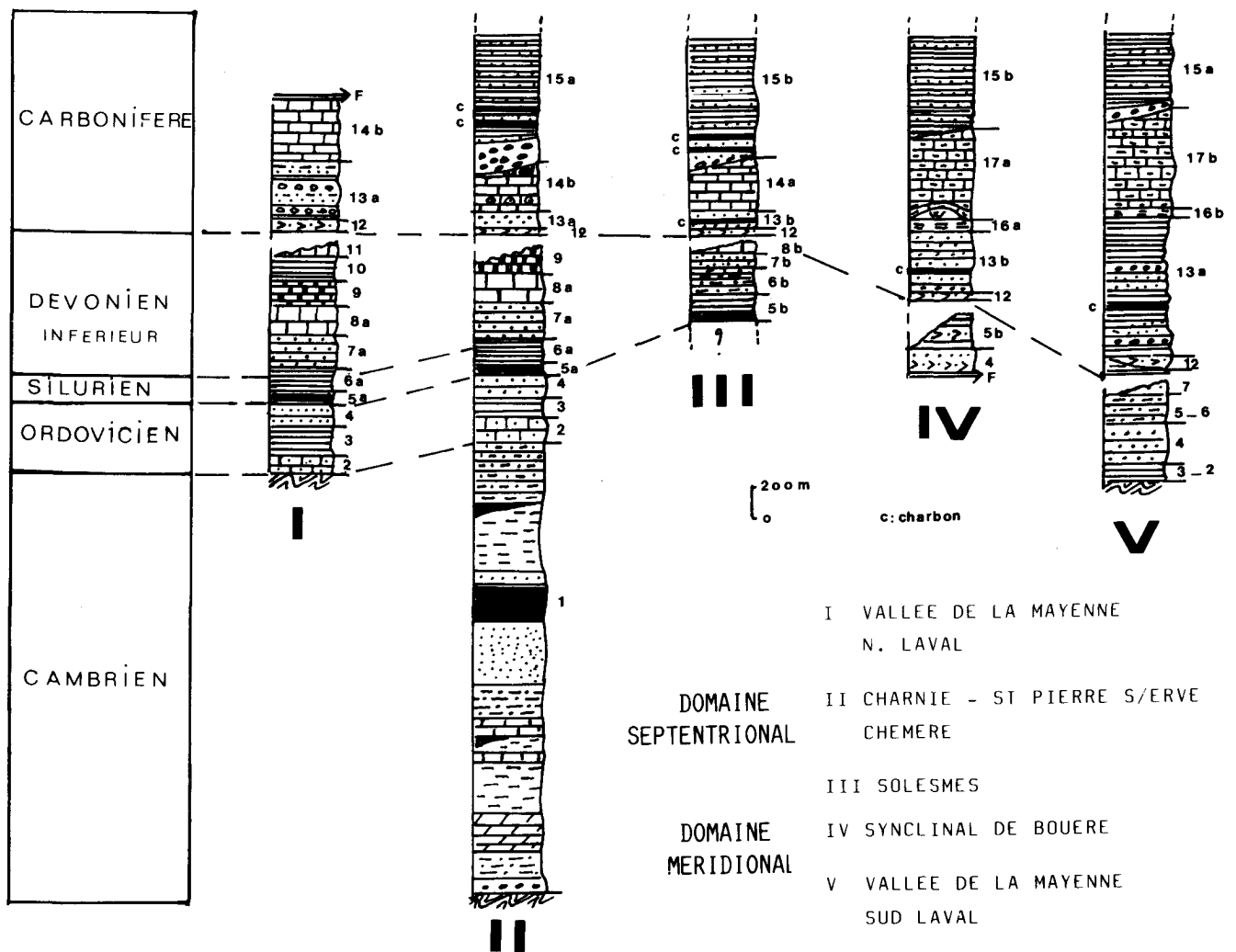


Fig. 2.- Colonnes lithostratigraphiques du Paléozoïque du synclinorium de Laval

- 1 Formations cambriennes (II)
- 2 Formation du Grès armoricain (I-II) : Arenig *pro parte*
- 3 Formation d'Andouillé (I-II) : Llanvirn-Llandeilo
- 4 Formation de Saint-Germain-sur-Ille (I-II-V) Caradoc-Ashgill ; Formation de l'Eulardière (IV) : Caradoc inférieur à moyen
- 5a Formation de la Lande Murée (I-II) : Llandovery, Wenlock
- 5b Formation de Souvigné (III-IV) : Wenlock à Pridoli basal
- 5-6 Formation de Tubeuf (V)
- 6a Formation du Val (I-II) : Ludlow-Pridoli-Gedinnien basal
- 6b Formation de la Chaussée (III-IV) : Pridoli-Gedinnien basal
- 7a Formation de Gahard (I-II) : Gedinnien inférieur
- 7b Formation du Moulin du Grez (IV) : Gedinnien inférieur à moyen
- 8a Formation de Saint-Cénéry (I-II) : Gédinnien supérieur - Siégenien inférieur
- 8b Formation de la Ragottière (III) : Gédinnien supérieur à Siégenien supérieur
- 9 Formation de Montguyon (I-II) : Siégenien à Emsien inférieur
- 10 Formation du Buard (I) : Emsien inférieur à Emsien supérieur basal
- 11 Formation des Marollières (I) : Emsien supérieur
- 12 Volcanites tournaisiennes
- 13a Formation de l'Huissierie (I-II-V) : Tournaisien
- 13b Formation de Saint-Brice (III-IV) : Tournaisien
- 14 Formation des Calcaires de Sablé (I-II-III)
- 14a Viséen inférieur
- 14b Viséen inférieur, moyen
- 15a Formation des Schistes de Laval (I-II-V) : Viséen supérieur (?) à Westphalien (?)
- 15b Formation de Bouessay (III-IV) : Viséen supérieur (?) à Westphalien (?)
- 16a Formation de Grez en Bouère (IV) : Tournaisien supérieur à Viséen moyen
- 16b Formation de Changé (V) : Tournaisien supérieur
- 17a Formation des Calcaires de Bouère (IV) : Tournaisien supérieur à Viséen moyen
- 17b Formation des Calcaires de Laval (V) : Tournaisien supérieur à Viséen moyen

originale dans ses termes basaux et terminaux (silicoclastiques à granularité de sablite ou de siltite grossier), mais semblable à la Formation d'Andouillé (*cf. supra*) par ses lithotopes essentiels : siltstones fins bleu-noir et niveaux à oolithes chloriteuses (Arenig (?) Llanvirn Llandeilo) : l'Ordovicien supérieur est essentiellement gréseux, décrit par comparaison avec le domaine septentrional sous le nom de Formation de Saint-Germain-sur-Ille

(J. Plaine, 1976) ou sous le nom de Formation de l'Eulardière (E. Houlgatte et A. Pelhâte, 1984). La disparition de la Formation de Montebert vers le sud-est est d'origine tectonique (D. Oehlert et P. Oehlert, 1909). Les schistes à *Trinucléus* (S2c du 1/80 000) ont été identifiés à limite des feuilles de Château-Gontier et de la Flèche à 1/50 000 (affleurement du Tertre). Les associations de Chitinozoaires (détermination F. Paris) observées dans ces

schistes permettent de leur attribuer un âge caradoc inférieur à moyen. L'Ordovicien supérieur de ce domaine est donc lithostratigraphiquement comparable à celui du bloc de Rennes. La base du Silurien, sous la forme du "Grès culminant" ne serait pas présente comme dans bon nombre de régions du Massif armoricain, le Silurien est trop tectonisé et les affleurements trop discontinus pour espérer y établir une succession précise. Toutefois, au sud de Sablé-sur-Sarthe le Llandovery serait absent et seuls le Wenlock et le Ludlow seraient représentés par des faciès régressifs lagunaires (A. Le Hérisse, 1978). La découverte par l'un d'entre nous (E. Houlgatte) sur la feuille de Château-Gontier d'un abondant volcanisme (sills et épanchements sous-marins à débit en pillow) en contexte silurien probable, mal daté, permettrait de différencier ici deux sous-domaines méridionaux, l'un volcanogène à l'extrême sud (région de Souvigné-sur-Sarthe) l'autre sans volcanites et situé plus au nord.

Le Dévonien inférieur apparaît sous des faciès comparables au flanc nord ; cependant la Formation de Gahard (Gédinnien inférieur) est seule visible sur la feuille à 1/50 000 de Cossé-Le-Vivien (J. Plaine, 1976) ; à Sablé, la Formation de Saint-Cénére atteindrait le Siégénien supérieur (F. Paris, 1981 ; A. Le Hérisse, 1983).

En conclusion :

Il apparaît des différences dans la lithostratigraphie ordovicienne des deux marges du futur Bassin de Laval, ce qui souligne l'appartenance de ces dernières d'une part à la zone centre-armoricaine (Mancellia) et d'autre part au bloc de Rennes. La période dévonienne inférieure au contraire, se traduit par une homogénéisation de sédimentation : la prédominance des argiles sur les carbonates, au sein de la Formation de Saint-Cénére s'ordonne suivant des axes NW-SE, qui semblent résulter d'une tectonique distensive (J. Poncet, 1982) affectant l'ensemble de la région considérée.

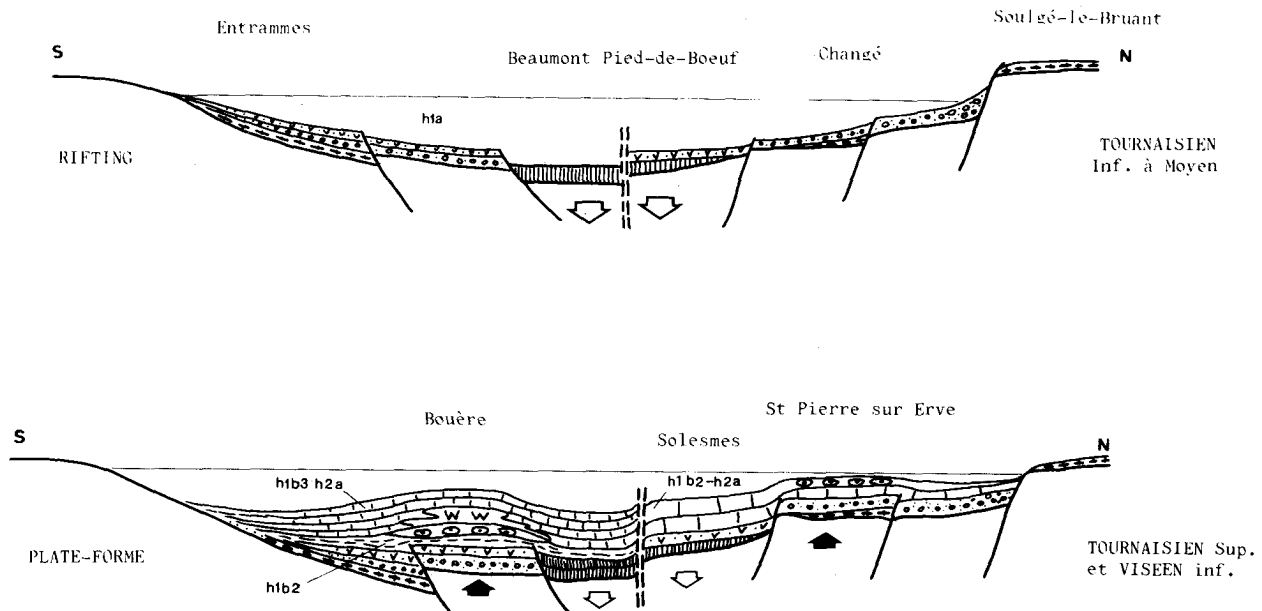
L'absence de Dévonien moyen et supérieur, reconnu par ailleurs en larges affleurements dans la région occidentale du domaine centre armoricain (Rade de Brest), a été rapportée soit à une érosion liée à l'épisode breton, soit à une lacune sédimentaire. Cette dernière hypothèse nous semble la plus plausible car, jusqu'à ce jour, aucun élément d'âge dévonien moyen ou supérieur n'a été retrouvé dans les conglomérats. Le microplancton remanié dans les séries basales du Carbonifère est seulement d'âge dévonien inférieur (*cf. infra*). Si cette hypothèse se trouvait confirmée par d'autres arguments,

LÉGENDE DES COUPES (fig. 3, 7, 10, 11)

FLANC SUD

FLANC NORD

h2-4	Formation des Schistes de Laval (= F. de Heurtebise = F. de Bouessay)	(Viséen supérieur ?, Namurien, Wesphalien A)
h1b3-h2a	Formation des Calcaires de Laval (= F. des Calcaires de Bouère)	h1b2-h2a Formation des Calcaires de Sablé (Tournaisien supérieur-Viséen)
h1b2	Formation de Changé (F. de Saint-Berthevin F. de Grez-en-Bouère)	- absent -
h1a	Formation de l'Huisserie (F. de Saint-Brice)	(Tournaisien)
d2	- absent -	Formations de Montguyon, Buard, Marollières (Siégénien supérieur - Emsien)
d1-2	Formation de Saint-Cénére (= F. de la Ragottière)	(Gédinnien inférieur - Siégénien)
d1	Formation de Gahard (= F. du Moulin du Grez)	(Gédinnien inférieur)
s4d1	Formation de la Chaussée	Formation du Val (Pridoli)
s1-3	Formation de Souvigné	Formation de Lande-Muré (Llandovery-Ludlow)
o5-6	Formation de Saint-Germain-sur-Ille (= Formation de l'Eulardière)	(Caradoc - Ashgill)
o3-4	Formation d'Andouillé (= F. de Montebert)	(Llanvirn - Llandeilo)
o2	Formation du Grès armoricain (Arenig)	
k1-3	- absent -	Formations cambriennes de la Charnie
b2-3	Briovérien supérieur du sud de Rennes structuré à l'Hercynien	b2γ4 Briovérien supérieur de la Mancellia métamorphisé par les granites cadomiens
		γ4 Granodiorite cadomienne d'Alexain-Deux-Evailles



COUPES SCHEMATIQUES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN DE LAVAL AU CARBONIFÈRE INFÉRIEUR










CULM	 siltstones et wackes	FLANC SUD	 récifs waulsortiens	FLANC NORD
	 conglomérats (débris flow)		 calcaire de Laval	 calcaires crinoïdiques et cherts
	 rhyolites, brèches et tufs ignimbritiques		 "grauwacke à Paléchinides"	 Calcaire de Sablé
	 spilites			

Fig. 3.- Coupes schématiques de l'évolution du Bassin de Laval au Carbonifère inférieur.

la lacune sédimentaire correspondrait à un écho fini acadien des événements actifs dans les parties internes de la chaîne hercynienne. Si, par contre, l'inventaire détaillé des galets présents à la base du Carbonifère révélait le remaniement de Dévonien moyen ou de Dévonien supérieur, ce fait confirmerait l'érosion de reliefs engendrés par la phase bretonne.

II. Evolution tectono-sédimentaire du Bassin carbonifère

Les dépôts du Carbonifère inférieur, discordants cartographiquement sur les terrains paléozoïques antérieurs précédemment décrits, ont été piégés dans un bassin sédimentaire initié au Tournaisien dans un régime distensif, évoluant en bassin de plate-forme au Viséen inférieur et moyen, et se transformant en bassin pull-apart au Viséen supérieur. Cette dynamique se déduit des caractères des volcanites basales et du contrôle tectonique du remplissage sédimentaire.

1. Stade d'initiation et d'ouverture (fig. 3)

- Volcanisme

Le Carbonifère inférieur débute par des manifestations volcaniques subcontemporaines d'une sédimentation détritique décrite par les anciens auteurs, sous le nom de Culm inférieur (D. Oehlert, 1894). Récemment, ces manifestations volcanosédimentaires ont été dénommées : "Formation de l'Huisserie" par J. Plaine (1976), la localité-type étant située sur le flanc sud du bassin dinantien, à la longitude de la vallée de la Mayenne, ou encore "Formation de Saint-Brice" (É. Houlgatte et A. Pelhâte, 1984) dans la région de Bouère.

Des ignimbrites rhyolitiques et quartz-kérophtyres d'âge radiométrique 342 ± 6 MA (C. Boyer, 1968 ; C. Boyer, 1976 ; J. Plaine, 1976) ont été décrites dans cette formation, dans la région d'Entrammes (flanc sud-ouest) et dans la bande de Soulgé-le-Bruant et la région de Saulges (flanc nord-est). La présence de ces ignimbrites prouve que certaines zones du bassin étaient émergées à cette époque.

Récemment, un volcanisme basique a été identifié dans la partie sud-orientale du bassin (A. Le Hérisse et J. Plaine, 1982) : région du Buret, de Préaux et Beaumont Pied-de-Boeuf. Dès 1967,

A. Pelhâte avait signalé à la base du Culm inférieur, à la sortie nord-est de Sablé de la tranchée de la voie ferrée Sablé - Le Mans, une roche éruptive basique. G. Mary et J. Le Gall (1984) analysent, avec détails, ce volcanisme dans la région d'Argentré, sur le flanc nord du bassin : termes basiques à la partie inférieure de la coupe (spilités et tuffites basiques), surmontés de termes acides liés intimement à des niveaux détritiques, d'abord sous la forme de quartz automorphes et ponces, puis ensuite sous la forme de coulées rhyolitiques.

Enfin, dans la partie sud-orientale (région de Bouère), les leviers récents (E. Houlgatte) montrent la présence de tuffites acides au sein du détritisme tournaisien.

La typologie du volcanisme, différente selon la position géographique, met en évidence les variations paléogéographiques au niveau du bassin : émergence dans certaines régions (Soulgé-le-Bruant, Saulges), volcanisme spilitique distensif : Meslay-du-Maine, le Buret, Auvers-le-Hamon.

- Précisions sur l'âge des premiers dépôts

La partie inférieure de la Formation de l'Huisserie reste encore mal datée. Des associations de spores ont été signalées dans différents affleurements (Moulin de Belle Poule au nord de Changé ; Saint-Pierre-sur-Erve) ; elles seraient rapportées au Tournaisien inférieur et moyen (?) (Paris, données non publiées). Au sommet de la Formation, à Saint-Pierre-le-Potier (sud de Laval), des assemblages de spores du Tournaisien moyen à supérieur ont été mis en évidence, associés à une riche paléoflore (A. Lejal-Nicol *et al.*, 1982). Le seul horizon marin connu, interstratifié dans des schistes à plantes, a été décrit à Bois Gamats (Y. Milon, 1923a et b). La faune marine à *Productus (Dictyoclostus) vaughani*, permet d'attribuer ces niveaux au Tournaisien moyen Tn2b (A. Pelhâte, 1971). De nouvelles analyses palynologiques sur la série volcanosédimentaire de la région de Beaumont-Pied de Boeuf (flanc sud du bassin) et la coupe de la voie ferrée à Sablé-sur-Sarthe (flanc sud du synclinal de Solesmes) nous permettent d'apporter, au moins localement, quelques précisions sur l'âge des premiers dépôts carbonifères.

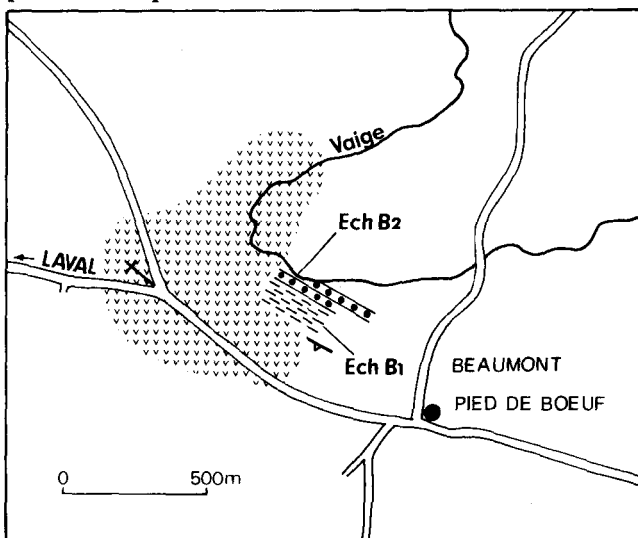


Fig. 4.- Localisation des analyses palynologiques dans le "Culm" de Beaumont-Pied-de-Boeuf

A Beaumont-Pied-de-Boeuf (fig. 4), au sein d'un complexe volcanique (niveaux de volcanites et volcanoclastites rhyolitiques) a été reconnu un bref épisode sédimentaire comprenant, sur quelques mètres, des niveaux de siltites noires (éch. B1), de wackes, et des bancs conglomératiques à galets de quartz, de schistes (éch. B2) et de laves acides, dans une matrice d'origine volcanique. Dans ce secteur, le contexte sédimentaire et volcanique présente beaucoup d'affinités avec la succession lithologique de la Formation de l'Huisserie décrite sur le bord sud du Synclinorium de Laval (A. Pelhâte, 1971, J. Plaine, 1976 in A. Lejal-Nicol *et al.*, 1982).

Les siltites noires (éch. B1) ont livré un assemblage de spores bien diversifié, mais de conservation médiocre, ainsi que des Acritarches, organismes phytoplanctoniques d'origine marine, remaniés. L'assemblage de spores comprend parmi les taxons déterminables :

Retusotriletes incohatus Sullivan ; *Retusotriletes leptocentrum* Higgs ; *Camptotriletes paprothii* Higgs & Streel, *Cyrtospora cristifer* (Luber) Van der Zwan ; *Dictyotriletes cf. flavus* Keegan ; *Grandispora* sp. B Van der Zwan ; *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo ; *Lophozonotriletes triangulatus* (Ischenko) Hughes & Playford, ? *Mooreisporites* sp. A Van der Zwan ; *Spelaotriletes resolutus* Higgs (pl. 1).

Cette association contient plusieurs taxons représentatifs de la sous-zone VI (zone NV) de G. Clayton *et al.* (1978), du Carbonifère inférieur de Grande Bretagne et d'Irlande. Les taxons guides des couches de passage du Dévonien au Carbonifère, *Retispora lepidophyta* et *Vallatisporites pusillites* sont absents.

Les espèces, *Cyrtospora cristifer*, *Camptotriletes paprothii*, associées à *Lophozonotriletes triangulatus* (espèce abondante ici) sont en Allemagne (K. Higgs & M. Streel, 1984), caractéristiques de la base de la sous-zone VI (G. Clayton *et al.*, 1978) ou biozone VI dans la nouvelle zonation de Higgs *et al.* (sous presse).

Par comparaison avec la zonation des spores en Europe de l'Ouest, les niveaux analysés se placeraient donc dans le Tournaisien inférieur Tn1b-Tn2a (succession stratigraphique belge), à la base du Carbonifère.

Les éléments schisteux du conglomérat (éch. B2) sont de même âge ; l'association de spores qu'ils contiennent est tout à fait comparable à celle des siltites. Ce résultat est important parce qu'il indique, dans ces niveaux conglomératiques, un auto-remaniement.

Les conditions d'affleurement, dans le secteur de Beaumont-Pied-de-Boeuf ne permettent pas d'établir une colonne lithologique précise, et il est délicat d'affirmer que les niveaux datés sont bien les tous premiers dépôts du bassin. Toutefois, l'âge des associations de spores et les caractéristiques volcanosédimentaires permettent de corréliser ces dépôts avec la partie inférieure de la Formation de l'Huisserie.

Les Acritarches extraits des siltites (éch. B1), sont relativement rares et fragmentés mais quelques espèces ont cependant pu être déterminées *Diexallophasis denticulata* (Stockmans & Willièvre) ;

Gorgonisphaeridium sp. *Micrhystridium* sp. ; *Multiplicisphaeridium* sp. ; *Pterospermella onondagaensis* (Deunff) ; *Pterospermella cricumstriata* (Jardine *et al.*).

Certaines espèces, comme *Diexallophasis denticulata*, *Pterospermella onondagaensis*, ont une extension stratigraphique assez grande, couvrant notamment l'essentiel du Dévonien jusqu'à la limite dévono-carbonifère.

L'évidence de remaniement pour ce matériel s'appuie sur la présence de *Pterospermella circumstriata* dont l'extension stratigraphique connue est limitée au Dévonien inférieur. L'espèce est particulièrement bien représentée dans des dépôts rapportés à l'Emsien : matériel de sondages du Sahara algérien (S. Jardiné & L. Yapaudjan, 1968 ; S. Jardiné *et al.* 1972, 1974) ; Formation de Stopping River et base de la Formation de Kwataboahagan d'Ontario, Canada (G. Playford, 1977). A l'échelle locale *P. circumstriata* est connue dans la partie supérieure de la Formation de Saint-Cénére à Sablé-sur-Sarthe, dans des dépôts d'âge siégénien supérieur (A. Le Hérissé, données non publiées).

Dans la coupe de la voie ferrée à Sablé-sur-Sarthe (fig. 7), les dépôts du Carbonifère inférieur sont discordants sur la Formation de Saint-Cénére du Dévonien inférieur. Cette coupe mentionnée par D. et P. Oehlert (1909) a été décrite et étudiée en détail par A. Pelhâte (1971).

La série carbonifère débute par un épisode éruptif et se poursuit par une formation détritique montrant, sur 40 mètres environ, une succession de siltites et shales noirs, de couches de houille et de grès plus ou moins grossiers. L'épisode de la base comprend une première masse homogène de roche éruptive altérée (porphyrite des anciens auteurs) puis après quelques bancs de grès et siltites, un second ensemble à structure de pillow-lavas.

Les analyses palynologiques ont porté sur les siltites et grès, prélevés à intervalles réguliers, à partir des niveaux sus-jacents à la coulée à pillow-lavas et jusqu'au sommet de la série. Tous les échantillons ont livré ses spores, relativement abondantes mais très noires et fragiles (*cf.* Pl. 1). A la base (éch. VF.C11) les microflores observées, très altérées, n'ont permis de déterminer que quelques espèces : *Retusotriletes crassus* Clayton, *Retusotriletes incohatus* Sullivan, *Densosporites variomarginatus* Playford (espèce abondante) *Vallatisporites vallatus* Hacquebard et *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard. A 30 m au-dessus des pillow-lavas (éch. VF.C37), les assemblages plus diversifiés ont livré : *Dictyotriletes submarginatus* Playford, *Dictyotriletes* sp. *Emphanisporites* cf. *rotatus* Mc Grégor, *Discernisporites micromanifestus* (Hacquebard) Sabry & Neves *Grandispora uncata* (Hacquebard) Playford *Raistrickia* sp., ? *Spelaeotriletes microspinosus* Neves *et al.*, ? *Spelaeotriletes balteatus* (Playford) Higgs, *Vallatisporites vallatus* Hacquebard.

Ces assemblages, bien que très incomplets, contiennent des espèces caractéristiques des zones NV et PC du Tournaisien moyen et supérieur de Grande Bretagne et de Russie (G. Clayton *et al.*, 1978).

Retusotriletes crassus est typique de la zone PC à Ballyvergin, Irlande (G. Clayton *et al.*, 1980),

où elle est associée à *Vallatisporites vallatus* et *V. verrucosus*. Ceci permet d'envisager, pour la première association à Sablé, une appartenance à la zone PC, malgré l'absence (?) de *Spelaeotriletes pretiosus* (Playford) Neves & Belt qui en définit généralement la base. A la partie supérieure de la coupe, l'assemblage identifié contient encore des espèces communes aux associations de la zone PC décrites notamment en Irlande (K. Higgs, 1975, C.J. Vand der Zwan, 1980) et Grande Bretagne (K. Higgs & G. Clayton, 1984).

La partie inférieure de la coupe de Sablé-sur-Sarthe, correspondrait à la base de la zone PC, c'est-à-dire au passage Tn2-Tn3, selon la notation stratigraphique belge. La partie supérieure peut être datée par rapport à la Formation des calcaires de Sablé sus-jacente, qui contient dans les premiers niveaux, des foraminifères du Tournaisien supérieur Tn3c (A. Pelhâte, 1979).

En conclusion, et grâce au support palynologique, on peut avancer, avec les résultats obtenus à Beaumont-Pied-de-Boeuf, un âge carbonifère inférieur (Tn1b-Tn2a) pour les premiers dépôts du bassin (base de la Formation de l'Huisserie). A Sablé-sur-Sarthe, sans les arguments micropaléontologiques, nous aurions pu envisager l'existence d'une série condensée pour les dépôts du Carbonifère inférieur. Ces dépôts sont, en fait, par leur âge, équivalents de la partie supérieure de la Formation de l'Huisserie. Une des hypothèses possible serait donc le non dépôt du Tournaisien inférieur dans cette région orientale atteinte seulement au cours du Tournaisien supérieur par une sorte de débordement vers le sud-est de l'aire de sédimentation. Toutefois, la possibilité d'une absence tectonique par décollement et suppression des niveaux inférieurs n'est pas totalement à exclure surtout si l'on tient compte des réductions rapides de la Formation de l'Huisserie au niveau de la terminaison du Synclinal de Solesmes et, de la complexité du Massif de Saulges.

– Dynamique sédimentaire

Quelques réflexions peuvent être avancées sur le remplissage sédimentaire du bassin, durant le Tournaisien, en réinterprétant les données établies par A. Pelhâte (1971) à la lueur des connaissances récentes sur les mécanismes sédimentaires.

Les conglomérats étudiés à Changé au nord de Laval et le long de la Mayenne au sud de Laval sont des paraconglomérats résultant de débris flows ou mudflows. Le pourcentage de matrice est toujours supérieur à 15 % et peut dépasser les 50 %. Ce liant varie en granularité et minéralogie suivant les niveaux de poudingues : argileuse à silto-gréseuse, remaniant en clastes plus petits les termes lithologiques des éléments grossiers. Ces derniers, hétérogranulaires, ont une composition lithologique différente suivant les affleurements, reflétant directement les roches antécarbonifères, bordières du bassin et les volcanites basales. Il n'a pas été observé de classement, ni de stratifications obliques au sein même de ces paraconglomérats.

Toutes ces données suggèrent donc la construction de biseaux sédimentaires à la base d'abrupts sans remaniement en masse par des agents actifs à l'échelle de tout le bassin, susceptibles d'homogénéiser les apports sédimentaires.

Ces débris-flows sont observés, près des bordures actuelles des bassins, mais ils existent à plusieurs niveaux jusqu'à la première moitié de la Formation, à l'endroit où celle-ci paraît plus épaisse (Sud Laval).

Certaines séquences de terrigènes (sablites et siltites) interstratifiées entre les derniers niveaux de débris-flows au sud de Laval présentent des termes basaux granoclassés à caractères de turbidités (mis en évidence par les diagrammes CM de Passega). Ce même mode de mise en place a été retrouvé au sud-est du bassin dans la région de Saint-Brice (ancienne carrière de Gomer), pour des terrigènes de même granularité. Par contre, l'analyse granulométrique (diagrammes CM de Passega) des lithotopes surincombants ces turbidites traduit un remaniement par courant tractif. Les turbidites correspondent à des wackes. A l'échelle du grain, la minéralogie de ces wackes reflète celle des paraconglomérats. Ces courants de turbidité ont dû naître à partir de la base des biseaux de débris-flows et entraîner le matériel vers la partie centrale du bassin. Le phénomène se reproduit plusieurs fois comme le prouvent les différents horizons de débris-flows.

Bien qu'il soit difficile d'évaluer avec précision les puissances précises de la Formation de l'Huisserie sur les différentes coupes accessibles, une fourchette de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres peut être proposée. Cette variabilité peut aller jusqu'à l'absence quasi-totale de la formation vers le nord-est du bassin : lacune (?) ou recouvrement par la sédimentation carbonatée ultérieure (?) ou disparition tectonique (?).

La sédimentation phytogène a été suffisamment importante pour que les charbons aient été exploités au siècle dernier en des points restreints du bassin : terminaison nord-occidentale (région du Genest), au sud-ouest à l'Huisserie-Montigné, au sud-est : région de Saint-Brice et région de Sablé.

Les charbons sont faiblement représentés sur le flanc nord du bassin région de Saulges, rives de l'Erve). Au sud-ouest, à l'Huisserie-Montigné ils se situent au coeur de la Formation de l'Huisserie (à un niveau nettement inférieur aux horizons marins de Bois-Gamats Tn2b) et n'affleurent pas le long de la vallée de la Mayenne proche de 2 km. A Saint-Brice, la veine de houille surmonte les turbidites et est recouverte par des grès plus matures, résultant d'un remaniement par des courants marins. A Sablé, les derniers niveaux houillers (Tn3a-b) sont très proches (quelques mètres) des Calcaires de Sablé (partie sommitale du Tournaisien Tn3c). Il semble donc possible d'avancer l'hypothèse soit d'une migration des charbons de l'ouest vers l'est au cours du Tournaisien soit d'un compartimentage en microblocs compatible avec une ouverture en relais distensif.

Tous ces faits permettent d'esquisser la morphologie de ce bassin :

- abrupts continuellement réactivés (fractures bordières) alimentant les débris-flows, situés essentiellement au nord-ouest et au sud-ouest et permettant la reprise d'une partie du matériel par des courants de turbidité avec dépôts, au centre du bassin dans des régions susceptibles d'être au débouché de ces courants (compartiments réceptacles des détritiques) ;

- domaines restreints, protégés de ces courants, et accueillant les débris phytogènes (à l'ouest, l'Huisserie-Montigné et le Genest, au sud-est, Saint-Brice et Sablé), ce sont les compartiments phytogènes.

Ce compartimentage, en touches de piano (fig. 6), avec migration des charbons, caractérise un bassin en ouverture contrôlée par des coulissages (L. Courel *et al.*, 1984).

Toujours vers le sud-ouest du bassin (Bois Gamats au sud de Laval), dans la moitié supérieure de la Formation de l'Huisserie apparaît une influence marine représentée par les niveaux à *Dictyoclostus vaughani* Tn2b. Ceux-ci traduisent une ouverture vers les domaines marins et une subsidence accrue de cette partie méridionale, déjà exprimée par les compartiments phytogènes. Cette différence de comportement dans la stabilité de la croûte persistera tout au cours du Tournaisien et du Viséen. Une zone de fracture, fonctionnant en distension devait exister (flexure le Bourgneuf, Changé, Sablé) entre une zone subsidente méridionale et une zone stable septentrionale. Nous avons là un écho de début de rifting mis en évidence antérieurement par le volcanisme des premiers stades de l'installation du bassin.

2. Stade de plate-forme carbonatée (fig. 3)

Sur la partie septentrionale comblée rapidement au Tournaisien, s'établira durant la presque totalité du Viséen (V1a V2b), une sédimentation carbonatée de plate-forme infralittorale : calcaires bioclastiques à riche faune benthique diversifiée et Foraminifères, oosparites et bahamites (Calcaire de Sablé) sur un domaine qui paraît, dès lors, plus stable. Par contre dans la région méridionale, la sédimentation terrigène très fine, marine à Brachiopodes, Trilobites et Echinides (Grauwacke à Paléchinides, D. Oehlert 1898 = Formation de Changé, J. Plaine 1976 = Formation de Grez-en-Bouère, E. Houlgatte et A. Pelhâte 1984) ne représente que le terme ultime franchement marin du "Culm inférieur". Les calcaires surincombants sont des mud-mounds de type waulsortien avec faciès latéraux associés (biomicrites à débris crinoïdiques) : Formation du Calcaire de Laval. Cette association sédimentaire a été considérée comme circalittorale (A. Pelhâte, 1971). A. Lees et R. Conil (1980) situent les récifs waulsortiens en zone aphotique à une profondeur supérieure à 200 mètres. Cependant les faciès waulsortiens reconnus dans le Bassin de Laval (faciès récifaux à veines bleues, de taille relativement modeste et biomicrites à débris crinoïdiques) semblent devoir être rapportés à la phase B distinguée par ces auteurs et située à une profondeur moindre.

Ces données sédimentologiques permettent de préciser la morphologie du fond, existante au cours du Viséen inférieur à moyen : dans la zone de subsidence maximale, il existait des petits horsts qui rendaient possible l'installation des mud-mounds waulsortiens à l'entour desquels s'établissaient des zones d'épandages de débris correspondant aux faciès micritiques du Calcaire de Laval ; dans la zone à subsidence plus modérée, il apparaît néanmoins des différences notables de taux de sédimentation. Ainsi le Viséen inférieur a une puissance d'une vingtaine de mètres dans la région de Saint-Pierre-sur-Erve tandis qu'il atteint au moins 150 m et, sans doute davantage, dans le synclinal de

Solesmes. En outre, les microfaciès identifiés de milieu restreint par périodes, soulignent la variabilité de la profondeur du fond (fig. 3). Il semble donc que dans la partie centrale, le bassin soit plus subsident et plus profond. Nous avons donc une nouvelle preuve de l'existence de cette zone de faiblesse que l'on a mis en évidence dès le Tournaisien.

A la base du Calcaire de Sablé (Viséen inférieur V1a), dans la région de Changé et de Louverné et à la partie supérieure du Calcaire de Sablé (V1b) dans le synclinal de Solesmes, les bancs calcaires renferment de nombreux cherts riches en crinoïdes. L'augmentation de l'apport en SiO₂ nécessaire pour induire une précipitation inorganique de silice peut être en relation avec une expansion océanique susceptible, par halmyrolyse et hydrothermalisme sous-marin, de libérer une grande quantité de silice. Ce phénomène ne peut être, dans le cas présent, invoqué car l'océanisation hercynienne a atteint son développement maximal au Dévonien moyen, à l'emplacement de la Manche actuelle (J. Rolet *et al.*, 1984) ; très localisée, elle a engendré un océan très vite suturé (J.P.N. Badham, 1982).

L'évolution du Bassin de Laval s'est faite sur une croûte continentale, dans un domaine en extension, comme le soulignent les tholéiites intracontinentales tournaisiennes (*cf. supra*). L'altération sous-marine de ces basites et des roches acides (rhyolites et ignimbrites) synchrones, a pu contribuer à libérer la silice nécessaire à la genèse des cherts.

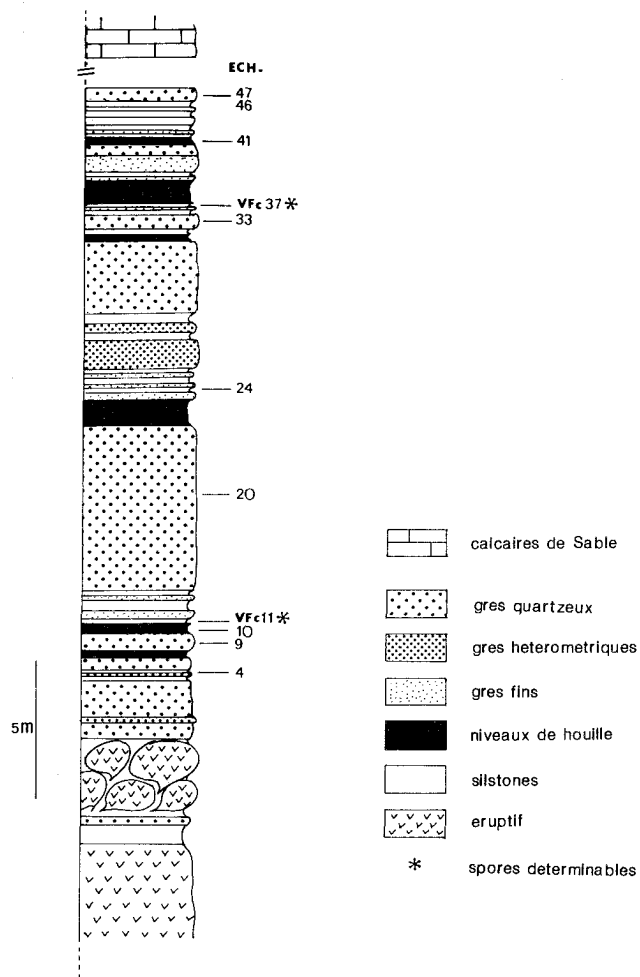
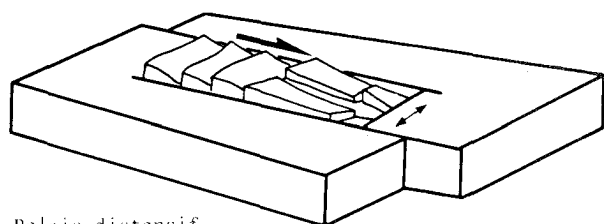


Fig. 5.- Succession lithologique de la coupe de la voie ferrée à Sablé



Relais distensif

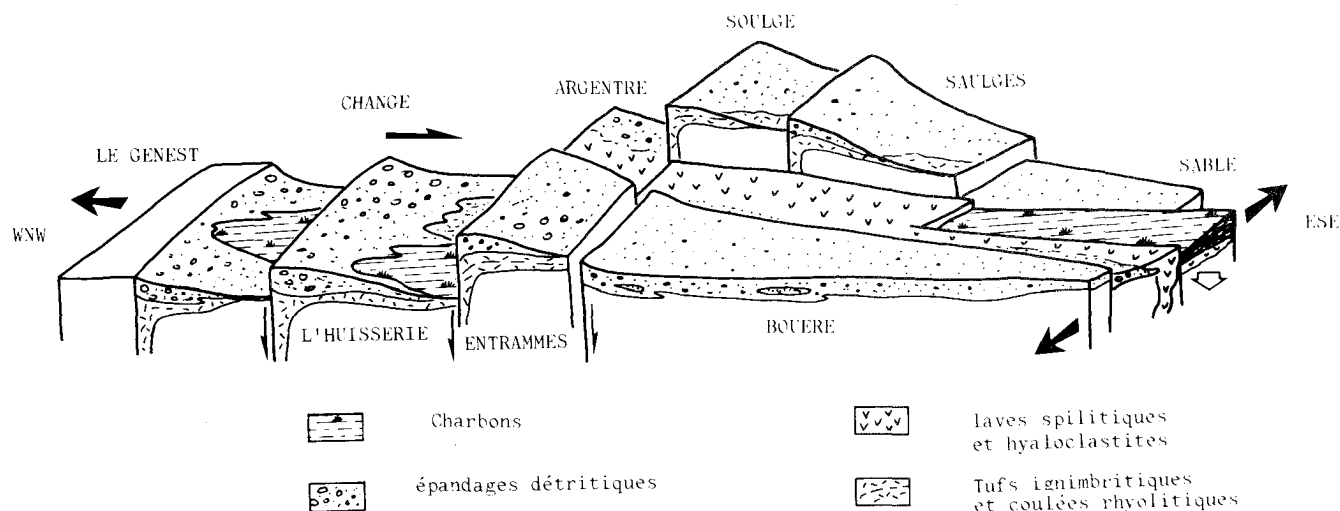


Fig. 6.- Bloc diagramme schématique du micro compartimentage du Bassin de Laval, au stade d'ouverture, (Tournaisien)

3. Stade de fonctionnement en "pull-apart"

Le fonctionnement en bassin de plate-forme cesse à la partie supérieure du Viséen, comme l'atteste le retour des terrigènes matérialisé par la Formation des Schistes de Laval. Ce dernier stade va correspondre à son comblement.

Des niveaux de poudingues ont été identifiés dans les Schistes de Laval soit au contact avec le calcaire de Laval (Saut-Gauthier-en-Changé), soit au sein de la Formation (la Baconnière ou au sud de Soulgé-sur-Ouette).

Au sud de Changé, les éléments grossiers remanient le Calcaire de Laval ; il s'agit plus vraisemblablement d'écoulements de débris, au sud de Soulgé-sur-Ouette et à la Baconnière, où ont été reconnus des fragments de grès, de phtanites, de schistes charbonneux extrêmement anguleux (A. Pelhate, 1971). Les siltites et argilites se présentent en fines lamines avec figures de charge ou en lentilles, les premières résultent de courants tractifs et les secondes de suspension. Les dépôts phytogènes sont localisés à mi-longueur du bassin, sur son flanc nord, suivant un quadrilatère Soulgé-sur-Ouette, Saint-Georges-le-Flécharde, Bazougers, la Bazouge-de-Chémeré ; par contre au sud-est, ils se situent soit au coeur d'un repli très étroit (Varenes en Epineux-le-Seguin), soit sur les deux flancs du repli le plus méridional (la Minière en Asnières-sur-Vègre, la Sanguinière-en-Juigné).

Dans ce pays très couvert où les exploitations charbonnières du siècle dernier sont devenues inaccessibles, il n'est pas possible de savoir si les charbons ont migré avec le temps. Tout au plus, peut-on noter la localisation des sédiments phytogènes dans des zones apparemment isolées, comme le montrerait l'absence de continuité correspondant à la structure actuelle du bassin. Les anciens relevés de mines montrent que le bord oriental du quadrilatère Soulgé, Saint-Georges-le-Flécharde, Bazougers, la Bazouge-de-Chémeré est souligné par des conglomérats.

Ces détritiques bordent la limite de la bande de Calcaire de Sablé : la Bazouge-de-Chémeré, Chémeré-le-Roi.

Est-ce la conséquence d'un accident décrochant anté-Schistes de Laval ? Quoiqu'il en soit, ce retour au compartimentage à la base des Schistes de Laval prouve la reprise de contrôle de la sédimentation du bassin par les accidents cisailants.

L'âge des Schistes de Laval n'est pas actuellement établi avec précision. Au contact avec les formations sous-jacentes, en certains points, les Schistes de Laval sont marins : Crinoïdes (Saut-Gauthier), Bryozoaires, et Trilobites (la Guichardière, feuille de Meslay-du-Maine (A. Le Hérisse)). La flore récoltée dans les stériles, lors des exploitations houillères, est essentiellement caractéristique du Namurien A (C. Roy, 1979) et la faune dulcicole avec *Leaia tricarinata* Meck et Worthen var. *minima* indique un âge namurien à westphalien inférieur (A. Carpentier, G. Delépine et H. Martel, 1935). Le problème posé est le suivant : les Schistes de Laval correspondent-ils à la partie

supérieure du Viséen supérieur, puisque les Calcaires de Sablé et de Laval les plus jeunes correspondent au V3a (partie inférieure du Viséen supérieur) ou bien les Schistes de Laval sont-ils entièrement namuriens ? La réponse sera connue, lorsque des données palynologiques en cours de recherche sur les niveaux basaux des Schistes de Laval, seront fournies.

Une discontinuité certaine existe entre les formations carbonatées viséennes et la Formation des Schistes de Laval. La présence de galets de Calcaire de Sablé ou de Calcaire de Laval, dans le poudingue de base des Schistes de Laval suppose une lithification vraisemblablement liée à une émergence. Les travaux récents de cartographie (feuille de Château-Gontier à 1/50 000) montrent nettement la discordance des Schistes de Laval, sur la Formation du Calcaire de Sablé du flanc sud-ouest du synclinal de Solesmes. On peut remarquer également la réduction de l'aire de dépôt des Schistes de Laval par rapport aux formations antérieures.

Tous ces faits, et bien qu'il soit difficile de donner avec précision un taux de sédimentation (au minimum plusieurs centaines de mètres) nous amènent à proposer, pour cette période, un modèle de fonctionnement en "pull-apart" (trappe à sédiments) contrôlé par le jeu des faisceaux d'accidents bordiers déjà actifs dès le Tournaisien inférieur. Ce changement brutal entre le stade de plate-forme carbonatée marine et le stade de comblement témoigne également en faveur d'événements orogéniques intra-viséens enregistrés ici par les sédiments.

III. Structuration

1. Rappel des travaux antérieurs

Depuis les travaux d'Oehlert, à la fin du siècle dernier, la structure d'ensemble du bassin était assez bien connue. La dissymétrie des plis et le caractère déversé du flanc sud étaient établis. Les chevauchements (écaillages) de Juigné et de Port-Etrot avaient été identifiés et décrits (Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France 1909). Enfin, plusieurs coupes d'ensemble du bassin étaient proposées et particulièrement celle du général Jourdy (même réunion 1909) qui montrait clairement le double déversement des plis de la coupe de la Mayenne et le rôle de bloc résistant du môle précambrien granitisé au nord.

Il faudra attendre ensuite les travaux précurseurs de P. Fourmarier et coll. (1962, 1965 et 1968) pour qu'une approche microtectonique soit tentée. Des anomalies de répartition régionale de la schistosité seraient en relation avec des plutons granitiques syntectoniques cachés.

Récemment, C. Le Corre (1978), utilisant des arguments microtectoniques plus sophistiqués et s'appuyant en partie sur les observations de J. Plaine (1976), montre qu'un gradient de déformation sud-nord, inverse de celui des synclinaux de la Vilaine, affecte l'ensemble des terrains de la région de Laval. De leur côté, L. Dupret et J. Le Gall

(1984) font la même constatation en venant de la Mancellia au nord. Ce "sillon" de Laval apparaît donc comme une sorte de couloir beaucoup plus intensément tectonisé que ses marges nord et sud.

Si les grandes lignes structurales paraissent dès lors assez bien établies, les observations qui suivent, malheureusement encore trop fragmentaires, soulignent la nécessité d'analyses plus approfondies.

2. Eléments structuraux

a. Coupe de la Mayenne (terminaison occidentale du bassin) (fig. 7)

Le caractère structural dominant de cette coupe réside dans l'opposition de comportement entre le bloc mancennien septentrional, cratonisé au Cadomien, qui ne va plus réagir que de façon rigide en se fracturant (G. Mary et J. Le Gall, 1984) et

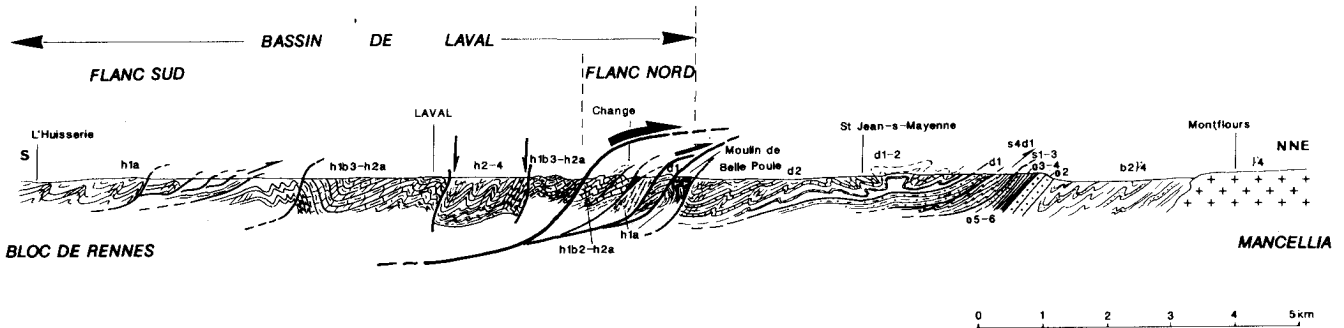


Fig. 7.- Coupe de la Mayenne (Coupe A)

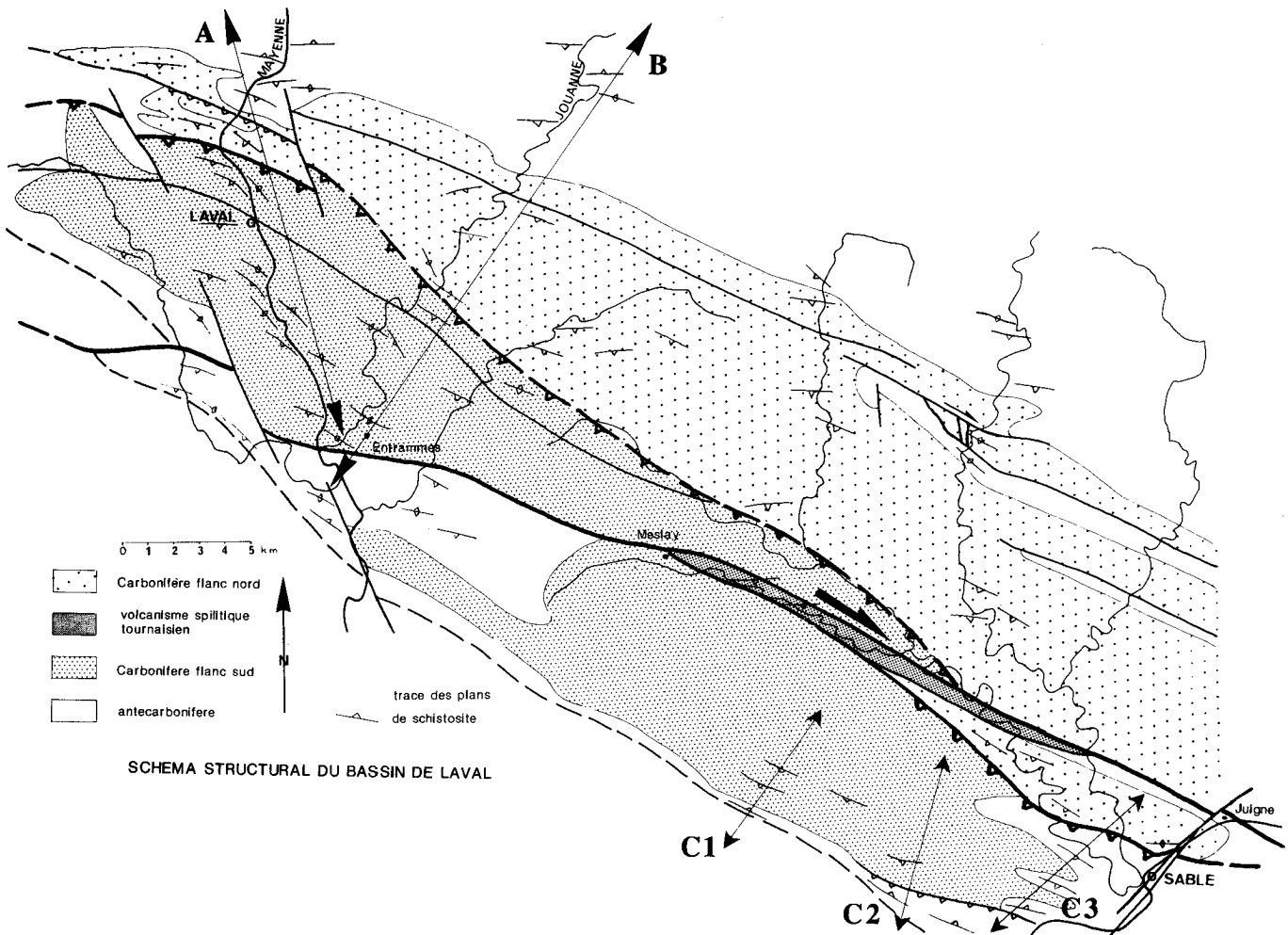


Fig. 8.- Schéma structural du Bassin de Laval

l'ensemble méridional, essentiellement paléozoïque, structuré à l'Hercynien en grands plis synschisteux, localement à double déversement (tectonique de couverture) en ambiance de métamorphisme faible (chlorite).

– **Schistosités** : Les anomalies de nature et de répartition de la schistosité (ou souvent des schistosités), mises en évidence par P. Fourmarier semblent être trop discontinues pour être systématiquement interprétées comme la conséquence de la montée de diapirs granitiques. La présence de ces granites (leucogranite du Pertre) et leur rôle (métamorphisme de contact syntectonique de Saint-Pierre-le-Potier) sont toutefois réels, en particulier sur le flanc sud. En fait, toute cette région se trouve à la limite de l'apparition de la schistosité de flux et pour une même formation à fort contraste de compétence la limite fracture-flux passera dans les wackes et arénites (J. Plaine, 1976). De cette manière, sur l'ensemble de la coupe vont alterner les cinq types de schistosité définis par C. Le Corre (1978).

– **Plis** : Les rares structures plicatives observables à l'affleurement se développent aux dépens des formations carbonifères : plis disharmoniques à axes subhorizontaux avec décollement de flanc et échappement de matière dans les charnières (coupe de l'Huisserie au sud de Laval) et plis curvilineaires à composante cisailante inverse vers le nord (carrière Saint-Roch). Les autres structures de taille supérieure sont soit observées en analyse photo-aérienne ou déduites des rapports schistosité-stratification. A de rares exceptions près (Saint-Jean-sur-Mayenne en particulier) les plis montrent un déversement vers le nord (schistosités pentées au sud). Il faut toutefois noter deux disharmonies structurales importantes sur cette coupe :

– l'une entre le Paléozoïque inférieur "collé" au craton cadomien au nord et le Siluro-dévonien intensément plissé au niveau de Saint-Jean-sur-Mayenne ;

– l'autre montrant une nette obliquité entre ces structures siluro-dévonniennes de Saint-Jean (Plis sub est-ouest) et les directions N 110 du plissement carbonifère au sud (cf. diagrammes et cartes, L. Gélard, 1983) (fig. 8).

– **Chevauchement de Changé** : D. Oehlert et P. Oehlert (1909) puis Y. Milon (1922) dessinaient un pli anticlinal de Grès de Gahard (Dévonien inférieur) déversé vers le nord, à flanc inverse cisailé et chevauchant les conglomérats carbonifères du Moulin de Belle-Poule. Puis A. Philippot (inédit) et A. Pelhâte (1971) vont mettre en évidence le contact anormal entre la Grauwacke à Paléchinides au sud (Formation de Saint-Berthevin) et les calcaires de la Formation de Sablé (carrière Saint-Roch) au nord. A. Pelhâte (1971) fera également remarquer qu'une partie de la Formation de Sablé est absente à Changé (seuls V1b et V2a sont représentés), le niveau de base V1a a disparu par failles directionnelles. Bien entendu, ces contacts ne sont pas visibles, mais de l'attitude des couches et du dispositif cartographique (festons et amandes), on peut proposer l'existence de plusieurs failles inverses (cf. dessin coupe de la Mayenne), petites écaillures empilées vers le nord. Le chevauchement principal, situé sur le revers sud de la carrière Saint-Roch met en contact anormal les faciès carbonatés méridionaux (Grauwackes à Paléchinides et Calcaire de

Laval) sur les faciès équivalents septentrionaux de Sablé (fig. 7). Les deux autres petits contacts inverses des Calcaires de Sablé sur le Culm (lotissements de la Barberie et du Verger, A. Pelhâte (1971)) ainsi que le contact de Belle-Poule sont des sous-écaillures au front nord du contact majeur. Ce dispositif en sous-écaillures frontales montre une progression des chevauchements de type "piggy-back" (R.W.H. Butler, 1982) et suppose au moins un niveau de décollement sous-jacent.

– **Indices de déformation non coaxiale** : Parmi de nombreux indices, on peut citer l'existence de plis curvilineaires, toutefois à faible dispersion axiale dans le plan de la schistosité (coupe de l'Huisserie, carrière Saint-Roch (fig. 9) ; le déversement dominant des plis vers le nord accompagné de critères de rotation (ombres de pression dissymétriques sur les flancs normaux dans le plan X-Z) ; la tendance à l'enroulement des charnières avec déformation en S de la schistosité (flancs longs) devenue surface active avec striation dans la direction de mouvement (carrière Saint-Roch) et apparition d'une seconde schistosité de crénulation plus pentée que la première (Culm de Changé et Châtaigneraie). Si l'on ajoute à cela les nombreuses répliques de décollement interne (mini-rampes et "horses", imbrications dans l'intrados des plis, etc...) bien exprimées dans les formations à fort contraste de compétence (Formation de l'Huisserie notamment), cette zone apparaît caractérisée par un régime de déformation cisailant horizontal à composante rotationnelle inverse vers le nord.

– **Ellipsoïdes de déformation** : Les quelques observations effectuées sur des marqueurs de la direction d'élongation maximale (X) montrent une répartition régionale inhomogène de l'allongement ainsi qu'une variabilité de forme de l'ellipsoïde de déformation.

Sur le flanc sud, J. Plaine (1976) note un simple aplatissement parallèle à la schistosité dans les conglomérats du Culm et des ombres de pression symétriques autour des clastes (pyrite, feldspath) de la Formation de l'Huisserie. Par contre, il observe une linéation d'allongement non parallèle aux axes de plis dans les tufs d'Entrammes. Cette linéation est très nette sur certains tufs fins de cette région, elle est subméridienne (fort plongement sud) et orthogonale au plissement régional. Toutefois la fibrosité qui se développe dans la Formation de l'Huisserie (La Bonne Métrie) malgré une certaine dispersion, se montre subparallèle aux directions des axes de plis synschisteux.

Sur le flanc nord, les galets du conglomérat de Belle-Poule présentent un allongement subhorizontal est-ouest parallèle aux axes du plissement, par contre les tufs (blaviérites) situés à quelques dizaines de mètres plus au sud portent une belle linéation minérale plongeant vers le sud et faisant un angle de 60 à 70° avec la même direction de plissement.

Ces données sont trop fragmentaires pour en tirer des conclusions définitives mais plusieurs remarques s'imposent. Les linéations subméridiennes des tufs acides, ainsi que celles des schistes dévonniens d'ailleurs, s'intègrent bien au régime régional de cisaillement inverse proposé précédemment. L'allongement subhorizontal du conglomérat de Belle-Poule pose alors un problème. La proximité des affleurements et leur imbrication nous empêchent d'envisager l'intervention de granites syntec-

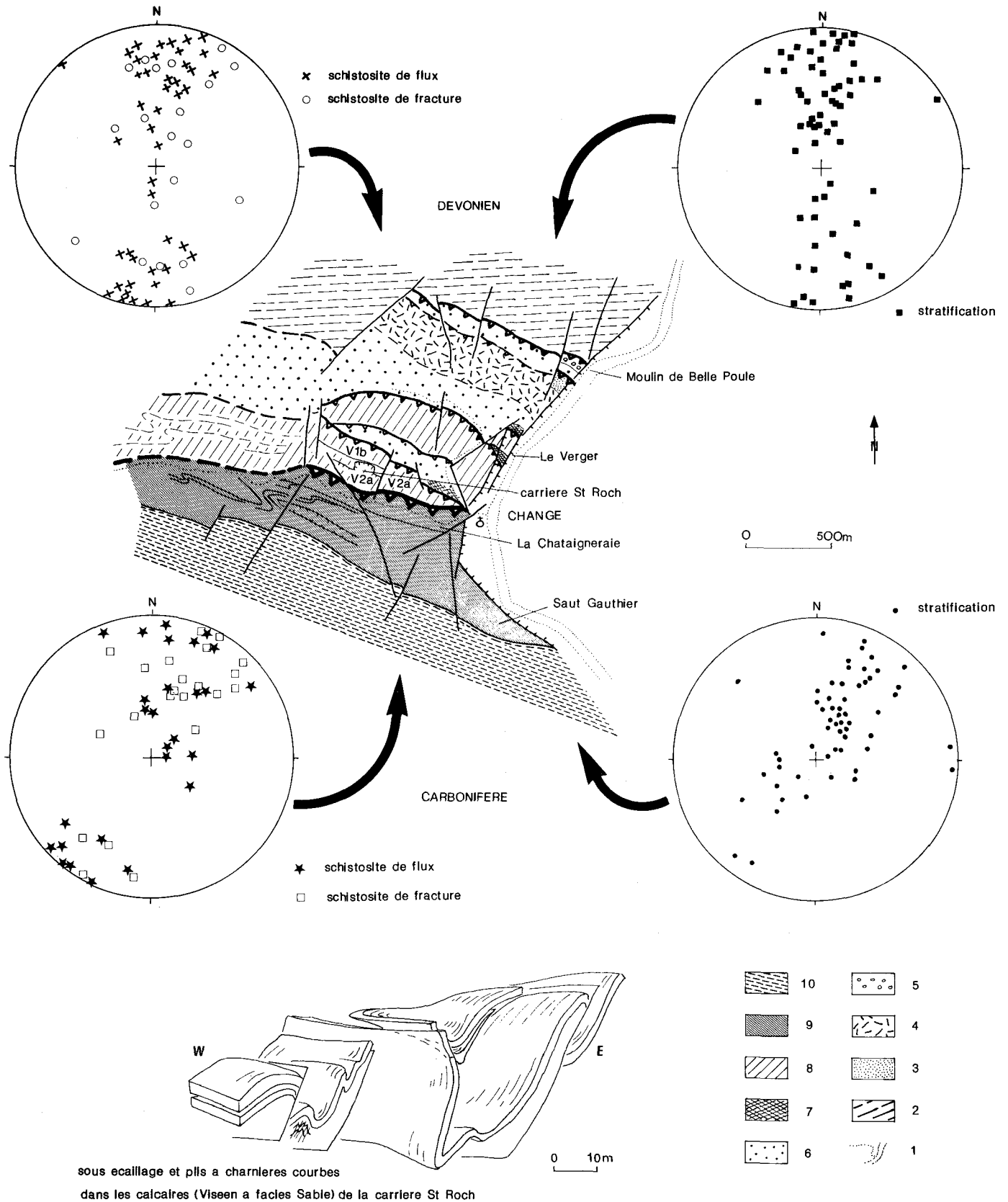


Fig. 9.- Chevauchement de Change

- 1 - Rivière (La Mayenne)
- 2 - Formations dévoniennes indifférenciées
- 3 - Formation de Gahard (Gédinnien inférieur)
- 4 - Tufs ignimbrétiques (Tournaisien)
- 5 - Conglomérat (Tournaisien)
- 6 - Schistes, wackes et tuffites (Tournaisien)
- 7 - Niveaux à charbon (Tournaisien)
- 8 - Formation des Calcaires de Sablé (V1b - V2a)
- 9 - Formation de Changé (Grauwacke à Palaechinides) et Formation des Calcaires de Laval (Tournaisien supérieur, Viséen)
- 10 - Formation des Schistes de Laval (Viséen supérieur ? Namurien à Westphalien A)

toniques comme cela a pu être démontré, pour des géométries semblables, par C. Le Corre (1978) dans les synclinaux de la Vilaine. A titre d'hypothèse, il est possible de proposer l'association de deux régimes de déformation, l'un régional (cisaillement horizontal inverse vers le nord), l'autre plus local, selon des couloirs, affectant principalement les bordures du bassin carbonifère (Belle-Poule, Bonne Métrie) et de type "transcurrent" avec un allongement horizontal est-ouest qui reste toutefois modéré.

– **Coulissements** : Les grands accidents directionnels dont nous avons vu l'influence sur le compartimentage du bassin carbonifère en début d'ouverture et qui vont présider à son fonctionnement en pull-apart (relais distensif) au Namuro-westphalien, se retrouvent en fin de déformation hercynienne. En effet, la virgation en Z, selon la vallée de la Mayenne, des trajectoires de schistosité (cf. schéma structural) (fig. 8) et le tronçonnement oblique post-écaillage en deux demi-bassins décalés en dextre d'une dizaine de kilomètres (accident sud-Entrammes – Meslay – Juigné) montrent l'importance du régime transcurrent postérieurement au cisaillement tangentiel. A l'affleurement, la verticalisation brutale du plan axial de quelques plis de la Formation de l'Huisserie (ancienne carrière de l'écluse), les chevrons post schisteux à axes très dispersés dans un plan vertical dans le Silurien de la Forêt de Concise, les torsions dextres et basculement de la linéation d'intersection des Schistes de Laval (autoroute près Moulin de la Place, Argentré) et les dièdres à arêtes verticales et stries horizontales dextres dans la même formation (ville de Laval), sont autant de témoins de l'expression de ces coulissements.

b. Autres coupes orientales

Les autres coupes de la Jouanne (fig. 10) et de l'Erve, sur le flanc nord et à travers la synforme de Bouère au sud-est, confirment en les complétant les observations effectuées précédemment sur la coupe de la Mayenne.

Malgré quelques déversements antithétiques (Saint-Cénére et Saulges), le déversement général des structures plissées se fait vers le nord-nord est. Les plis sont toutefois plus serrés et disharmoniques dans les terrains siluro-dévonien que dans ceux du Carbonifère. Ces différences de comportement aboutissent dans la région de Bouère (fig. 11) à des discordances cartographiques nettes du Culm inférieur sur les structures plissées siluro-dévonien (leviers E. Houlgatte 1/50 000 Château-Gontier). Le déversement des structures vers le nord est également moins accusé, plis déjetés dans les Schistes de Laval (fig. 10) (coupe de la Jouanne au nord de Forcé) que dans les autres terrains antérieurs.

De nombreux indices de chevauchement vers le nord sont observables, à toutes échelles, impliquant des terrains dévonien et carbonifères. Parmi ceux-ci : le décollement de Saulges (Pont du Gué), le chevauchement de Forcé (A. Pelhâte, 1971) intracalcaires de Laval et réplique méridionale du chevauchement de Changé, les chevauchements de Juigné et Port-Etroit, le chevauchement de la synforme de Bouère sur le synclinal de Solesmes près de Bouessay, enfin le déversement complet de tout le flanc méridional de la synforme de Bouère avec chevauchement du Paléozoïque inférieur sur le Carbonifère en flanc inverse (fig. 11), structure confirmée lors de l'étude de la coupe effectuée en 1980 pour la pose du "feeder" au sud de Bouère. Le cisaillement tangentiel inverse affecte donc tout le bassin, y compris les terrains carbonifères et ce régime en écaillages vers le nord s'accuse lorsqu'on se déplace vers le nord-ouest (A. Philippot, 1947), la terminaison occidentale du bassin étant la plus étroite et la plus resserrée.

Le rôle des coulissements bien que plus discret ne doit pas être sous-estimé et ils s'expriment nettement sur le bord nord : région d'Argentré, Vaiges et Saulges, découpant les structures antérieures en lanières, lentilles et blocs losangiques (fig. 8). Ils sont également responsables de la linéarité des contacts Meslay-Sablé entre les deux demi-bassins, ainsi que Nuillé-Souviigné sur le flanc sud.

3. Age des déformations

On sait qu'un des problèmes historiques de cette région est l'existence ou non de la "phase bretonne" en tant qu'événement tectonique (J. Cogné, 1959, 1964 ; C. Klein 1970, 1973). Sur le flanc sud, dans la région d'Entrammes, J. Plaine (1976) a montré qu'il existait une concordance parfaite entre les microstructures du Carbonifère et celles des terrains antérieurs, preuve de l'inexistence d'une structuration entre les deux. Si, pour l'ensemble des terrains paléozoïques, comme nous venons de le voir, le régime de déformation dominant se fait en cisaillement tangentiel vers le nord, dans le détail, l'expression de cette déformation est loin d'être cylindrique et homogène. Rappelons à ce sujet le style plus serré des plis des assises siluro-dévonien allant jusqu'à la discordance cartographique du Culm de Bouère, les déversements antithétiques surtout localisés dans le Siluro-dévonien et l'obliquité des structures sur la coupe de la Mayenne (axes de plis sub est-ouest dans le Dévonien, N 110 dans le Carbonifère).

Plusieurs hypothèses peuvent alors être évoquées :

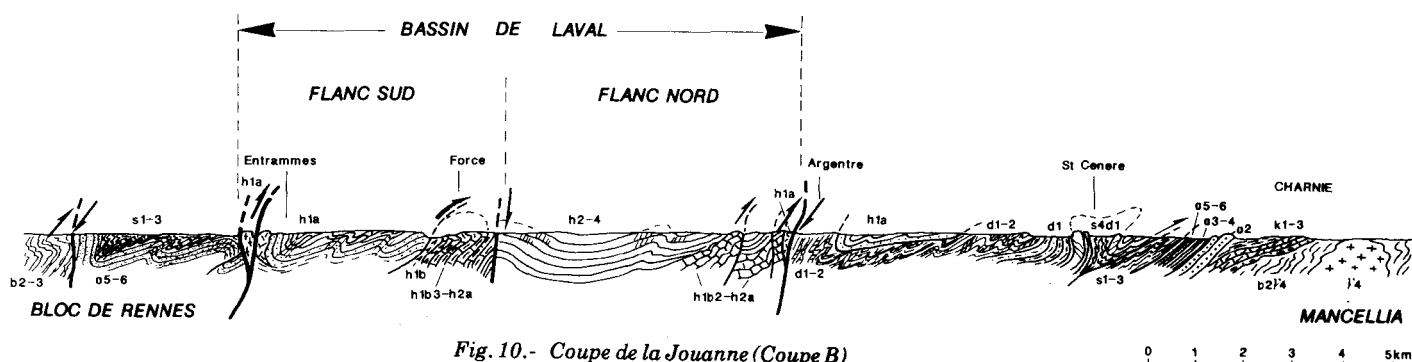


Fig. 10.- Coupe de la Jouanne (Coupe B)

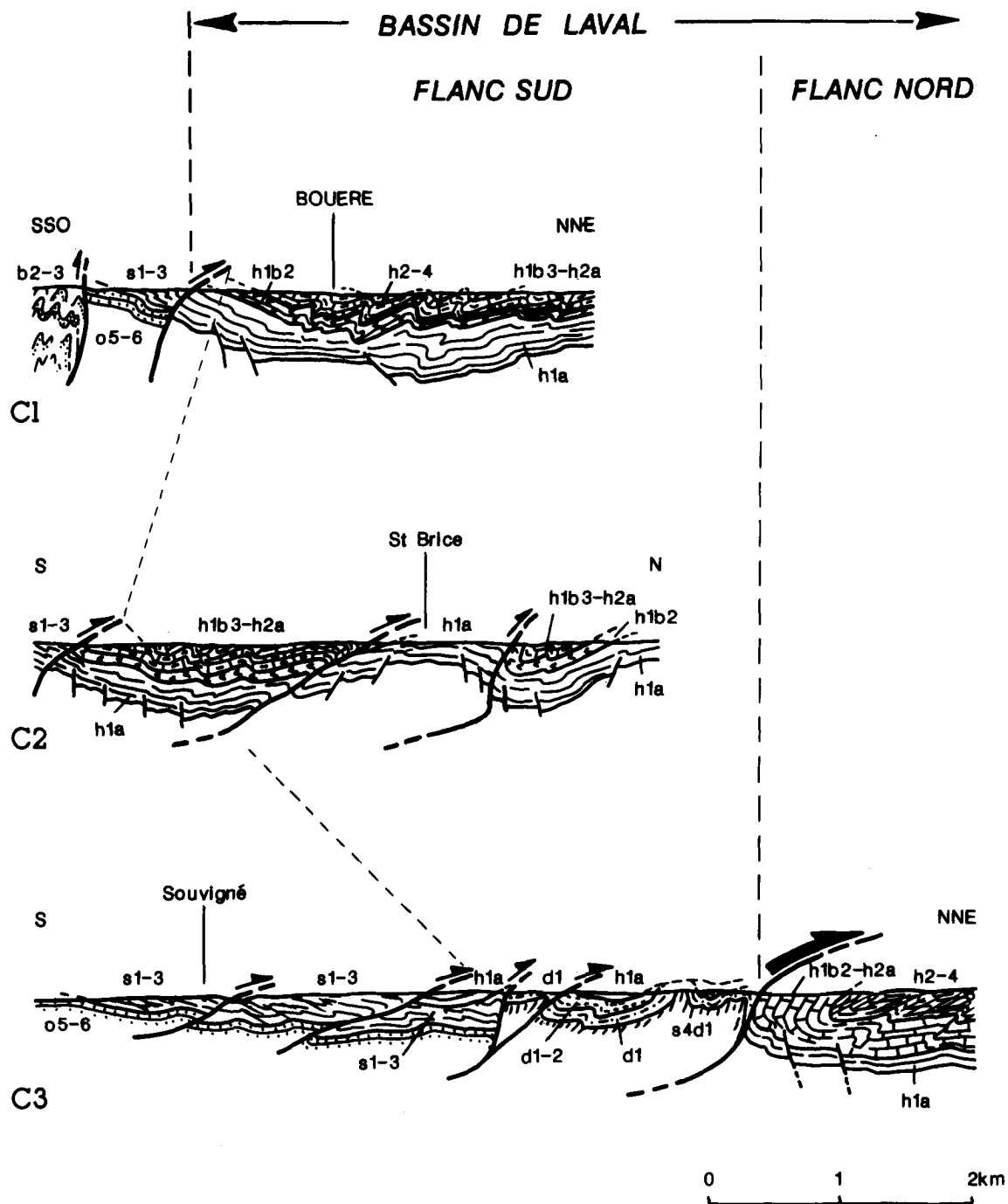


Fig. 11.- Coupes de Château-Gontier (Coupes C₁, C₂, C₃)

1 - soit, le bassin carbonifère est installé sur des terrains paléozoïques plissés antérieurement (phase bretonne) et il est repris au Westphalien dans un champ de contraintes voisin du précédent,

2 - soit, le plissement westphalien (anté-stéphanien) est unique mais se fait de façon disharmonique et suppose au minimum le décollement du Carbonifère sur le Siluro-Dévonien et très certainement du Siluro-Dévonien sur le Paléozoïque inférieur,

3 - soit enfin, il s'agit d'une discordance réactivée, hypothèse évoquée par C. Klein (1973) pour le chevauchement de Port-Etrot.

En l'absence d'arguments irréfutables tels que régime et axes de déformation nettement différents, magmatisme dévonien supérieur syntectonique

remaniés dans les conglomérats carbonifères avec des éléments paléozoïques structurés antérieurement, comme cela est le cas plus à l'ouest dans le Bassin de Châteaulin (J. Rolet, 1982), nous sommes amenés à ne retenir que la deuxième hypothèse d'un seul épisode de structuration au Westphalien.

Il n'en demeure pas moins qu'il existe une coupure sédimentaire et paléogéographique importante et plus discrète mais réelle entre la plate-forme carbonatée viséenne et le détritisme namuro-westphalien. Il est même possible d'envisager, durant cette dernière coupure, le début du rapprochement des faciès nord (Sablé) et sud (Laval), antérieurement aux dépôts des Schistes de Laval, rapprochement qui se terminera par le chevauchement de Changé à la faveur de la "flexure le

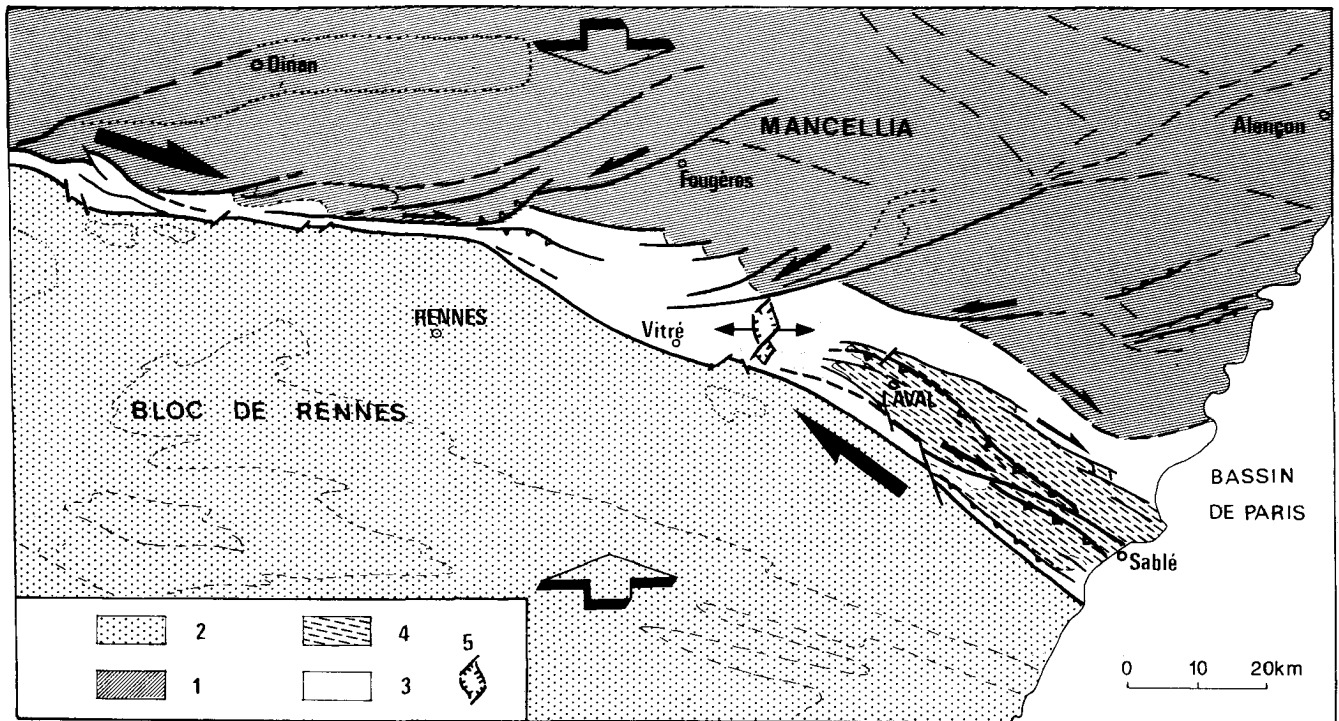


Fig. 12.- Schéma d'évolution en poinçonnement des blocs de Rennes et mancellien au cours du Carbonifère

Bourg-neuf-Changé-Sablé" (A. Pelhâte, 1971) réactivée au Westphalien.

On aurait ici la trace d'un événement intra ou fini viséen connu ailleurs dans la chaîne : Monts du Lyonnais, Vosges méridionales, Morvan, Mouthoumet.

Conclusions

Cette contribution collective pluridisciplinaire nous permet d'approcher et de préciser de nombreux éléments nouveaux et déterminants à la compréhension de l'évolution géodynamique de cet étroit sillon externe, intracontinental, de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Toutefois, ces données nouvelles ne doivent pas masquer le travail qui reste à accomplir, aussi bien sur le volcanisme (caractérisation des chimismes) que sur les datations précises et études détaillées des dynamiques sédimentaires des différents microblocs mis en évidence aux stades d'ouverture (Formation de l'Huisserie) et au début du stade de pull-apart (base de la Formation des Schistes de Laval). L'étude structurale a été menée sur les grandes coupes classiques du bassin et seulement très localement (Changé et région de Bouère) à l'échelle cartographique. Il est évident qu'elle mériterait d'être poussée plus avant afin de déterminer, avec précision, les relations entre cisaillement tangentiel et "transcurrent" mis en évidence ici. De plus, l'existence de mouvements, voire de déformations, soupçonnés antérieurement au Tournaisien et durant le Viséen devraient également être mieux cernée. La connaissance du Bassin de Laval est particulièrement importante aussi bien pour la chaîne hercynienne, dont il est un enregistreur idéal, que pour les processus d'ouverture des bassins intracontinentaux en relais distensif dont il offre un très bel exemple ancien.

Dans l'attente de ces compléments indispensables, rappelons tout de même les conclusions nouvelles et originales auxquelles nous avons été conduits au cours des travaux présentés ici.

Les marges du futur bassin carbonifère sont préfigurées dès l'Ordovicien : couverture du bloc de Rennes au sud, couverture du bloc mancellien au nord. Les échos, assez faibles, de la distension du Dévonien inférieur vont permettre ensuite l'homogénéisation momentanée des dépôts sur les deux marges.

Par la suite, l'évolution du Bassin carbonifère de Laval va se résumer en quatre grands stades :

1 - un stade d'ouverture en relais distensif (Tournaisien) caractérisé par un volcanisme bordier central (début de rifting probable sur croûte amincie) accompagné d'abondantes décharges détritiques aux pieds de reliefs proches à la faveur de microblocs découpés et sans cesse réactivés par des coulissements (autoremaniement des sédiments à Beaumont-Pied-de-Boeuf, migration probable des phytogènes de l'ouest vers l'est, taux de sédimentation très variés d'un bloc à l'autre...);

2 - un stade de plate-forme carbonatée (Tournaisien-Viséen) plus calme, dissymétrique avec subsidence plus marquée et approfondissement dans la partie méridionale (Waulsortien), il est, à ce stade, un témoin méridional de la vaste plate-forme carbonatée nord-européenne;

3 - un stade de fonctionnement en "pull-apart" (Namuro-Westphalien) avec reprise du compartimentage à blocs phytogènes et homogénéisation avec comblement par des détritiques fins;

4 - un stade de structuration (Westphalien) ou fermeture du bassin conséquence du rapprochement des blocs nord et sud qui voit se mettre en place un système d'écaillés à la faveur de niveaux

de décollement (base du Culm et ampélites siluriennes) permettant aux termes méridionaux de chevaucher le domaine septentrional et aussitôt relayé par un régime "transcurrent" à composante rotationnelle dextre.

Outre la confirmation de l'importance des accidents tangentiels, chevauchement des faciès méridionaux sur les faciès septentrionaux particulièrement bien marqué à Changé, ce travail nous a permis de mettre en évidence l'existence d'un grand accident oblique Entrammes-Meslay-Juigné à déplacement dextre de l'ordre de la dizaine de kilomètres et totalement insoupçonné jusque-ici.

Les coulissements sénestres de L. Dupret et J. Le Gall (1977) dans les Coëvrons sont les conjugués des dextres du Bassin de Laval.

A ce stade, l'axe X d'élongation maximale régionale devient horizontal (direction NW-SE) et les failles tressées (coulissements directionnels) qui découpent le bassin en lanières servent de plan de mouvement. Cette élongation avec effilochage des

structures est particulièrement nette dans la terminaison occidentale qui est alors tronçonnée par des fractures transverses subméridiennes sénestres au nord (Louverné, Changé), dextres au sud (Entrammes, Nuillé) et dont la conjugaison traduit l'allongement est-ouest (fig. 12).

Le régime en extension horizontale va se poursuivre jusqu'au Stéphanien puisque ce sont les mêmes failles subméridiennes en ouverture qui vont permettre l'installation du petit graben nord-sud de Saint-Pierre-la-Cour dans la partie occidentale la plus étirée et ayant atteint le seuil de rupture.

Toutes ces structures s'inscrivent parfaitement dans un modèle de poinçonnement intracontinental nord-sud (J. Rolet *et al.*, 1984 ; J. Rolet et D. Santallier, 1985) imputable au rapprochement Europe-Afrique durant la période hercynienne et qui va entraîner des rotations de blocs jusque dans le Carbonifère supérieur (J.B. Edel et M. Coulon, 1984).

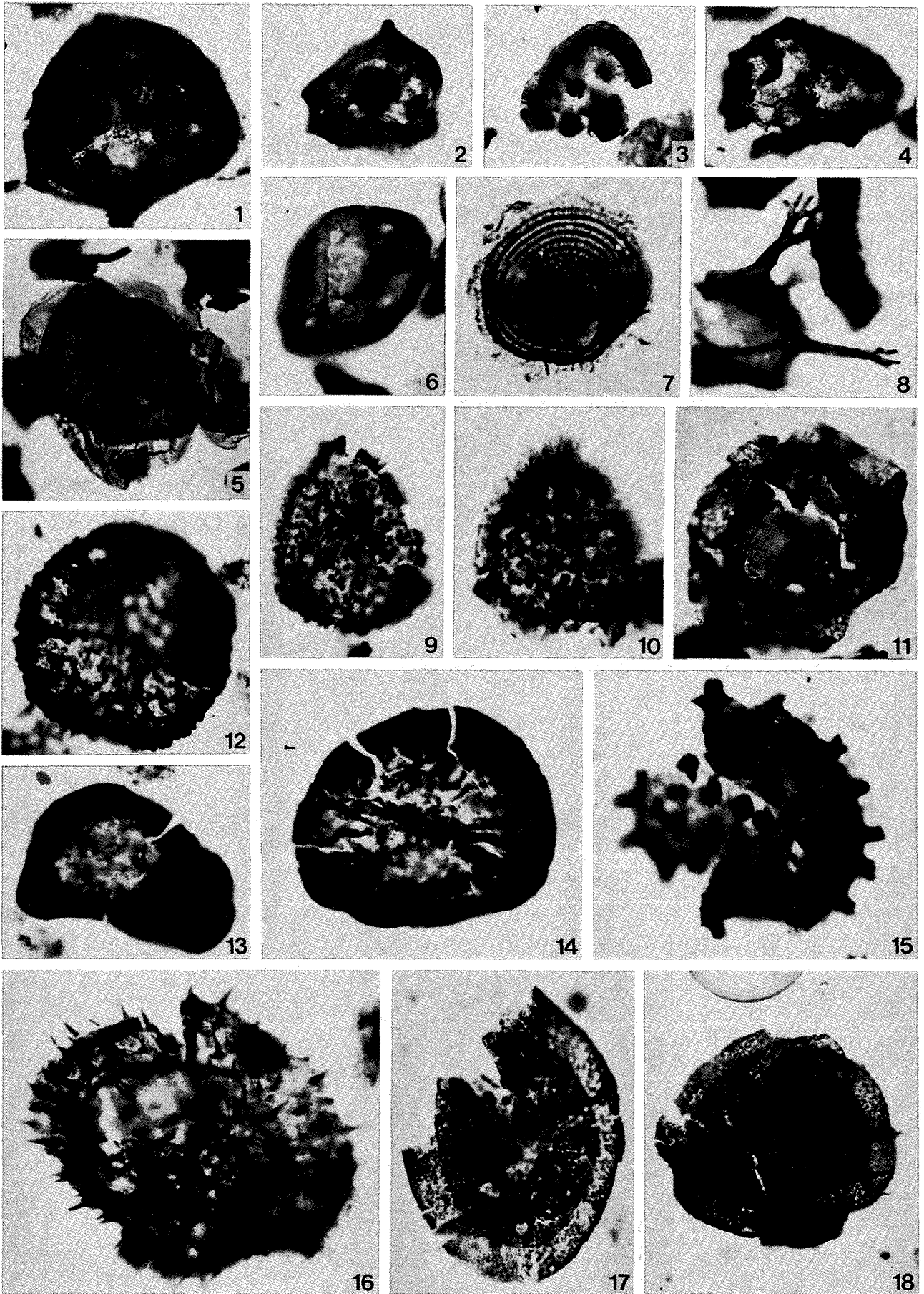
Références bibliographiques

- BABIN C. *et al.* (1972).- Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 14, pp. 94-109.
- BADHAM J.P.N. (1982).- Strike-skip orogens - an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc. London*, 139, pp. 493-504.
- BOYER C. (1968).- Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du bassin de Laval. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (2), pp. 63-64.
- BOYER C. (1976).- Les grandes périodes d'activité volcanique au cours des temps paléozoïques dans les massifs armoricain et central. *Bull. BRGM Fr.*, 1, n° 1, pp. 3-24.
- BUTLER R.W.H. (1982).- The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 5, 3, pp. 239-245.
- CARPENTIER A., DELEPINE G., MARTEL H. (1935).- Recherches paléontologiques sur quelques gisements carbonifères de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), V, pp. 77-84.
- CHAUVEL J.J., ROBARDET M. (1980).- Introduction à la géologie du Massif armoricain in Livret-Guide Excursions 26e Congrès géol. Intern. Paris France. Introduction à la Géologie de l'Ouest et *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XI, pp. 1-2 : 1-48.
- CLAYTON G., HIGGS K., KEEGAN J.B., SEVASTOPULA G.D. (1978).- Correlation of the palynological zonation of the Dinantian of the British Isles. *Palynologia*, 1, pp. 137-147.
- CLAYTON G., JOHNSTON I.S., SEVASTOPULO G.D., SMITH D.G. (1980).- Micropalaeontology of a Courceyan (Carboniferous) borehole section from Ballyvergin, county Clare, Ireland. *J. Earth Sci. R.*, 3, pp. 81-100.
- COGNE J. (1959).- Exposé, séance de travail du 25 septembre. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Soc. géol. de France en Normandie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (9), pp. 245-280.
- COGNE J. (1965).- Observation sur l'âge et la signification de la phase bretonne C.R. sess. extr. *Bull. Soc. Belge Geol. Paléont., Hydrol.*, LXXIII, pp. 239-243.
- COUREL L., GELARD J.P., ROBERT P., VALLE B. (1984).- Bassins houillers hercyniens du Massif central français : structuration dans un système compressif décrochant ou distensif, d'après la dynamique du remplissage. Réunion Association Sédimentologues français, Paris, Société géologique de France 17-18 décembre.
- DORE F. (1984).- Le problème de la limite Précambrien-Cambrien. Les données du Massif armoricain. 10e RAST, Bordeaux.
- DUPRET L., LE GALL J. (1977).- La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coëvrons (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 106, pp. 49-61.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984).- Intensité et superpositions des schistogénèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10e RAST, Bordeaux, p. 200.
- EDEL J.B., COULON M. (1984).- Late hercynian remagnetization of tournaïan series from the Laval syncline. Armorican Massif, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 2, pp. 343-350.
- FOURMARIER P., PAREYN C., DORE F. (1962).- Observations complémentaires au sujet de l'influence du granite sur les déformations mineures des roches dans le Massif armoricain. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, in 8, 33, n° 4.
- FOURMARIER P., PELHATE A. (1968).- La profondeur originelle du front supérieur de schistosité à l'endroit du Bassin de Laval (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 267, pp. 931-934.
- FOURMARIER P., PELHATE A., AUVRAY B. (1965).- Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, in 8, 35, n° 3.
- GELARD J.P. (1984).- Réflexions sur la mise en place des bassins houillers du Nord du Massif central et sur la structure de leur remplissage. *Ann. Soc. Géol. Nord*, CIII, pp. 201-208.
- GELARD L. (1983).- Analyse structurale des terrains briovériens à carbonifères de la coupe de la Mayenne au Nord de Laval (bassin de Laval). D.E.A. Brest.
- HIGGS K. (1975).- Upper Devonian and Lower Carboniferous miospore assemblage from Hook Head, Co. Wexford, Ireland. *Micropalaeontology*, 21, (4), pp. 393-419.
- HIGGS K., CLAYTON G. (1984).- Tournaisien miospore assemblages from Malsburg in the eastern Mendips, England. *J. Micropaleontol.*, 3, (1), pp. 17-28.
- HIGGS K., CLAYTON G., KEEGAN J.B.-Stratigraphic and systematic palynology of the tournaïan rocks of Southern Ireland. *Spec. paper Geol. Surv. Ireland*, (sous presse).
- HIGGS K., STREEL M. (1984).- Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern "Rheinisches Schiefergebirge", Germany. *Cour. Forsch.- Inst. Seuckenbergr (CFS)*, 67, pp. 157-179.
- HOULGATTE E., PELHATE A. (1984).- Notice explicative de la feuille Château-Gontier à 1/50 000, sous presse.

PLANCHE 1

BPB : Beaumont Pied de Boeuf ; SSS : Sablé sur Sarthe ; LPB : Collections Labo. de Paléontologie de Brest ;
(W 39.4) repérage England Finder.

- Fig. 1.- *Spelaeotriletes resolutus* Higgs. BPB, LPB 13028 (C 37.1), X 750
- Fig. 2, 3.- *Lophozonotriletes triangulatus* (Ischenko) Hugues et Playford. 2, BPB, LPB 13026 (C 25) ;
3, BPB, LPB 13025 (W 46.3), X 750
- Fig. 4.- ? *Mooreisporites* sp. A Van der Zwan. BPB, LPB 13027 (D 32.2), X 750
- Fig. 5.- *Gandispora* sp. B Van der Zwan. BPB, LPB 13024 (W 39.4), X 750
- Fig. 6.- *Retusotriletes leptocentrum* Higgs. BPB, LPB 13029 (E 30), X 750
- Fig. 7.- *Pterospermella circumstriata* (Jardine *et al.*) Eisenack, Cramer et Diez. BPB, LPB 13030 (K 26.4), X 750
- Fig. 8.- *Diexallophasis denticulata* (Stockmans et Williere) Loeblich. BPB, LPB 13031 (S 27.3), X 750
- Fig. 9.- *Vallatisporites vallatus* Hacquebard. SSS, LPB 13033 (N 32), X 750
- Fig. 10.- *Vallatisporites verrucosus* Hacquebard. SSS, LPB 13034 (G 30.1) X 750
- Fig. 11.- *Dictyotriletes cf. flavus* Keegan. BPB, LPB 13025 (N 43.4), X 750
- Fig. 12.- *Dictyotriletes submarginatus* Playford. SSS, LPB 13032 (J 47.1), X 750
- Fig. 13.- *Densosporites variomarginatus* Playford. SSS, LPB 13035 (S 55.3), X 750
- Fig. 14.- *Emphanisporites cf. rotatus* Mc Gregor. SSS, LPB 13036 (R 57.1), X 750
- Fig. 15.- *Raistrickia* sp. SSS, LPB 13037 (P 58.1) X 750
- Fig. 16.- *Grandispora uncata* (Hacquebard) Playford. SSS, LPB 13037 (G 22), X 500
- Fig. 17.- *Discernisporites micromanifestus* (Hacquebard) Sabry et Neves. SSS, LPB 13038 (M 36.1), X 350
- Fig. 18.- ? *Spelaeotriletes microspinosus* Neves *et al.* SSS, LPB 13039 (R 25.3), X 750



- JARDINE S., COMBAZ A., MAGLOIRE L., PENIGUEL G., VACHEY G. (1972).- Acritarches du Silurien terminal et du Dévonien du Sahara algérien. C.R. 7ème Congrès Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, Krefeld, 1971, 1, pp. 295-311.
- JARDINE S., COMBAZ A., MAGLOIRE L., PENIGUEL G., VACHEY G. (1974).- Distribution stratigraphique des Acritarches dans le Paléozoïque du Sahara algérien. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 18, pp. 99-129.
- JARDINE S., YAPAUDJAN L. (1968).- Lithostratigraphie et palynologie du Dévonien Gothlandien gréseux du Bassin de Polignac (Sahara). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 23, pp. 439-469.
- JOURDY (Général) (1909).- Note sur le mode de plissement du bord nord du synclinal de Laval-Châteaulin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 9, pp. 673-676, (publ. 1912).
- KLEIN C. (1970).- L'élaboration de la surface post-hercynienne en Armorique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 270, pp. 2418-2421.
- KLEIN C. (1973).- Massif armoricain et Bassin Parisien. Thèse Strasbourg, 2242 p.
- LARDEUX H. (ed.) (1976).- Les Schistes et Calcaires de Saint-Cénére (Massif armoricain, France). *Mém. soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, pp. 27-57.
- LARDEUX H. et al. (1977).- Evolution géologique du Massif armoricain au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. In "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. Intern. CNRS, 243, pp. 181-192.
- LE CORRE C. (1978).- Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse Rennes, 381 p..
- LEESA., CONIL R. (1980).- The waulsortian reefs of Belgium. *Geobios, Mem. spec.*, 4, pp. 35-46, Lyon, mai 1980.
- LE HERISSE A. (1978).- Etude géologique de l'extrémité orientale du synclinorium médian armoricain, région de Sablé-sur-Sarthe. DEA, Rennes, inédit.
- LE HERISSE A. (1983).- Les spores du Dévonien inférieur du Synclinorium de Laval Massif armoricain. *Palaeontographica Abt B*, 188, (1-3), pp. 1-81.
- LE HERISSE A., PLAINE J. (1982).- Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 294, (24 mai), II, pp. 1199-1202.
- LEJAL-NICOLA., PARIS F., PLAINE J., STREEL M. (1982).- Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (Formation de l'Huisserie, synclinorium de Laval). *Bull. Soc. Géol. Nord*, 96, (4), pp. 283-323.
- LE MENN J., RACHEBOEUF P. (1977).- Brachiopodes Chonetacea et Crinoïdes des Formations du Faou et de Montguyon (Dévonien inférieur du Massif armoricain). *Ann. soc. géol. Nord*, 96, (4), pp. 283-323.
- MARY G., LE GALL J. (1984).- Sédimentation et volcanisme à la base du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, près d'Argentré. RCP 705, journées du Mans, 1-2 octobre 1984.
- MILON Y. (1922).- Notes géologiques sur la partie du Bassin de Laval parcourue le 17 avril 1921. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, III, (2), pp. 176-185.
- MILON Y. (1923a).- Sur un niveau marin dans le Culm inférieur du Sud de Laval. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, 51.
- MILON Y. (1923b).- Divisions principales du Carbonifère du Massif Armoricain. C.R. Congr. Savantes, p. 186-191.
- MORZADEC P., PARIS F. (1976).- Confrontation des données et comparaisons avec des successions éodévoniennes d'Europe et d'Afrique du Nord. In "Les Schistes et Calcaires de Saint-Cénére (Massif armoricain, France), *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, pp. 27-57.
- OEHLERT D. (1894).- Bassin de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 6, pp. 37-39.
- OEHLERT D., OEHLERT P. (1909).- Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géol. de France dans la Sarthe et la Mayenne du 26 août au 7 septembre 1909. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), 9, pp. 545-675, (publ. 1912).
- PARIS F. (1981).- Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. Cadre géologique, étude systématique, biostratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26.
- PELHATE A. (1971).- Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval. Massif armoricain. Thèse Etat, Rennes 1967. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p..
- PELHATE A. (1979).- Excursion BO5, arrêts 4-7. In stratigraphie du Paléozoïque du Massif Armoricain: le Synclinorium de Laval (dir. Morzadec P. et Pelhate A.). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 11, 1-2, pp. 183-191, (1980).
- PERRODON A. (1983).- Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. *Bull. Centres Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, 7, (2), pp. 645-676.
- PHILIPPOT A. (1947).- Révision de la feuille de la Flèche à 1/80 000. Région de Sablé-Saulges. Tectonique. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 46, (221), pp. 48-49.
- PLAINE J. (1976).- La bordure sud du Paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3e cycle Rennes, 212 p. (inédit).
- PLAYFORD G. (1977).- Lower to Middle Devonian acritarchs from the Moose River Basin, Ontario. *Geol. Surv. Canada, Bull.*, 279, pp. 1-87.
- PONCET J. (1982).- Tempestites et accumulations de péloïdes algaires dans l'Eodévoniens du Bassin de Laval, Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2, pp. 73-77.
- ROLET J. (1982).- La "phase bretonne en Bretagne": état des connaissances. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2, pp. 63-71.
- ROLET J. (1984).- Grabens losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 103, pp. 209-220.
- ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. (1986).- L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la Chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. Séance spécialisée de la Société géologique de France (Structure profonde et évolution de la croûte hercynienne d'Europe). Montpellier, 1984. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 1, pp. 43-54.
- ROLET J. et SANTALLIER D. (1985).- Periatlantic plate tectonic model for the french cadetian and variscan orogen. *Terra Cognita*, 5, D, p. 19, p. 252.
- ROY C. (1979).- Contribution à la connaissance de la flore du Carbonifère inférieur du Bassin de Laval (Ouest de la France). Thèse 3e cycle, Université de Lyon 1, 2 vol., 133 p., 16 pl., (inédit).
- VAN DER ZWAN C.J. (1980).- Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous palynology of Southern Ireland. III. Palynology of the Devonian-Carboniferous transition sequence with special reference to the Bantry Bay area, Co. Cork. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 30, pp. 165-286.