

Bull. Soc. belge Géol.	T. 86	fasc.4	pp. 151-182	7 fig.	9 ph.	Bruxelles 1977
Bull. Belg. Ver. Geol.	V. 86	deel 4	blz. 151-182	7 fig.	9 f.	Brussel 1977

TECTOGENESE ARMORICAINE ET TECTOGENESE ARDENNAISE LA NOTION DE SOCLE MOU

par Cl. KLEIN

"Pour voir les choses, il faut les croire possibles"

Marcel BERTRAND (*)

L'étude de la genèse des structures est-armoricaines nous a conduit à reconsidérer la part des héritages mécaniques prévarisques dans le jeu des contraintes hercyniennes. En raison de leur induration très modérée, certains compartiments du socle cadomien se sont en effet trouvés en mesure de régir efficacement la tectogenèse varisque dans les contrées en question. Telle est, du moins, l'idée qui sous-tend la première partie du Livre I de notre thèse (18k). Il était donc légitime, au terme de notre effort pour en établir le bien-fondé en Armorique, de nous tourner vers une autre unité de l'Europe hercynienne dont l'étude fût susceptible, soit d'affermir nos convictions, soit, tout au contraire, de les ruiner. L'Ardenne constituait pour ce test un domaine de choix.

I. LA GENÈSE DES STRUCTURES ARMORICAINES.

Il ne saurait être question d'examiner par le menu un aussi vaste sujet, d'autant que nous lui avons consacré ailleurs des développements substantiels (18k, p. 21-216). Mais il nous incombe de rappeler pourquoi et en quoi nos vues diffèrent de celles de nos devanciers.

1°) LES RELATIONS STRATIGRAPHIQUES DU BRIOVERIEN (***) ET DU PALEOZOÏQUE : L'EXTENSION DE LA DISCORDANCE POST-CADOMIENNE.

Vers le milieu du siècle, lorsque nous avons commencé nos recherches sur l'Ouest français, P. Pruvost venait de réaffirmer en le faisant sien le point de vue qui avait été, toute sa longue et studieuse vie durant, celui du plus grand géologue armoricain, Ch. Barrois, à savoir que, de

(*) *Bull. Soc. belge Géol.*, 6, 1892, p. 26.

(***) de *Briovera*, mot formé de deux racines celtes : *Bri*va = pont, *Vera* = Vire (Pont-sur-Vire). C'est au XI^e siècle seulement que la cité a pris le nom d'un ancien évêque de Coutances béatifié, Saint-Lô.

En 1895, devant la difficulté d'assigner un âge aux "phyllades de Saint-Lô" des anciens auteurs, Ch. BARROIS proposa, en guise de solution d'attente, de les ranger dans un système briovérien (2a, p. 44, note 1; 2c, p. 105-7; 2d, p. 124): d'où le choix du symbole "X" pour désigner sur les cartes ces terrains d'âge inconnu.

Douarnenez à Laval, dans le cadre du "synclinorium médian", le Paléozoïque est concordant sur le Briovérien. Pour Pruvost, comme pour Barrois, les mouvements cadomiens n'avaient intéressé que les parties nord (cordillère domnonéenne) et sud (cordillère ligérienne) de l'Armorique : dans la "fosse centrale armoricaine" où le poudingue intraformationnel de Gourin représenterait l'unique écho de cette orogénèse, la sédimentation se serait poursuivie, "sans interruption notable, du Briovérien à l'Eifélien" (22 a, p. 348-350 et tabl.). Très logiquement, P. Pruvost pouvait ainsi rapporter les terrains briovériens à l'Infracambrien (22b, p. 51, 56, 58). En 1959 encore, l'auteur maintenait la plupart de ses conclusions, sauf à convenir enfin que le poudingue de Montfort-sur-Meu est discordant sur les quartzophyllades verts de Néant (22c, p. 7-8).

C'était prendre acte du principal résultat des recherches effectuées par Ed. Bolelli sur le contact Briovérien-Cambrien de part et d'autre du méridien de Rennes (6a; 6b). Non seulement Bolelli proclamait "l'entière discordance du Briovérien par rapport au Cambrien", mais il faisait encore observer que "cette discordance, toujours évidemment d'origine stratigraphique, a été soulignée et modifiée par des phénomènes tectoniques plus ou moins violents, d'où le nom de discordances tectonisées" (6b, p. 23 et 31).

L'idée nous a, très vite, paru devoir être féconde, et nous avons étendu à l'ensemble du vaste domaine de la "fosse centrale armoricaine" de P. Pruvost - de la baie de Douarnenez à la Forêt de Charnie et de la bordure nord du bassin de Vitré-Laval à la bordure nord du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes - l'enquête commencée par Bolelli au sud de Rennes (*). Dès 1957, nous avons reconnu suffisamment de cas dûment caractérisés de discordance basale dans ces contrées pour être fondé à penser que *les effets de l'orogénèse cadomienne ont intéressé, sinon la totalité du Massif armoricain, du moins toutes celles de ses parties qui sont situées au nord de la Basse-Loire* (18b, p. 307-9). L'exemple, souvent cité depuis, du front d'une petite carrière ouverte au contact de la série pourprée bretonne et du Briovérien dans les landes de Murette, près de la Villemoisais (Sud-Sud-Ouest de Saint-Malon-sur-Mel), n'est que le plus démonstratif de ceux qui nous ont permis d'asseoir nos conclusions (photo 1). L'extension régionale ainsi reconnue à la discordance infra-paléozoïque posait en termes nouveaux le problème des rapports du socle cadomien et de sa couverture discordante dans le cadre du cycle orogénique hercynien. D'autant que l'histoire tectonique du socle cadomien lui-même allait bientôt se révéler être beaucoup plus riche et plus complexe qu'on ne l'imaginait alors.

2°) LA PHASE "NORMANDE" ET LA PHASE "ANGEVINE" DE L'OROGENESE CADOMIENNE (**)

Jusqu'en 1963 en effet, il était admis que les terrains briovériens obéissent à la *direction Ouest-Est* et qu'ils doivent leur orientation et leur style aux effets d'une seule et unique phase cadomienne de plissement (22a, p. 350).

En Normandie pourtant, les recherches de A. Dufrénoy "sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France" avaient montré, dès 1838, que la direction des "terrains de transition inférieurs" - le Briovérien - oscille entre E 15°N - W 15°S et E 25°N - W 25°S (10, p. 235-249). Deux ans plus tard, Ed. Blavier faisait même remarquer qu'entre la Zone bocaine au Nord et le synclinal de Pail au Sud, ces terrains s'ordonnent suivant des directions comprises entre E 20°N et E 20°S (5, p. 478-9).

Mis en alerte par cette singularité, nous avons entrepris de dresser un bilan directionnel moins approximatif et moins sommaire du Briovérien. En tirant parti tout d'abord des travaux antérieurs ou contem-

(*) Cf. LE CORRE ne semble pas s'en être avisé (19, p. 230-1 et 233).

(**) de *Cadomus* = Caen, du gaulois *catu-* (combat) et *magos* (champ) : *Catumagus* (champ du combat) est devenu *Cadomus* en bas-latin. Bien que l'auteur ne revendique pas la paternité de l'expression, c'est sous la plume de Léon BERTRAND qu'on trouve la plus ancienne mention des plissements "cadomiens". (*Histoire de la formation du sous-sol de France. Les anciennes mers de la France et leurs dépôts*. Paris, Flammarion, 1921, 188 p., 25 fig., cf. p. 109 et 119).

porains sur le sujet -et, à cet égard, la carte hors-texte qui accompagne la thèse de M.J. Graindor appelle une mention spéciale (14a)-, en utilisant le témoignage des formations interstratifiées dans le Briovérien ensuite (phtanites, calcaires, poudingues, sills divers...), en multipliant les mesures personnelles dans les vides subsistants enfin (18 k, cartes h.-t. IV a, IV b et IV c).

L'opération nous a permis de distinguer, dans l'étendue des terrains cartographiés X, deux grandes provinces tectoniques caractérisées chacune par une direction structurale privilégiée :

- au Nord, c'est la direction WSW-ESE qui l'emporte;
- au Sud, c'est la direction WNW-ESE qui tend à prévaloir;
- de part et d'autre d'une ligne tirée de Douarnenez au Mans, en Bretagne centrale, dans le Maine et en Normandie méridionale, ces deux directions se recoupent.

La question se trouvait dès lors posée de savoir si le point de vue traditionnel, selon lequel l'orogénie cadomienne n'aurait comporté qu'une seule phase de plissement majeure, était susceptible ou non de rendre compte de ce dispositif. Au vrai, divers auteurs avaient bien fait état, antérieurement, "d'oscillations du sol" ou de "mouvements précurseurs" plus anciens que les plissements cadomiens proprement dits (*apud* 18 k, p. 48, notes 21-25); mais ces manifestations précoces étaient le plus souvent conçues sous la forme d'amples mouvements verticaux du sol, sans réelles incidences tectogénétiques.

La découverte d'une discordance intra-briovérienne en Normandie occidentale (16, 23), nous a engagé à accorder un tout autre intérêt aux mouvements du sol qui ont précédé la mise en place du poudingue de Granville, base du Briovérien supérieur régional. Nous avons vu dans cette première phase de l'orogénie cadomienne, *une véritable phase de plissement*, une phase majeure à laquelle nous avons imputé l'apparition de la direction WSW-ESE dans le Briovérien inférieur et moyen de l'Armorique septentrionale : c'est notre *phase normande*. En Armorique méridionale où la sédimentation semble avoir été continue du Briovérien moyen au Briovérien supérieur et où, par conséquent, la phase "normande" ne paraît pas s'être manifestée, c'est *la phase angevine* de l'orogénie cadomienne qui aurait donné aux schistes de Rennes et du Lion d'Angers leur orientation WNW-ESE, si admirablement matérialisée par les affleurements du poudingue intraformationnel de Gourin-Loiré (18 k, cartes h.-t. IV b et IV c). Mais cette phase angevine a intéressé en outre les contrées déjà tectonisées par la phase normande, et c'est à la superposition des effets de ces deux phases de plissement que nous avons attribué les phénomènes de recoupement des directions WSW-ESE et WNW-ESE constatés à l'intérieur du triangle Caen-Pontivy-La Flèche (tectoniques croisées). Le fait qu'en Basse-Normandie occidentale, les terrains de l'étage de la Laize (Briovérien supérieur) offrent l'orientation "normande" (WSW-ESE) des terrains du Briovérien inférieur et moyen sur lesquels ils étaient stratigraphiquement discordants, nous a enfin paru témoigner d'une *réactivation* de la direction "normande" héritée sous l'action des contraintes "angevines" nouvelles (18c; voir aussi 18k, p. 45-51, 71-2, 214, 319-320).

Mal perçues, nos propositions furent mal accueillies (7a; 14b). Mais, le premier mouvement passé, il fallut bien se rendre à l'évidence. Et les "prétendues phases normande et angevine", si décrites en 1963, font aujourd'hui partie, sous d'autres noms comme il se doit, des données les mieux établies de l'histoire cadomienne de l'Armorique : notre phase normande est en effet devenue la phase "constantienne" de M.-J. Graindor et l'étape "domnonéenne" de J. Cogné, notre phase angevine, la phase "viducaste" (*) de M.-J. Graindor et l'étape "ligérienne" (**) de J. Cogné

(*) Nous avons déjà fait observer que la peuplade gauloise dont le nom a inspiré M.-J. GRAINDOR est, en réalité, celle des Viducasses (18j, p. 90, note 4; 18k, p. 49, note 34).

(**) Encore l'auteur vient-il de reprendre l'épithète en un sens tout différent pour caractériser, dans les mêmes régions sud-armoricaines, un orogène d'âge *siluro-dévonien* de type cordilléraire (7d, p. 113; p. 121, note 1; p. 126-7, fig. 2 et 3).

(14c, p. 99 et note 8; 7b, p. 206-7 et 7c, p. 112-3 et 144-5; voir aussi 19, p. 249 et note 14).

Si pourtant personne ne songe plus à réduire la phase normande aux dimensions d'un simple "épisode orogénique pré-tillitique" comme on le faisait alors, on continue apparemment à douter que la direction WSW-ENE doive lui être imputée. Selon J. Cogné et M.-J. Graindor, cette direction résulterait en réalité "d'une déformation post-silurienne" (7a; 14b). Mais, s'il en était ainsi, comment se pourrait-il que les granites antécambriens du Bocage normand n'aient pas été eux-mêmes impliqués dans le mouvement? Comment se fait-il, tout au contraire, que l'axe des batholites fasse un angle de 30 à 40° avec la direction des strates briovériennes que les granites recoupent intrusivement? N'est-ce pas la preuve que la direction "normande" de ces terrains s'exprimait déjà au moment de la mise en place des granites, lors de la phase angevine (18e)?

Nous devons d'ailleurs, pour d'autres raisons, accorder un intérêt particulier à la mise en place du pluton mancellien (entre 580 et 530 Ma) : les manifestations métamorphiques et magmatiques qui ont accompagné chacune des deux phases de plissement normande et angevine ont, en effet, grandement contribué à faire du socle cadomien *un socle à induration variable*. Et si les préoccupations essentiellement tectogénétiques qui sont ici les nôtres ne nous permettent pas d'insister davantage sur ces phénomènes, il va de soi que nous ne songeons pas à en minimiser l'intérêt (18k, p. 52-70).

3°) LES EFFETS DU BLOCK FOLDING DEVONO-CARBONIFERE. REACTIVATION TECTONIQUE ET TECTONIQUE DE REVETEMENT.

A la suite des travaux de E. Argand sur le sujet, on estimait "que la rigidité relative des vieux bâtis ne permet plus qu'à titre exceptionnel les déformations de petit rayon", et on considérait volontiers que, lors d'une tectogénèse donnée, les structures héritées de tectogénèses plus anciennes se comportaient "comme de vieilles choses inertes dans un ordre nouveau" (1, p. 215-6).

C'est ainsi que Bolelli a opposé aux réactions souples du Paléozoïque discordant les réactions brisantes du Briovérien "induré" (6b, p. 38). C'est ainsi encore que M.-J. Graindor a admis que "les deux phases cadomiennes ont donné au Briovérien son aspect presque définitif", en sorte que "les orogénèses postérieures n'ont eu que des répercussions limitées aux fractures qui caractérisent la tectonique cassante des socles anciens" (14a, p. 159 et 165). Comme dans le même temps on admettait, au prix de la plus fâcheuse approximation, que les terrains briovériens sont axés W-E, on n'hésitait pas à faire état d'une *totale indépendance tectonique de la couverture paléozoïque*, puisque les déformations de celle-ci obéissent, soit à la direction "varisque" (de WSW-ENE à SW-NE), soit à la direction "armoricaine" (de WNW-ESE à NW-SE). D'où l'idée, communément exprimée, d'un décollement de cette couverture par rapport à son substratum (P.R. Giot, A. Philippot, J.J. Chauvel, M.-J. Graindor : *apud* 18 k, p. 167-9, notes 235-236 et 275-276).

Mais une étude plus attentive des relations directionnelles du Paléozoïque et du Briovérien nous a conduit à d'autres constatations et, partant, vers d'autres conclusions (18d).

a) Un accord directionnel remarquable, à l'échelle régionale, entre le Paléozoïque et le Briovérien.

Nous avons montré plus haut que, bien loin de s'ordonner suivant la direction W-E, les terrains briovériens se disposent en fait selon la direction WSW-ENE au Nord, selon la direction WNW-ESE au Sud. Il est aussi clair sur le terrain que sur les cartes que la moitié occidentale du synclinal bocain en Normandie, la bordure sud du bassin de Châteaulin en Bretagne (la Montagne Noire), par exemple, ont rigoureusement la même orientation générale que les schistes briovériens contigus. De part et d'autre d'une ligne tirée de Ploërmel au Lion d'Angers, l'accord est mieux souligné encore par les lentilles du poudingue de Gourin-Loiré : en divers secteurs de la bordure nord du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, nous avons ainsi pu suivre, sur plusieurs kilomètres, les traces parallèles des affleurements du poudingue briovérien intraforma-

tionnel et du poudingue pourpré trémadocien discordant(*). Les cartes hors-texte IVa, IVb et IVc de notre thèse (18k) illustrent assez bien le phénomène pour nous dispenser de longs discours.

Très évidemment, il ne s'agit pas de généraliser : il est patent, entre autres, que la moitié orientale de la Zone bocaine, axée WNW-ESE, prend en oblique la direction WSW-ESE dominante des schistes briovériens encadrants, et il en va souvent de même au long des deux bordures du bassin de Vitré-Laval. Mais comment n'être pas frappé par la disposition des synclinaux paléozoïques à l'intérieur du quadrilatère Mortain-Alençon-Sablé-Vitré : entre le synclinal de Domfront au Nord et le bassin de Laval au Sud, l'un et l'autre d'orientation "angevine", le synclinal de Pail et le synclinal des Coëvrons s'ordonnent selon la direction "normande"; autrement dit, à l'aplomb de ceux des secteurs du substratum briovérien où les deux directions cadomiennes fondamentales se recoupent, on constate, au niveau de la couverture paléozoïque discordante, une disposition croisée conforme. On le voit, notre "théorie de la réactivation tectonique", ne se fonde pas, comme on s'est évertué à le faire croire (7a; 14b), sur un échec d'hypothèses gratuites : elle procède directement des données les plus tangibles de l'observation.

b) Socle mou et réactivation tectonique.

Des correspondances aussi étroites, aussi constantes et vérifiées sur d'aussi vastes étendues, entre les deux termes discordants du dispositif structural issu de l'action des contraintes varisques, nous paraissent en effet témoigner d'une réactivation, à l'époque hercynienne, des structures héritées de l'orogénie cadomienne (18d). C'est prétendre que, loin de se comporter "comme une vieille chose inerte dans un ordre nouveau", le socle cadomien a joué un rôle actif dans la tectogenèse varisque.

L'idée, assurément, est ancienne dans son principe; encore convient-il de s'entendre sur son contenu. Inspirée par E. de Beaumont semble-t-il (3a, p. 632), elle se rencontre déjà sous la plume de A. Dufrenoy (10; p. 255). Dans sa thèse, J. Cogné lui-même a imputé aux effets "d'un resserrement notable des lignes de plissement primitives" certaines déformations "posthumes" du socle cadomien (*apud* 18 k, p. 179, note 307). Cependant, il ne s'agissait là, à ses yeux, que de manifestations tectoniques tout à fait épiphénoménales et non, à coup sûr, d'un mode de réaction du socle cadomien susceptible d'avoir contrôlé la genèse des structures hercyniennes à une échelle régionale (7a; 7c, p. 153).

Telle est pourtant bien notre opinion, obstinément réaffirmée depuis vingt ans (18a; 18b; 18d...; 18k). Car, à notre avis, les effets cumulés des phases normande et angevine de l'orogénie cadomienne n'avaient que très imparfaitement induré le socle antécambrien d'Armorique, en sorte que les contraintes hercyniennes ont "réactivé" les structures héritées, et induit dans la couverture paléozoïque discordante un régime de plis de revêtement d'orientation générale conforme à celle des plis tronqués du substratum briovérien. Nous ne voyons pas, en effet, quel autre mécanisme qu'un plissement en bloc (*block folding*) de l'ensemble socle cadomien-couverture paléozoïque serait susceptible d'expliquer plus simplement et plus économiquement les faits de concordance directionnelle dont nous venons de faire état.

Nous avons, bien entendu, pris soin d'exclure du champ de cette explication ceux des segments de l'orogène hercynien qui furent intéressés par les métamorphismes et les granitisations varisques (*Unterbau* de C.E. Wegmann - 26-), segments dans le cadre desquels les recristallisations ont eu pour conséquence d'effacer les anisotropies mécaniques héritées du cycle cadomien. Là, sans conteste, les orientations spécifiquement hercyniennes se sont affirmées de manière souveraine; ainsi dans le domaine de "l'Anticlinal de Cornouaille" (N. 125° E) qui prend en écharpe, sous un angle de 25°, les "ondes du plateau angevin dirigées N 100° E" (2b). Peut-être même les phénomènes de réactivation tectonique ne furent-ils aussi efficaces dans le domaine des superstructures de l'édifice hercynien (*Oberbau*) qu'en raison, précisément, du faible écart angulaire qui a séparé le "sens des poussées" nouvelles du "sens des poussées" anciennes (18e).

(*) Ch. BARROIS, nous l'avons rappelé, s'est mépris sur le sens de cette concordance directionnelle en l'interprétant comme le signe d'une concordance stratigraphique (*Ann. Soc. Géol. Nord*, LIV, 1929, p. 183).

c) Le style de revêtement.

D'avantage encore cependant que l'analyse des relations directionnelles du Briovérien et du Paléozoïque, c'est l'étude des déformations de la série paléozoïque discordante qui a fini par nous convaincre que nous nous trouvions en présence d'une tectonique de revêtement, et non d'une tectonique de couverture comme le prétendaient les tenants d'un décollement basal généralisé.

α - Discordances tectonisées et accordances mécaniques.

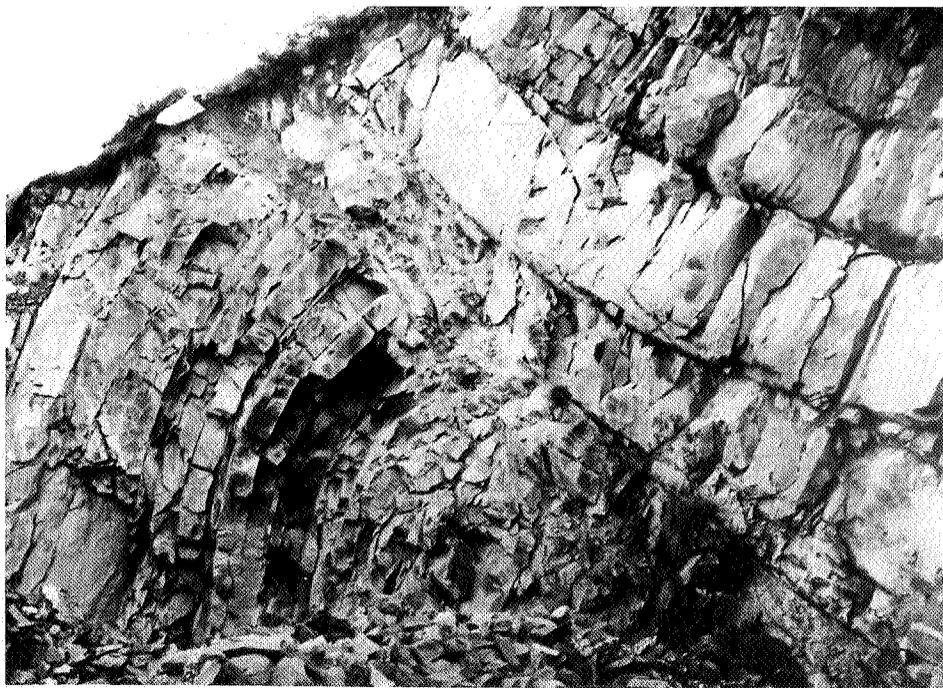
A une époque où la dynamique gravitaire jouissait du plus haut prestige, nous avons conféré le rôle principal à la dynamique tangentielle et placé au niveau du socle cadomien le siège des contraintes responsables du *block folding* hercynien (18a; 18b). L'enquête entreprise pour reconnaître l'extension de la discordance post-cadomienne nous a mis en présence de coupes riches d'implications tectoniques. Comme Ed. Bolelli (6b), nous avons en particulier constaté que la discordance stratigraphique infra-paléozoïque a souvent été "tectonisée" : la base de la série pourprée discordante est alors énergiquement broyée ou laminée et les galets de l'assise conglomératique qui inaugure la sédimentation paléozoïque ont été étirés, clivés, tronçonnés (photo 3); leurs extrémités, effilées, torsadées ou spatulées, sont parfois coiffées par des ogives quartzieuses, tandis que la pâte du poudingue, puissamment schistifiée, se moule sur les galets déformés (photos 4, 5, 6). Ailleurs, et en raison de la plasticité relative des terrains en contact, les schistes briovériens se sont au contraire plaqués souplement contre la base rigide de la série pourprée. Nous voyons dans ces phénomènes d'accordance mécanique, comme dans l'apparition de "faciès tectoniques" en certains points de la discordance post-cadomienne, autant d'effets du plissement en bloc de l'ensemble socle-couverture, mais aussi autant de raisons de penser que le "socle" cadomien, demeuré mou, a été réactivé par les contraintes varisques et a joué un rôle moteur dans l'entraînement de sa couverture, donc dans la genèse des plis de revêtement apparus dans cette couverture.

β - Les plis de revêtement.

C'est dans la partie méridionale du domaine médio-armoricain (Montfort-sur-Meu / Châteauneuf-sur-Sarthe / Angers / Malestroit), et notamment en Segréen, que les plis de revêtement issus du *block folding* dévono-carbonifère présentent le maximum de schématisation. Et il n'y a là rien de très naturel. Car c'est ici que les données mécaniques du problème de leur genèse étaient les plus simples : la phase normande de l'orogénie cadomienne n'avait intéressé - et fort discrètement encore - que les contrées comprises entre Ploërmel et Rennes; au Sud d'une ligne Comblessac-Janzé, la phase angevine s'était exercée sur des séries sédimentaires mécaniquement vierges. Réserve faite de la dorsale Lanvaux-Ponts-de-Cé, ce domaine a, d'autre part, largement échappé aux métamorphismes et aux granitisations, tant cadomiens qu'hercyniens. Il n'est donc pas singulier que les plis de revêtement nés de l'action des serres varisques sur ce dispositif aient aussi parfaitement épousé la direction "angevine" (N 100°E) des plis cadomiens réactivés (18a; 18b; 18d; 18k, p. 112-9, 179-181; voir par contre 7c, p. 153).

Photo 1. - La discordance de la série pourprée bretonne sur le Briovérien. Carrière de Marette, en la Villemoisais (au Sud-Sud-Ouest de Saint-Malon-sur-Mel).

Photo 2. - La discordance de la série pourprée normande sur le Briovérien. La Haye Pesnel, route de Saint-Ursin.



1

2



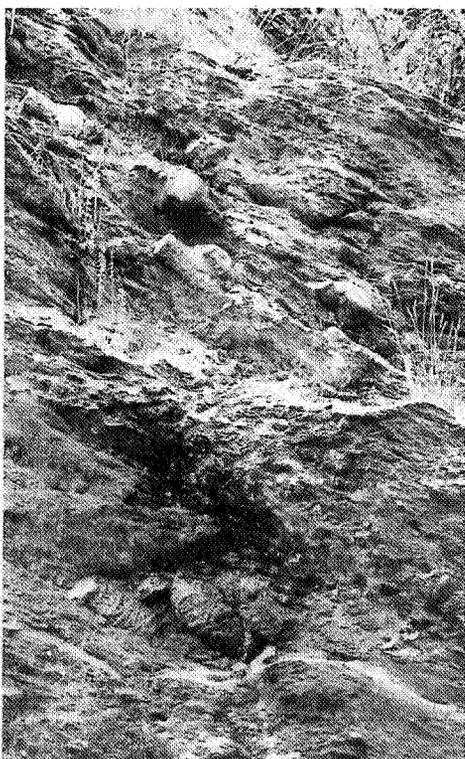
Photo 3. - Faciès énergiquement tectonisé du poudingue pourpré breton (*poudingue de Montfort-sur-Meu*). Vue prise dans la région de Saint-Just, au Sud de Pipriac, entre la Gironnais et les Moulins de Cojoux.

Photo 4. - Le poudingue d'Hainneville, à Hainneville. Affleurement de la lande de Misère, près du Pont-de-la-Bonde. (Galets de granite coiffés d'ogives quartzieuses).

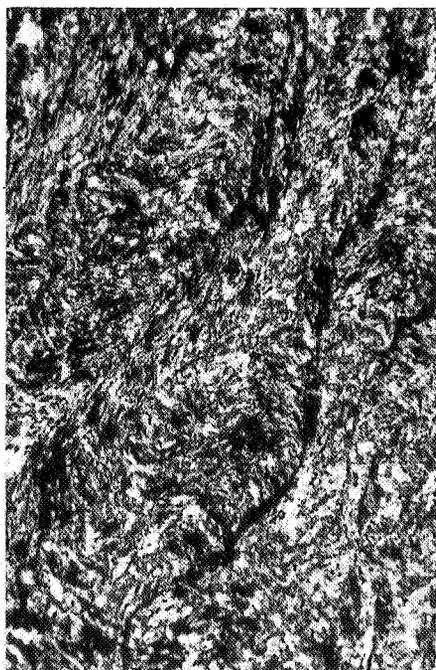
Photos 5 et 6. - Lames minces effectuées dans les schistes pourprés (5) et dans le poudingue pourpré (6) des landes de Tréal (au Sud de Pipriac) : elles témoignent, comme la photo 3, de la vigueur des actions mécaniques liées au *block folding* varisque.



3



4



5



6

γ - Deux cas particuliers.

1 - Les plis "ancrés" associés aux failles inverses du Bocage normano-manceau.

La mise en place du pluton manceau, lors de la phase angevine, avait contribué à indurer pétrographiquement le futur "dôme de Mortain". Il s'agit par ailleurs d'un secteur de tectoniques croisées, le mieux caractérisé qui soit de toute l'Armorique orientale (18i, p. 202-5 et fig. 6). Comparativement à celles des parties du domaine médio-armoricain que nous venons d'examiner, le socle cadomien normano-manceau avait donc acquis beaucoup plus de rigidité qu'elles. Qu'il se soit rompu sous l'effet des contraintes hercyniennes et que les failles inverses nées de ce comportement aient embouti la couverture paléozoïque discordante en la débitant en unités telles que le semi-synclinal de Domfront ou le semi-synclinal de Pail (plis ancrés) n'a, dès lors, plus rien de singulier (18d; 18k, p. 153-162, 181-4). Et l'hypothèse d'une réactivation des structures cadomiennes héritées explique plus simplement que toute autre (7a; 14b) les correspondances directionnelles socle-couverture constatées dans l'étendue de ce noeud tectonique remarquable.

2 - La tectonique des bassins carbonifères de Laval et d'Anenis.

Elle est d'une extrême complexité (18k, p. 119-121 et 128-135). Faut-il en être surpris ? Alors que, dans le cas des plis de revêtement du Segréen, ou dans celui des plis ancrés du Bocage normano-manceau, la réactivation du socle cadomien était en mesure de contrôler *directement* les déformations des termes les plus anciens de la couverture paléozoïque discordante (Cambrien dans le Maine, Ordovicien et Silurien sur le dôme de Mortain ou entre Ploërmel et Angers), dans les bassins carbonifères cette réactivation ne pouvait plus se manifester, au niveau des termes les plus récents de la couverture, que *par l'intermédiaire* des formations anté-dinantiennes. C'est dire qu'on ne saurait s'attendre à ce que les faits de réactivation soient identiques dans l'un et l'autre cas (18k, p. 185). Et ceci d'autant moins que les terrains carbonifères, de par leur âge, ont échappé aux plus anciennes et, peut-être, aux plus efficaces des réactivations varisques (*): nous voulons parler de celles associées à la phase "bretonne" du cycle orogénique. A l'opposé de ceux qui inclinent à en minimiser l'intérêt tectogénétique (7c, p. 120-122 et 147-150; voir aussi *apud* 18k, p. 101; notes 227-228), nous estimons en effet que ces manifestations précoces des plissements hercyniens ont eu pour conséquence de rider le substratum anté-dinantien du bassin de Laval(**), en sorte que c'est aux réactivations "sudètes" ou "erzgebirgiennes" de ces plis "bretons" que la discordance infra-dinantienne devrait d'avoir été tectonisée à son tour, tandis que les rhyolites déposées dans son plan étaient transformées en blaviérites (18f; 18k, p. 97-98, 101, 108, 110, 131-5, 193). Les particularités du comportement tectonique des bassins carbonifères ne manquent donc pas de justifications; mais les manifestations de la tectonique de revêtement dans le cadre de ces unités elles-mêmes n'en présentent que plus d'originalité.

*

* *

Que, dans ces conditions, l'idée nous soit venue d'ériger les structures armoricaines en type -l'armoricanotype (18g; 18k, p. 195-7) - ne surprendra donc pas. Encore fallait-il, pour que le mot eût un sens, trouver parmi les massifs anciens issus d'une évolution comparable d'autres exemples d'un tel comportement.

(*) car les phénomènes de réactivation tectonique se sont manifestés à plusieurs reprises au cours du cycle orogénique hercynien; mais les progrès de l'induration avaient pour effet d'en réduire l'efficacité d'une phase à la suivante (18k, p. 187 et 214).

(**) L'intérêt de la phase bretonne vient d'ailleurs d'être reconnu dans le bassin de Châteaulin lui-même. (C.R. Acad. Sc., Paris, 284, D, 1977, p. 1151-4).

II. LA GENÈSE DES STRUCTURES ARDENNAISES.

Les terrains antécambriens, si largement représentés dans la France de l'Ouest, n'affleurent nulle part en Ardenne et les sondages destinés à vérifier leur présence en profondeur se sont jusqu'ici révélés négatifs (24). Par contre, et tandis que la sédimentation paléozoïque avait été continue du Cambrien au Dévonien moyen en Armorique où nulle manifestation tectonique autre qu'épeirogénique ne paraît avoir troublé le Silurien (18k, p. 95-97), l'Ardenne, elle, fut énergiquement plissée à cette époque par les mouvements calédoniens. En sorte que, dans l'un et l'autre cas, les contraintes varisques se sont exercées sur des dispositifs structuraux où, pour des raisons différentes, la part des héritages prévarisques était considérable. Il était donc intéressant de chercher à savoir si les anisotropies mécaniques héritées ont aussi étroitement contrôlé la tectogenèse hercynienne dans le massif ardennais que dans le massif armoricain.

1°) L'HERITAGE MECANIQUE CALEDONIEN : UN SOCLE MOU.

a) Le style des plis dans les massifs calédoniens de Rocroi et de Stavelot.

La physionomie tectonique des noyaux calédoniens de Rocroi et de Stavelot ne s'exprime nulle part mieux qu'au long de ces très belles coupes naturelles que sont la vallée de la Meuse (entre Bogny et Fépin) ou celles de la Salm et de l'Amblève (entre Salmchâteau et Quâreux). Deux traits singularisent le style des plis de ces deux unités : leur tendance à l'isoclinallité accompagnée d'un déversement quasi systématique vers le Nord d'une part, le plissement intense de leurs flancs d'autre part.

La grande difficulté est d'isoler, dans l'acquisition de ce style, la part qui revient en propre aux actions calédoniennes de celle susceptible d'être imputée aux réactivations varisques. Réserve faite de F. Kaisin pour qui les structures ardennaises "doivent au paroxysme hercynien tous les traits essentiels de leur style actuel" (17, p. 370, 386, 404), la grande majorité des géologues se sont cependant ralliés aux vues de P. Fourmarier qui circonscrivait à la seule bande silurienne de Sambre-Meuse et à la région de Spa celles des parties du socle calédonien qui furent "profondément bouleversées par les poussées hercyniennes" (12k, p. 708-710).

Et il est bien vrai que là où les terrains dévono-carbonifères faiblement déformés reposent en discordance sur un soubassement très tectonisé, il est légitime de penser que "l'allure originelle des plis de ce soubassement a été peu modifiée et qu'elle reflète approximativement l'aspect de la tectonique calédonienne" (12k, p. 615; voir aussi 12i, p. 22-23). Il est encore vrai que la présence, parmi les galets du poudingue de base gedinnien, d'éléments empruntés aux quartzites, aux phyllades et aux schistes cambro-ordoviciens, prouve que ces roches avaient acquis l'essentiel de leurs caractères dès avant le Dévonien (13a, p. 69; 13b, p. 164-5, 174-5, 180...; voir aussi 12k, p. 654 et 741). D'ailleurs, au pourtour des massifs calédoniens, la discordance infra-gedinnienne se présente avec tous les attributs d'une discordance basale majeure. Aussi bien n'est-il pas question de contester la part, très évidemment *capitale*, de l'orogénie calédonienne dans la genèse de ces massifs. Mais les observations faites en de multiples points du contact socle calédonien-couverture dévonienne ne permettent pas davantage de douter de l'efficacité des faits de réactivation tectonique intervenus à l'époque hercynienne (18i; 18m; voir aussi ci-dessous, §2°).

b) Schistosité calédonienne et schistosité hercynienne.

"Lorsque deux séries plissées sont séparées par une discordance de stratification, un problème se pose : la schistosité de la série inférieure est-elle la conséquence des efforts qu'elle a subis tout d'abord, ou bien résulte-t-elle de l'intervention de la seconde phase de diastrophisme"? (12k, p. 653). Cette question, c'est P. Fourmarier qui l'a posée, et l'éminent spécialiste du sujet est parvenu à la conclusion qu'il est nécessaire de distinguer différentes situations. Tantôt le clivage schisteux peut être imputé en totalité aux seuls serrages calédoniens : ce serait le cas du socle brabançon; tantôt aux seuls serrages hercyniens : ce serait le cas des secteurs nord du massif de

Stavelot (*); tantôt pour partie aux serrages calédoniens, pour partie aux serrages hercyniens : tel serait le cas des massifs de Rocroi et de Givonne (12k; p. 652-4).

nous pensons effectivement, pour notre part, que le *block folding* asturien a eu pour double effet d'accentuer le clivage schisteux des terrains cambro-ordoviciens du socle et de déterminer l'apparition d'une *schistosité induite* au sein des assises dévono-carbonifères de la couverture. Nous avons observé, au pourtour du massif de Rocroi en particulier, des coupes qui autorisent en tout cas à le penser : ainsi là où une schistosité subverticale affecte les formations schisto-arkosiques faiblement inclinées du Gedinnien discordant (cf. 18k, p. 193-195).

c) Métamorphisme calédonien et métamorphisme hercynien.

P. Fourmarier a attribué certaines transformations métamorphiques au dynamométamorphisme, et il a vu dans la distribution tant spatiale que temporelle des effets de ce dynamométamorphisme, une réplique pure et simple de celle des effets de la schistification. La "zone métamorphique de Bastogne-Paliseul", par contre, requerrait en outre pour son explication l'intervention d'influences magmatiques profondes, mais il ne saurait s'agir, en la circonstance, que d'un métamorphisme hercynien puisqu'il intéresse le Dévonien de la zone anticlinale de l'Ardenne (12k, p. 739-744). A. Beugnies est lui-même convaincu de l'âge varisque du métamorphisme régional mais, à la différence de P. Fourmarier partisan d'un métamorphisme post-tectonique, il a souligné quant à lui "l'antériorité du métamorphisme par rapport à la schistosité", schistosité qu'il tient de surcroît pour "une manifestation *précoce* de la tectonique hercynienne" (4, p. 47-48, 134-5, 138).

On voit combien l'appréciation des caractères propres de l'héritage prévarisque est délicate en Ardenne. Du moins semble-t-il assuré que les plissements calédoniens ne s'accompagnèrent ici d'aucune manifestation magmatique ou métamorphique notable. Quelles que soient, par ailleurs, les incertitudes qui continuent à peser sur l'effet réel des contraintes hercyniennes dans l'acquisition de la schistosité des terrains cambro-ordoviciens et siluriens ou dans le style des plis calédoniens, il paraît bien difficile de ne pas convenir que le "socle calédonien" doit une part de ses caractères, donc de son induration, à l'action de ces contraintes. Car, comparativement au socle cadomien armoricain dont l'histoire, tant métamorphique ou magmatique que mécanique, avait été incomparablement plus riche (**), on est en droit de penser que le socle calédonien ardennais n'offrirait qu'une rigidité d'assez bas degré. Ses plis, tronqués par la surface infra-gedinnienne, demeureraient donc aptes à rejouer suivant leurs anciennes charnières : bref, il devait s'agir d'un "socle mou", susceptible d'être plissé en bloc avec sa couverture dévono-carbonifère discordante, à l'époque hercynienne (18m; 18p).

2°) LES EFFETS DU BLOCK FOLDING ASTURIEN : REACTIVATION TECTONIQUE ET TECTONIQUE DE REVETEMENT EN ARDENNE.

De fait, les indices sont nombreux qui témoignent d'un tel comportement.

a) Discordances tectonisées et phénomènes connexes.

Le plus bel exemple de discordance tectonisée que nous ayons rencontré en Ardenne se trouve à l'Est de Renwez, bien observable en deux carrières fraîchement abandonnées, l'une à Montcornet (au pied des ruines du château), l'autre à Arreux (Fontaine Marin). Les strates reviniennes, nettement obliques par rapport aux strates dévoniennes, sont recoupées en biseau par la surface infra-gedinnienne dont le plan, dégagé sur près de 200 mètres à Fontaine Marin, présente un modelé ondulé ou gaufré et un aspect lustré ou strié qui témoignent de l'énergie des contraintes intervenues à ce niveau (photo 7). Les caractères du poudingue de Bogny

(*) F. GEUKENS est d'ailleurs d'un tout autre avis (*Meded.*, XXXI, n°4, 1969, 13 p.; *Bull. Soc. belge Géol.*, 86, 1977, p. 35).

(**) encore que les faits de recoupement des directions "condrusienne" (WSW-ENE) et "artésienne" (WNW-ESE) constatés en divers secteurs du massif ardennais (fig. 7 et ci-dessous 3°, § c), invitent à ne pas sous-estimer la richesse du legs tectonique calédonien. Nous voyons du reste dans la forme arquée du bassin houiller franco-belge un autre effet significatif du croisement de ces deux directions fondamentales (*cross-folding*).

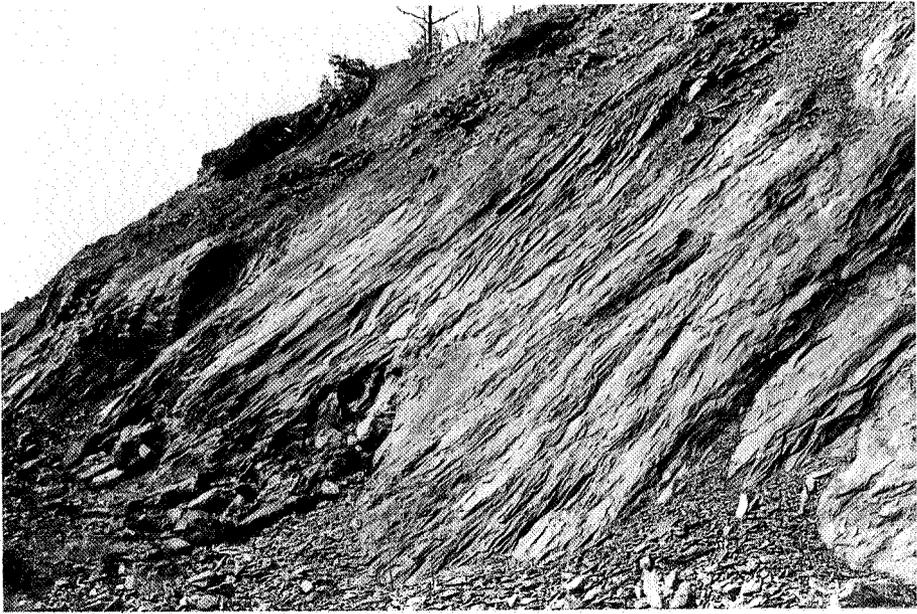


Photo 7. - La discordance post-calédonienne dans la région d'Arreux-Montcornet, à l'est de Renvez (carrière de la Fontaine Marin).



Photo 8. - Le poudingue gedinnien à la Fontaine Marin.



Photo 9. - Le poudingue gedinnien à Montcornet.

(Les clichés 7, 8 et 9 sont de L. VOISIN).

(équivalent local du poudingue de Fépin) ne sont pas moins explicites. Les galets (quartzites reviniens pour la plupart) sont remarquablement étirés et déformés; beaucoup sont devenus fusiformes et leurs extrémités sont torsadées, effilées ou spatulées (cf. photo 9); d'autres portent en creux l'empreinte des galets contigus (galets "impressionnés"). La pâte gréseuse qui les agrège, elle-même fortement schistifiée, se moule sur les galets, à telle enseigne que la formation offre une disposition ordonnée (photo 8): le grand axe des galets est conforme au pendage général de l'assise (45° Sud-Est). Il est de la plus claire évidence que les déformations responsables ont affecté en bloc le substratum revinien et le poudingue gedinnien et que la discordance stratigraphique originelle a été tectonisée à cette occasion.

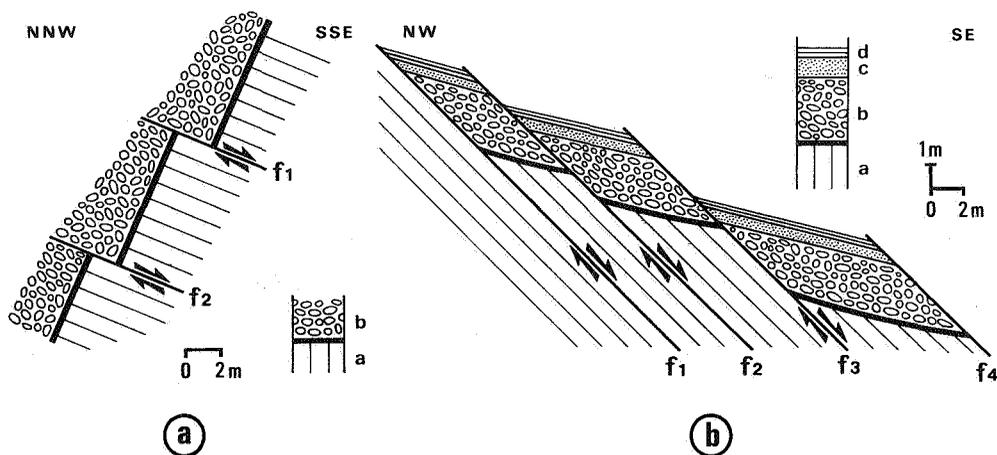


Fig. 1. - Deux exemples d'emboutissage de l'assise du poudingue gedinnien par des faisceaux de strates du socle calédonien :
a) aux Roches à Fépin (massif de Rocroi);
b) entre Kaiser-Baraque et Born, à l'est de Recht (massif de Stavelot).

Certes, le phénomène se manifeste rarement sous une forme aussi spectaculaire. Mais l'inspection méthodique des contacts socle calédonien-couverture dévonienne au pourtour des massifs de Rocroi et de Stavelot nous a bien souvent mis en présence de situations apparentées. D'autant qu'il existe d'autres indices témoignant dans le même sens. C'est ainsi que nous mettons le fréquent débitage de l'assise du poudingue gedinnien en lanières longitudinales au compte d'un emboutissage de cette assise par des faisceaux de strates du "socle" calédonien (fig. 1). C'est ainsi que nous interprétons les très nombreuses petites failles transversales qui donnent au dessin des contours du poudingue son tracé en zigzag comme autant de déchirures apparues au flanc des plis de revêtement, lors du *block folding*. C'est ainsi enfin que, lorsque les schistes du substratum anté-dévonien se sont ployés souplement jusqu'à épouser le pendage des poudingues ou des grès dévoniens stratigraphiquement discordants, nous estimons être en présence de cas d'accordance mécanique. Aux exemples donnés ailleurs de ces diverses formes d'accompagnement du jeu d'une discordance tectonisée (181), qu'il nous suffise d'ajouter ceux recueillis au long des deux flancs de l'anticlinal du Condroz lui-même. Au Sud-Sud-Est de Presles, en bordure de la route Charleroi-Namur (de part et d'autre de la rue de Belle-Vue), la discordance sub-couvinienne est manifestement tectonisée. Entre Faulx-les-Tombes et le château d'Arville (en face le n°131 du chemin d'Arville),

le poudingue de Naninne porte des stries de friction. Entre Faulx et Strud ($x = 198$; $y = 125$, 5), les galets du poudingue de Naninne sont très aplatis; beaucoup sont tronçonnés; la pâte qui les cimente offre une texture schistoïde. Au Sud de Strud ($x = 198$, 7; $y = 125$, 8), l'assise du poudingue couvinien que la route Strud-Faulx recoupe en tranchée est débitée par de multiples déchirures transversales, avec galets tronçonnés et stries de friction. Près de la station désaffectée de Huy-Sud, le contact des assises gedinniennes de base avec les schistes chiffonnés de la "bande silurienne du Condroz" - bande qui ne mesure plus là que quelques dizaines de mètres de largeur - est tectonisé; les partisans d'une "nappe du Condroz" associaient ces indices à la trace au sol du plan de charriage : à notre avis, il s'agit plus vraisemblablement d'une accordance mécanique accompagnée d'un laminage partiel de l'extrême base du Gedinnien discordant. Et nous expliquons de la même manière l'absence du poudingue de base frasnieu dans la tranchée ouverte au Nord-Ouest de la station de Huy-Saint-Hilaire (21, p. 76-77). Enfin, à Ri de Mer, entre Huy et Ombret ($x = 217$; $y = 136$), le flanc sud de l'anticlinal du Condroz est lacéré par une très remarquable déchirure transversale : le poudingue gedinnien affleure en effet dans une position beaucoup plus méridionale sur le versant ouest du vallon méridien qui exploite cette déchirure que sur son versant est.

On le voit, les exemples qui viennent d'être produits engagent tous à penser que le comportement de la "bande silurienne du Condroz" vis-à-vis des contraintes hercyniennes ne se différencie en rien de celui des autres massifs calédoniens de Rocroi et de Stavelot. Mais la position de l'unité sur l'emplacement du front varisque allait lui assurer un destin tectonique original (cf. *infra* 3°, §a).

b) Les plis de revêtement.

Bien que son analyse des relations harmoniques entre plis calédoniens et plis hercyniens dans le cadre du massif de Rocroi constitue une excellente illustration du jeu des phénomènes de réactivation tectonique tel que nous le concevons (25a, p. 48-53 et fig. 12, Pl. I), G. Waterlot a préféré mettre l'accent sur une certaine indépendance de leurs relations directionnelles : "la direction générale des plis hercyniens n'a pas épousé strictement celle des alignements calédoniens" (25b, p. 42-43). Tout en reconnaissant à son tour que "l'effet du plissement hercynien sur le massif de Rocroi se traduit d'abord par un renforcement des plis calédoniens", A. Beugnies a vu lui-même dans l'existence d'un écart directionnel entre les plis du massif de Rocroi et les plis manifestement hercyniens de la couverture dévonienne une confirmation de l'âge calédonien des premiers (4, p. 123-4 et 127-8).

P. Fourmarier, lui, a constamment mis l'accent sur "un parallélisme remarquable entre l'orientation des plis calédoniens et celle des plis hercyniens" et admis que "la tectonique ancienne a orienté, dans une certaine mesure, les déformations plus récentes" (12k, p. 17; voir aussi p. 610-613 et fig. 1; 12b, p. 113-5; 12i, p. 11 et 67). Il n'en demeurerait pas moins fermement convaincu, nous l'avons rappelé, que, réserve faite de la bande Sambre-Meuse et de la région spadoise, les contraintes varisques n'ont que fort peu modifié les structures héritées de l'orogénie calédonienne (12e, p. 5-6; 12j, p. 409-410; 12k, p. 615 et 709). Du moins, l'idée même d'une telle réactivation avait-elle été envisagée par le grand tectonicien dès le début du siècle, tant à propos du massif de Rocroi qu'à propos du massif de Stavelot (12b, p. 114-5).

Ce qui est en cause, ici comme en Armorique, ce n'est donc pas le principe de la réactivation tectonique, mais l'intérêt tectogénétique véritable du phénomène. Nous pensons, quant à nous, qu'en Ardenne l'accord directionnel entre les plis hercyniens et les plis calédoniens est assez étroit et assez constant, à l'échelle régionale (fig. 7), pour qu'il soit légitime de considérer les premiers comme des plis de revêtement apparus dans la couverture dévono-carbonifère discordante sous l'effet d'une réactivation des plis calédoniens tronqués par la surface infra-gedinnienne (18m). Là encore, nous ne voyons pas quels mécanismes autres que ceux du *block folding* pourraient être invoqués pour rendre compte de telles correspondances, aussi nombreux et incontestables que soient par ailleurs, à l'échelle locale, les cas de désaccord. Faut-il rappeler qu'en 1833 Elie de Beaumont faisait remarquer, à propos de l'Ardenne précisée, que les plissements hercyniens se sont effectués, de Liège à

Mons, "suivant les directions des dislocations que présentaient déjà en chaque point les couches plus anciennes affectées par des bouleversements antérieurs" (3a, p. 632; voir aussi 3b, p. 944)?

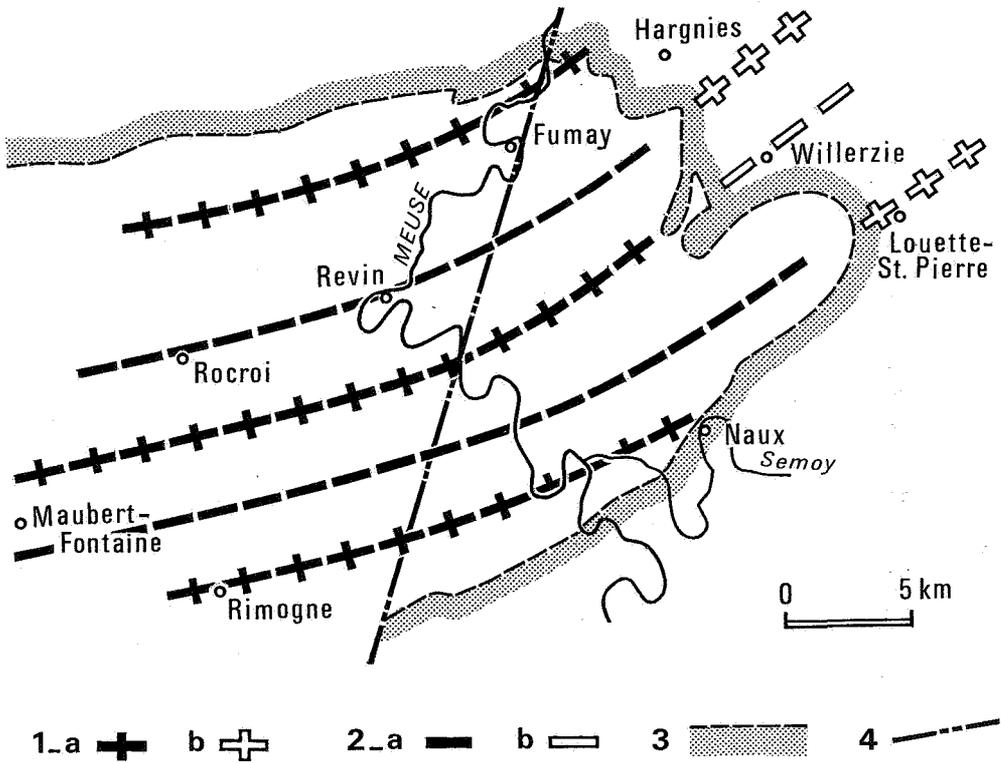


Fig. 2. - Esquisse tectonique du massif de Rocroi.

- 1 - axes anticlinaux : a) calédoniens; b) hercyniens;
- 2 - axes synclinaux : a) calédoniens; b) hercyniens;
- 3 - contact Cambrien-Dévonien (le grisé repose sur le Dévonien);
- 4 - "Schaarung" mosane (axe d'orientation "rhénane" de part et d'autre duquel les plis, tant calédoniens qu'hercyniens, accusent un franc rebroussement en passant de la direction WSW-ENE à l'ouest à la direction SW-NE à l'est).

Concernant les relations harmoniques entre plis du substratum et plis de revêtement, l'analyse en est assurément beaucoup plus délicate. Mais les remarques faites par P. Fourmarier et par G. Waterlot sur le sujet ne souffrent guère de contestation. Nous avons suggéré la possibilité d'aller un peu plus avant dans l'entreprise (18m). Mais les limites du procédé sont vite atteintes. C'est dire que la vulnérabilité des correspondances suggérées par la figure 2 ne nous échappe pas. Non plus, d'ailleurs, que celle de nos ébauches d'un traitement mathématique de la question (18k, p. 172-8; 18o, p. 1157).

c) Restructuration profonde et disharmonies intracutanées.

Au demeurant, nous l'avons dit, la tectonique de revêtement -dont on se demande pourquoi elle a pu paraître "simple" ou "banale" à certains (7a; 14b)- ne saurait se réduire aux mécanismes et aux figures intentionnellement simplifiés que nous avons utilisés pour en exposer le principe. Non seulement, il n'est pas question de lier toute déformation de la couverture à la réactivation d'un élément du "socle" calédonien, mais il est bien entendu que des disharmonies sont susceptibles d'apparaître, suivant l'intensité du *block folding*, tant au sein du substratum qu'au sein de la série dévono-carbonifère surincombante.

Bien que nous soyons très éloigné de partager le scepticisme de F. Kaisin sur l'efficacité des contraintes calédoniennes en Ardenne (17, p. 370 et 404), nous pensons néanmoins que les plis hérités de ce cycle orogénique étaient susceptibles de réagir assez souplement aux serrages hercyniens pour que leur rejeu s'accompagne d'une véritable restructuration du "socle" calédonien, singulièrement dans les parties profondes du vieux bâti (18p). Comme A. Beugnies (4, p. 127), nous serions d'autre part disposé à mettre au compte du phénomène le développement généralisé de l'isoclinalité dans les parties hautes du "socle", le déversement vers le Nord des plis réactivés et le plissement intense de leurs flancs (les "bonds" des ardoisiers).

On soupçonne que la puissante couverture dévono-carbonifère a dû jouer un rôle dans cette restructuration, *même là où sa disposition en plateaux n'en laisse rien paraître*. La transformation fréquente de la discordance basale en discordance tectonisée, les faits d'accordance et les faits de laminage ou de mylonitisation constatés de part et d'autre, la présence dans son plan ou à son voisinage de quartz filonien ou de "silexites" (181) soulignent assez clairement l'intensité des actions mécaniques intervenues à ce niveau.

Comme en Armorique, un contraste se marque entre le style des déformations intéressant les termes les plus anciens de la couverture (Dévonien) et celui des déformations relatives aux termes les plus récents (Carbonifère). P. Fourmarier n'a pas manqué d'en faire la remarque (12j, p. 406; 12l, p. 36). Tout se passe comme si une disharmonie existait, au sein de la couverture, entre deux étages tectoniques distincts. Et l'originalité du domaine compris entre cette disharmonie intracutanée et la disharmonie qui sépare les parties hautes du substratum calédonien de ses parties profondes apparaît aussitôt : c'est dans cet intervalle que les anisotropies mécaniques héritées du cycle calédonien ont contrôlé les déformations de la couverture avec le maximum d'efficacité.

3°) LES PARTICULARITES DU FRONT VARISQUE : L'ANTICLINAL DU CONDROZ; LA FAILLE EIFELIENNE ET LA NAPPE DE LA VESDRÉ; LA FAILLE DU MIDI ET LA NAPPE DU HAINAUT.

La structure de la bordure méridionale du bassin houiller de Sambre-Meuse se caractérise, on le sait, par sa toute particulière complexité. Il semble, cependant, qu'il y ait lieu de distinguer trois secteurs principaux et que le comportement tectonique du secteur moyen ait été plus simple que celui des deux secteurs extrêmes.

a) L'anticlinal du Condroz est un pli de revêtement.

α - L'hypothèse charriagiste : ses fondements et ses faiblesses.

En 1906, l'identification de la fenêtre de Theux a conduit P. Fourmarier à l'hypothèse d'un gigantesque refoulement du bassin de Dinant sur le bassin de Namur. Entre Clermont et Sart-Eustache, la trace au sol de ce charriage s'inscrirait dans "l'étroite bande silurienne" qui sépare les deux bassins, réalisant ainsi un trait d'union entre la faille eifélienne à l'Est et la faille du Midi à l'Ouest (12a, p. 136-7). A cette grande fracture, l'auteur a donné, en 1922, le nom de "charriage du Condroz" (12f, p. 509). Bien que nulle preuve, autre que cartographique, n'en ait jamais été produite (12a, p. 136; 12c, p. 195; 12k, p. 655-7), l'interprétation proposée a été acceptée par la majorité des géologues.

Il faut convenir que la plupart des données de l'observation semblaient la corroborer. C'est ainsi que l'Eodévonien, bien représenté au long du flanc sud de l'anticlinal du Condroz (1500 mètres d'épaisseur) fait totalement défaut au long du flanc nord du pli : on s'estimait donc en droit de penser que la transgression éodévonienne n'a pas intéressé le bassin de Namur; mais pour loger le prisme littoral correspondant à la tranche d'Eodévonien de la bordure nord du bassin de Dinant, on se trouvait contraint d'admettre que celui-ci occupait à l'époque une position plus méridionale de 15 à 20 kilomètres (12a, p. 136; 12c, p. 196, note 1....); d'où la conclusion qu'un charriage était nécessaire pour rendre compte de sa position actuelle par rapport au bassin de Namur. On expliquait de la même manière les variations de faciès et de puissance constatées au niveau des assises méso- et néodévoniennes de part et d'autre de l'axe condrusien. Enfin, avec P. Fourmarier, on tenait pour preuve "indiscutable" d'un charriage la quasi juxtaposition d'un lambeau de poudingue gedinnien dans le Bois de Presles et d'un lambeau de poudingue couvinien près de la ferme Golias (12d, p. 258).

Pourtant, il nous paraît tectoniquement bien improbable que la trace au sol d'un charriage dont la portée a été estimée de 15 à 50 kilomètres selon les publications (12a, p. 136; 12f, p. 515; 12h, p. 259) puisse s'inscrire, avec tant de fidélité et sur des distances aussi grandes (70 km de l'Ouest à l'Est), dans le cadre filiforme d'une bande dont la largeur, rarement supérieure à 1500 mètres, tombe à moins de 400 mètres - voire à moins de 100- entre Haltinne et Huy. Si, d'autre part, concernant l'Eodévonien, le brutal contraste noté entre les deux flancs de l'anticlinal du Condroz requiert une explication, il n'en va plus de même pour ce qui est du Méso- ou du Néodévonien : les réductions d'épaisseur et les changements de faciès observés à ces niveaux entre le nord du bassin de Dinant et le Sud du bassin de Namur, pour réels qu'ils soient, n'impliquent nul rapprochement post-sédimentaire considérable des deux unités; bien au contraire. Quant à la proximité des témoins gedinnien et couvinien du secteur Golias-Presles, nous lui trouverons bientôt une justification tout autre que tectonique (cf. *infra* et signe α de nos figures 3 et 4).

Aussi l'hypothèse charriagiste ne revêt-elle pas à nos yeux le caractère de nécessité que d'autres lui ont conféré. Le sondage profond de Wépion n'a d'ailleurs pas rencontré de terrains houillers : entre 766 mètres et 1747 mètres de profondeur, et après avoir traversé les assises très laminées du Dévonien du flanc nord renversé de l'anticlinal du Condroz, ce sondage est en effet resté dans les calcaires dinantiens, avant de rentrer dans les formations dévoniennes du fond du synclinal de Namur (15a; fig. 4).

β - *La transgression éodévonienne a intéressé le bassin de Namur et les marges sud du dôme brabançon.*

Si le sondage de Wépion n'a pas traversé les terrains attendus, ceux de Soumagne (Pays de Herve) et de Bolland (à l'Est de Liège) en ont rencontré qu'on n'attendait pas. A Soumagne, entre 2161, 98 et 2528, 28 mètres de profondeur, ce furent des schistes rouges ou verts, des psammites bigarrés, des grès souvent grossiers, subordonnés au Frasnien et appartenant aux étages emsien, siegenien et gedinnien, soit près de 400 mètres d'Eodévonien; encore le forage fut-il arrêté avant d'avoir atteint la base de ces formations (15c). A Bolland, où il a été poussé jusqu'au socle calédonien, le sondage a traversé, en stampe normale, près de 1000 mètres de terrains éodévoniens (15e). Il ne fait donc plus aucun doute aujourd'hui que les secteurs orientaux du bassin de Namur furent touchés par la transgression éodévonienne. Il ne s'ensuit certes pas que les autres secteurs de l'unité aient eux-mêmes été intéressés par le phénomène. Mais la constitution des poudingues inclus dans l'assise de Burnot (Emsien moyen et supérieur) engage à le penser.

Car on ne voit pas, pour expliquer la diversité pétrographique des éléments de ces poudingues, quels terrains autres que les grès éodévoniens des bordures du Brabant pourraient avoir été mis à contribution.

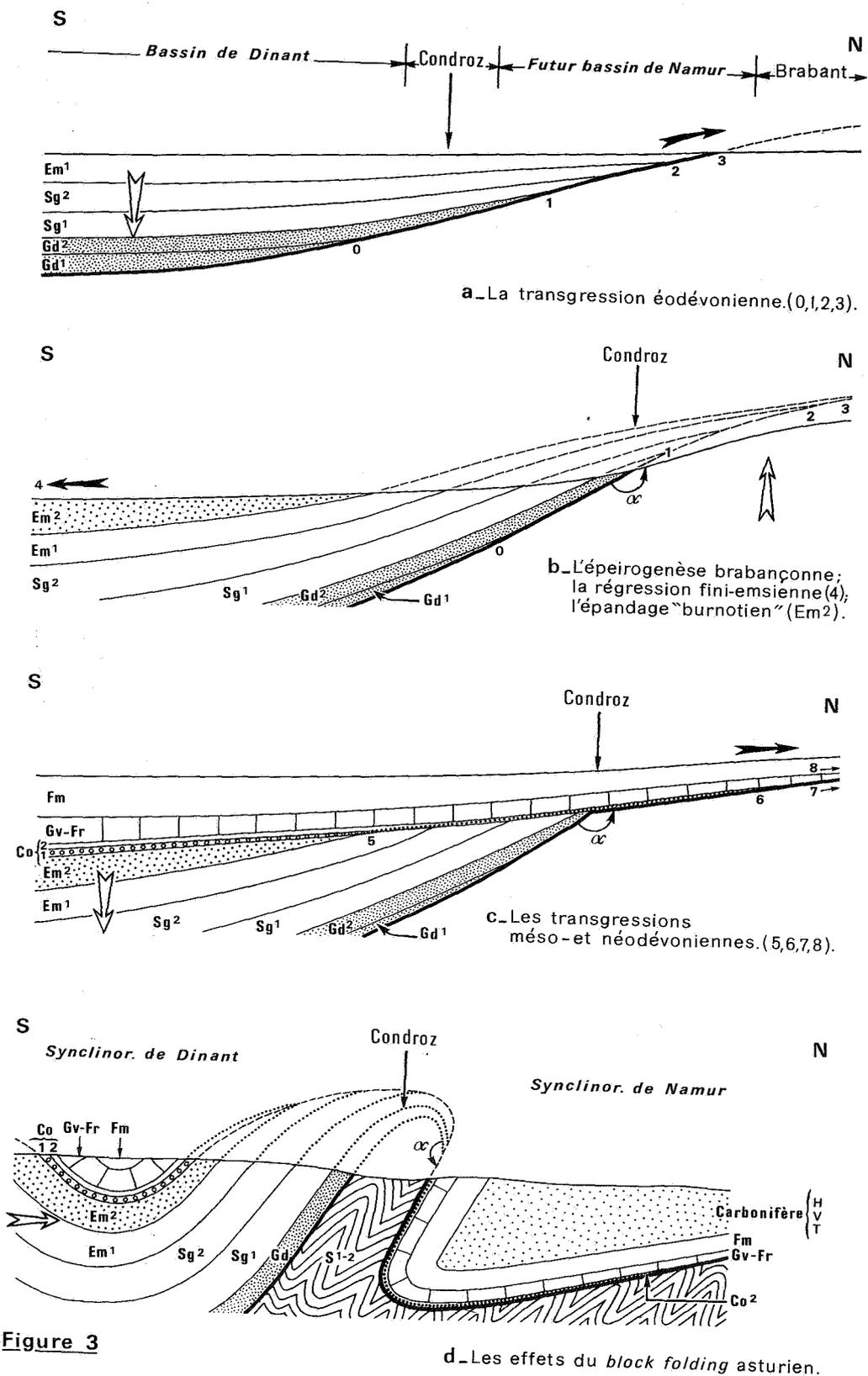


Figure 3

d - Les effets du block folding asturien.

Telle était d'ailleurs bien l'opinion de H. de Dorlodot (9b, p. 11, 15, 21-22). Aussi pensons-nous que les mers éodévoniennes transgressives se sont avancées vers le Nord très au-delà de l'actuelle crête du Condroz (fig. 3a) et que le mouvement régressif de l'Emsien moyen et supérieur doit être mis au compte d'un soulèvement de style épeirogénique du dôme brabançon. Dans le plan de la surface de régression marine, et au rythme même du lent mouvement de recul des lignes de rivage vers le Sud, l'érosion subaérienne, dont le dynamisme se trouvait stimulé par les mouvements du sol responsables, aurait démantelé les parties externes du prisme littoral éodévouien fraîchement exondé. L'assise de Burnot, nourrie pour l'essentiel des produits de ce démantèlement, apparaît ainsi comme une formation corrélative de l'épeirogenèse brabançonne, et son volume (300 à 500 mètres d'épaisseur de schistes, grès et poudingues, de teinte lie-de-vin) donne la mesure des dénudations intervenues dans l'étendue de ceux des secteurs que les mers éodévoniennes venaient d'abandonner (fig. 3b). La rareté d'éléments éodévouiens au sein des poudingues couviniens constitue un autre signe de l'efficacité du rabotage burnotien.

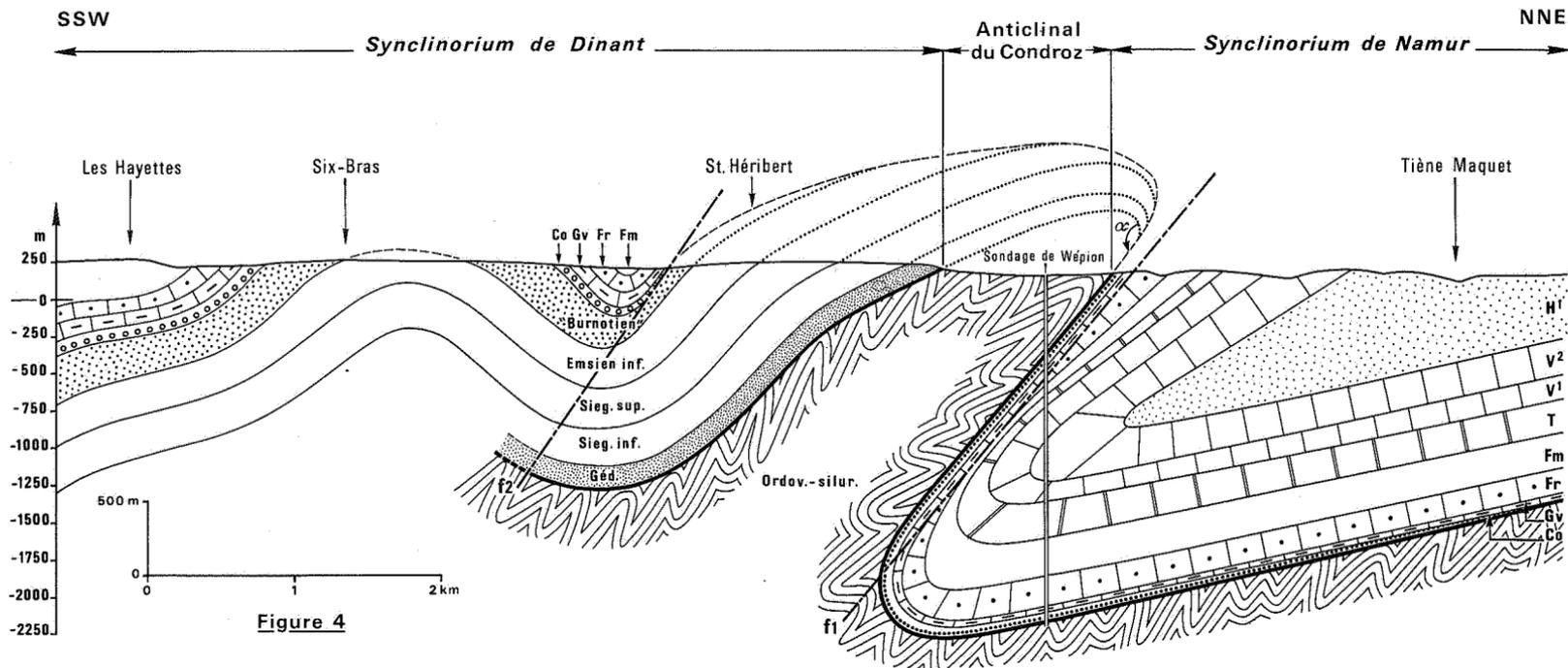
Ainsi se trouverait expliquée l'absence de l'Eodévouien au nord de l'axe du Condroz, axe dont le tracé coïnciderait approximativement avec celui de la flexure continentale fini-emsienne (cf. *infra* et fig. 3d). Quant à la conservation de terrains gedinniens, siegeniens et emsiens dans la province de Liège (sondages de Bolland et de Soumagne), elle serait imputable à des mouvements du sol ayant soustrait les secteurs orientaux du futur bassin de Namur aux érosions fini-emsiennes.

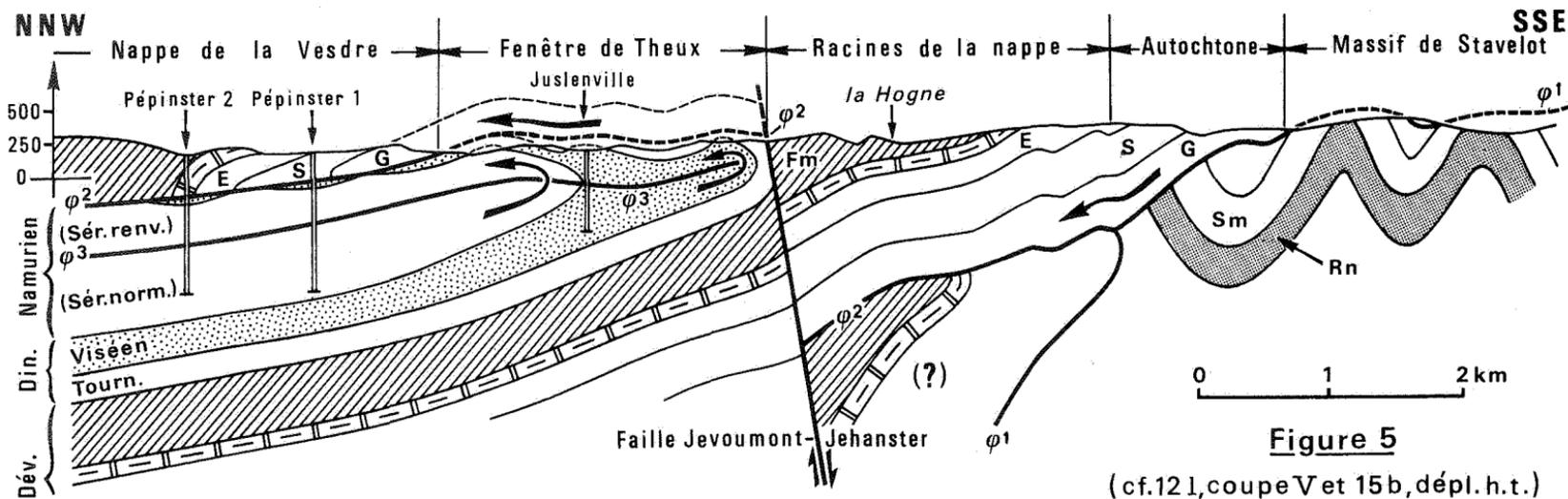
γ - L'anticlinal du Condroz est un pli de revêtement.

Le poudingue de Tailfer qui inaugure la transgression mésodévouienne (Couviniens inférieurs) s'est déposé en concordance sur le Burnotien au voisinage des limites sud extrêmes de la régression fini-emsienne. Mais, aux abords du Condroz, ce poudingue reposait transgressivement sur la tranche, biseauté par la surface fini-emsienne, de l'Eodévouien. Au nord de la ligne d'intersection des surfaces fini-emsienne et infra-gedinnienne enfin (signe α de la figure 3b), le poudingue de Naninne (Couviniens supérieurs) reposait directement sur le socle calédonien (fig. 3c).

La figure 3d montre comment les contraintes varisques, en s'exerçant sur le dispositif hérité de l'histoire tectonique et sédimentaire préstephanienne de l'unité, ont pu donner à l'anticlinal du Condroz la forme que nous lui avons reconnue au long d'une coupe méridienne passant par le sondage de Wépion (fig. 4). La localisation du pli sur l'emplacement de la flexure continentale fini-emsienne ne surprend pas : on conçoit en effet que les phénomènes de réactivation aient fait rejouer préférentiellement les lignes les plus sensibles du canevas tectonique régional. Sans doute s'agit-il d'un pli chevauchant dont le flanc nord est le plus souvent renversé -sauf, toutefois, entre le château d'Arville et Strud- mais, en aucune manière à notre sens, il ne saurait être fait état d'un charriage entre Sart-Eustache et Clermont (fig. 7). On observera par ailleurs que l'anticlinal du Condroz présente, au moins localement (fig. 4), une tendance au coffrage (*) : comme si, lors du *block folding* asturien, les schistes ordoviciens et siluriens du "socle", comprimés par les serrages varisques, avaient été refoulés contre la base rigide du pli de revêtement -grès gedinniens du flanc sud, calcaires givétiens et frasniens de la voûte et du flanc nord- (effet de bourrage). Il est clair enfin que la quasi juxtaposition d'un lambeau de poudingue gedinnien et d'un lambeau de poudingue couviniens au sud-est de Presles n'a plus, dans l'optique qui est la nôtre, aucune raison d'être considérée comme l'indice d'un charriage : il suffit, pour l'expliquer, d'admettre que le point α des figures 3 et 4 se situe ici dans le plan ou au voisinage du plan topographique actuel.

(*) Nous avons constaté le même phénomène en Armorique (cf. 18k, p. 114, notes 23, 24, 25).





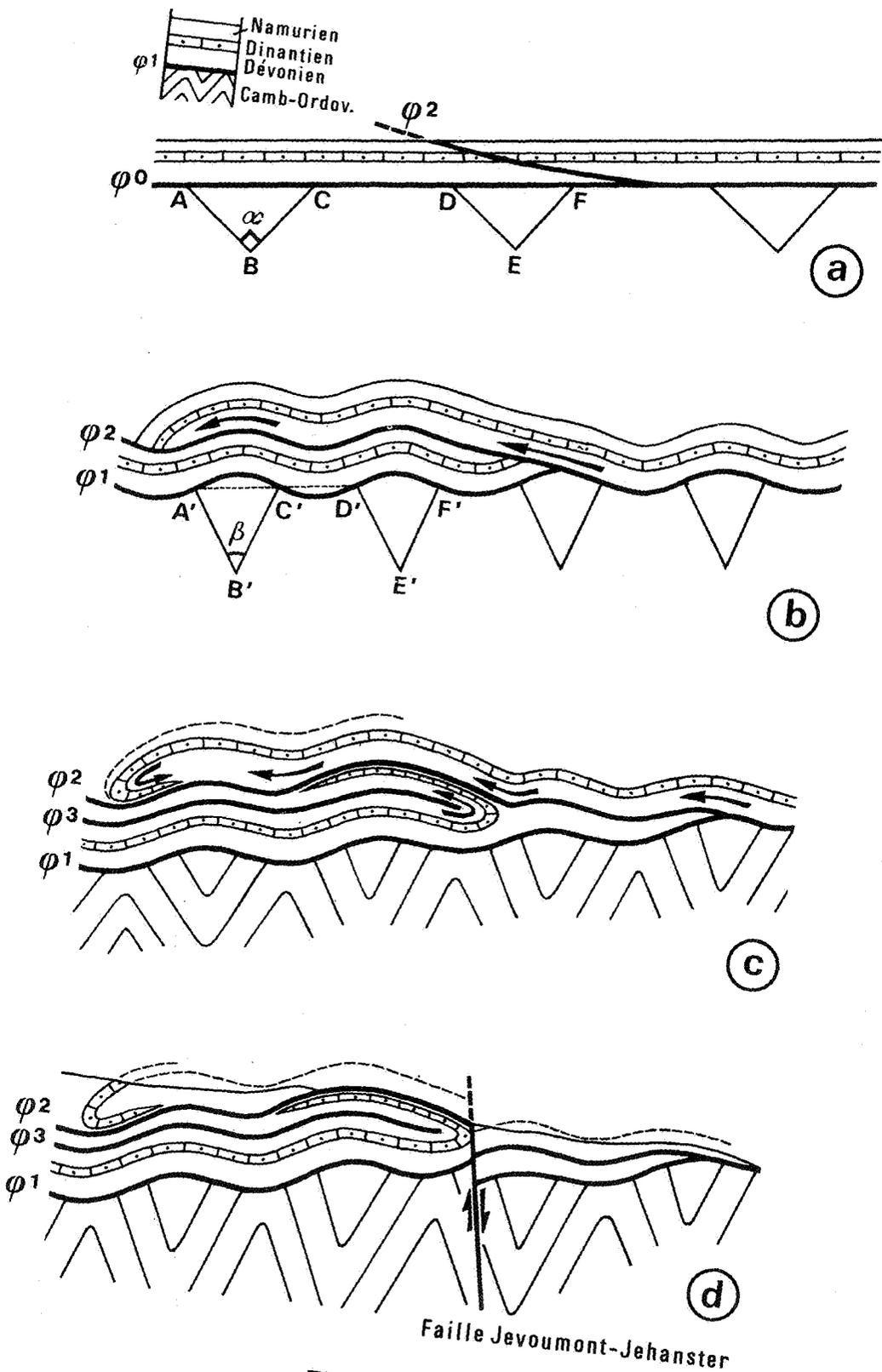


Figure 6

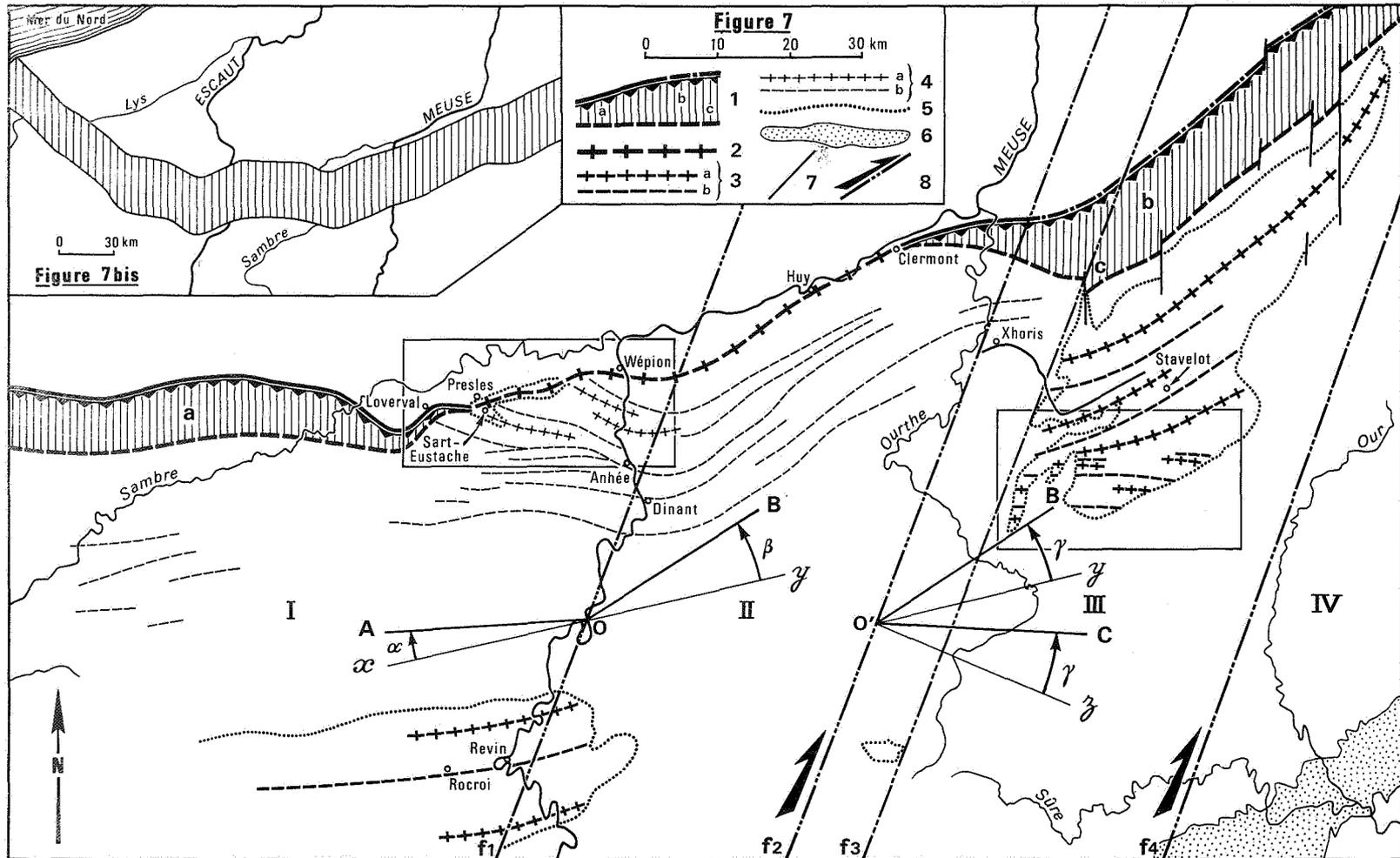
Est-ce à dire que l'hypothèse charriagiste, superflue en Condroz proprement dit, doit être abandonnée aussi de part et d'autre ? Evidemment non, car les faits de recouvrement sur lesquels elle se fonde en ces contrées sont aussi incontestables dans le cas de la nappe de la Vesdre à l'Est que dans le cas de la nappe du Hainaut à l'Ouest.

b) La faille eifélienne et la nappe de la Vesdre

On sait en effet, depuis 1906, que les terrains carbonifères à l'affleurement aux environs de Theux appartiennent à une "fenêtre" ouverte par l'érosion dans une nappe de charriage associée à la faille eifélienne (12a). Dès l'année suivante, le sondage de Pepinster I confirmait d'éclatante manière le bien-fondé des vues de P. Fourmarier sur la structure de la région. Sans mettre en cause son existence même, nous venons pour notre part d'assigner à la fenêtre de Theux une limite méridionale (la faille Jevoumont-Jehanster) qui en réduit considérablement l'étendue, mais qui laisse intact son intérêt tectogénétique (18n; 18o).

Il nous a même paru que les données de la géologie locale étaient de nature à fortifier nos vues sur le comportement des socles mous et à enrichir notre gamme des figures du style de revêtement d'un type nouveau : la lame de charriage associée à une faille listrique. Car s'il est exact, comme l'ont montré A. Delmer et J.-M. Graulich (8), qu'aux Forges-Thiry le Namurien forme un synclinal renversé, s'il est vrai, comme l'estime J.-M. Graulich (15d), que le renversement en question se poursuit, loin au Nord, sous le massif charrié de la Vesdre lui-même, alors il faut envisager l'hypothèse d'un retournement généralisé des assises carbonifères de la fenêtre (fig. 5). Nous avons suggéré de lier ce retournement au cheminement de la nappe de la Vesdre, et d'imputer l'un et l'autre phénomènes au raccourcissement du socle calédonien soumis aux contraintes varisques (18o). Pour autant qu'il soit possible d'en juger, ledit raccourcissement aurait été plus fort ici qu'en Armorique où les grandes failles inverses des secteurs angevins et normands témoignent cependant de sa matérialité, au même titre que les plis de revêtement du domaine médio-armoricain. Mais nous avons montré plus haut que le socle calédonien ardennais paraissait être demeuré notablement plus compressible que le socle cadomien : qu'il ait réagi plus doucement que ce dernier aux sollicitations varisques serait donc dans l'ordre des choses.

La figure 6 illustre notre conception des mécanismes mis en oeuvre dans la genèse de la nappe de la Vesdre. Du fait de l'accentuation des plis calédoniens A B C, D E F ... sous l'effet des serrages hercyniens, la couverture dévono-carbonifère discordante est devenue trop grande pour son support ($AD - A'D' > AD - A'C'D'$). Il en est résulté l'apparition, au sein de cette couverture, de contraintes cisailantes qui ont mis à profit la sensibilité tectonique particulière du front varisque pour rompre la couverture suivant le plan ϕ^2 d'une faille listrique - la faille eifélienne en la circonstance (fig. 6a). Le *block folding* asturien a transformé la discordance stratigraphique infra-gedinienne ϕ^0 en discordance tectonisée ϕ^1 ; simultanément, les plis de revêtement ont vu leur amplitude croître et la lame de charriage a cheminé, au même rythme, au long du plan ϕ^2 en chevauchant les parties demeurées autochtones de la couverture (fig. 6b). Nous pensons que ce mouvement de chevauchement s'est accompagné d'un retournement des assises supérieures du compartiment chevauché - Namurien, Dinantien, Famennien *pro parte* peut-être -, tandis que des laminages intervenaient au long du plan de chevauchement, amputant la lame de couverture de ses termes inférieurs (fig. 6c). On soupçonne la complexité tectonique qui en procède à l'échelle du détail (écaillés multiples, lambeaux de poussée, encapuchonnements possibles du front de la nappe ...). D'autant que des actions de coulissage ont accompagné le mouvement de chevauchement proprement dit (voir ci-dessous; fig. 7) et que, lors d'une phase post-paroxysmale de détente sans doute, les racines de la nappe se sont affaissées au long de la faille Jevoumont-Jehanster (fig. 6d). On ne manquera pas, d'autre part, de noter une propriété originale des failles listriques du type ϕ^2 ; elles n'intéressent, théoriquement, que la seule couverture : le problème de leur "enracinement" dans le socle qui a tant préoccupé P. Fourmarier (12k, p. 668-670) ne se pose donc pas. Encore que, nous le répétons, la faille eifélienne soit en fait associée au tracé du front varisque, ce qui laisse pressentir de probables connexions avec la structure du substratum calédonien. Nous aurons, du reste, à revenir sur certaines modalités de la mise en place de la nappe de la Vesdre dans le paragraphe suivant.



Nulle part en Armorique, en tout cas, nous n'avions observé ces formes extrêmes du style de revêtement : aussi nous semble-t-il légitime de transférer à l'ardennotype (18p) la valeur exemplaire que nous avons tout d'abord cru pouvoir conférer à l'armoricanotype (18g) pour illustrer le comportement des socles mous.

c) La faille du Midi et la nappe de Hainaut. La mise en place des nappes de Hainaut et de la Vesdre et la torsion de l'axe des plis de revêtement du massif ardennais.

La nappe de Hainaut est mieux individualisée encore, et sur une étendue beaucoup plus vaste, que la nappe de la Vesdre. Elle est associée à une autre faille listrique, symétrique de la faille eifélienne par rapport à l'anticlinal du Condroz, la faille du Midi (*) (fig. 7). Outre la question toujours pendante des lambeaux de poussée qui la précèdent, c'est le problème de la terminaison orientale de cette faille qui a le plus divisé les auteurs. Alors que P. Fourmarier a vu dans la faille du Midi un élément du grand charriage du Condroz, H. de Dorlodot n'a cessé de dénoncer l'hypothèse d'une faille unique allant du Pays de Herve au nord de la France (9a, p. 408-413) : pour lui, la faille du Midi se terminerai, soit entre Presles et Le Roux - faille de la Caoterie- (9a, p. 324), soit entre Presles et Devant-les-Bois (9a, p. 401 et 425) (**).

Il nous a cependant semblé que les considérations d'ordre cartographique qui ont guidé H. de Dorlodot vers cette seconde solution (9b, p. 396-400) étaient susceptibles de recevoir une autre interprétation tectonique (18r). A l'intérieur d'un triangle Loverval-Wépion-Anhée, en effet, deux directions structurales privilégiées se croisent, tant au sein des schistes ordoviciens et siluriens qu'au niveau de la série dévonocarbonifère discordante. Si, dans la "bande silurienne du Condroz", la direction WSW-ENE est prépondérante entre Sart-Eustache et Fosses-la-Ville, c'est la direction WNW-ESE qui tend à l'emporter entre Loverval et Puagne. Or, nous venons de définir l'anticlinal hercynien du Condroz (WSW-ENE) comme un pli de revêtement (18q) : ne pouvons-nous, de la même manière, voir dans les plis axés WNW-ESE qui, à l'ouest de la Meuse, se succèdent du synclinal d'Anhée au sud au synclinal de Walgrappe au nord, autant de plis de revêtement, procédant eux-mêmes d'une réactivation, à l'époque hercynienne, d'anciens plis calédoniens tronqués par la surface infra-gedinnienne (fig. 7)? Que la faille du Midi vienne s'ancrer latéralement au coeur même de ce noeud tectonique, au Sud-Sud-Est de Presles, n'aurait dès lors plus rien de singulier (18r).

(*) C'est A. BRIART et F.-L. CORNET qui lui ont donné son nom en 1877 (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, IV, 1877, p. 93).

(**) Sur le prolongement oriental de la faille du Midi, voir aussi F. GEUKENS, *Bull. Inf. A.I.Ms*, n^{os} 7-8, Jt-At 1964, 4 p.

Fig. 7. - Les éléments du front varisque. La torsion de l'axe des plis ardennais de part et d'autre de la *Schaarung* mosane.

- 1) a - la faille du Midi et la nappe de Hainaut;
b - la faille eifélienne et la nappe de la Vesdre;
c - la fenêtre de Theux.
- 2) l'anticlinal du Condroz
- 3) axes calédoniens a - anticlinaux; b - synclinaux
- 4) axes hercyniens a - anticlinaux; b - synclinaux
- 5) contours des massifs de Rocroi, de Stavelot et de la terminaison occidentale de l'anticlinal du Condroz.
- 6) Trias
- 7) failles
- 8) f 1 - *Schaarung mosane*; f 2, f 3, f 4 : axes de coulissage conjugués.
x y, O'y, O'z : directions initiales des plis calédoniens; O A, O B, O'B, O'C : directions des plis calédoniens réactivés et des plis de revêtement issus de cette réactivation; α , β et γ indiquent le sens et donnent la mesure des inflexions d'axes (torsions) liées au jeu de la *Schaarung* mosane et des lignes de coulissage f 2, f 3 et f 4 conjuguées.

Fig. 7 bis (en carton). - La bande hachurée correspond à la zone cachée sous le charriage du Condroz, selon P. FOURMARIER (12k, p. 128 et 140).

La nappe du Hainaut ne comporte malheureusement pas l'équivalent de la fenêtre de Theux, et les indications fournies par le lambeau de poussée de Landelies (massif de la Tombe), pour précieuses qu'elles soient, ne sauraient pallier cette carence. Il est toutefois permis de penser que les mécanismes tectogénétiques responsables de sa mise en place furent les mêmes que dans le cas de la nappe de la Vesdre. On sait, par ailleurs, que H. de Dorlodot assignait à la faille du Midi un rejet horizontal transversal croissant de l'est vers l'ouest (9a, p. 383-4 et 398-400; 9b, p. 74-75; cf. aussi 12d, p. 267-8). On remarquera enfin que, de part et d'autre d'un axe SSW-NNE dont le cours de la Meuse entre Revin et Dinant jalonne le tracé f 1, les structures ardennaises - calédoniennes comme hercyniennes - accusent un franc rebroussement (*Schaarung*) : voisines de W-E à l'ouest, elles s'ordonnent suivant une direction proche de SW-NE à l'est. Tout se passe donc comme si la mise en place de la nappe du Hainaut s'était accompagnée, dans le massif de Rocroi et dans la partie occidentale du bassin de Dinant, d'une inflexion α vers le nord de la direction initiale WSW-ENE des plis calédoniens réactivés et des plis de revêtement issus de cette réactivation (fig. 7; cf. aussi fig. 2).

La mise en place de la nappe de la Vesdre aurait eu des conséquences identiques, à l'est du cours de l'Ourthe. C'est du moins ce qu'on peut inférer de la disposition des lignes tectoniques maîtresses dans le massif calédonien de Stavelot, et plus spécialement dans ceux des secteurs du massif où ces lignes se croisent (11, p. 116-7; 20, p. 115-6). Les mêmes actions varisque de rebroussement (ρ) qui ont donné aux plis des parties centrales et septentrionales de l'unité leur direction SW-NE sont également responsables de l'orientation W-E des plis de la partie méridionale : en effet, le mouvement inverse qui rendrait aux premiers une orientation "condrusienne" (WSW-ENE) imposerait aux seconds une orientation "artésienne" (WNW-ESE). Nous nous trouvons donc en présence, comme entre Loverval, Wépion et Anhée, d'un secteur de tectoniques croisées (18m). Avec toutefois, ici, un élément supplémentaire de complexité : lors du plissement en bloc (*block folding*) du socle calédonien et de sa couverture dévono-carbonifère discordante, c'est-à-dire en liaison intime avec le cheminement de la nappe de la Vesdre, de puissantes actions de coulissage se seraient manifestées au long d'axes tels que f 4, auxquelles nous paraît devoir être imputée la réorientation des plis réactivés (fig. 7).

Entre Meuse et Ourthe enfin, le synclinorium de Dinant offre deux particularités qui semblent bien être connexes : c'est là que l'unité a conservé le plus d'ampleur après l'épreuve des serrages hercyniens, là précisément que sa bordure nord est indemne de toute forme dûment caractérisée de charriage. Mais dans ce panneau médian lui-même, les plis de revêtement - l'anticlinal du Condroz en tout premier lieu - ont encore été vigoureusement infléchis vers le nord-est (β) : le phénomène pourrait être mis au compte de coulissages intervenus au long d'axes tels que f 2 ou f 3. La complexité tectonique des lieux de contact entre la bordure orientale du bassin de Dinant et la bordure occidentale du massif de Stavelot (faille de Xhoris, limite ouest de la fenêtre de Theux...) n'y contredit pas.

Ainsi s'expliqueraient la forme en croissant de lune du massif ardennais et la disposition enveloppante des deux pointes du croissant par rapport au dôme brabançon sur lequel l'édifice hercynien paraît s'être moulé (12 k, carte h.-t.).

CONCLUSION.

Les résultats d'une analyse comparative des tectogènes armoricaine et ardennaise ont passé toutes nos espérances. Mieux encore que le socle cadomien armoricain, et pour les raisons que nous avons dites, le socle calédonien ardennais constitue la parfaite illustration du comportement d'un "socle mou" vis-à-vis des contraintes varisques.

Au vrai, l'*ardennotype* et l'*armoricanotype* ne constituent que deux variantes de l'*hercynotype* (18p). Il en est d'autres. Mais toutes ont en commun, vis-à-vis de l'*alpinotype*, de se singulariser par une relative atrophie de leurs racines sialiques; et il ne fait guère de doute que la "pénéplaine ardennaise" soit, aussi sûrement que la "pénéplaine armoricaine", issue d'une évolution acyclique (18h).

Quoi qu'il en soit de ces implications géomorphologiques, il apparaît, au terme du diptyque qui fait l'objet du présent article, que les trois notions corollaires de socle mou, de réactivation tectonique et de tectonique de revêtement sont susceptibles d'éclairer d'un jour nouveau la genèse de certaines structures, et d'en souligner tout à la fois l'unité et la diversité.

Claude KLEIN
Université de Paris-Sorbonne,
191, rue Saint-Jacques,
75005 PARIS.

(Conférence donnée à la séance du 20 décembre 1977,
manuscrit reçu le 20 janvier 1978).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

- (1) ARGAND, E. - La tectonique de l'Asie, 13e Congr. Géol. Intern., Belgique 1922, Liège, 1924, *Comptes rendus*, p. 171-372, 27 fig.
- (2) BARROIS, Ch. - a) Le calcaire de Saint-Thurial (Ille-et-Vilaine). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXIII, 1895, p. 38-46.
 b) Feuilles de Belle-Ile et de Quiberon. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n°59, IX, 1897-98, p. 41-44 (315-318).
 c) Sketch of the Geology of Central Brittany *Proc. Geol. Assoc.*, XVI, 1899-1900, p. 101-132.
 d) Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LVI, 1931, p. 80-125 (en collaboration avec P. PRUVOST).
- (3) BEAUMONT, E. de - a) Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. Extrait du *Manuel géologique* de H.T. de la BECHE, traduit de l'anglais par A.J.M. BROCHANT de VILLIERS, Paris, F.G. Levrault éd., 1833, 721 p., cf. p. 616-665.
 b) Note sur les systèmes de montagne les plus anciens de l'Europe. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, IV, 1846-47, p. 864-991.
- (4) BEUGNIES, A. - Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n°270, LIX, 1962, 155 p., (p. 355-512), 5 pl.
- (5) BLAVIER, Ed. - Etudes géologiques sur le département de l'Orne. *Annuaire de l'Orne* pour 1842, p. 445-540.
- (6) BOLELLI, Ed. - a) Observations sur la tectonique du contact Briovérien-Cambrien du flanc nord des synclinaux du Sud de Rennes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1944, p. 171-3.
 b) Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. Contact Briovérien-Cambrien. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, IX, 1951, 68 p., 6 pl.
- (7) COGNE, J. - a) A propos de prétendues phases "normande" et "angevine" dans l'orogénèse cadomienne (en collab. avec M.-J. GRAINDOR). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1963, p. 245-7.
 b) Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Actes du Colloque internat. sur les corrélations du Précambrien. *Colloques internat. C.N.R.S.*, n° 192, 1972, p. 193-218.
 c) Le massif armoricain (*in* Géologie de la France). Paris, Doin éd. t. 1, 1974, 296 p., cf. p. 105-161.
 d) La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Colloques internat. C.N.R.S.*, n°268, 1976, (1977), p. 111-129.
- (8) DELMER, A. et GRAULICH, J.M. - Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge Géol.*, LXVII, 1958, p. 425-453; cf. 435-442.
- (9) DORLODOT, H. de - a) Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XX, 1892-93, p. M.289-427.
 b) Genèse de la crête du Condroz et de la grande faille. *Ann. Soc. scient. Bruxelles*, 1898, 89 p.
- (10) DUFRENOY, A. - Mémoire sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France. *Ann. des Mines*, 3, XIV, 1838, p. 213-258 et 351-398.
- (11) DUMONT, A. - Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. *Mém. Acad. roy. Belg.*, XX et XXII, 1847-48, 613 p.
- (12) FOURMARIER, P. - a) La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XXXIII, 1906, p. M.109-138.
 b) La tectonique de l'Ardenne. *Ibid.*, XXXIV, 1907, p. M.15-124.
 c) Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la faille du Midi dans le Hainaut.

- Ibid.*, XL, 1913, p. B.192-234, pl. III à VII.
- d) Observations sur la structure de la crête silurienne du Condroz, dans sa partie occidentale. *Ibid.*, XLI, 1914, p. B.252-270.
- e) Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. Livret-Guide excursions C2, 13^e Congr. Géol. Int., 1922, 79 p., 1 carte h.-t.
- f) L'évaluation de l'importance des phénomènes de charriage en Belgique et dans les régions voisines, 13^e Congr. Géol. Int., 1922, *Comptes rendus*, p. 507-516.
- g) Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, LIV, 1931, p. B.364-384.
- h) Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le "charriage du Condroz". *Ibid.*, LVI, 1933, p. B.249-259.
- i) Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. Ses enseignements dans le domaine de la géologie générale. *Mém. Soc. Géol. Belg.*, 1933-34, 200 p.
- j) Compte rendu Sess. extraord. Soc. belge de Géol. et Soc. Géol. de Belgique... en 1935. *Bull. Soc. belge Géol.*, XLV, 1935, p. 357-427.
- k) Prologue d'une description géologique de la Belgique. *Mém. Soc. Géol. Belg.*, 1954, 826 p., cf. p. 609-744.
- l) Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa. *Serv. Carte géol. Belg.*, n°148, 1958, 55 p.
- (13) GOSSELET, J. - a) La Roche à Fépin. Contact du terrain silurien et du terrain dévonien, sur les bords de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord*, VI, 1878-79, p. 66-73.
b) L'Ardenne. *Mém. Serv. carte géol. France.*, 1888, 881 p.
- (14) GRAINDOR, M.-J. - a) Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. carte géol. Fr.*, 1957, 211 p.
b) A propos de prétendues phases "normande" et "angevine" dans l'orogénèse cadomienne (en collab. avec J. COGNE). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1963, p. 245-7.
c) Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, VII, 1965, p. 93-101.
- (15) GRAULICH, J.-M. - a) Le sondage de Wépion. *Mém. explic. cartes géol. min. Belg.*, n°2, 1961, 86 p., 8 pl., 1 dépl.
b) Excursion du 15 juin 1963. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 86, 1962-63, p. B.589-598.
c) Les résultats du sondage de Soumagne. *Annales des Mines de Belgique*, n°2, 1963, 4 p.
d) Les sondages de Pepinster. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 86, 1962-1963, p. B.165-178.
e) Le sondage de Bolland. *Professional Paper*, 1975, n°9, *Serv. Géol. de Belgique*.
- (16) JUIGNET, P. et SAINSAULIEU, J.-C. - Sur quelques nouveaux gisements de phanites et tillites dans le Briovérien de Normandie. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1962, p. 289-291.
- (17) KAISIN, F. - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Soc. belge de Géol. et de la Soc. Géol. de Belgique... *Bull. Soc. belge Géol.*, XLV, 1935, p. 357-427.
- (18) KLEIN, Cl. - a) Tectonique de couverture et discordance tectonisée en Armorique. *Bull. Ass. Géogr. franç.*, n°s 263-4, 1957, p. 29-39.
b) Quelques caractères originaux du socle armoricain. *Norvès*, IV, 1957, p. 305-332.
c) La phase "normande" et la phase "angevine" de l'orogénèse cadomienne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 256, 1963, p. 2196-8. *Erratum*, p. 3382.
d) Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *Ibid.*, 256, 1963, p. 2448-2450. *Erratum*, p. 3382.
e) Superstructures et infrastructures en Armorique. *Ibid.*, 257, 1963, p. 2852-5.
f) Sur les blaviérites normandes et mancelles (en collab. avec J. TRICHET). *Ibid.*, 267, D, 1968, p. 2268-2271.
g) Le style armoricain : "l'armoricanotype". *Ibid.*, 268, D, 1969, p. 255-8.
h) Evolution acyclique et racines sialiques. *Ibid.*, 270, D, 1970, p. 2531-4.

- i) La "surface de l'argile à silex". *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, XII, 1970, p. 185-220.
- j) Tectogenèse et morphogenèse armoricaines et péri-armoricaines. *Ibid.*, 2, XVI, 1974, p. 87-100.
- k) Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires... *Thèse de Doctorat*, Gap, 1975, 882 p.
- l) Discordances tectonisées et phénomènes connexes en Ardenne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 282, D, 1976, p. 153-6.
- m) Réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Haute-Ardenne. *Ibid.*, 282, D, 1976, p. 421-4.
- n) La limite méridionale de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *Ibid.*, 284, D, 1977, p. 425-8.
- o) L'intérêt tectogénétique de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *Ibid.*, 284, D, 1977, p. 1155-8.
- p) L'ardennotype. *Ibid.*, 284, D, 1977, p. 1263-6.
- q) Au sujet du charriage du Condroz (Belgique). *Ibid.*, 286, D, 1978, p. 395-398.
- r) Les relations de la faille du Midi et de la faille eifélienne avec l'anticlinal du Condroz (Belgique). *Ibid.*, 286, D, 1978, p. 451-454.
- (19) LE CORRE, Cl. - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, 2, I, n°3, 1977, p. 219-253, 30 fig., 1 tabl.
- (20) LOHEST, M. et FORIR, H. - Stratigraphie du massif cambrien de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XXV bis, 1899-1900, p. 71-119.
- (21) MICHOT, P. - La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse, entre Huy et Ombret. *Ibid.*, LV, 1932, p. M.73-94.
- (22) PRUVOST, P. - a) Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, VII, 1949, p. 345-362.
 b) L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Géol.*, LX, 1951, p. 43-65.
 c) Le Cambrien du Massif armoricain. *Ann. Hébert et Haug*, IX, 1959, p. 5-10.
- (23) ROBLLOT, M.M. - Sur une coupure stratigraphique à l'intérieur du Briovérien. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 254, 1962, p. 3720-2.
- (24) VANGUESTAINE, M. - L'appartenance au Revinien inférieur et moyen des roches noires de la partie profonde du sondage de Grand-Halleux et leur disposition en un pli couché. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93, 1970, p. 591-600.
- (25) WATERLOT, G. - a) Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, n°195, XXXIX, 1937, p. 1-54 (77-130).
 b) L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, XV, 1945, p. 3-44, 18 fig.
- (26) WEGMANN, C.E. - a) Zur Deutung der Migmatite. *Geologische Rundschau*, XXVI, fasc. 5, 1935, p. 305-350; cf. p. 332-341.
 b) Über einige Fragen der Tiefentektonik. *Ibid.*, XXVI, 1935, fasc. 6, p. 448-451.
 c) Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *C.R. Soc. Géol. Finlande*, n°20, 1947, p. 223-238.