

L'ARDENNE

ESSAI DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

Hommage au Professeur A. PISSART

Alain DEMOULIN
Editeur scientifique

L'ARDENNE

Essai de géographie physique

Hommage au Professeur Albert PISSART

A. DEMOULIN, éditeur scientifique

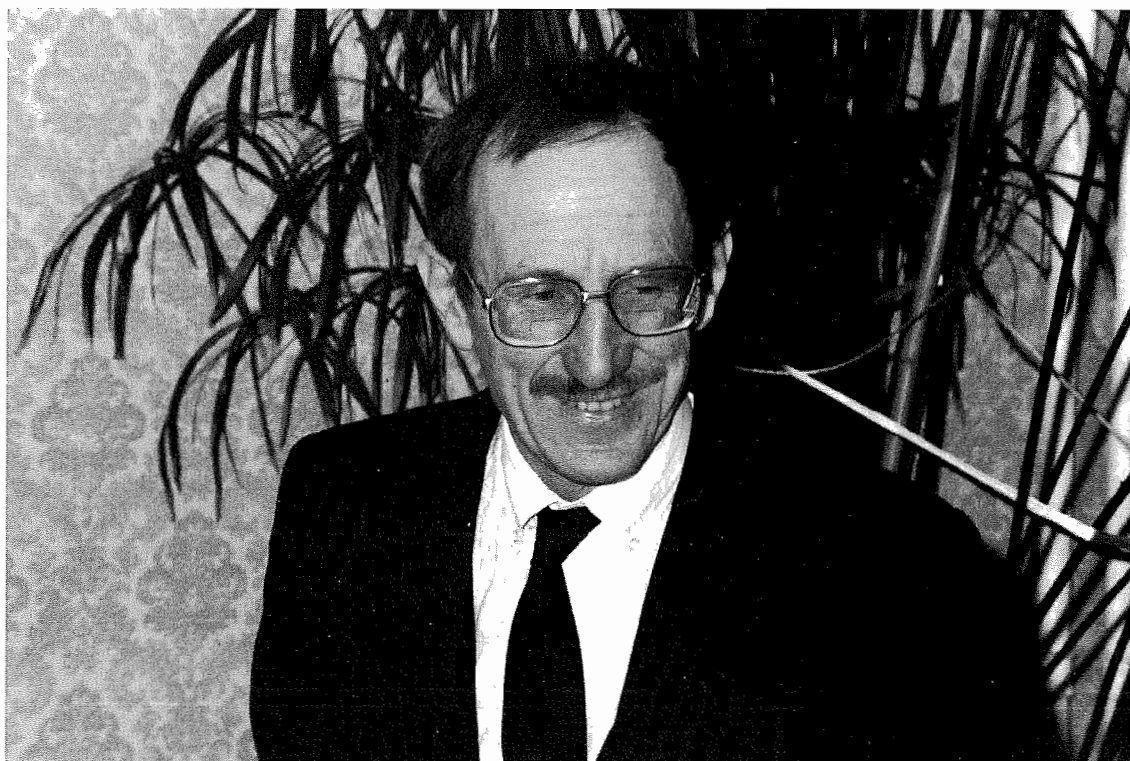
Publié avec le concours de la Fondation Universitaire de Belgique,
de la Fondation Francqui, de la Société géographique de Liège
et du Centre national de Recherches géomorphologiques.

- 1995 -

Photo de couverture: la Warche en aval du château de Reinhardstein. La profonde incision de la vallée résulte de l'érosion régressive déclenchée par la capture de la rivière à Bévercé il y a quelque 100.000 ans.

Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège.

D/1995/2860/5



Albert PISSART

Professeur de géomorphologie et de géologie du Quaternaire de
l'Université de Liège de 1973 à 1995

Membre correspondant de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et
des Beaux-arts de Belgique

Titulaire de la Chaire Francqui belge en 1987

Membre d'honneur de la Société de Géographie de Pologne

Membre d'honneur de l'Association des Géomorphologues Polonais

Président de la Société Géologique de Belgique de 1967 à 1969

Président de la Société Géographique de Liège en 1973-1974 et 1989-1990

Président du Comité de Coordination des recherches périglaciaires
de l'Union Géographique Internationale de 1972 à 1980

Président de l'Association des Géomorphologues de Belgique de 1988 à 1993

Secrétaire du Comité National de Géographie

Quiconque eut la bonne fortune de connaître le Professeur Albert PISSART n'a jamais manqué d'apprécier ses grandes qualités humaines, auxquelles s'associe une haute valeur scientifique et pédagogique.

Vingt-deux ans durant, il a enseigné la géomorphologie et la géologie du Quaternaire à l'Université de Liège. Les très nombreux étudiants qui eurent le privilège d'être formés par lui conservent le meilleur souvenir de son dévouement empreint de bienveillance et goûtent toujours le bénéfice d'avoir suivi ses leçons.

La carrière scientifique exemplaire du Professeur A. PISSART l'a élevé au rang de spécialiste mondialement reconnu des questions de la géomorphologie périglaciaire. Sa réputation internationale est le fruit de la publication d'un nombre considérable d'articles scientifiques et de livres jouissant d'une large reconnaissance. Ses grands mérites ont été consacrés par plusieurs distinctions élevées, parmi lesquelles on épinglera sa réception au sein de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique ainsi que la chaire Francqui belge qui lui fut décernée en 1987.

A travers le présent ouvrage, les collaborateurs du Professeur A. PISSART veulent, au moment de son accession à l'éméritat, tout à la fois lui rendre un chaleureux hommage et lui exprimer leur sincère reconnaissance et leur grande admiration, certains de témoigner en cela des sentiments de tous ceux qui l'ont côtoyé.

Voici donc un livre consacré à la géomorphologie de l'Ardenne, cette région où se sont épanouies tant de recherches si variées sous la férule ou avec la toujours appréciée collaboration du Professeur A. PISSART. Lui-même a d'ailleurs dévolu une part importante de son oeuvre à la compréhension des paysages ardennais, comme en témoigne le chapitre que nous le remercions d'avoir accepté d'écrire ici sur le modelé périglaciaire du relief.

Que le Professeur PISSART veuille bien trouver dans ce volume, fruit du travail enthousiaste des membres de l'équipe qu'il a forgée, l'expression de l'affection de tous.

INTRODUCTION

JEAN GRIMBERIEUX, CAMILLE EK ET ANDRE OZER

“ARDENNE (L’), Arduenna Sylva, contr. montagn. et boisée, dont l’étendue comprend une part. de la Fr., de la Belg., du grand-duché de Luxembourg, et du Bas-Rhin. Elle a 15 à 18 l. de largeur sur 50 de longueur. La chaîne montagneuse des Ardennes, prolongement des Vosges, commence à l’O. d’Epinal, et se termine près du Rhin. Le territoire, couvert de mont. arides et de rochers dépouillés ou de forêts immenses, de landes, de bruyères et de terres rocailleuses, offre peu de culture; on récolte de l’orge, du seigle, de l’avoine et du sarrasin, mais en faible quantité; forêts abondantes en chênes, hêtres, charmes, frênes, ormes, bouleaux, etc., mines de fer, ardoisières, so. de richesses pour ce pays; comm. de bestiaux, et surtout de moutons fort renommés; cerfs et sangliers, grand nombre d’autres animaux.”

Dictionnaire géographique universel, Sociétés de Paris, Londres et Bruxelles pour les publications littéraires, Bruxelles, 1837, 2 tomes, 929 et 955 pages.

1. L’ARDENNE OU LES ARDENNES ?

L’Ardenne, ou les Ardennes? Le vieux dictionnaire de 1837 hésitait déjà! La France a choisi d’appeler “Ardennes” les 5229 km² de son département 08; pour l’Histoire, la terrible contre-offensive allemande de l’hiver 1944-1945 restera la bataille “des Ardennes” et la Belgique s’est donné une autoroute dite “des Ardennes”; Liège a son quai “des Ardennes” et Namur son pont “des Ardennes”... On chercherait, pourtant, en vain une bonne raison d’utiliser le pluriel, comme certains en ont pris la regrettable habitude depuis le 17^e siècle (Hoyois, 1949). J. Gosselet (1888), professeur à l’université de Lille et auteur d’un monumental ouvrage qui fit autorité, eut raison de l’intituler “L’Ardenne”. Bien sûr, la région n’a pas qu’un seul aspect; mais quelle région géographique est parfaitement homogène? A travers la plus grande partie de son histoire, l’Ardenne est restée au singulier. Les Ardennes? Non, sauf peut-être lorsqu’il s’agit de souligner qu’il existe plusieurs conceptions de ce que le terme recouvre, ou que l’ensemble se répartit entre divers pays.

“Ardenne”, tel quel, est déjà un pluriel: Ar-Denn ou Ar-Tann signifie “les chênes” en celtique

(Robert, 1977). Il est d’ailleurs intéressant de noter que les Britanniques possèdent, eux aussi, une Arden - au singulier - , district boisé du North Warwickshire, qui est le reste d’une ancienne forêt qui avait couvert une grande partie des Midlands et de l’Angleterre occidentale (Coulson *et al.*, 1962). Quelle que soit l’extension que nous décidions de lui attribuer, l’Ardenne actuelle ne couvre qu’une partie de l’immense forêt ardennaise antique, que César délimitait ainsi: du Rhin et du pays des Trévires à celui des Nerviens; la carte que dressèrent les Romains au 3^e siècle et que Peutinger recopia mille ans plus tard ne la mentionne malheureusement pas (Miller, 1888). Pourtant, plus que le relief, c’est surtout la couverture forestière de l’Arduenna silva (Jullian, 1907-1928) qui paraît avoir frappé les imaginations d’alors, et de plus tard (fig 1.1). Certains chroniqueurs n’ont pas hésité à y mettre le Pays de Herve et Aix-la-Chapelle, ou à l’étendre jusqu’à Cologne et Metz, ou jusqu’aux abords de Reims! Après que le traité de Verdun avait, en 843, divisé l’empire carolingien, le pagus Arduensis attira d’importantes abbayes: Orval, Saint-Hubert, Stavelot, Echternach,... Notre propos n’est évidemment pas de retracer les limites fluctuantes de cette Ardenne “historique”, pagus, comté ou même duché.

L’Ardenne “géographique”, l’Ardenne d’aujourd’hui, est un concept flou, ou plutôt qui est variable selon les auteurs et qu’il est indispensable de clarifier. Disons tout d’abord qu’un seul et même auteur peut, faute de vocabulaire adéquat, employer le mot “Ardenne” au sens large ou au sens étroit. L’Ardenne élargie, l’Ardenne extensive, est toute la partie occidentale du Massif schisteux rhénan, qui se termine en pointe entre la Sambre et l’Oise et que, grosso modo, le sillon Sambre-Meuse limite au nord; mieux vaudrait l’appeler “massif ardennais”, car cela fait alors référence à un massif géologique, unité structurale clairement délimitée quoique de constitution variée. L’Ardenne proprement dite, l’Ardenne vraie, ne comprend ni le Condroz, ni la Fagne-Famenne, ni le Seuil calcaire.

1.1. UNE ARDENNE ETENDUE

“L’Ardenne est l’extrémité occidentale des monts Hercyniens”, écrivait J. Gosselet (1888). Le massif ardennais se distingue des régions belges voisines

par des caractères géologiques et géomorphologiques nets. C'est un massif ancien, où affleure le socle de roches paléozoïques plissées par l'orogénèse hercynienne (et, en profondeur, par l'orogénèse calédonienne). Pénéplané, puis relevé et soumis à une vigoureuse reprise d'érosion, il ne possède presque plus rien de sa couverture sédimentaire subhorizontale mésozoïque ou cénozoïque. Il est donc très différent des plateaux de la Moyenne Belgique, dont le relief est moins élevé et moins vigoureux et où le socle ancien gît sous une grande épaisseur de sédiments mésozoïques et cénozoïques subhorizontaux, eux-mêmes recouverts d'un manteau éolien quaternaire; il n'a non plus aucune ressemblance avec la Lorraine et le Gutland, qui font partie du bassin Parisien, avec des roches du Secondaire et une structure monoclinale en cuesta. Vers l'est, par contre, la limite du massif ardennais est tout à fait conventionnelle, toponymique, puisqu'on passe insensiblement au reste du Massif schisteux rhénan (Rheinisches Schiefergebirge).

Les Luxembourgeois appellent Oesling la partie de leur territoire qui appartient à ce massif; en Allemagne, la région qui prolonge notre massif ardennais porte le nom d'Eifel; nulle part, la frontière politique de l'est ne sépare notre Ardenne extensive de quelque chose de réellement distinct. En 1888, alors qu'Eupen et Malmédy étaient toujours prussiens, J. Gosselet exprimait l'opinion que "l'Eifel est séparée de l'Ardenne par les dos du Schneifel (696 m) et du Losheimerwald (710 m)". "L'Ardenne primaire correspond à toute la partie occidentale du grand massif schisteux ardennno-rhénan surélevé par l'orogénèse hercynienne ayant succédé à une orogénèse plus ancienne, d'âge calédonien. Elle se rattache au massif rhénan par une sorte d'isthme occupé par les terrains primaires de l'Eifel" (Waterlot *et al.*, 1973), entre les baies de Mechernich, au nord, et de Luxembourg, au sud, deux nettes échancrures dans lesquelles les mers triasiques déposèrent leurs sédiments.

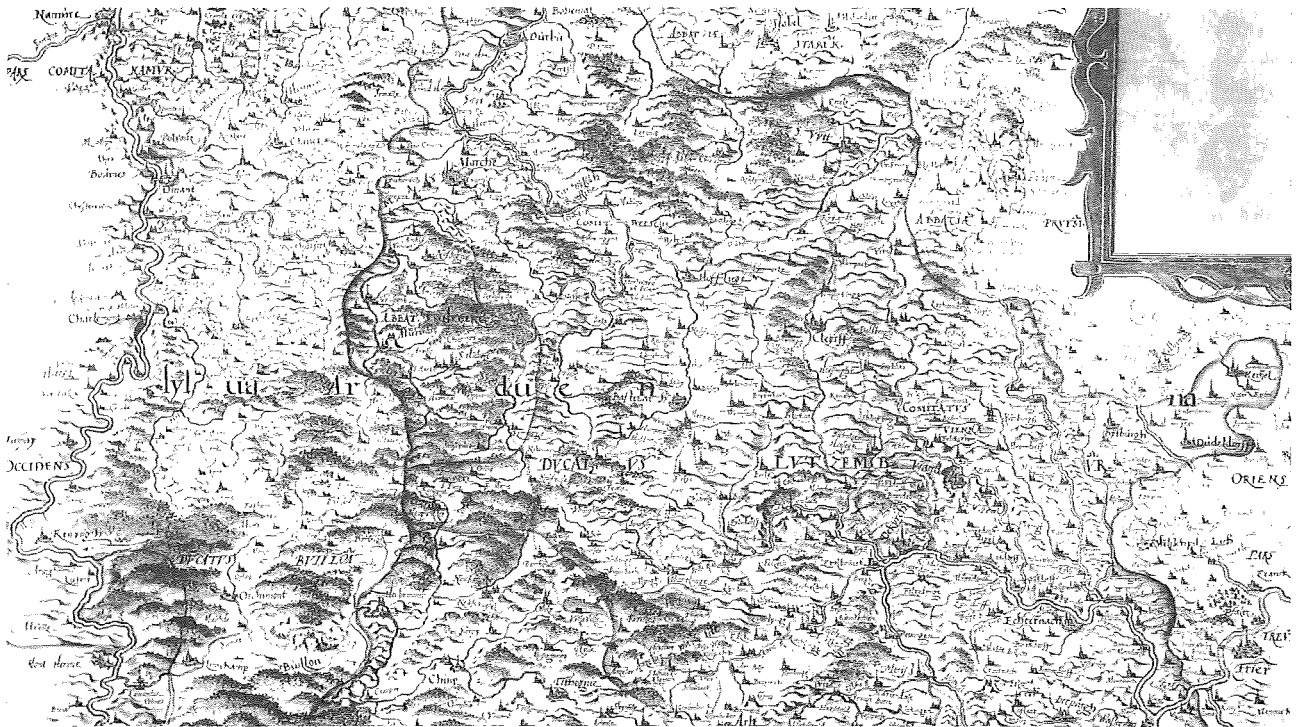


Fig. 1.1. - Depuis des temps immémoriaux, l'Ardenne, la Forêt ardennaise (Arduenna silva) est identifiée comme une région à part entière, comme sur cette carte des Pays-Bas dressée en 1573 par C. Sgroten.

Cette grande Ardenne comporte d'une part des éléments calédoniens (terrains cambriens, ordoviciens et siluriens plissés une première fois, repris et déformés plus tard par la tectonique hercynienne) et d'autre part des éléments dévoniens et carbonifères, plissés aussi mais une seule fois, donc discordants sur les premiers. Les anciens grands plis calédoniens sont devenus les grands anticlinaux de la Haute Ardenne, jalonnés par les massifs de Stavelot, de Serpont, de Rocroi et de Givonne. A cette vaste zone anticlinoriale succède vers le NO le synclinorium de Dinant, à l'axe

duquel apparaissent deux petits bassins houillers (Bois-Borsu et Anhée), et qui est prolongé vers le NE par le massif de la Vesdre. Ce bassin se compose d'un faisceau de plis dont les axes sont plus ou moins parallèles, avec cette alternance typique, au Condroz et en Entre-Sambre-et-Meuse, d'affleurements fameniens - gréseux - et dinantiens - calcaires - correspondant, en général, respectivement à des "tiges" (monts) et à des "chavées" (vaux). Le synclinorium de Dinant comprend donc beaucoup de calcaires, non seulement ces calcaires carbonifères, mais aussi des calcaires du Méso- et du

Néodévonien. Ces calcaires rendent très différentes de l'Ardenne proprement dite les régions où ils existent: le Condroz et son prolongement à l'ouest de la Meuse de Dinant, la Famenne, la Fagne, le Seuil calcaire. D'autre part, le synclinorium de Dinant se termine, au nord du Condroz, par une bande éo-dévonienne parallèle à la Meuse de Huy; malgré quelques restes de loess qui lui permettent ci et là des cultures "hesbignones", cette sous-région présente indubitablement des caractères ardennais, si bien qu'on l'a baptisée soit Ardenne condrusienne, soit Condroz ardennais (Christians, 1971). Le grand charriage du Condroz, limité par la faille eifélienne (encore appelée faille du Midi à l'ouest de la Meuse de Dinant), à pendage sud, fait chevaucher les terrains du bassin de Dinant sur le bord méridional du bassin de Namur. La "bande de Dave" (Maréchal, 1992) est une zone étroite mais allongée, où affluent du Silurien et de l'Ordovicien; elle est recoupée dans le sens longitudinal par cette faille de charriage du Condroz. L'Ardenne, au sens large du terme, va, selon certains auteurs (Waterlot *et al.*, 1973) jusqu'au synclinal de Namur y compris; pour d'autres (Lombard, 1958), sa limite nord est "fournie par le synclinorium de Dinant et le Condroz"; d'autres encore l'arrêtent à la faille eifélienne (Robaszynski et Dupuis, 1983), ou au "sillon rectiligne que dessinent, d'abord la Sambre, puis la Meuse entre Namur et Liège" (de Lapparent, 1907); cette dernière approche nous séduit davantage, les autres étant plus purement géologiques.

1.2. L'ARLENNE RESTREINTE

P. Macar (1946) utilisait, le plus souvent, le terme "Ardenne" pour l'ensemble du massif ardennais, "pénéplaine soulevée, mais déjà fortement entamée par l'érosion, à laquelle on donne d'ordinaire le nom de plateau". Il appelait "Haute-Ardenne" l'Ardenne proprement dite, "un large massif constitué par l'affleurement de terrains résistants (grès et quartzites, phyllades et quartzophyllades) du Cambrien et du Dévonien inférieur". La carte d'A. H. Dumont (1832) que nous reproduisons révèle que l'Ardenne de cet illustre géologue se limitait à ce seul "terrain ardoisier" (fig 1.2). J. d'Omalius d'Halloy (1842), se ralliait à ce point de vue:

"Je crois que le meilleur moyen d'avoir une marche fixe et conforme à l'usage le plus général, c'est de considérer l'Ardenne comme limitée par les dépôts calcaires qui donnent un caractère particulier et plus de fertilité aux contrées qui l'entourent."

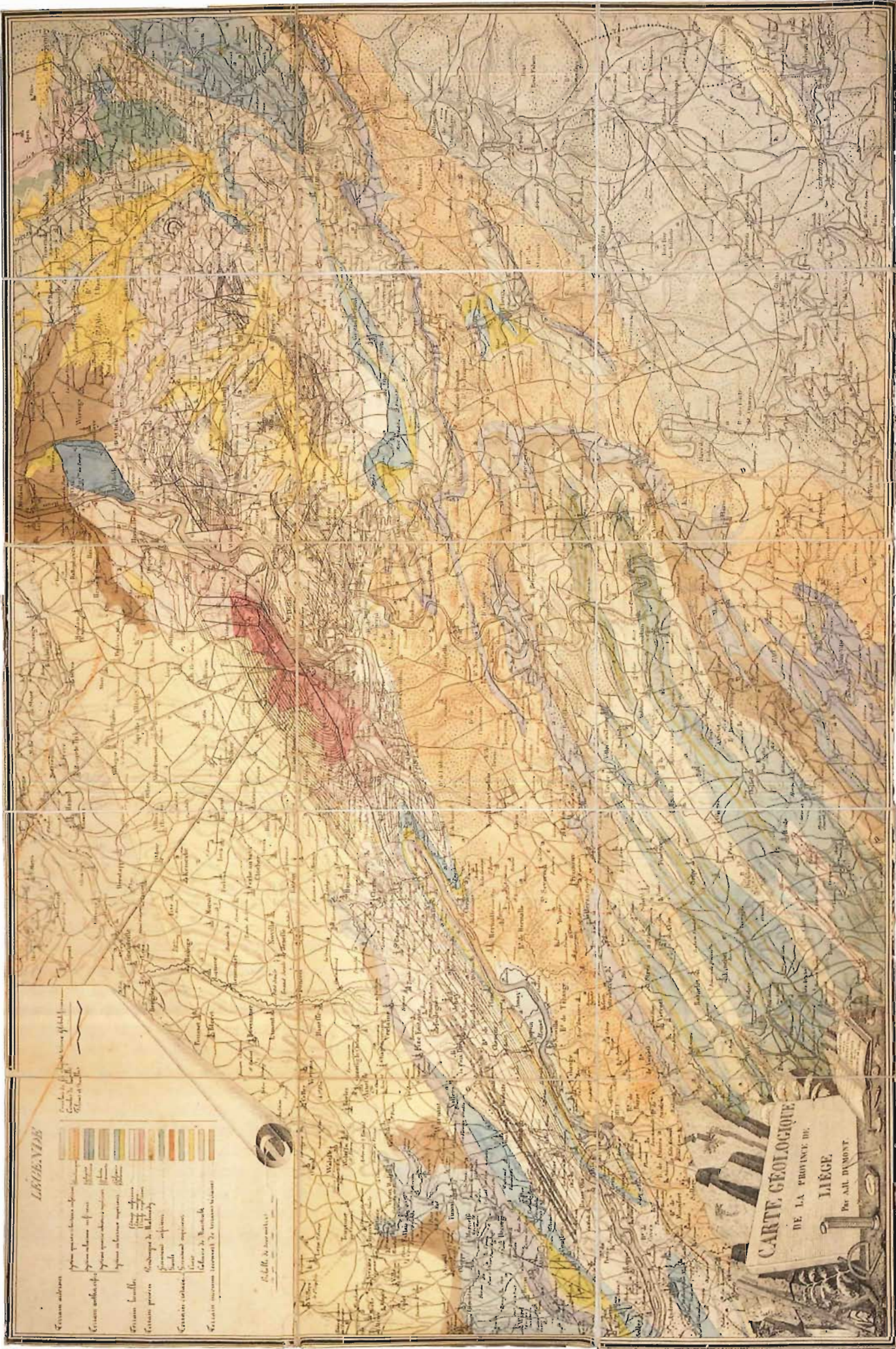
Pour J. Gosselet (1888), "Le sol de l'Ardenne est uniquement schisteux et arénacé" et l'"absence de calcaire est le trait le plus caractéristique de l'Ardenne".

Comme ces prédécesseurs, la plupart des géographes et des géologues belges, et parmi eux G. De Moor et A. Pissart (1992), préférèrent, contrairement aux

auteurs français ou à certains bureaux de tourisme, limiter l'Ardenne "à la première bande calcaire que l'on rencontre vers le NO" (Dewalque, 1880). Notre opinion est la même: mettre les grottes de Han ou le Vallon des chantoirs en Ardenne, c'est un amalgame, c'est une hérésie: la vraie Ardenne se caractérise par l'absence de calcaire.

Cette profession de foi si péremptoire n'est toutefois pas rigoureusement exacte dans le détail. Bien qu'étant d'âge emsien (E3, anciennement Cb2c), la grauwacke de Hierges est, à son sommet, très calcarifère, comme le Couvinien qui la suit; il faudrait donc exclure cette grauwacke de l'Ardenne pure, mais c'est un détail. Il existe aussi un peu de schiste calcarifère à Bouillon (où il fut exploité pour la chaux), à Herbeumont et à Martelange; il est d'âge siegenien, mais n'a guère d'extension non plus. Et il ne faut pas oublier que le calcaire carbonifère du Condroz réapparaît dans la Fenêtre de Theux (Fourmarier, 1905a), ni que des phénomènes karstiques s'observent dans l'assise calcaire du poudingue - permien, non plissé - de Malmédy (Ozer, 1971). Malgré ces roches carbonatées exceptionnelles, très limitées, nul ne contestera le caractère globalement acide, non calcaire, de l'Ardenne proprement dite, cambrienne, ordovicienne et éodévonienne.

Cette lithologie particulière, avec une prédominance de roches dures, de roches imperméables, de roches acides, détermine - si l'on ose encore risquer ce mot - la plupart des caractères de l'Ardenne sensu stricto, une région bien plus rude que ses voisines, voire quelque peu répulsive; "ce nom annonçant un mauvais pays" disait J. d'Omalius d'Halloy (1842); "un nom qui évoque une haute terre, des sols pauvres, un âpre climat, des forêts" (Christians et Daels, 1988). En partie à cause du bombement qui a relevé la pénéplaine, en partie grâce à une meilleure résistance à l'érosion, cette Ardenne est la région belge la plus élevée ("la Haute-Ardenne" de P. Macar) et la plus accidentée. Le manteau de limon éolien quaternaire y manque ou est très mince; les sols, plutôt argileux, souvent médiocres, se sont formés sur des matériaux limono-caillouteux et contiennent des fragments de grès, de phyllade et de schiste; des tourbières (les "fagnes") existent sur les sommets plats. On compte plus de 100 jours de gel, qui se répartissent sur une période de pratiquement 9 mois; les précipitations peuvent atteindre presque 1500 mm/an, les hauts plateaux sont souvent balayés par la bise; "c'est le climat qui impose à l'Ardenne la limitation la plus grave" (Christians et Daels, 1988). Le district botanique ardennais est nettement le plus forestier du pays, bien plus que les districts calcaire (condrusien) et jurassique voisins (Massart, 1910); des lambeaux de district subalpin s'accrochent même aux sommets. La forêt ardennaise, qui se répartit en trois bandes, couvre principalement les pentes; l'épicéa y a remplacé de plus en plus les



LEGENDES

	Certaines montagnes
	Certaines montagnes (avec une particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une autre particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une troisième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une quatrième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une cinquième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une sixième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une septième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une huitième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une neuvième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une dixième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une onzième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une douzième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une treizième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une quatorzième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une quinzième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une seizième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une dix-septième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une dix-huitième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une dix-neuvième particularité géologique)
	Certaines montagnes (avec une vingtième particularité géologique)



Échelle de 1:50,000

CARTE GÉOLOGIQUE
 DE LA PROVINCE DE
LIÈGE
 PAR AL. DUMONT



Fig. 1.3 - Paysage typique de l'Ardenne proprement dite, la Haute Ardenne éodévoniennne: plateaux monotones labourés et pâturés, découpés par les profondes incisions de vallées aux versants raides le plus souvent boisés. Nadrin, Ourthe supérieure.

feuillus et a été planté sur les sols siliceux de plateau et même sur d'anciennes fagnes.

On peut trouver dans Hoyois (1949) une délimitation extrêmement minutieuse, à quelques mètres près, de la région ardennaise sensu stricto, mais pour être aussi précis, le bornage ne peut être que purement géologique: c'est la ligne qui sépare - vers le nord - le Dévonien inférieur, étage burnotien (emsien 3), du Dévonien moyen, étage couvinien et - vers le sud - la ligne qu'atteignent les sédiments triasiques ou jurassiques du Bassin parisien. La géographie, discipline de large synthèse et que gouvernent tant de paramètres, s'accommode mal d'une Ardenne circonscrite d'une manière aussi pointilleuse. La géomorphologie, en revanche, n'y voit pas d'inconvénient puisque la lithologie et la tectonique l'influencent radicalement.

2. L'OBJET DE L'OUVRAGE:

L'ARDENNE ET LES REGIONS VOISINES

Nous nous proposons de présenter ici l'Ardenne au sens strict - la Haute Ardenne de P. Macar, acide, sans calcaire - mais aussi les régions voisines qui, comme elle, sont essentiellement constituées de roches paléozoïques dépourvues de couverture non plissée, ou sur lesquelles la couverture (mésozoïque ou cénozoïque) n'est que mince et discontinue.

C'est ainsi que pour les limites ouest et sud de la région étudiée, nous avons considéré la frontière entre les terrains paléozoïques et les terrains non plissés sub-horizontaux du Mésozoïque et du Cénozoïque. Au nord, nous nous sommes arrêtés le long de la grande faille

Fig. 1.2 - Le mémoire de A.H. Dumont sur la constitution géologique de la province de Liège, couronné en 1830 par l'Académie de Bruxelles, était accompagné de cette carte. Quelque temps auparavant, Cauchy, en 1825, puis Steininger en 1828 avaient proposé de semblables études respectivement sur les provinces de Namur et de Luxembourg. Bientôt après, en 1847, A. Dumont publia sa magistrale étude des terrains ardennais et rhénans (soit cambro-ordoviciens et éodévoniens) où, comme dans cet ouvrage, il limitait le massif ardennais à l'est par le couloir eifelien N-S (qu'il appelait "bassin anthraxifère de l'Eifel").

eifélienne qu'on suit facilement de Quiévrain à Liège, le long du sillon Sambre-Meuse, puis qui, recoupant le pays de Herve, aboutit à Aix-la-Chapelle. A l'ouest de Quiévrain, comme à l'est d'Aix-la-Chapelle, cette faille disparaît, ainsi que les terrains paléozoïques, sous la couverture secondaire et tertiaire. On peut ainsi, d'une manière certes toute conventionnelle, proposer au nord une limite structurale de la région étudiée. Puisque, entre l'Ardenne et l'Eifel, il n'existe ni une telle limite, ni aucune autre limite bien nette, nous nous arrêterons, vers l'est, à l'isthme qui sépare le Massif schisteux rhé-

nan en deux; c'est le sillon eifélien (Muller, 1980), de direction presque méridienne, qui va de la baie de Mechernich à celle de Luxembourg.

La région étudiée se répartit ainsi sur quatre pays (la Belgique, la France, le Luxembourg et l'Allemagne) et regroupe les régions suivantes: Ardenne (Belgique et France), Oesling (Luxembourg), Eifel occidental et septentrional (Allemagne), Bande calcaire ou Caléstiennaise, Fagne-Famennaise, Condroz, Ardenne condrusienne et Marlagne (Belgique).

ÈRE		PÉRIODES	ÂGES (1)	DÉPÔTS	TECTONIQUE
CÉNO-ZOÏQUE	Quaternaire	Holocène	0,01		
		Pléistocène	2		
	Tertiaire	Pliocène	12		
		Miocène	26		
		Oligocène	37		
		Eocène	57		
		Paléocène	65		
		Crétacé	140		
MÉSO-ZOÏQUE	Secondaire	Jurassique	195		
		Trias	230		
		Permien	280		
PALEO-ZOÏQUE	Primaire	Carbonifère	350		
		Dévonien	400		
		Silurien	435		
		Ordovicien	500		
		Cambrien	570		
		PRÉCAMBRIEN (2)			

Tableau 1.1 - Les périodes géologiques. (1) en millions d'années. (2) n'affleure pas en Ardenne.

3. L'ARDENNE DANS LES TEMPS GEOLOGIQUES

3.1. LES ERES

Les terrains et les temps où ceux-ci se sont déposés avaient tout d'abord été divisés en: Primaire, Secondaire, Tertiaire et Quaternaire. La Belgique pré-

sente des terrains de ces quatre ères; toutefois, l'Ardenne est très essentiellement constituée de terrains primaires. Lorsqu'on prit conscience qu'il y avait sur le globe des formations géologiques plus anciennes - et même beaucoup plus anciennes - que les terrains primaires, on rebaptisa les ères. Le Primaire devint le Paléozoïque (ère de la vie ancienne), le Secondaire le Mésozoïque (ère de la vie moyenne), le Tertiaire et le

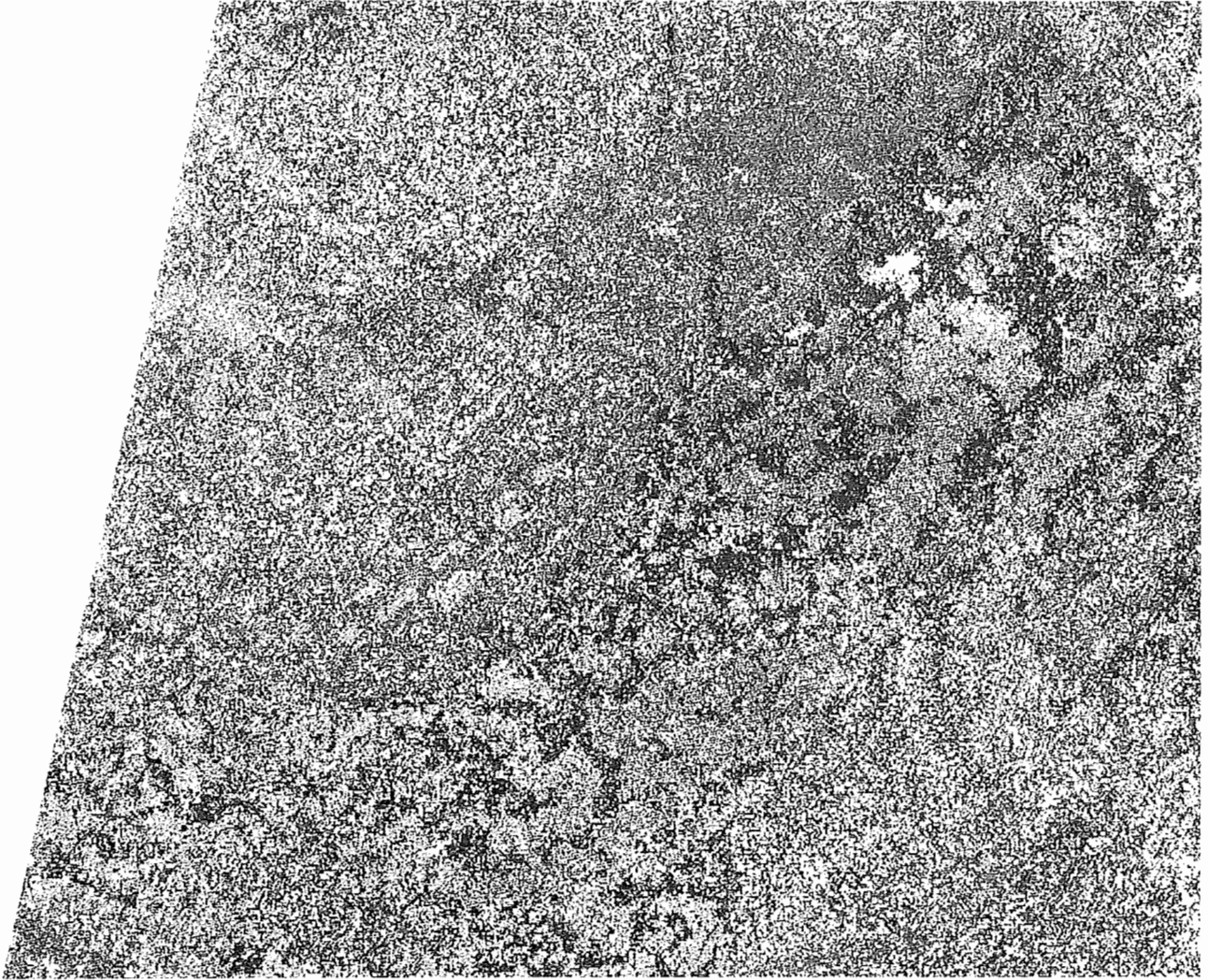


Fig. 1.4 - L'Ardenne et ses confins vus par le satellite Landsat5, le 10 septembre 1985: le cours de la Meuse y est aisément localisé. A l'intérieur du massif, le Condroz se distingue par son aspect rubané, résultat d'une structure géologique fidèlement reflétée par la topographie et le couvert végétal. Les bordures massivement boisées de la Haute Ardenne cernent un plateau voué en majeure partie à l'agriculture. Dans le NE du massif ardennais, de larges taches plus claires trahissent la présence des landes des Hautes-Fagnes. Copyright Eosat.

Quaternaire - ce dernier étant très court par rapport aux précédents - furent réunis dans le Cénozoïque (ère de la vie récente). Mais l'importance du Quaternaire, avec ses alternances de climats froids et tempérés, avec le développement de l'homme et des espèces actuelles de mammifères, fait que ce terme de Quaternaire est resté d'un grand usage.

3.2. LES PERIODES

Chaque ère est divisée en périodes. La Belgique comporte des échantillons de terrains de toutes les périodes des ères primaire, secondaire, tertiaire et quaternaire. Le pays ne contient par contre aucun affleu-

rement précambrien, c'est-à-dire plus âgé que le premier système du Paléozoïque. Un système est constitué par l'ensemble des roches qui se sont déposées durant la période correspondante; ainsi, par exemple, la période dévonienne est l'intervalle de temps qui a vu la mise en place des roches constituant le système dévonien.

3.3. ÂGE DES FORMATIONS

La tableau 1.1 montre que le Paléozoïque a débuté il y a environ 570 millions d'années pour se terminer il y a à peu près 230 millions d'années. Les âges de toutes les roches du socle ardennais sont compris entre ces deux moments.

3.4. LES DEPOTS CONSTITUTIFS DU SOCLE ARDENNAIS

Le tableau montre que l'Ardenne a connu des dépôts marins et des dépôts continentaux. On voit que les dépôts marins y ont largement prédominé durant le Paléozoïque et le Mésozoïque, qu'ils ont partagé l'échelle stratigraphique avec les dépôts continentaux durant la première moitié du Cénozoïque; enfin seuls des dépôts continentaux se sont accumulés depuis le milieu de l'ère cénozoïque sur le massif ardennais.

3.5. LES PLISSEMENTS

A trois reprises, l'Ardenne a été affectée par des événements tectoniques: plissements et cassures.

Vers la fin de l'Ordovicien, les plissements calédoniens comprimèrent, plissèrent et surélevèrent les dépôts cambriens et ordoviciens. Durant le Carbonifère, et surtout vers la fin de cette période, toutes les formations paléozoïques déjà déposées subirent une nouvelle surrection accompagnée de plissement et de cassures: c'est l'époque des plissements hercyniens. Enfin, au Tertiaire, les plissements alpins, dont le paroxysme se situa au Mio-Pliocène et qui firent naître les plus hautes chaînes montagneuses du sud de l'Europe, ne plissèrent aucun terrain dans notre pays mais y eurent des répercussions, la plus importante étant un soulèvement de plusieurs centaines de mètres du massif ardennais.

LA NAISSANCE DE L'ARDENNE

MISE EN PLACE DU MASSIF PALEOZOÏQUE DE L'ARDENNE

ALAIN DEMOULIN ET CAMILLE EK

1. QUAND EST NEE L'ARDENNE?

Malgré l'exigüité du territoire étudié, l'Ardenne et les régions voisines que nous présentons ici fournissent un très bon échantillonnage des roches de l'ère paléozoïque (ou primaire), qui a débuté il y a quelque 590 millions d'années. En fait, chacune des périodes du Paléozoïque est représentée par des roches exposées dans la région de notre étude. On peut en effet y voir des formations provenant des périodes cambrienne, ordovicienne, silurienne, dévonienne, carboniférienne et permienne.

Du Précambrien par contre, on n'a aucun gisement en place en surface. Partout, il est caché sous le Cambrien. Encore, là où le Cambrien semble exposer ses strates les plus inférieures, dans la région de Grand-Halleux, on a fait un sondage qui a atteint la profondeur de 3225 m sans atteindre les terrains précambriens. Sous des phyllades verts, on a seulement traversé une épaisse suite de phyllades noirs riches en acritarches. Les acritarches sont de mystérieux microfossiles (généralement de moins de 200 microns de diamètre, souvent moins de 100) qui abondent dans certaines formations du Cambrien et du Précambrien. Sont-ils des spores de plantes? Il le semble bien, mais on n'en a jusqu'ici pas la preuve. En tout état de cause, on connaît bien certains acritarches datant à coup sûr du Cambrien et du Précambrien. Mais on n'a pas pu identifier avec certitude parmi les fossiles trouvés au forage de Grand-Halleux d'acritarches précambriens. Nous devons donc considérer jusqu'à plus ample informé, que jusqu'à 3225 m sous la surface du sol à Grand-Halleux, là où affleure le Cambrien, on reste sans doute dans le Devillien.

Si nous nous attachons à connaître de l'Ardenne les plus vieux terrains affleurant à sa surface, nous admettrons ainsi qu'elle est née à l'aube du Paléozoïque, au Devillien, qui a débuté il y a 590 millions d'années. Encore, à cette époque, était-elle un fond marin en bordure d'un continent. Une mer épicontinentale voyait se déposer sur ses fonds de l'argile et du

sable fin, qui allaient devenir du schiste et du grès, et, plus tard, des phyllades et des quartzites.

2. OU ETAIT L'ARDENNE A SA NAISSANCE?

On sait qu'à la surface de la Terre, les continents ne sont pas immobiles. La théorie de la tectonique des plaques nous a appris qu'ils se déplacent: parfois ils se réunissent et se soudent, donnant naissance à une Pangée (supercontinent unique); à d'autres moments, ils se morcellent et s'écartent les uns des autres, corrélativement à une expansion des fonds océaniques.

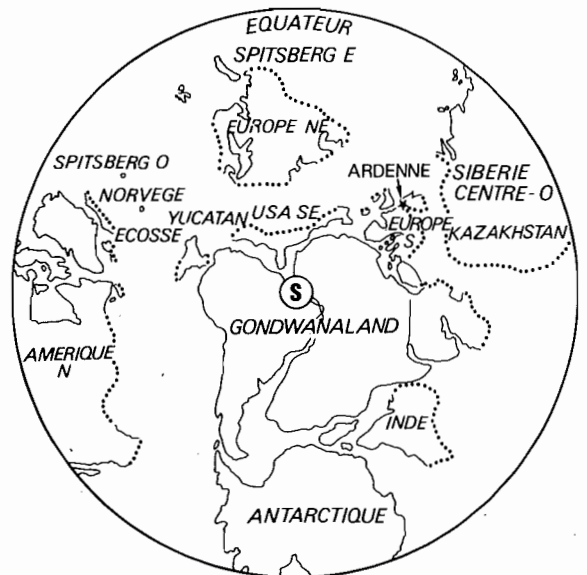


Fig. 2.1 - Disposition des continents au Cambrien inférieur, d'après M. Vanguetaine, 1991. La lettre S représente la région du pôle sud, le grand cercle est l'équateur: la carte figure donc l'hémisphère sud. L'Amérique du Sud et l'Afrique sont soudées, constituant le Gondwana et jouxtant à cette époque l'Antarctique et l'Inde. La partie de l'Europe qui comporte l'Ardenne jouxte également l'Afrique. L'Ardenne est située plus ou moins à mi-chemin entre le pôle sud et l'équateur. Une partie de l'Amérique du Nord, de l'Asie, et l'Australie ne sont pas visibles sur cette carte de l'hémisphère sud: elles sont, au Cambrien, dans l'autre hémisphère.

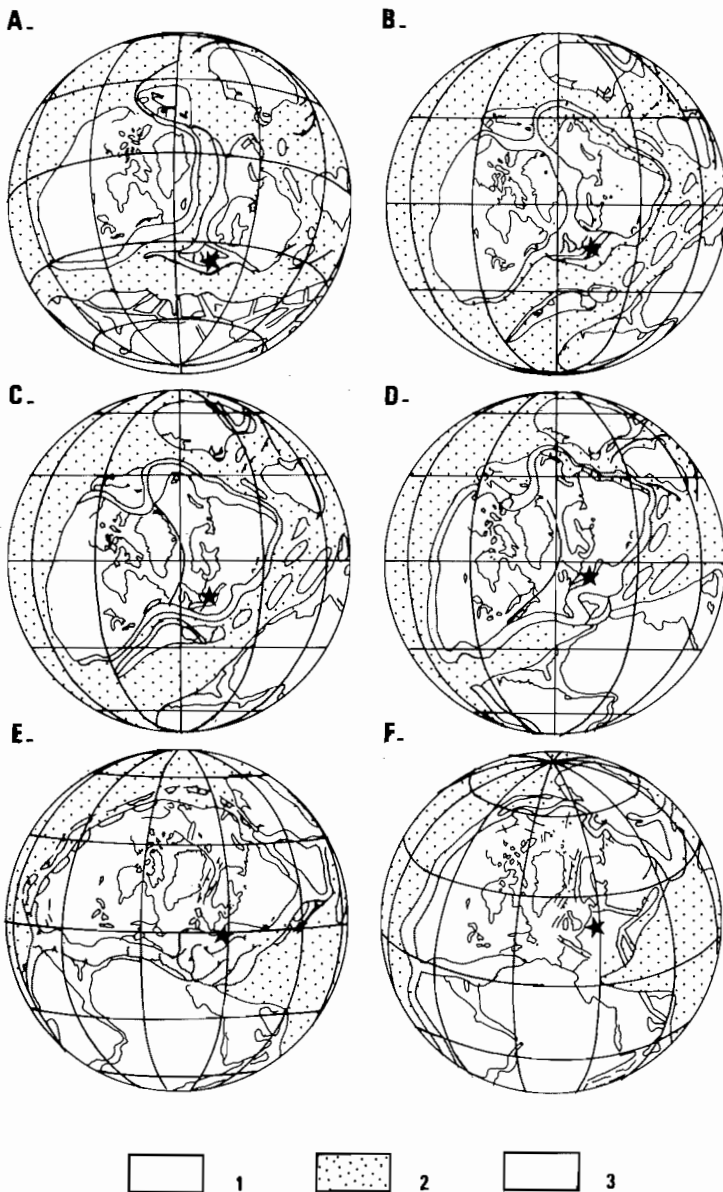


Fig. 2.2 - Disposition et mouvements des plaques tectoniques avec les orogènes qui en résultent, à six époques différentes depuis l'Ashgillien (450 Ma), époque des premiers plissements calédoniens en Ardenne jusqu'au Permien supérieur (250 Ma), lorsque l'ensemble des continents fut assemblé en une vaste et unique Pangée, d'après P.A. Ziegler, 1992. L'Ardenne est localisée par l'étoile sur chaque schéma. 1: cratons continentaux. 2: croûte océanique. 3: orogène actif. A: Ashgillien (450 Ma). B: Pridolien (410 Ma). C: Emsien (390 Ma). D: Famennien (365 Ma). E: Westphalien (310 Ma). F: Zechstein (250 Ma).

A la fin du Paléozoïque, les continents étaient soudés en une Pangée qui s'est maintenue jusqu'au Trias, entourée d'un vaste océan unique, la Panthalassa (fig 2.2F). Mais, à cette époque, toutes les roches constituant le socle ardennais étaient déposées, plissées, l'Ardenne était déjà adulte. Qu'en était-il par contre au début du Paléozoïque, au moment où se déposaient les premières roches de l'Ardenne naissante?

Au fil des recherches récentes, les divers essais de reconstitution de la paléogéographie de cette période s'accordent peu à peu, permettant de préciser la position originelle de l'Ardenne et le chemin qu'elle a suivi depuis ses débuts. La restitution paléogéographique des terres et des mers au Cambrien proposée par M. Vanguestaine en 1991, inspirée des cartes publiées

par B. Erdtmann en 1982, montre par exemple qu'à cette époque, l'Ardenne se situait dans l'hémisphère sud, à peu près à mi-distance entre le pôle sud et l'équateur (fig 2.1). On voit sur cette carte que le Gondwana, et aussi la partie de l'Europe comprenant l'Ardenne, qui le jouxtait alors, étaient séparés de l'Amérique du Nord et de l'Europe nord-orientale par un océan nommé Iapetus, et parfois appelé aussi Proto-atlantique.

L'océan Iapetus va toutefois se rétrécir au fil du temps. Il y a 480 Ma, à l'Ordovicien inférieur, il est encore assez large, séparant la région qui comprend l'Ardenne, au nord du Gondwana, de Laurentia, ancêtre de la partie orientale du Canada, et de Fennoscandia, précurseur de l'Europe; l'Ardenne, à ce moment, est encore à 45° lat. S. Vers la fin de l'Ordovicien, il y a 440

Ma, la région qui comprend l'Ardenne et le sud de l'Angleterre, détachée du Gondwana, s'en est écartée et a migré vers le nord. Elle constitue maintenant la partie orientale d'un petit sous-continent nommé Avalonia, du nom d'une presqu'île de Terre-Neuve qui faisait partie de ce sous-continent (fig 2.2A). Entre Avalonia et Fennoscandia, l'océan Iapetus s'est réduit mais il est maintenant relayé, au sud, par un autre océan. Puis, il y a 435 Ma, à la limite entre l'Ordovicien et le Silurien, Iapetus, comprimé entre Fennoscandia, Laurentia et Avalonia, a disparu dans la collision entre ces plaques continentales. L'Ardenne, à ce moment, migrant vers l'ancêtre de l'Amérique du Nord, plus précisément du Canada oriental, subit le plissement calédonien (fig 2.2B). C'est le nom qu'on donne à la première période tectonique qui a secoué, entre autres, l'Ardenne, lors de sa collision avec Laurentia. Au moment de ces plissements, la dérive progressive de l'Ardenne vers le nord (au sein du sous-continent Avalonia) l'a fait passer de plus de 45° lat. S à moins de 20° lat. dans le même hémisphère. Telle est la situation lors des plissements calédoniens (qui doivent leur nom à l'ancienne appellation de l'Ecosse, Caledonia). Cette orogénèse, de structure compliquée puisqu'elle résulte de la rencontre de trois plaques, affecte non seulement l'Ardenne et le massif de Brabant en Belgique, mais aussi l'Ecosse, la Scandinavie et les Appalaches (fig 2.2B).

La collision fut d'ailleurs encore plus complexe qu'il n'y paraît ainsi, car elle ne fut pas simultanée d'un bout à l'autre des plaques concernées: d'après C. Scotese et ses collaborateurs (1985), elle se produisit d'abord (vers le début du Silurien) dans sa partie orientale, à hauteur de la Scandinavie, et se propagea ensuite progressivement vers l'ouest; ainsi, le massif scandinave se forma avant la Haute Ecosse, et celle-ci avant les Appalaches. D'autre part, la collision fut suivie d'un long frottement entre les plaques, un décrochement par lequel Laurentia se déplaçait vers le sud en frottant les deux autres plaques (fig 2.2C). Ce mouvement aurait perduré durant tout le Dévonien. Toujours d'après les mêmes auteurs, les continents se sont rapprochés les uns des autres au cours du Dévonien et, dans le courant du Carbonifère, le Gondwana, migrant vers le nord, entra à son tour en collision avec l'Europe hercynienne (fig 2.2E). Par ailleurs, à la fin du Dévonien, l'Ardenne, à force de migrer vers le nord, était toute proche de l'équateur, à moins de 8° lat. S. Dès le début du Carbonifère, elle passait même un peu au nord de l'équateur.

Les mouvements des diverses plaques à cette époque convergeaient, engendrant une concentration progressive de tous les continents en une masse unique, la Pangée. Cette concentration provoqua la compression de l'Ardenne entre la Laurasia, dont elle faisait partie depuis les événements calédoniens, et le Gondwana, incluant les actuelles Afrique et Amérique du Sud, et ceci est à l'origine des plissements hercyniens.

3. L'HISTOIRE PALEOZOIQUE DU MASSIF ARDENNAIS

3.1. LA PERIODE CALEDONIENNE

Le bassin calédonien belge englobe presque tout le pays; cependant, Ardenne, Brabant et région de Sambre-Meuse ont connu des histoires distinctes dès cette époque. En Ardenne, sous une épaisseur de dépôts cambro-ordoviciens dépassant 3500 m dans le massif de Stavelot (Michot, 1980), le socle précambrien reste inconnu à ce jour. Les roches les plus anciennes qui affleurent dans les massifs de Rocroi et de Stavelot datent du Devillien (590 Ma): il s'agit de quartzites et phyllades témoignant d'un environnement côtier s'approfondissant graduellement au fil du temps, et situé probablement au nord d'un super-continent précambrien, le Gondwana, articulé sur l'Afrique actuelle (André, 1991). Aux roches devilliennes succèdent, en continuité, les phyllades gris-noir du Revinien, accompagnés de niveaux quartzitiques occasionnels. Présents cette fois dans tous les massifs calédoniens d'Ardenne (Rocroi, Stavelot, Serpont, Givonne), atteignant une puissance de 1700 m dans le massif de Stavelot, les dépôts reviniens sont néanmoins toujours absents de la région de Sambre-Meuse, qui constitue alors un relief émergé entre les bassins brabançon et ardennais. Puis, les phyllades reviniens font progressivement place aux schistes et phyllades salmiens (appartenant à l'Ordovicien), souvent de couleur rouge et incluant les fameux coticules, ou pierres à rasoir, de la région de Vielsalm. Quoiqu'identifiés aussi dans les massifs de Serpont et Rocroi, les dépôts salmiens sont surtout caractéristiques du massif de Stavelot, où ils sont accumulés sur 1300 m d'épaisseur. Leur faciès régressif témoigne d'abord d'un retrait de la mer à la fin du Trémadocien (490 Ma), qui réenvahit ensuite la région à l'Ordovicien moyen, permettant une sédimentation toujours fine qui se poursuivra jusqu'au Caradocien (445 Ma) dans l'ouest du massif.

L'ensemble des dépôts cambro-ordoviciens ainsi accumulés dans le bassin ardennais semble pouvoir être divisé en trois mégacycles sédimentaires, au cours desquels on évoluerait chaque fois de dépôts de faible profondeur (avec une proportion importante de roches gréseuses) vers des dépôts de plus forte profondeur (où les sédiments fins prédominent très largement et sont entrelardés de turbidites, c'est-à-dire de sédiments qui ont brutalement dévalé des pentes sous-marines et abouti ainsi au fond de bassins océaniques). M. Vanguetaine (1992) montre que ces mégacycles cambro-ordoviciens peuvent être exactement corrélés à ceux que l'on observe également dans le Pays de Galles et le sud de l'Angleterre, et ont donc une signification régionale. Ils sont séparés par deux lacunes stratigraphiques majeures. La première correspond à la régression salmienne de la fin du Trémadocien, matérialisée sur le massif de Stavelot par le passage des phyllades reviniens, témoins d'une sédimentation de plate-forme

profonde, à des dépôts deltaïques salmiens qui envahissent progressivement le NE du massif (von Hoegen *et al.*, 1985).

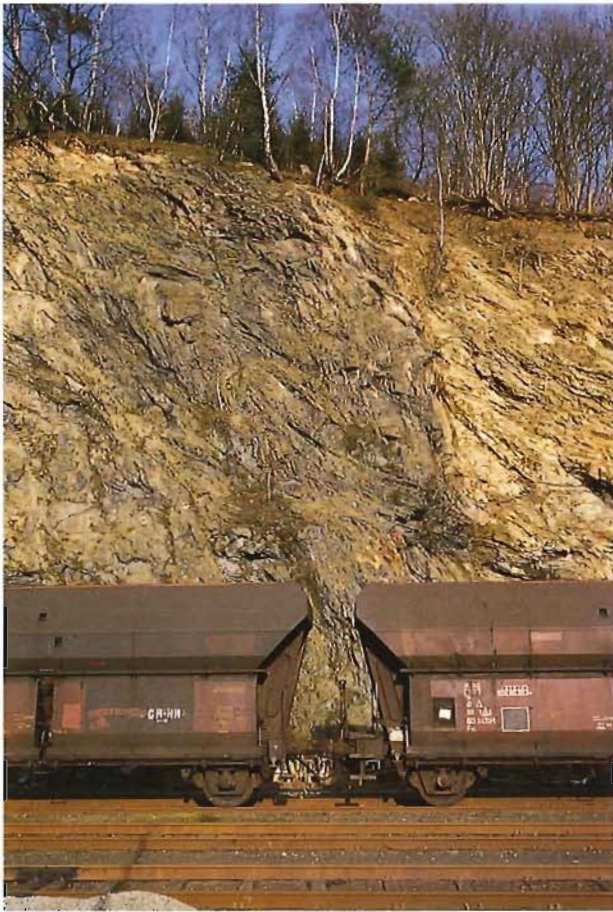


Fig. 2.3 - Soumis successivement aux plissements calédoniens puis hercyniens, les quartzites et phyllades cambro-ordoviciens du massif de Stavelot présentent une structure extrêmement compliquée. Trois Ponts, gare.

La seconde lacune résulte de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne (Michot, 1980), qui marque bien sûr la fin de la sédimentation cambro-ordovicienne en Ardenne à la charnière Caradocien-Ashgillien (fig 2.5). D. Delvaux de Fenffe et D. Laduron, étudiant en 1991 les plissements calédoniens spécialement dans le massif de Rocroi, y ont conclu à une déformation en plusieurs phases, dont le résultat principal est la constitution de plis très serrés d'axe est-ouest, parfois ENE-OSO. Ces plis présentent actuellement un fort déversement vers le nord. Dans le sud du massif de Stavelot, pourtant lui-même orienté au NE, les plis calédoniens conservent néanmoins leur direction est-ouest (Walter *et al.*, 1985). L'importance des plissements calédoniens en Ardenne a longtemps fait l'objet d'une vive controverse, due à la surimpression des massifs calédoniens par les déformations hercyniennes, généralement d'orientation proche. En effet, fallait-il imaginer un plissement calédonien peu important, qui aurait laissé tout loisir au plissement hercynien d'imprim-

mer pleinement sa marque dans les déformations actuelles des massifs ardennais, ou au contraire fallait-il reconnaître un plissement calédonien très actif, au point d'orienter en grande partie les caractères des déformations hercyniennes ultérieures? Cette seconde opinion prévaut actuellement, et pour plusieurs raisons convergentes (Klein, 1980, Delvaux de Fenffe et Laduron, 1991): c'est d'abord le caractère serré des plis calédoniens dans des zones où les ondulations varisques de la couverture éodévonienne sont au contraire fort lâches; c'est encore l'aspect franc et généralisé de la discordance angulaire qui marque le contact des dépôts cambro-ordoviciens et du surincombant dévonien tronquant nettement leur stratification. De plus, D. Delvaux de Fenffe et D. Laduron (1991) ont démontré l'existence de phases de déformation propres au massif cambrien de Rocroi et absentes de ses enveloppes dévoniennes; de même, dans la moitié orientale du massif de Stavelot, les plis calédoniens est-ouest se différencient mieux qu'ailleurs des structures varisques orientées au NE. Dans ce contexte de déformations calédoniennes intenses en Ardenne (fig 2.3), le parallélisme quasi systématique des structures calédoniennes et varisques est expliqué de la manière suivante par Cl. Klein (1980): de part et d'autre de la discordance post-calédonienne, elle-même déformée lors de l'orogénèse varisque (fig 2.4), les figures de tectonisation dans le Cambro-ordovicien et le Dévonien soulignent l'existence d'une solidarité mécanique entre le socle calédonien et ses enveloppes dévoniennes, qui suggère que le plissement varisque a affecté socle et couverture en bloc. Ceci fut rendu possible par le caractère peu rigidifié du socle calédonien (qualifié de "socle mou" par Cl. Klein), dont les plis furent ainsi susceptibles de réactivation lors de l'orogénèse varisque. Par ailleurs, l'anisotropie mécanique des massifs cambriens, héritée des déformations calédoniennes, a orienté de façon déterminante les effets des contraintes varisques non seulement sur le socle mais aussi sur sa couverture dévonienne, mécaniquement vierge, de telle sorte que les structures hercyniennes s'alignèrent le plus souvent sur leurs prédécesseurs calédoniens.

Pendant ce temps, la région de Sambre-Meuse (encore appelée bande condrusienne, ou bande de Dave), subsidente, est à son tour inondée par la mer depuis le début de l'Ordovicien. Une sédimentation pélagique (constituée de matériaux argileux) y prend place, qui accumulera 500 m de schistes au cours de l'Ordovicien. Elle est cependant entrecoupée de lacunes importantes, notamment à la fin du Trémadocien et durant l'Arénigien (490-475 Ma), et présente même une discordance de stratification au Caradocien, qui n'est autre que la manifestation locale de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne (Maréchal, 1992). Elle recèle enfin quelques niveaux de roches carbonatées interrompant les séries terrigènes de la fin de l'Ordovicien. Au Silurien, cette sédimentation pélagique

se poursuit dans la bande condrusienne: elle ajoute 1400 m de schistes, dont le matériau dérive maintenant surtout de l'érosion des jeunes reliefs ardennais au sud (Meilliez *et al.*, 1991). Puis, à la fin du Silurien et au début du Dévonien (390 Ma), la bande condrusienne est affectée à son tour par une seconde phase de l'orogénèse calédonienne, la phase condruso-brabançonne, qui la plisse et la fait émerger en même temps que le massif de Brabant (fig 2.5). Parallèlement, durant l'Ordovicien et le Silurien, les bassins belges sont le siège d'un volcanisme actif. L. André (1991) distingue à cette époque deux provinces volcaniques, l'une en Brabant-Condruz, l'autre en Ardenne, qui seraient grossièrement contemporaines et dont les natures respectives témoigneraient de la proximité d'une zone de subduction.

3.2. LE SEGMENT OUEST DU BASSIN ARDENNO-RHENAN AU DEVONNIEN ET AU CARBONIFERE

Au début du Dévonien, la phase tectonique condruso-brabançonne déforme donc le massif de Brabant, mais en même temps, l'orogénèse calédonienne bat son plein plus au nord, affectant de vastes régions (qui correspondent notamment à l'Ecosse et la Norvège actuelles) et donnant naissance à un continent septentrional important. Celui-ci, constitué des chaînes calédoniennes, sera appelé le continent des vieux grès rouges, en raison de la coloration des sédiments qui le couvriront au Dévonien, et sera par ailleurs le principal

pourvoyeur de sédiments du bassin ardenno-rhénan. En effet, au même moment, les reliefs calédoniens d'Ardenne, édifiés près de 50 millions d'années plus tôt, sont déjà nivelés et vont laisser s'avancer des mers successives en provenance du sud. Les transgressions dévoniennes, progressant du SSE au NNO, envahiront ainsi d'abord l'Ardenne, puis inonderont de plus en plus le massif brabançon et la Campine, marges méridionales du continent calédonien en voie d'érosion. Par conséquent, presque toujours, les dépôts seront plus grossiers et moins épais vers le nord du bassin, où les faciès sont plus littoraux. L'invasion marine de l'Ardenne au Dévonien n'est évidemment possible que grâce à la subsidence importante qui affecte le bassin, surtout au Dévonien inférieur. Celle-ci est liée à une période d'extension crustale en marge du continent des vieux grès rouges, se développant probablement par le jeu d'une série de blocs limités par des failles normales orientées est-ouest à ENE-OSO. C'est en tout cas par le jeu de telles failles normales que F. Meilliez (1987, 1991) ou encore M. Bless et ses collaborateurs (1989) expliquent les variations brutales de faciès et d'épaisseur des formations dévoniennes en certains endroits (fig 2.13). De même, les intrusions magmatiques datées de 375 Ma dans le massif de Rocroi remplissent des fractures d'extension ENE-OSO.

Au Dévonien inférieur, la séquence sédimentaire démarre donc de plus en plus tardivement du sud au nord. Autour du massif de Rocroi, elle aurait même



Fig. 2.4 - La ligne de chemin de fer Bruxelles-Luxembourg traverse le petit massif de Serpont, au coeur de l'anticlinorium ardennais. Elle expose ici de façon très nette la discordance entre les phyllades cambriens du massif, fortement inclinés, et les arkoses du Gedinnien inférieur qui reposent sur eux par un contact onduleux. Bois de Warinsart, entre Saint Hubert et Libramont.

débuté dès la fin du Silurien (400 Ma). Ceci explique, avec la subsidence différentielle, que la puissance de l'Eodévonien décroisse de 5000 m dans le synclinorium de Neufchâteau (ou de l'Eifel) à moins de 2000 m dans le bassin de Dinant (fig 2.8). A ce moment, la sédimentation est exclusivement détritique: le matériau dérive principalement de la destruction des chaînes calédoniennes au nord, mais aussi d'une ride émergée au sud, la "Mitteldeutsche Schwelle" courant de l'Allemagne sud-occidentale à la Bretagne, et aussi temporairement du massif de Rocroi, émergé au Gedinnien inférieur (Steeemans, 1989). Quant au massif de Stavelot, il sera progressivement submergé du SE au NO au cours du Gedinnien, puis restera inondé jusqu'à la fin du Dévonien inférieur (Graulich, 1951). La sédimentation éodévonnaise commença par des conglomérats, puis des arkoses (Gedinnien), qui font ensuite place à des schistes, caractéristiques du plein de la transgression, au Siegenien (fig 2.6). Ces schistes incluent localement des niveaux riches en carbonates, mais surtout des grès, dont la proportion augmente sensiblement vers le bord nord du bassin de Dinant. L'Emsien quant à lui présente des faciès régressifs; les apports détritiques grossiers en provenance du nord réaugmentent, car une phase tectonique calédonienne tardive, la phase bollandienne (370 Ma) élève une ride allongée depuis Bolland, dans le pays de Herve, vers le sillon de Sambre-Meuse (Michot, 1980). La mer recule, les roches gréseuses dominent à nouveau au nord, où elles repassent même aux conglomérats.

Le Dévonien moyen marque alors le début d'un deuxième cycle sédimentaire, lors duquel les transgressions marines vont s'avancer plus loin vers le nord qu'à l'Eodévonien, couvrant notamment le bassin de Namur, et peut-être même la Campine. Les conditions se sont cependant considérablement modifiées: les reliefs septentrionaux sont maintenant fortement amoindris, les apports continentaux diminuent d'autant et la séquence mésodévonnaise, pauvre en niveaux détritiques grossiers, voit augmenter nettement la part des calcaires; par ailleurs, la subsidence du bassin ardennais se ralentit et la puissance des séries sédimentaires diminue: le Dévonien moyen, épais de 1500 m dans le sud, n'atteint que 300 m au bord septentrional du bassin de Dinant et dans le bassin de Namur (fig 2.8).

Le Couviniens est d'abord marqué par le dépôt de grauweekes (roches issues de la consolidation de sables à matrice argileuse importante), puis de schistes et calcaires, surtout vers le sud où apparaissent les premiers récifs construits; au bord nord du bassin de Dinant, il est à nouveau plus gréseux, et dans le bassin de Namur, les seuls dépôts couviniens connus sont d'origine continentale. Lui succède le Givetien, au cours duquel la sédimentation sera presque exclusivement calcaire (fig 2.7). Seuls quelques dépôts détritiques terrigènes sont présents à la base du Givetien dans le nord, où la mer progresse

maintenant sur le massif brabançon. La sédimentation calcaire givetienne se réalise dans une mer épicontinentale, sur une plate-forme peu profonde, où localement s'accumulent même les premières évaporites. Il s'agit notamment des anhydrites des régions de Tournai et de Focant, qui témoignent d'un dépôt en milieu lagunaire, milieu de faible profondeur, épisodiquement exondé en marge de bassin (Rouchy *et al.*, 1986).

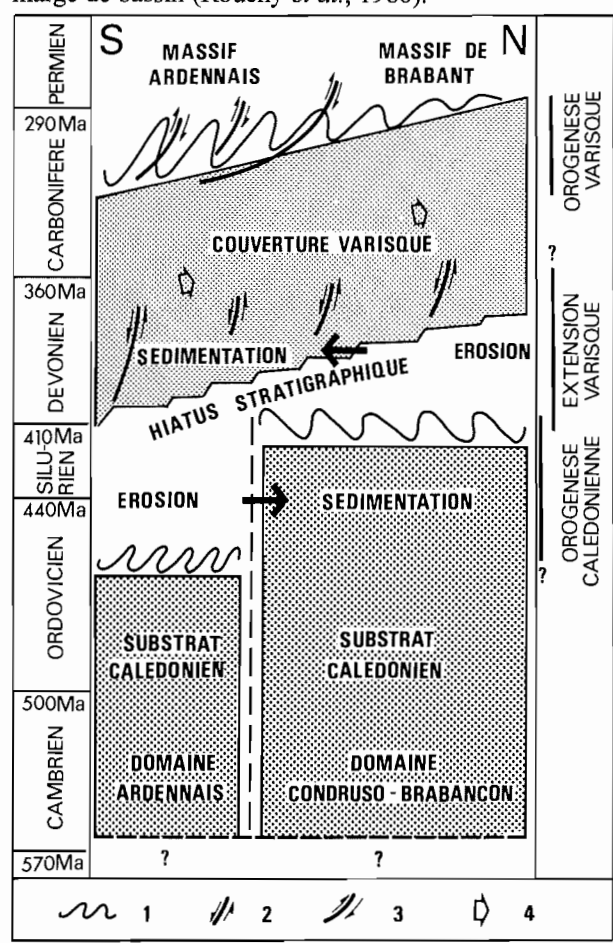


Fig. 2.5 - Reconstitution schématique des événements calédoniens et varisques ayant affecté l'Ardenne et le massif de Brabant (d'après F. Meilliez, 1991). 1. plissements. 2. failles listriques normales. 3. les mêmes, réactivées en failles de chevauchement et de charriage. 4. sens de la progression des mers varisques.

Le Dévonien supérieur démarre avec le Frasnien, qui voit se poursuivre la sédimentation carbonatée, laquelle sera progressivement relayée par une sédimentation pélimitique. Mais le Frasnien, où la diversité des faciès est grande, est surtout l'époque du développement maximum des calcaires récifaux. Dans le sud du bassin de Dinant, où cet étage atteint 500 à 600 m de puissance, ces calcaires sont accumulés en masses construites par divers invertébrés (stromatopores, coraux, crinoïdes,...). D'abord meubles, ces masses de boue carbonatée sont souvent rapidement lithifiées (Boulvain et Coen-Aubert, 1991); appelées biohermes, elles prennent la forme de dômes hauts de 20 à 80 m,

pour un diamètre de quelques centaines de mètres, et sont mises en place dans un environnement sédimentaire carbonaté ou schisteux. La couleur rouge qui caractérise souvent les biohermes résulte de la présence d'oxydes de fer (hématite) précipités par des ferrobactéries en milieu plutôt mal oxygéné (fig 2.9); elle indique donc notamment un développement sous une profondeur d'eau suffisamment importante pour que la turbulence (et donc l'oxygénation) causée même par les vagues de tempête ne soit plus ressentie, soit une profondeur légèrement supérieure à 100 m, ce que confirme la sédimentation de matériaux fins non bioturbés au voisinage immédiat des biohermes. Quant aux biohermes de couleurs rose et grise, ils auraient été élaborés à des profondeurs moindres, de l'ordre de 30 m pour les calcaires récifaux gris.



Fig. 2.6 - La profonde incision de la vallée de la Rur dans les schistes siegeniens de l'Eifel permet d'apprécier leur disposition structurale, et notamment la vergence des plis vers le NO. Hammer.

Les récifs frasniens du bassin de Dinant se regroupent en trois niveaux stratigraphiques, situés à peu près à l'aplomb l'un de l'autre; seul le troisième, auquel appartiennent les calcaires rouges de Philippeville et de Hamoir (Maréchal, 1992), s'avance un peu plus vers le nord. Dans chaque niveau, les biohermes s'alignent remarquablement d'est en ouest. Pour F. Boulvain et M. Coen-Aubert (1991), la succession des niveaux de biohermes frasniens révélerait l'existence

d'autant d'épisodes d'envoyage brusque d'une plateforme carbonatée, suite à des élévations eustatiques du niveau marin, entrecoupés d'épisodes de stabilisation ou même de baisse du niveau marin. Après la troisième hausse de ce niveau, plus importante que les précédentes, le développement des biohermes aurait pris fin, pour céder la place à une sédimentation argileuse généralisée.

M. Bless et ses collaborateurs (1989) expliquent cependant ces faits d'une tout autre manière (fig 2.13). L'alignement des biohermes, qui se représente chaque fois au même emplacement, ils l'intègrent dans leur schéma d'une plate-forme découpée en blocs tectoniques au sud du continent des vieux grès rouges, et l'interprètent comme la trace d'une faille normale, subparallèle à la faille eifelienne, et dont le jeu synsédimentaire périodique aurait été responsable des approfondissements localisés où prirent naissance les biohermes.

Pendant ce temps, dans le nord du bassin de Dinant et dans le bassin de Namur, le Frasnien, moins épais (200 à 300 m), est également caractérisé par la prédominance des calcaires, présents notamment sous forme de biostromes, qui sont des entablements carbonatés édifiés en mer épicontinentale stable, mais aussi sous de nombreux autres faciès. Ce n'est qu'au Frasnien supérieur qu'ils seront de plus en plus remplacés par des schistes.

On arrive ainsi au Famennien qui marque le retour à une sédimentation détritique, et dont le caractère régressif correspond à la fin du second cycle sédimentaire dévonien. Cependant, en continuité sur le Frasnien, la sédimentation au Famennien inférieur est d'abord pélitique, surtout dans le sud, où le Famennien atteint sa plus grande puissance, de l'ordre de 1000 m. Les dépôts redeviennent ensuite plus grossiers: ce sont, au Famennien supérieur, les fameux psammites du Condroz, qui dérivent de sables arkosiques (à forte teneur en feldspaths) micacés et sont principalement développés dans la moitié nord du bassin de Dinant, sur environ 500 m de puissance. Les psammites du Condroz sont le produit d'une sédimentation sur plate-forme continentale de faible profondeur d'eau: les nombreuses intercalations de lits de dolomie évaporitique, lagunaire, entre les bancs de psammites témoignent de la fréquence des émergences du fond marin famennien (Ek, 1963a). Cette alternance de dépôts détritiques et évaporitiques se jouait à proximité des rivages méridionaux du continent des vieux grès rouges (fig 2.10). Le Famennien supérieur présente d'ailleurs lui-même plusieurs bancs rouges dont le matériel et la couleur (pro parte) proviennent du continent (Ek, 1963b). Dans le Famennien supérieur du NE du bassin de Dinant et du massif de la Vesdre, J. Thorez et R. Dreesen ont distingué en 1986 onze phases successives. Celles-ci correspondent à la progradation des environnements côtiers du nord vers le



Fig. 2.7 - Les "tartines" de Comblain-au-Pont , taillées dans les calcaires dinantiens du bassin de Dinant, témoignent de l'influence de l'érosion différentielle, qui les a dégagées des bancs voisins moins résistants. La position quasi-verticale des bancs originellement horizontaux résulte du plissement hercynien, qui a engendré des plis à vergence NO, dont un flanc est fréquemment fort redressé, ou même parfois inversé. De semblables morphologies s'observent en d'autres endroits du massif (le rocher Bayard à Dinant par exemple).

sud et le SO du bassin, et témoignent ainsi d'un événement régressif majeur à cette époque. Ce mouvement régressif est cependant interrompu temporairement par de courtes transgressions répondant à la réactivation épisodique de la subsidence sur certains blocs tectoniques marquant la plate-forme bordière du continent des vieux grès rouges. On peut même alors observer le développement local de carbonates de plate-forme protégée. A l'opposé, le jeu différentiel des blocs tectoniques entretient pour d'autres une émergence prolongée au Famennien, notamment dans la région de Visé où les calcaires frasniens émergés sont alors soumis à une karstification subaérienne intense et où des brèches sédimentaires s'accumulent au pied de la faille limitant le bloc émergé (Poty, 1991). Régression et bas niveau marin sont encore soulignés à la fin du Famennien par le caractère de haut fond (fig 2.11), puis par l'exondation temporaire de l'Ardenne orientale et de l'Eifel, qui sont séparés du continent des vieux grès rouges par le corridor de la Vesdre, toujours noyé (Paproth *et al.*, 1986). Enfin, au sein des psammites fameniens, la présence d'évaporites, de roches rouges liées notamment à des dépôts de sebkhas, ainsi que de croûtes calcaires élaborées en milieu subaérien indique un climat semi-aride, que confirment la nature de la flore famennienne et la présence dans le sédiment de feldspaths, minéraux facilement altérés dès que les conditions climatiques sont tant soit peu humides.

Avec le début du Carbonifère est inauguré un nouveau cycle sédimentaire, avec le retour en force de la mer et l'installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée au sud du continent des vieux grès rouges durant le Dinantien. Les conditions assez uniformes d'une mer épicontinentale peu profonde, submergeant graduellement le massif de Brabant au fil d'avancées successives, engendrent une sédimentation presque exclusivement calcaire (fig 2.12), mais présentant une grande diversité

de faciès sur 500 à 800 m de puissance. En effet, l'apport détritique terrigène ne peut être que très réduit puisque, au nord, les chaînes calédoniennes sont maintenant à peu près complètement nivelées et, au sud, les futures chaînes hercyniennes n'en sont encore qu'à l'état embryonnaire. La subsidence différentielle de la plate-forme ardennaise permet par ailleurs d'y distinguer des bassins, notamment celui du Hainaut où la puissance du Dinantien dépasse 2000 m, et des hauts fonds, comme à Valdieu, dans le pays de Herve, où le jeu des blocs tectoniques se poursuit et où le Dinantien est absent.

La faible profondeur du milieu de sédimentation dinantien est démontrée par la fréquence des émergences de la plate-forme, donnant lieu au développement de paléosols (Maes *et al.*, 1989), et plus encore par l'importance des dépôts évaporitiques. Accumulés en milieu lagunaire épisodiquement exondé, à proximité du littoral, des anhydrites ont été traversées par sondage sur plusieurs centaines de mètres dans le Viséen du bassin de Mons, à Saint-Ghislain (Delmer, 1977), et du nord de la France, à Epinoy. Mais des traces de semblables dépôts évaporitiques maintenant disparus sont largement répandues dans les bassins de Namur, de Dinant et de la Vesdre, notamment sous la forme des très nombreuses brèches viséennes qui sont interprétées comme des brèches d'effondrement résultant de la dissolution des anhydrites intercalées dans les calcaires (Mamet *et al.*, 1986).

Au fil du Dinantien, l'axe du bassin subsident, à l'aplomb duquel les dépôts sont les plus épais, migre progressivement du sud vers le nord. Avec les arrêts occasionnels de la sédimentation, cela constitue le seul signe au niveau du bassin ardennais d'un premier épisode de l'orogénèse hercynienne, qui s'amorce beaucoup plus loin au sud (Paproth *et al.*, 1983).

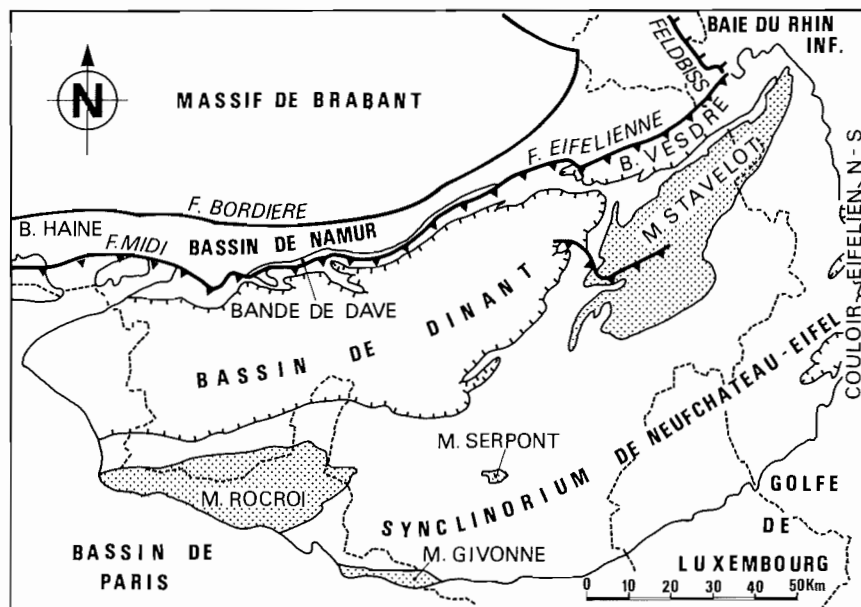


Fig. 2.8 - Carte schématique des principales structures calédoniennes et varisques.

La discordance angulaire entre les dépôts dinantiens et ceux du Namurien qui les recouvrent relève aussi de l'influence de cet épisode tectonique, appelé phase sudète. Le Namurien, constitué de dépôts marins essentiellement schisteux, inaugure le système houiller. Peu développé dans le bassin de Dinant où on ne le retrouve que dans quelques noyaux synclinaux avec des puissances inférieures à 300 m, il est caractéristique du bassin de Namur et de ses prolongements orientaux (massif de Herve, synclinaux de la Wurm et de l'Inde), où il atteint 800 m d'épaisseur, ainsi que de la Campine. Les schistes namuriens sont entrelardés de niveaux gréseux et conglomératiques, ainsi que de minces veines de charbon vers le sommet de la formation. Les conglomérats, constitués d'éléments mal roulés en provenance du sud cette fois, témoignent de l'émersion et d'une érosion dès cette époque de l'anticlinorium ardennais et du synclinerium de l'Eifel qui le jouxte au sud, lesquels ont été saisis à leur tour dans l'aire de raccourcissement varisque se développant depuis le sud (Knapp, 1980; Bless *et al.*, 1989).



Fig. 2.9 - La "Griotte de Rance", au même titre que d'autres "marbres" du bassin de Dinant, a connu une très grande renommée au cours des siècles passés. Il s'agit d'un calcaire récifal frasnien, coloré en rouge par les oxydes de fer (pigmentation hématitique).

Les dépôts épais du Westphalien, principalement d'origine continentale et seulement interrompus par quelques passées marines, succèdent ensuite à ceux du Namurien. Atteignant 3000 m en Campine et 2000 m dans le Hainaut, ils s'accumulent dans les bassins parallèles houillers, en forte subsidence au bord externe de la chaîne varisque en formation. Mis en place dans un domaine de transition entre un jeune continent hercynien au sud et la mer au nord, ils sont encore surtout schisteux, avec des intercalations gréseuses et des veines de charbon qui, malgré leur grande importance économique, ne représentent en fait qu'environ 1% de la séquence westphalienne. Par ailleurs, les éléments de la flore carbonifère recueillis dans les dépôts du Houiller belge permettent de reconstituer un paysage de mangroves qui témoigne de la position intertropicale occupée par nos régions à cette époque. Le Westphalien, qui n'est guère complet en dehors des bassins campinois et hennuyer, clôture ainsi la sédimentation dévono-carbonifère dont les produits ont comblé le bassin ardenno-rhénan avant d'être soumis à l'orogénèse hercynienne.

3.3. L'OROGENESE HERCYNIENNE

Les plissements hercyniens, ou varisques, ont affecté l'Europe dès la fin du Dévonien, et surtout pendant le Carbonifère. Les différentes chaînes qui constituent l'orogène sont grossièrement orientées ouest-est à OSO-ENE. L'Ardenne appartient à la zone externe septentrionale de cet orogène, encore appelée zone rhéno-hercynienne. La limite septentrionale du massif Ardenne-Eifel correspond donc à la limite de l'orogène varisque lui-même: elle est marquée par le front de la nappe de Dinant et de la Vesdre, au-delà duquel, vers le nord, le bassin de Namur n'est que faiblement ondulé, si on excepte le rebroussement de son flanc sud sous l'effet de la poussée de la nappe charriée. En Ardenne, la déformation varisque a affecté en bloc la couverture dévono-carbonifère et son socle calédonien, ce que démontre clairement l'allure de la discordance post-calédonienne, elle-même déformée et tectonisée (Klein, 1980). Dans ce contexte, il semble bien que les structures et l'anisotropie mécanique du socle, héritées du plissement calédonien, aient pour une large part guidé l'orientation des structures hercyniennes.

Conformément au schéma général du raccourcissement varisque, qui s'opère dans le sens SE-NO, la déformation du massif ardennais a progressé du SE au NO, touchant d'abord les parties méridionales du bassin. Les prémisses en furent perçues dès la fin du Famennien quand, sous le coup de la lointaine phase tectonique bretonnique, le massif de Stavelot et l'Eifel occidental émergèrent temporairement et l'afflux de sédiments siliciclastiques augmenta momentanément. Mais les premiers signes véritables de déformation se



Fig. 2.10 - Les psammites fameniens du Condroz sont des grès arkosiques micacés. Leur nature et les structures sédimentaires qu'ils recèlent témoignent d'un environnement littoral au Famennien supérieur, marqué par une nette tendance régressive. Les "ripple marks" visibles sur la photo, sorte de "vaguelettes" développées à la surface de bancs sableux, résultent ainsi de l'action des courants côtiers ou de marée sur les sables littoraux du rivage famennien. Carrière Thomas, Poulseur.

manifestèrent à la charnière Dinantien-Namurien, lors de la phase tectonique sudète (325 Ma) qui amena l'émergence définitive du synclinorium de Neufchâteau (ou de l'Eifel) et de l'anticlinorium ardennais. Toutefois, au même moment (soit durant le Namurien), une sédimentation marine se poursuit au nord dans le bassin de Namur, en position de fosse d'avant-pays (fig 2.8). Elle inclut d'ailleurs des conglomérats dont l'origine des éléments prouve l'exondation des régions méridionales. Quoiqu'elle ne corresponde pas au paroxysme des plissements hercyniens en Ardenne, la phase sudète y est aussi responsable du métamorphisme régional, peu prononcé il est vrai, qui touche le flanc sud du massif de Stavelot, les massifs de Rocroi et de Serpont ainsi que les régions éodévoniennes situées entre ces derniers.

Mais la phase principale de l'orogénèse hercynienne en Ardenne est bien la phase asturienne, qui affecte le massif au Westphalien supérieur et au Stéphanien (290 Ma). La déformation s'exprime alors de trois façons complémentaires: d'abord par une déformation interne des roches qui, selon leur nature, acquièrent un clivage schisteux, ou sont parcourues de veines de quartz ou de calcite; ensuite par le développement de plis (fig 2.14). Ceux-ci, à axe SO-NE à OSO-ENE, sont systématiquement déversés vers le NO, sauf dans une bande au flanc nord du synclinorium de l'Eifel où, entre Gemünd et Trois Vierges, ils sont droits ou même à vergence inverse. Le troisième mode d'expression de la déformation, le plus spectaculaire, est constitué par les failles de chevauchement et les charriages. Orientés parallèlement aux plis, les opinions divergent quant à savoir s'ils leur furent contemporains (Michot, 1980) ou postérieurs (Fourmarier, 1954); la probabilité est très grande toutefois que les charriages au moins s'effectuèrent après le plissement.

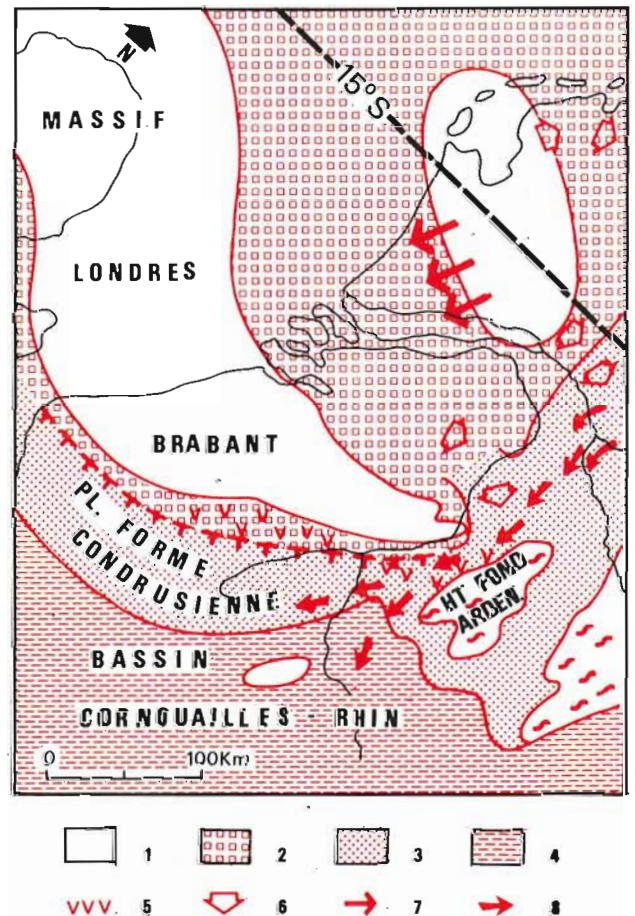


Fig. 2.11 - Paléogéographie de l'Ardenne et des régions voisines au Famennien, d'après E. Paproth *et al*, 1986. 1. terres émergées, soumises à l'érosion. 2. plaines basses à sédimentation fluviale. 3. plate-forme peu profonde à sédimentation de type condrusien (psammites). 4. mer de profondeur moyenne à grande. 5. évaporites. 6. décharge alluviale. 7. apports partiellement éoliens. 8. courants marins.



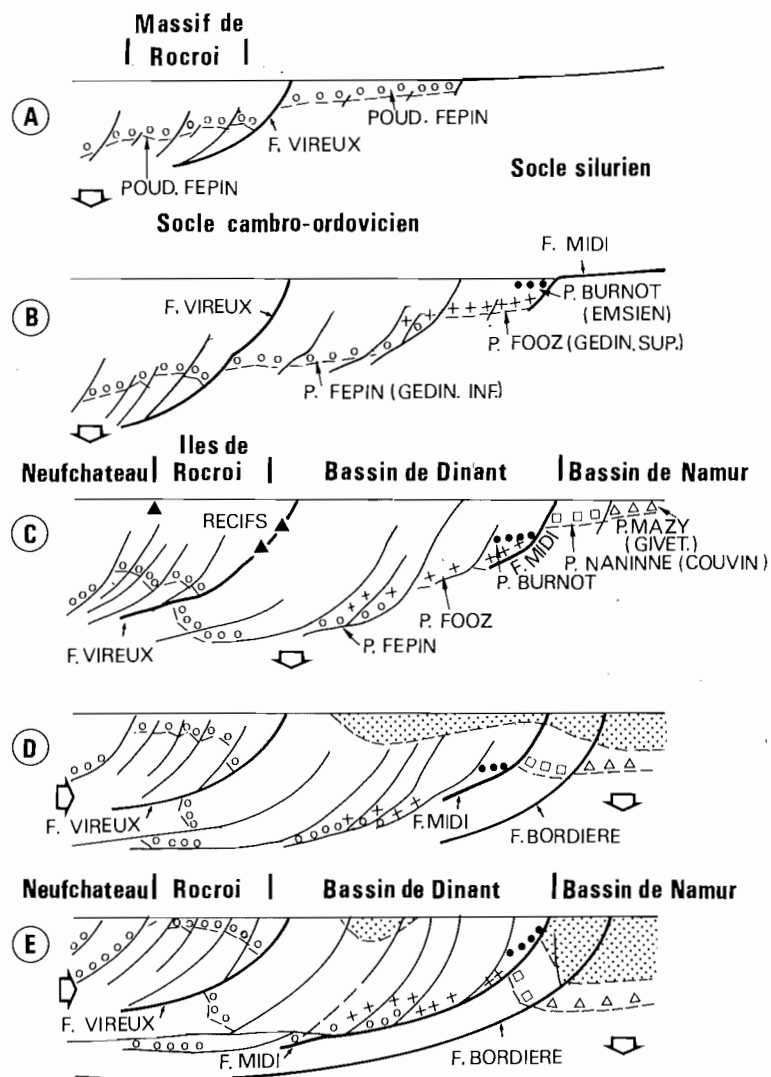


Fig. 2.13 - Séquence schématique illustrant l'histoire tectono-sédimentaire de l'Ardenne au cours du Dévonien et du Carbonifère, d'après M.J.M. Bless *et al.*, 1989. On constatera le glissement progressif vers le nord de la zone de sédimentation maximale et le jeu successif en tension puis compression des grandes failles longitudinales. A: Gedinnien inférieur. B: Emsien. C: Givetien. D: Namurien. E: Westphalien.

Le problème du charriage concerne essentiellement la nappe de Dinant, dont le front s'étend sur près de 400 km depuis la Manche jusqu'à la Baie du Rhin inférieur (fig 2.8). Bien matérialisé par la faille du Midi à l'ouest et la faille eifélienne à proximité de Liège, ce front est plus délicat à situer à hauteur du faux anticlinal du Condroz, où affleure l'Ordovicien-Silurien de la bande de Dave (Hance *et al.*, 1991). De même, le pro-

longement de la faille eifélienne dans le pays de Herve reste l'objet de vives controverses (Michot, 1980, 1987; Graulich *et al.*, 1984). Tout à l'est, pour H. Breddin (1973), cette faille se poursuivrait dans l'anticlinal d'Aachen, où plusieurs failles de chevauchement importantes sont repérées. Dès 1905, cherchant à expliquer la structure du massif de Theux et l'interprétant comme une fenêtre géologique, P. Fourmarier avait été amené à

Fig. 2.12 - Le château de Crupet, près d'Assesse, a utilisé le calcaire dinantien local comme pierre de construction, de même que de très nombreuses fermes et des villages entiers installés dans les synclinaux calcaires du Condroz et du bassin de la Vesdre. Le célèbre "petit granit", calcaire crinoïdique tournaisien exporté jusqu'à Paris au 19ème siècle, est fourni pour une large part par les carrières condrusiennes.



Fig. 2.14 - A l'entrée de Durbuy, le versant oriental de la vallée de l'Ourthe expose un magnifique anticlinal déformant les calcaires frasniens du bord est du bassin de Dinant. Ce pli est typique des déformations hercyniennes affectant la nappe de Dinant.

formuler l'hypothèse que la nappe de Dinant avait été charriée sur une distance considérable depuis le SSE: la translation aurait pu atteindre plusieurs dizaines de kilomètres! Par la suite, l'argument principal qu'il invoquait en faveur de cette opinion reposait sur le contraste frappant qu'offre le Dévonien inférieur de part et d'autre de la bande condrusienne: d'un côté, 2500 m de puissance, de l'autre, rien. Interprétant ce rien en terme de lacune stratigraphique, il était normal que P. Fourmarier supposât qu'originellement, ces deux zones devaient être bien éloignées l'une de l'autre. Pourtant P. Michot (1979), arguant de la similitude des faciès de part et d'autre de la faille de charriage, pense que celle-ci ne fut pas le lieu d'un déplacement latéral important: il n'aurait pas dépassé 10 à 15 km, et l'absence du Dévonien inférieur dans le bassin de Namur serait à mettre sur le compte de l'érosion, qui l'aurait éliminé suite à l'émergence de la ride bollandienne (voir supra) à l'Emsien. Le témoin de cette érosion se trouverait dans les importants conglomérats emsiens du nord du bassin de Dinant. En 1989, M. Bless et ses collaborateurs ont formulé une proposition de nature à réconcilier ces deux hypothèses contradictoires. Selon eux, les failles normales orientées à peu près est-ouest dont le jeu accompagna la subsidence et la sédimentation dévono-carbonifères du bassin ardennais auraient pu servir ensuite de surfaces de mouvement privilégiées pour accommoder le raccourcissement varisque, jouant alors en failles inverses (fig 2.13). Ceci expliquerait la

grande différence de puissance du Dévonien inférieur dans les bassins de Dinant et de Namur par un mouvement synsédimentaire en extension d'une telle faille, qui aurait tenu lieu de rivage éodévotionien en bordure d'un bloc fortement subsident au sud. Mais serait aussi justifiée la grande extension spatiale de cette faille, appelée à devenir la faille du Midi-Aachen, extension encore révélée lors des études récentes de la croûte terrestre par réflexion sismique. Cette hypothèse n'exclut par ailleurs nullement l'intervention possible d'autres facteurs favorables aux charriages, comme par exemple l'existence de formations particulièrement ductiles ayant pu servir de niveaux de décollement, à l'image du rôle joué par les évaporites viséennes à Epinoy dans le nord de la France (Laumondais *et al.*, 1984).

Enfin, des épisodes tectoniques tardi-hercyniens apporteront plus tard des modifications mineures à la structure de l'orogène varisque en Ardenne. Le Permien constitue ainsi une période d'extension à l'arrière du front des nappes varisques: des failles normales orientées est-ouest sont actives à hauteur du massif de Rocroi (Delvaux de Fenffe, 1989); des grabens se créent, par exemple à Wittlich en Eifel méridional, ou encore à Malmédy, parallèles aux structures hercyniennes. Ces grabens sont comblés de dépôts fluvio-lacustres conglomératiques dont les éléments révèlent l'origine peu éloignée du matériau, et la couleur rouge témoigne d'un climat chaud et aride. D'autre part, à une

époque difficile à déterminer, quoique postérieure à celle des grands charriages, un failage radial orienté NO-SE hache les structures hercyniennes, spécialement dans la région du massif de Stavelot. Il est d'ailleurs possible que ce failage radial réactive entre autres de très vieilles cassures majeures, comme le linéament Verviers-Trèves, influençant déjà la sédimentation famennienne (Thorez et Dreesen, 1986).

Un mot enfin pour terminer du rôle du couloir eifelien N-S, qui constitue la limite orientale du massif ardennais tel que nous l'étudions dans cet ouvrage (fig 2.15). Les différences et les décalages apparaissant dans les structures hercyniennes de part et d'autre de ce couloir laissent à penser que, de concert avec l'Eifel oriental, il aurait pu jouer le rôle de charnière accommodant les différences de comportement des parties occidentale et orientale du Massif schisteux rhénan lors de l'orogénèse varisque, l'une venant buter sur un massif brabançon solidement ancré tandis que l'autre ne trouvait

aucun obstacle à son repoussement vers le NNO (Murawski *et al.*, 1983). Mais déjà au Dévonien, les limites nord-sud de certains faciès sédimentaires de cette région y montrent l'importance de la direction structurale méridienne dès avant l'orogénèse hercynienne. Plus tard, le couloir eifelien N-S sera d'ailleurs encore appelé à jouer un rôle fondamental dans l'évolution mésozoïque de l'Ardenne-Eifel.

Mais voici qu'avec l'orogénèse hercynienne s'achève la mise en place de ce massif ardennais dont l'évolution géomorphologique ultérieure fait l'objet des chapitres suivants. Cette évolution géomorphologique concerne une région et des reliefs qui, à partir du Permien, vont être rapidement érodés, mais resteront néanmoins en permanence émergés jusqu'à nos jours, si on excepte de courts épisodes à la fin du Crétacé et au Paléogène où une inondation, probablement toujours partielle, du massif survient.

VERKLARING LÉGENDE

CENOZOÏCUM	Kwartair	POELDEN	HEIDEN				
		QUATERNAIRE	QUATERNAIRE				
CENOZOÏCUM	Tertiair	PLISTOOCÈN	PLEISTOCÈNE				
		BOGEN	BOGEN				
		PLIOOCÈN	PLIOOCÈNE				
		MIOOCÈN	MIOOCÈNE				
		OLIGOCÈN	OLIGOCÈNE				
		EOCÈN	EOCÈNE				
		PALEOCÈN	PALEOCÈNE				
MESOZOÏCUM	Mesozoïc (Secundair)	KRIJST	CRÉTAÇÉ				
		MAAM	MAAM				
		COOPER	COOPER				
		JURASS	JURASSIQUE				
		TRIJS	TRIASSIQUE				
		PALÉOZOÏCUM	Paléozoïc (Primair)	PERMIJ	PÉRIEN		
				KARBON	CARBONIFÈRE		
				DEVON	DEVONNIEN		
				SILUR	SILURIEN		
				CAMBRIJ	CAMBRIEN		
				CENOZOÏCUM	Kwartair	POELDEN	HEIDEN
						QUATERNAIRE	QUATERNAIRE
				CENOZOÏCUM	Tertiair	PLISTOOCÈN	PLEISTOCÈNE
BOGEN	BOGEN						
PLIOOCÈN	PLIOOCÈNE						
MIOOCÈN	MIOOCÈNE						
OLIGOCÈN	OLIGOCÈNE						
EOCÈN	EOCÈNE						
PALEOCÈN	PALEOCÈNE						
MESOZOÏCUM	Mesozoïc (Secundair)	KRIJST	CRÉTAÇÉ				
		MAAM	MAAM				
		COOPER	COOPER				
		JURASS	JURASSIQUE				
		TRIJS	TRIASSIQUE				
		PALÉOZOÏCUM	Paléozoïc (Primair)	PERMIJ	PÉRIEN		
				KARBON	CARBONIFÈRE		
				DEVON	DEVONNIEN		
				SILUR	SILURIEN		
				CAMBRIJ	CAMBRIEN		



LES PAYSAGES PHYSIQUES DE L'ARDENNE

ANGELIQUE PRICK ET ANDRE OZER

1. INTRODUCTION

Le massif ardennais est constitué d'un ensemble de régions naturelles dont les paysages physiques sont très nettement différenciés. Non seulement la délimitation de ces unités régionales mais également la plupart des traits de leur morphologie sont directement dépendants de la structure géologique sous-jacente et de la nature lithologique de leur substrat. La disposition des roches, leur résistance variable à l'érosion, les incidents tectoniques qui les ont affectées ont pourvu ces régions de contrastes parfois frappants entre zones en relief et zones en dépression, d'abrupts lithologiques, de roches remarquables et d'autres traits géomorphologiques, parfois d'une importance fondamentale, mais aussi parfois notés pour leur seul intérêt pittoresque ou touristique.

Les reliefs présents en Ardenne sont tous développés en structure plissée ou faillée (fenêtre de Theux, faille de Xhoris, ...). Ils sont présentés ici dans l'ordre de l'âge des entités géologiques en présence. Une grande partie des descriptions est basée sur les nombreuses observations de P. Macar reprises pour la plupart dans le travail de E. Poty (1976) consacré à "L'influence de la structure géologique sur le relief de la Belgique". Ce qui concerne la Wallonie occidentale est basé sur les observations de R. Fourneau.

En guise de conclusion, il sera fait référence à une étude géomorphologique réalisée à une échelle locale, mais reprenant les grands traits des paysages physiques de plusieurs régions ardennaises examinées ici; il s'agit du travail de F. Girolimetto (1990), exécuté dans le cadre de l'établissement de la carte géomorphologique de la région de Spa (feuille 49).

2. LA HAUTE ARDENNE

(ANTICLINORIUM DE L'ARDENNE, SYNCLINORIUM
DE NEUFCHATEAU, ANTICLINORIUM DE GIVONNE)

2.1 GRANDS TRAITS DE LA MORPHOLOGIE

En Haute Ardenne, on remarque un parallélisme frappant entre la structure géologique et les unités du relief (fig 1.4 et 2.15). En effet, les deux segments axiaux de la zone anticlinoriale de l'Ardenne correspon-

dent à deux alignements de sommets, tandis que la dépression de Laroche, à laquelle on peut adjoindre les cours supérieurs des Ourthes occidentale et orientale, s'est développée sur les bassins géologiques de Laroche et Houffalize réunis. Jusqu'à présent, on n'a pu déterminer avec certitude si c'était la résistance des roches situées au coeur des anticlinaux, ou l'accentuation postérieure de ces axes structuraux qui était la cause principale des hauts reliefs (Alexandre, 1956). On pense toutefois que les différences de résistance entre roches auraient pu être exploitées par le réseau hydrographique lors de son installation. Accordons à présent un peu plus d'attention à ces deux alignements de crêtes et à la dépression qui les sépare.

Les plateaux sommitaux de la Haute Ardenne sont principalement localisés près de sa bordure septentrionale. En effet, d'ouest en est, l'alignement du plateau de Saint-Hubert (589 m) et du plateau des Tailles (652 m) correspond à l'axe septentrional de la zone anticlinoriale de l'Ardenne et se poursuit plus à l'est par le plateau des Hautes-Fagnes (694 m). "Cette situation excentrique des sommets les expose à une érosion intense. Les vallées qui les attaquent sont profondément encaissées. L'entaille n'a toutefois pas atteint le sommet de ces massifs qui eux présentent toujours une topographie très calme. On y trouve des témoins de surfaces d'érosion très anciennes qui ont résulté du rabotage des roches ardennaises pourtant très résistantes." (De Moor et Pissart, 1992).

L'Ourthe et l'Amblève ont réussi à s'étendre vers le sud au-delà de cette première ligne de crête. Les deux Ourthes s'étirent selon une direction SO-NE qui contraste avec la direction des autres rivières ardennaises. Elles se localisent dans une dépression large et peu profonde qui constitue un trait majeur de la morphologie de l'Ardenne et qui correspond à une unité synclinale bien définie. "La percée de l'Ourthe au travers de cette première ligne de crête entre Nadrin et Laroche est profondément incisée dans les roches ardennaises" (De Moor et Pissart, 1992). Le goulot de communication entre la dépression des deux Ourthes et la bordure septentrionale de l'Ardenne à Laroche a été expliqué par différents processus : recreusement de l'exutoire d'un bassin fermé (Asselberghs et Leblanc, 1938), pli transversal dans l'axe hercynien septentrional



Fig. 3.1 - La dépression de Haulme, vue d'avion. Cet élargissement brusque de la vallée de la Semois inférieure, qui se referme tout aussi abruptement vers l'aval, répond à une érosion différentielle accentuée des schistes de Levrezy (Gedinnien inférieur) peu résistants vis-à-vis du poudingue de base du Gedinnien et des quartzophyllades reviniens; beaucoup plus durs, ceux-ci sont restés en relief et verrouillent ainsi la dépression.

(Lefèvre, 1938), ou encore une seconde accentuation de l'axe anticlinal de Halleux - massif de Stavelot (Hol, 1945). Pour expliquer cette morphologie, F. Gullentops (1954), puis J. Alexandre (1956) soulignent simplement la moindre résistance des roches du Siegenien moyen et supérieur présentes dans le bassin de Laroche par rapport à celles de la base de l'étage.

“La ligne de séparation des eaux s'écoulant vers la Meuse au nord et vers la Semois au sud constitue une seconde ligne de crête, plus découpée à l'ouest, et s'élevant progressivement vers l'est. S'étendant de la Croix Scaille jusqu'à Libramont, elle se prolonge par la limite des bassins hydrographiques de la Meuse et du Rhin qui passe près de Bastogne, longe la frontière luxembourgeoise puis, en passant au nord de Saint-Vith, rejoint le plateau de Losheimergraben. A cheval sur la frontière allemande, ce plateau plus massif que celui des Hautes-Fagnes atteint des altitudes semblables.” (De Moor et Pissart, 1992).

Plus au sud encore, la partie du massif paléozoïque se trouvant au Grand-Duché de Luxembourg porte le nom d'Oesling, par opposition au Gutland dont les roches triasiques et jurassiques constituent la partie méridionale du pays (Lucius, 1950). Les sommets de l'Oesling sont caractérisés par des surfaces subhorizontales qui recoupent indifféremment les différents plis et roches du Dévonien inférieur (Emsien et Siegenien) et qui ne présentent donc qu'un paysage faiblement diffé-

rencié. Ainsi, le synclinorium de Wiltz (qui constitue la partie luxembourgeoise du synclinorium de l'Eifel, ou de Neufchâteau) ne se marque dans le paysage par aucune dépression (Waterlot *et al.*, 1973). Le bord sud de ce plateau se termine par une crête aux altitudes relativement constantes (entre 480 et 550 m max.), lesquelles en font un trait marquant du paysage, malgré quelques petites irrégularités. De la frontière belge à Eschdorf, sa direction est SO-NE, puis elle s'incurve et prend une direction OSO-ENE jusqu'à l'Our. Directement au sud de cette ligne de crête se trouve la zone de transition entre l'Oesling et le Gutland (dont les altitudes sont comprises entre 420 et 380 m.), là où le Dévonien plonge sous le Trias.

L'exemple luxembourgeois montre bien que les différences de résistance à l'érosion sont généralement peu marquées au sein de l'Eodévonien de la Haute Ardenne. Toutefois, les influences lithologiques y sont extrêmement nombreuses quoique d'importance très variable. Il convient aussi de signaler le rôle important que jouent les diaclases et autres fractures, spécialement dans les roches paléozoïques. “Leur présence a souvent déterminé la localisation de petits cours d'eau affluents qui sont ainsi des cours d'eau subséquents. Sur les images satellitaires et aussi sur les photos aériennes, un examen attentif révèle, en effet, l'existence de linéaments qui résultent très souvent de l'alignement de vallées secondaires.” (De Moor et Pissart, 1992).

2.2 LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS

La Haute Ardenne est formée d'un ensemble de roches détritiques, parfois métamorphisées. Le Dévonien inférieur, qui en constitue la majeure partie, repose en discordance sur des roches plus anciennes, également affectées par l'orogénèse calédonienne, et qui apparaissent en quatre grands massifs anticlinaux cambro-ordoviciens. La morphologie de ces massifs montre une grande complexité : certains affleurements de ces roches constituent en partie le plateau sommital, d'autres correspondent à des dépressions, comme par exemple le Salmien de la bordure méridionale du massif de Stavelot.

Les quatre massifs calédoniens de l'Ardenne sont, d'ouest en est :

- le massif de Rocroi;
- le massif de Givonne;
- le massif de Serpont (sur la Lomme supérieure);
- le massif de Stavelot (le plus grand par sa superficie).

2.2.1 Le massif de Rocroi

Le massif de Rocroi, formé surtout de roches appartenant au Devillien et au Revinien, injecté de roches éruptives (des intrusions de microgranite et de diabase affleurent dans le massif de la Croix-Scaille), se situe en majeure partie en territoire français, où son flanc SO disparaît sous les dépôts jurassiques du Bassin de Paris. En Belgique, il constitue d'une part l'extrémité sud de l'Entre-Sambre-et-Meuse, et d'autre part une partie du massif de la Croix-Scaille, à l'ouest de Gedinne.

Ce massif est bordé localement par l'arkose ou le poudingue de base du Gedinnien qui forment un abrupt considérable. La Roche à Corpas, dans la vallée de la Semois, en est un exemple. En effet, dans le cours inférieur de la Semois, à proximité de sa confluence avec la Meuse, dès qu'elle quitte les roches dévoniennes pour entrer dans le massif cambrien, on remarque une relation entre lithologie, abondance des terrasses et largeur de la plaine alluviale de cette rivière. "En aval de Tournavaux, la Semois entaille en une cluse très étroite (le défilé de Phade) les roches très résistantes que sont les poudingues épais de la base du Gedinnien. Ces couches constituent un niveau de base local qui limite l'érosion verticale de la rivière; elles sont ainsi à l'origine de l'élargissement du fond de vallée en amont," (Pissart, 1960) formant une dépression dénommée la cuvette de Haulme (fig 3.1).

2.2.2 Le massif de Givonne

Le massif de Givonne, constitué de Revinien, affleure également en grande partie sur le territoire

français, où il est recouvert dans sa partie méridionale par des terrains jurassiques. En Belgique, il est visible aux environs de Muno. Non loin de ce village, le poudingue de base du Gedinnien forme la bordure nord-orientale du massif. Plus résistant que les phyllades du Revinien, les roches conglomératiques forment des rochers remarquables dénommés "Roche à Appel".

2.2.3 Le massif de Serpont

Le massif de Serpont est un massif cambrien presque entièrement métamorphisé qui culmine vers 560 mètres et est entouré de roches dévoniennes plus tendres (Gedinnien) en dépression. Il apparaît au croisement de l'axe anticlinorial de l'Ardenne par un anticlinal transversal. Les roches cambriennes affleurent près du hameau de Serpont sous forme de phyllades gris-noir et de couches de quartzites gris. Certains niveaux phylladeux contiennent des cristaux d'ottrélite témoignant d'un métamorphisme régional hercynien. On y reconnaît aussi localement du quartz en petits filons ou en amandes.

Il est possible de mettre en évidence le contact Cambrien - Dévonien par le relevé des abrupts lithologiques qui cernent le massif. En effet, les phyllades reviniennes ont beaucoup mieux résisté à l'altération chimique tertiaire que les poudingues et arkoses du Gedinnien inférieur qui les recouvrent en discordance (Alexandre, 1956). Ces abrupts sont plus nombreux et plus marqués dans la partie orientale du massif qu'à l'ouest de celui-ci (Wavreille, 1987).

Le réseau hydrographique drainant le massif du Serpont et ses alentours est composé de plusieurs ruisseaux affluents de la Lomme supérieure qui s'écoulent principalement dans les terrains tendres de la dépression périphérique gedinienne, à une exception près (le Ruisseau de la Barrière) (Wavreille, 1987).

D'un point de vue physiographique, le massif de Serpont appartient au plateau de Saint-Hubert - Recogne, s'étendant dans la direction nord - sud, de Bande-Halleux au nord à Libramont au sud, et se prolongeant à l'est par une crête jusqu'à Bastogne. Ce plateau constitue une surface plane d'altitude supérieure à 500 mètres, avec quelques sommets plus élevés (560 m pour le massif de Serpont, 589 m maximum pour celui de Saint-Hubert qui est développé dans le Gedinnien); il a été entaillé par l'Ourthe, dont la vallée a, dans cette région, incisé principalement des terrains d'âge gedinien et siegenien, essentiellement schisteux, alors que la crête où la rivière prend naissance correspond, elle, aux roches métamorphisées plus résistantes.

Cette surface plane de plus de 500 m d'altitude se rattache à la "surface supérieure" définie par P. Macar (1954) en Haute Ardenne, dont elle constitue

d'ailleurs l'extrémité sud-ouest (Demoulin, ce vol.). A cette surface supérieure appartient encore, plus au nord-est, le plateau des Tailles (580 - 615 m), dominé par le relief résiduel, ou monadnock, de la Baraque Fraiture (652 m).

2.2.4 Le massif de Stavelot

Le massif cambrien de Stavelot se développe surtout dans le SE de la province de Liège, mais déborde vers le sud sur celle de Luxembourg et s'étend, dans son extension nord-orientale, jusqu'en Allemagne, au sud d'Aachen. Ses affleurements sont d'âge devillien, revinien et salmien. Le massif supporte également la formation permienne du Poudingue de Malmédy et est interrompu par la fenêtre de Theux.

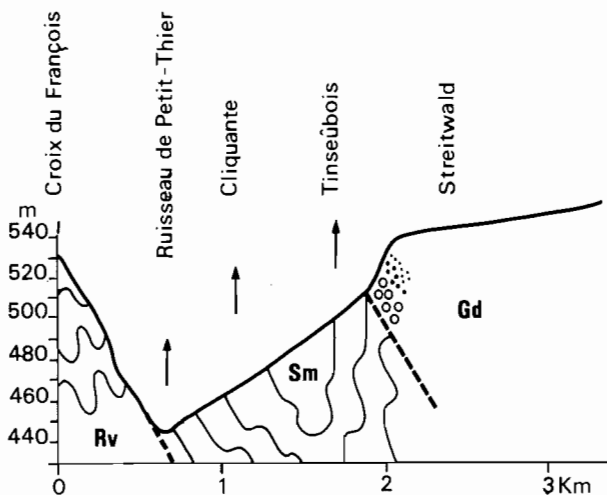


Fig. 3.2 - Coupe topographique et géologique de direction nord-sud dans la partie méridionale du Massif de Stavelot, à l'est de Petit-Thier, soulignant la mise en relief différentielle des roches du Revinien, Salmien et Gedinnien (inspiré de F. Geukens, 1986).

Influences lithologiques des roches du Revinien, du Salmien et du Gedinnien

Dans la région s'étendant du Plateau des Tailles à l'ouest jusqu'à Recht à l'est, étudiée par P. Winkin en 1973, les différents tracés des limites géologiques s'accordent tous à "localiser les vallées au niveau des roches du Salmien inférieur, les crêtes ou lambeaux d'aplanissement tertiaire à celui du Salmien supérieur, du Revinien au nord et du Gedinnien au sud. En effet, à la différence des roches tendres du Gedinnien inférieur entourant le Massif de Stavelot, l'arkose du Gedinnien supérieur qui ceinture ce massif au sud constitue une assise très résistante." Par conséquent, cette arkose gedinnienne ainsi que les phyllades quartzeux du Salmien supérieur (dont la résistance a été reconnue par J. Alexandre, 1956) et du Revinien (qui ceinturent aussi la dépression de Grand-Halleux) sont des roches plus résistantes que les quartzophyllades et phyllades métamorphiques du Salmien inférieur avec lesquels ils sont

en contact. Ceci induit dans le paysage des changements nets dans les pentes de certains versants (fig 3.2). "L'affectation du sol ne fait que souligner cette influence lithologique, en effet, à de rares exceptions près, seules les zones du Salmien inférieur ont été habitées et cultivées, les autres zones, généralement plus élevées, étant boisées." (Winkin, 1973).

Le Gedinnien supérieur, qui ceinture le massif de Stavelot au sud, est constitué à sa base surtout par des arkoses, mais aussi du poudingue, extrêmement résistants, qui induisent un abrupt au contact des roches schisteuses du Salmien inférieur. Cette rupture de pente peut aisément être suivie, par exemple dans la région de Salm-Château, mais de façon discontinue à cause d'une part, des changements de faciès de l'arkose qui déterminent localement sa plus grande friabilité et, d'autre part de son contact avec des roches également très résistantes, comme celles du Salmien supérieur à Vielsalm et à Recht, ou du Revinien à Ottré. L'abrupt de l'arkose se marque par exemple au niveau du village de Salm-Château par une protubérance (La Bossette) le long de la crête du bec du Corbeau. Le contact Gedinnien - Salmien inférieur se marque aussi par un abrupt à l'est du massif de Stavelot, dans la région de Waimès (Engels, 1981).

Les phyllades métamorphiques résistants du Salmien supérieur se sont depuis longtemps individualisés vis-à-vis des quartzophyllades tendres du Salmien inférieur, ce qui induit des abrupts beaucoup plus visibles que ceux de l'arkose du Gedinnien. Ainsi, au sud du village de Neuville (situé à l'est de Vielsalm), et au sud de Recht, l'abrupt salmien est à peine séparé de celui de l'arkose par quelques dizaines de mètres. De la même façon, au NO de Salm-Château, des zones de relief plus important appartiennent au Salmien supérieur; au nord de celles-ci, Vielsalm se situe dans une dépression correspondant aux affleurements du Salmien inférieur, bordée au sud par le Salmien supérieur et au nord par le Revinien (Winkin, 1973). Aussi le profil transversal de la vallée de la Salm reflète-t-il ces différences lithologiques: entre Salm-Château et Vielsalm, la Salm coule dans un véritable défilé, vallée "en V" profonde de 160 mètres, creusée dans les phyllades métamorphiques du Salmien supérieur (Fourmarier et Macar, 1935).

La dépression de Lierneux est un autre exemple de ce contraste: développée dans le Salmien inférieur, elle est ceinte de ruptures de pente dues au contact avec les roches du Salmien supérieur formant les versants des vallées toutes proches du Groumont à l'ouest et de la Lienne à l'est, vallées elles-mêmes élargies dans le Salmien inférieur. Un axe synclinal formé au niveau du Salmien supérieur, à 3 km environ au SE de Lierneux, forme une importante colline ceinturée par des pentes fortes et dénommée le synclinal perché de



Fig. 3.3 - La large et profonde vallée du Roannais, entre Francorchamps et La Gleize, est très nettement hors de proportion par rapport au ruisseau qui la draine. Son fort développement fut facilité par la faible résistance à l'érosion de son substrat phylladeux salmien, contrastant fortement avec la résistance beaucoup plus élevée des quartzophyllades reviniens qui l'accompagnent sur ses deux flancs.

Colanhan (Pissart et Gullentops, 1966; Winkin, 1973). La vallée du Roannais, au SO de Francorchamps, forme encore une autre entaille profonde dans le massif de Stavelot, au sud de la crête de la Vecquée (fig 3.3). Elle constitue également un très bel exemple d'érosion différentielle entre les schistes du Salmien inférieur qui affleurent ici grâce à un synclinal orienté ENE-OSO, et les roches plus résistantes du Revinien voisin, en relief.

Si dans la plupart des cas, la différence de résistance à l'érosion est très grande entre les roches du Salmien inférieur et celles du Revinien, comme en témoignent les dépressions du Roannais et de Vielsalm, des exceptions peuvent se présenter. Ainsi, ce changement d'étage géologique peut se faire sans heurts, comme le démontre le contact entre ces deux formations au nord et à l'ouest de Recht (Winkin, 1973).

Les dépressions liées au Devillien

Au coeur du massif cambrien de Stavelot, le substratum de deux secteurs bien particuliers - Grand-Halleux et Ligneuville - est constitué par les roches les plus anciennes du Paléozoïque, celles du Devillien, qui sont généralement plus tendres que celles du Revinien voisin. Cette érosion différentielle se marque ici aussi par de vastes dépressions.

La dépression du Devillien à Grand-Halleux, étudiée par J.M. Delahaut (1964), est traversée par la Salm qui y développe une importante plaine alluviale (avec une largeur maximale de 310 m), alors qu'au sud comme au nord, la rivière traverse des gorges étroites incisées dans les quartzites du Revinien. En effet, l'ensemble de la dépression, creusée dans les quartzites devilliens très altérés et affleurant en dôme, apparaît comme une vaste cuvette encadrée à l'est, au sud et à l'ouest par des crêtes élevées et abruptes du Revinien (fig 3.4). Le fond de la dépression est occupé par une série de sommets arrondis dont l'altitude est comprise entre 350 et 435 m.

Cette cuvette résulterait d'une érosion différentielle entre les quartzites, grès et phyllades, très altérés du Devillien et les phyllades beaucoup plus résistants du Revinien. Le contact Devillien - Revinien correspond donc à un abrupt dont le tracé sinueux serait expliqué par la présence de failles transverses à ce contact. La carte récente publiée par F. Geukens (1993) montre une limite entre l'ensemble du Devillien de Grand-Halleux et le Revinien avoisinant constituée par une série de failles, à l'exception de la partie septentrionale de la dépression. Celle-ci est bordée par une nappe de charriage localisée entre Rochelival et

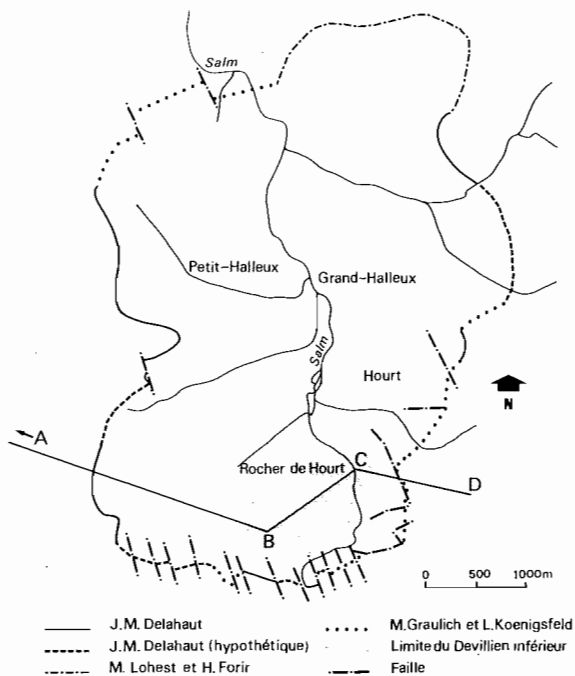
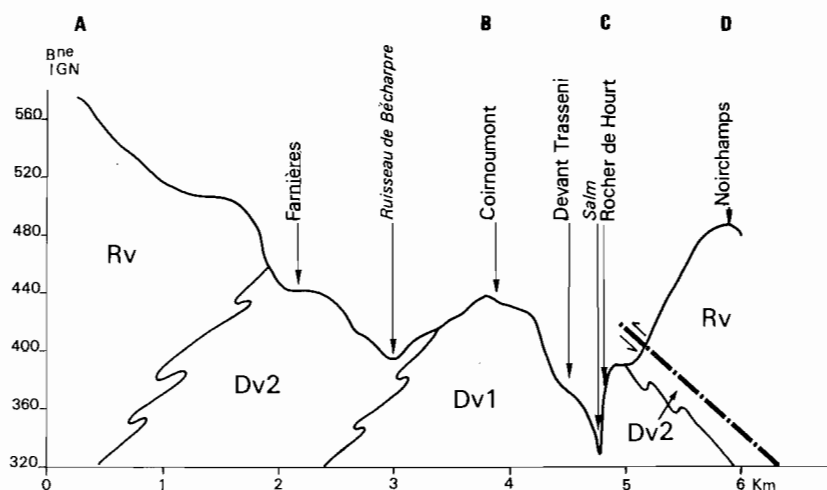


Fig. 3.4 - La dépression de Grand-Halleux. A gauche: limites de la dépression (d'après J.M. Delahaut, 1964). Ci-dessous: coupe topographique et géologique de direction approximativement ouest-est, dans la partie méridionale de cette dépression, avec mise en relief différentielle des roches du Devillien inférieur et supérieur et du Revinien.



Wanne et correspond sur le terrain à la fameuse Côte de Wanne.

J.M. Delahaut a pu démontrer sur le terrain la coïncidence entre les limites de la dépression et le contact géologique Devillien - Revinien, en prenant comme référence les études géologiques effectuées dans la région par F. Corin (1925), et surtout J.M. Graulich et J.L. Koenigsfeld (1962). De ses observations, il déduit que les trois-quarts "de la dépression de Grand-Halleux sont limités - à l'est, au sud et à l'ouest - par un abrupt d'importance variée, mais extrêmement net dans le paysage. Sa hauteur varie de quelques mètres à 45 m., et son inclinaison est de 6 à 26°" (p. 28). Le contact géologique Devillien - Revinien et le tracé de l'abrupt repéré sur le terrain coïncident sur des distances considérables. L'observation de quelques coupes montre que "la for-

mation de l'abrupt n'est pas liée à une couche étroitement déterminée, mais bien à un ensemble constitué par la base du Revinien et le sommet du Devillien" (p. 38), selon l'importance de l'altération et de l'érosion à l'endroit en question.

Quelques discordances avec la limite géologique indiquée par J.M. Graulich et J.L. Koenigsfeld ont été soulignées, elles doivent être attribuées à la méthode de travail de ces derniers (par levés géomagnétiques) et correspondent le plus souvent aux endroits où la couche à magnétite qu'ils avaient suivie n'a pas été repérée. Aucun abrupt fermant la dépression au nord n'a pu être repéré. J.M. Delahaut (1964) y voit une conséquence de changements latéraux de faciès au sein du Devillien qui, localement, est beaucoup plus quartzueux et beaucoup plus résistant, comme le montre le travail de F. Corin (1925).

Non loin de Grand-Halleux, à Falize-Ligneuville, la même influence lithologique peut être observée au contact du Devillien et du Revinien (Anthoine, 1940).

Les différences lithologiques locales

“En ce qui concerne les grès, quartzites et poudingues paléozoïques, de par leur résistance aux agents de l'érosion, ils contribuent à la formation d'un bon nombre de coupes, crêtes ou abrupts locaux; le massif de la Baraque Michel, et aussi la Crête de la Vecquée qui la prolonge vers l'ouest, doivent leur isolement relatif (...) à leur substrat constitué de quartzites et quartzophyllades reviniens qui a permis à un lambeau de la pénéplaine crétacée de se maintenir jusqu'à nos jours” (Poty, 1976). On notera cependant que le massif de la Baraque Michel proprement dit doit aussi sa position dominante à un facteur tectonique (Demoulin, ce vol.).

Les Rochers de Hourt, dans la vallée de la Salm, constituent une muraille imposante atteignant 80 m de hauteur et près de 200 m de longueur, développée dans les quartzites blancs du Devillien inférieur (fig 3.5). Ces roches, qui sont les plus anciennes affleurant en Belgique, sont entourées de toutes parts de roches phylladeuses et gréseuses du Devillien supérieur, moins résistantes à l'érosion; on a donc ici un bon exemple d'érosion différentielle entre roches quartzitiques et phylladeuses (Fourmarier et Macar, 1935; Poty, 1976).

D'autres exemples peuvent aussi être cités, où les quartzites dominent les roches voisines plus tendres: le rocher de Falise le long de la Warche à l'aval de Malmédy, les rochers à proximité du village de Warche non loin à l'aval du confluent de l'Amblève et de la Warche, la “Pierre du Diable” à Stavelot ou autres “Faix du Diable” à Wanne (quartzites verts selon F. Corin, 1925). Ailleurs aussi, la crête dentelée du Rocher des Quatre Fils Aymon, près de Monthermé (France), doit les irrégularités de son sommet “en dents de scie” à la présence de minces bancs de quartzite au milieu de phyllades plus tendres (fig 3.6).

La dépression de Stavelot - Malmédy

Origine

Une dépression longue de 22 km et orientée SO-NE traverse de part en part le massif cambrien de Stavelot (fig 3.7). Y sont situées les localités de Basse-Bodeux, Stavelot et Malmédy. Cette dépression correspond au plus ancien dépôt d'origine fluvio-lacustre de Belgique: le Poudingue de Malmédy, auquel on attribue un âge permien. Le responsable de ce dépôt conglomératique serait un cours d'eau dont la tête du bassin aurait atteint la région de Prüm en Allemagne, il y a

environ 260 millions d'années. En effet, l'assise centrale du Poudingue de Malmédy est constituée d'un pourcentage élevé de galets calcaires qui, selon E. Maillieux (1931), doivent provenir des calcaires dévoniens de l'Eifel.

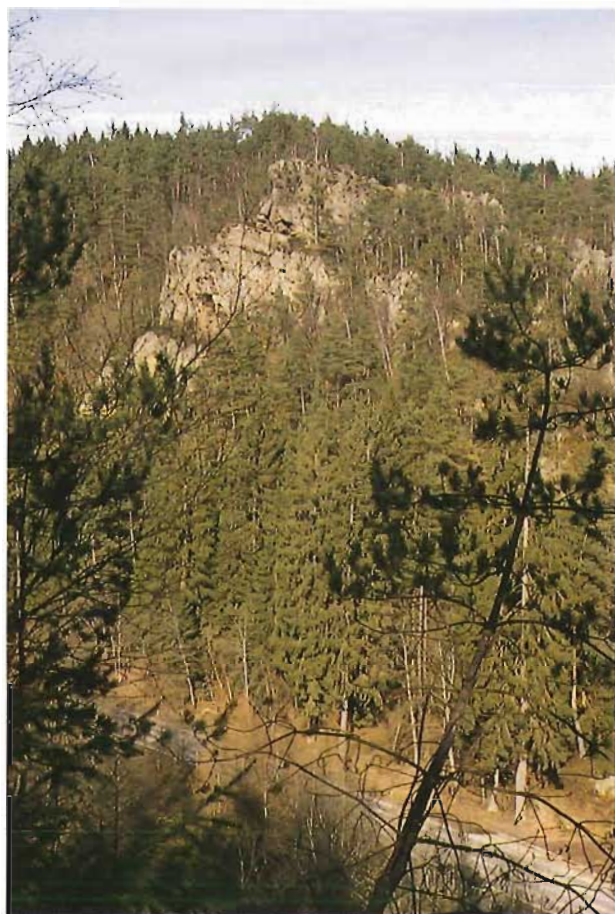


Fig. 3.5 - Les rochers de Hourt constituent un relief imposant émergeant de la dépression de Grand Halleux en bordure de la Salm. Ils correspondent à un niveau de quartzite blanc très résistant au sein d'un étage devillien où, au contraire, phyllades et quartzites très altérés ont été mis en creux.

La diminution vers le SO de la puissance de l'assise calcaire (150 m à Malmédy, 70 m à Basse-Bodeux), la diminution du pourcentage des galets calcaires (60% à Bévercé, 37% à Basse-Bodeux), l'accroissement de la part du ciment calcaro-argileux et la diminution de taille des galets, militent pour un écoulement se dirigeant vers le SO et donc pour une origine orientale de ce dépôt fluvial.

L'origine de la dépression réceptacle du poudingue a donné lieu à de nombreuses hypothèses. A. Renier (1902), dont le levé géologique du conglomérat permien est remarquable, avait conclu au colmatage par des dépôts deltaïques lacustres de deux cuvettes préexistantes, celle de Stavelot - Malmédy et celle de Basse-



Fig. 3.6 - Les Quatre Fils Aymon, en bord de Meuse à l'amont de Monthermé, un exemple parmi de nombreux autres de mise en relief par érosion différentielle de crêtes quartzitiques (reviniennes, ici) plus résistantes que les roches immédiatement voisines.

Bodeux. Le profil transversal anguleux de ces cuvettes séparées par un seuil (Trois-Ponts) l'avait amené à comparer ces paléo-morphologies à des surcreusements, à des contre-pentes, à des verrous et donc à avancer l'hypothèse d'une paléo-vallée d'origine glaciaire. Mais comme le poudingue est d'âge permien, eu égard à la position de l'Ardenne vis-à-vis des pôles et de l'équateur à cette époque, il est plus vraisemblable de penser que le climat régnant à ce moment dans nos régions était de type subtropical. Cette dernière hypothèse peut s'appuyer sur la couleur rouge violacé du dépôt, témoin d'une oxydation des sels de fer liée à un climat assez chaud et surtout sur le pourcentage élevé de galets calcaires dans l'assise médiane, alors que la zone de sédimentation se situait au moins à 60 km de la roche mère. En effet, il faut signaler que la présence de

galets calcaires dans les rivières actuelles de nos régions diminue fortement quelques kilomètres seulement après les zones d'affleurement des roches carbonatées dont ils proviennent. Seuls des transports brusques par crues subites, comme dans un oued par exemple, peuvent expliquer la présence de galets calcaires au sein du conglomérat. En effet, les brusques variations de régime dans un oued empêchent la dissolution des cailloux calcaires de s'opérer. Le régime des oueds permettrait également de comprendre la taille importante des galets à l'est du dépôt (jusqu'à 60 cm de long). L'hypothèse d'un transport par oued a été avancée par P. Antun (1954), puis soutenue par A. Ozer et P. Macar (1968) et plus récemment par G. Vandenven (1991) qui suggérait un dépôt de cône en région aride.

Fig. 3.7 - Vue sur la dépression de Malmédy depuis Wavreumont. La dépression, qui marque la position d'un demi-graben apparu au Permien, s'est développée au détriment du poudingue de Malmédy qui avait comblé celui-ci. Le versant nord de la vallée de la Warche (à gauche sur la photo) taillé dans l'assise médiane du poudingue rendue plus cohérente par son ciment calcaire, présente une raideur en fort contraste avec la pente concave plus douce du versant sud de la rivière, découpé dans l'assise inférieure à ciment argileux (à droite sur la photo).



L'hypothèse de l'origine glaciaire de la vallée étant écartée, celle d'un fossé tectonique a par contre été avancée par de nombreux auteurs, déjà par H. Grebe en 1898, mais aussi par P. Antun et P. Fourmarier en 1954. Ces derniers envisageaient l'un et l'autre à titre d'hypothèse un demi-graben, en assimilant la bordure septentrionale du fossé à une faille. Par contre, F. Geukens (1957) proposait une série de failles subverticales séparant le poudingue des terrains plus anciens l'entourant. Il dénommait ce fossé tectonique le "Graben de Malmédy". Néanmoins, plusieurs coupes situées à la bordure sud du fossé ont permis de décrire le contact géologique entre le Permien et les roches cambriennes, comme au Ruisseau de Ma Campagne au sud-ouest de Malmédy (Ozer, 1967), dans l'entaille de l'autoroute à Wavreumont (Engels, 1981) ou dans un lotissement, à 1

km à l'est de Stavelot (Engels, 1981). Les pentes de contact observées y sont faibles (entre 15 et 20°) et ne dépassent jamais 25° ce qui exclut l'hypothèse de failles subverticales pour le flanc méridional du fossé. L'hypothèse avancée par P. Antun (1954) et P. Fourmarier (1954) reste par contre tout à fait plausible. D'ailleurs, pour expliquer l'épaisseur considérable du Poudingue de Malmédy - le sondage le plus profond traverse 183 m de poudingue avant d'arriver au Cambrien (Ozer et Macar, 1968) - il faut envisager une activité tectonique contemporaine de la sédimentation. Cette idée déjà avancée par A. Ozer et P. Macar (1968) vient d'être confirmée récemment grâce à l'analyse minutieuse de trois sondages effectués à l'ouest de Malmédy (Vandeven, 1991).



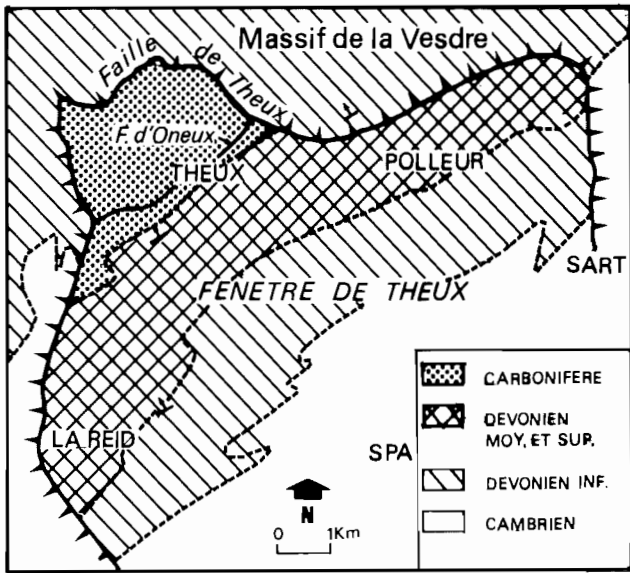
Fig. 3.8 - Les "kegels", ou quilles, de Bévercé, reliefs ruiniformes en tours et tourelles, s'élèvent au flanc de la vallée de la Warche, dans l'assise intermédiaire calcaire du poudingue de Malmédy. Ils ont été individualisés par l'action conjuguée du ruissellement et de la dissolution élargissant peu à peu les diaclases verticales dans le poudingue, diaclases auxquelles les faces plus ou moins orthogonales des kegels correspondent généralement encore.

Morphologie

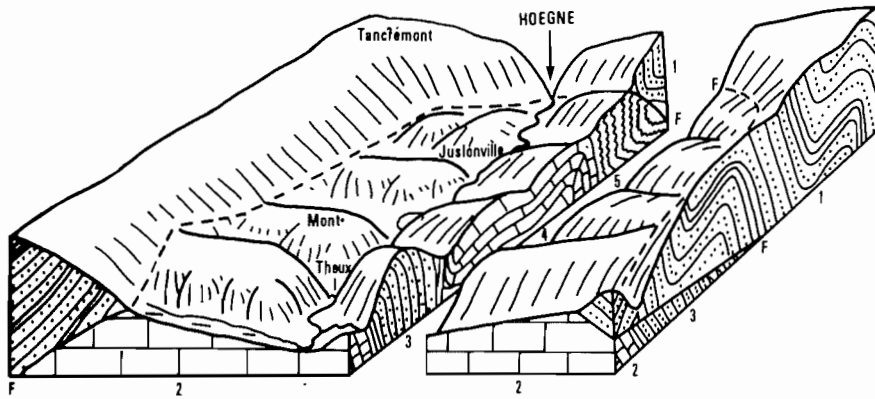
Les différences lithologiques au sein du poudingue, ou entre le poudingue et les roches cambriennes avoisinantes et plus résistantes entraînent des morphologies contrastées. Ainsi l'exhumation des flancs du fossé récepteur du poudingue a dégagé des abrupts remarquables. Au nord de Stavelot, la fameuse côte de la Haute-Levée, célèbre dans la finale de la course cycliste Liège - Bastogne - Liège, s'appuie sur le versant revinien du fossé partiellement dégagé en sa partie sommitale où il est le plus redressé. Des témoins du bord septentrional du fossé exhumé se retrouvent encore à l'est et à l'ouest dans les abrupts de Chefosse et d'Erlinchamps. Il en est de même à l'extrémité sud-occidentale du dépôt de Basse-Bodeux, où le poudingue est entouré d'un amphithéâtre de roches

paléozoïques constitué par les flancs exhumés de la dépression.

Au NE de Malmédy, la partie amont du vallon de l'Ermitage présente l'aspect d'une surface plane parallèle au contact entre le poudingue permien et les roches cambriennes. Elle fait penser qu'à cet endroit le bord du fossé est dégagé : la rencontre des roches dures du Cambrien aurait presque arrêté l'érosion verticale du ruisseau et permis le déblaiement local du contact. A noter aussi, toujours au nord de Stavelot, l'abrupt de la Bozeux, qui est dédoublé. Comme pour les précédents exemples, l'érosion aurait dégagé une épaisseur importante de poudingue, mettant ainsi à jour le flanc du fossé qui, ici, aurait continué à évoluer dans la partie schisteuse du Revinien; cette évolution aurait ensuite été freinée définitivement à la rencontre de bancs quartzit-



D'APRES F. GIROLIMETTO (1990)



d'après P. Macar, 1946

Fig. 3.9 - La fenêtre de Theux: carte géologique simplifiée (d'après F. Robaszynski et C. Dupuis, 1983) et bloc-diagramme (d'après P. Macar, 1946). 1: schistes et grès du Dévonien inférieur. 2: calcaires du Dévonien moyen. 3: psammites du Dévonien supérieur. 4: calcaire carbonifère. 5: schistes houillers. F: faille eifélienne.

tiques beaucoup plus résistants. La partie inférieure de l'abrupt correspond donc au contact Permien - Revinien; par contre, la partie redressée supérieure ne correspond à rien d'autre qu'à une différence lithologique entre schistes et quartzites du Revinien.

De même, les différences lithologiques entre les assises du poudingue entraînent des morphologies variées. En effet, le poudingue, selon A. Renier (1902), se compose de trois assises. Seule la deuxième est caractérisée par la présence de cailloux calcaires et d'un ciment calcaire de reprécipitation, ce qui lui confère une résistance supérieure par rapport aux deux autres assises composées de cailloux ardennais locaux (schiste, grès, quartzite...) enrobés dans une matrice argileuse. Ainsi, au sud de Malmédy, le versant développé dans la première assise à ciment argileux présente une large concavité, fort semblable à celle des versants développés dans les phyllades peu résistants décrits dans la vallée de la Semois par A. Pissart (1962). Par contre, le versant nord de la vallée de la Warche taillé dans l'assise calcaire se

présente sous forme d'abrupts subverticaux. La vallée de la Warche présente donc à l'aval de Malmédy une dissymétrie frappante (fig 3.7).

Les "kegels de Bévercé"

A proximité de Bévercé ainsi que derrière l'ancienne caserne de Malmédy, les versants abrupts de la Warche développés dans l'assise calcaire du poudingue sont découpés en formes originales qu'A. Ozer (1967) a dénommées "kegels de Bévercé". Elles se présentent sous l'aspect de colonnes de 50 à 60 mètres de hauteur, de forme générale cylindrique et effilées vers le haut (fig 3.8); le sommet des colonnes les plus élevées et les plus massives est horizontal.

Les kegels, ou quilles, qui ne se trouvent que dans l'assise à ciment calcaire proviennent de l'action conjuguée de la dissolution et du ruissellement. Le ruissellement y est guidé par des diaclases subverticales préalablement élargies par l'action de la dissolution qui

est responsable d'autres phénomènes karstiques tels que gouffres, grottes, abris sous roche ou dolines.

Quant au sommet horizontal des kegels les plus élevés, il est coiffé de dalles de psammites - variation interne au sein de la formation conglomératique - qui se raccordent latéralement à un replat lithologique développé lui aussi dans ces psammites. L'origine de ces replats au départ desquels se sont développés les "kegels" est liée au fait que les psammites sont des roches beaucoup plus gélives que le conglomérat à ciment calcaro-argileux.

Influences lithologiques dans la partie nord-occidentale du massif de Stavelot

F. Girolimetto (1990) a noté des versants dont l'existence répond à un contraste lithologique au contact entre les roches dévoniennes et cambriennes au flanc ouest du massif de Stavelot. "Ces versants n'apparaissent qu'au NO de Spa et au SO de Lorcé. Ce contact lithologique donne rarement naissance à un versant. Les deux cas rencontrés sont liés à la proximité du cours d'eau (respectivement le Wayai et le ruisseau du Pouhon); ils se caractérisent par l'irrégularité des pentes

et par une dénivellation de l'ordre de 40 mètres." (Girolimetto, 1990).

2.3 UN RELIEF DEVELOPPE EN STRUCTURE FAILLEE: LA FENETRE DE THEUX

La fenêtre de Theux constitue sans doute le plus bel exemple que l'on puisse trouver dans nos régions de relief influencé par une structure faillée. Il s'agit cependant, comme le souligne P. Macar (1946), de l'influence passive d'une faille sur le relief.

En effet, dans la région de Theux, la faille eifélienne (faille de charriage limitant à leur base la nappe de Dinant et le Massif de la Vesdre) présente une déformation secondaire en forme de dôme. La calotte de ce dôme, enlevée par l'érosion, forme une fenêtre dans les roches charriées du Cambro-Ordovicien et du Dévonien inférieur, où l'autochtone sous-jacent peut être observé (fig 3.9). Dans le nord de cette fenêtre, dont la limite correspond à l'affleurement de la faille eifélienne, encore appelée ici faille de Theux, l'autochtone est constitué de roches du Dévonien moyen et supérieur ainsi que du Carbonifère, principalement des calcaires et des psammites, moins résistants que les roches char-



Fig. 3.10 - La dépression morphologique de la fenêtre de Theux, vue depuis Tancremont, près de Banneux. Cette fenêtre géologique découpée dans la nappe charriée à la faveur d'une déformation de la faille eifélienne (ici appelée faille de Theux) met à l'affleurement les roches mésodévoniennes à carbonifères de l'autochtone, c'est-à-dire du prolongement méridional du bassin de la Vesdre. Ces roches, moins résistantes que l'Eodévonien et le Revinien qui ceignent la fenêtre, ont été mises en creux, la fenêtre étant ainsi délimitée, surtout à l'ouest et au nord, par de remarquables abrupts lithologiques, qui sont en même temps des abrupts de ligne de faille.

riées, schistes et grès du Dévonien inférieur, quartzites, phyllades et quartzophyllades ardennais. La fenêtre apparaît donc comme une dépression semi-circulaire spectaculaire (fig 3.10), limitée par des abrupts lithologiques marqués, développés dans les roches dures qui l'entourent (Macar, 1946; Poty, 1976). Vers le sud, ces limites deviennent moins nettes car les roches en contact sont de même nature; malgré cela, il est possible de délimiter cette région en raccordant plusieurs versants alignés et en se basant sur le tracé de vallons subséquents aux failles de charriage (Girolimetto, 1990).

F. Girolimetto (1986, 1990) s'est longuement attaché à rechercher les indices géomorphologiques les plus remarquables des grands traits structuraux de cette fenêtre de Theux, à savoir : les abrupts lithologiques la limitant, qui sont à attribuer à l'érosion différentielle; les failles et linéaments qui la parcourent et peuvent également être à l'origine d'abrupts; et enfin les dépressions subséquentes allongées qui se développent dans les roches les plus friables, à l'exemple de la dépression subséquent du Revinien supérieur, au NO de Spa, qui se marque dans des phyllades noirs plus fins et plus hétérogènes que les roches massives environnantes.

Etant donné que les roches plus récentes constituant l'autochtone se disposent en plis d'orientation est - ouest, elles forment par érosion différentielle une succession de crêtes et de dépressions structurales, suivant cette direction. Ce relief vient buter, en bordure de la fenêtre, contre deux crêtes de direction nord - sud plus élevées, dues à l'affleurement des terrains résistants appartenant au Dévonien inférieur. La faille est ainsi soulignée tant par le modelé d'ensemble du relief que par des anomalies d'orientation des crêtes.

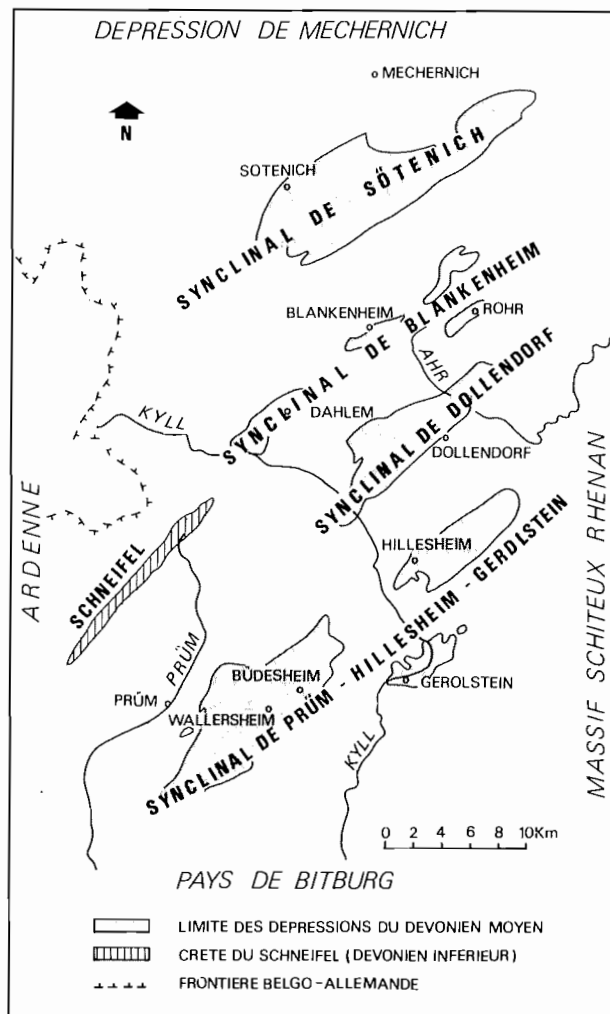


Fig. 3.11 - Les synclinaux calcaires de l'Eifel (d'après F. Dahlgrün, 1939; K.H. Ribbert, 1992; M.J.M. Bless et M.C. Fernandez Narvaiza, 1993).

2.4 LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF ARDENNAIS

2.4.1. La limite orientale du massif ardennais -

La région des synclinaux calcaires de l'Eifel

L'extrémité orientale de l'Ardenne telle que nous en traitons ici (Grimbérieux *et al.*, ce vol.) est constituée par le couloir eifelien. Au nord de ce couloir, la vallée de la Rur longe approximativement le contact entre les roches ardennaises dévoniennes et celles de la dépression triasique de Mechernich. Ce gradin triasique très érodé montre une structure en damier due à un réseau très dense de failles radiales à deux directions principales : NO-SE et NE-SO (de Magnée, 1953). Plus au sud par contre, le Dévonien moyen, principalement calcaire, dolomitique et schisteux, affleure dans plusieurs synclinaux. Quatre grands axes synclinaux matérialisés par autant de dépressions développées dans l'Emsien environnant s'orientent du NE au SO au coeur du synclinorium de l'Eifel. Ces dépressions se succèdent

dent dans une bande étroite orientée nord - sud, qui forme notre limite entre l'Ardenne proprement dite et le Massif schisteux rhénan (fig 3.11).

La dépression la plus septentrionale coïncide avec le synclinal de Sötenich, qui est limité au nord par la crête de Schöneseeiffen-Gemünd le séparant de la dépression triasique de Mechernich. Vers le sud, le synclinal de Sötenich est séparé de la deuxième dépression synclinale, celle de Blankenheim, par la crête anticlinale de Reicheid. Celle-ci, comme les autres axes anticlinaux séparant les synclinaux calcaires successifs, est développée dans le Dévonien inférieur. La dépression de Blankenheim, ainsi que les dépressions des villages de Dahlem et de Rohr, appartiennent au deuxième grand axe synclinal. Les variations de largeur des dépressions givetiennes - voire leur discontinuité, comme c'est le cas ici - sont à attribuer non seulement au faillage des structures, mais également à des relèvements et abaissements des axes de plis. A peu près dans le prolongement

SO du synclinal de Blankenheim se trouve la crête du Schneifel, constituée par un affleurement de quartzites et de grès du Dévonien inférieur. Le synclinal de Dollendorf constitue la troisième dépression synclinale. Il est en partie séparé des deux dépressions synclinales précédentes par des affleurements de grès et de conglomérats du Trias inférieur (Buntsandstein).

Enfin, l'axe synclinal le plus méridional est à

nouveau matérialisé par plusieurs dépressions : on y distingue les dépressions d'Hillesheim au NE, de Gerolstein sur la vallée de la Kyll, et enfin de Prüm à l'est de la ville du même nom, et dans la partie orientale de laquelle le Dévonien supérieur (Frasnien) affleure aussi à Wattersheim et Büdesheim (Ribbert, 1992). Plus au sud enfin, affleurent massivement les roches du Trias du pays de Bitburg.



Fig. 3.12 - En Eifel septentrional, sur la bordure de la baie triasique de Mechernich, le château de Nideggen fut bâti sur les conglomérats du Buntsandstein inférieur dominant par l'est la vallée de la Rur. Ces conglomérats triasiques, auxquels leur ciment confère une grande résistance, s'érigent au long de ce tronçon de la vallée en une série de reliefs massifs, dénommés "Felsklippen", qui émergent d'un versant dont la base s'enfonce dans les schistes emsiens sensiblement plus tendres.

2.4.2. Quelques rochers et sites remarquables

Dans la partie NE du massif de Stavelot, à proximité de Rötgen et de Lammersdorf, ainsi qu'en bordure de la Helle, dans les roches du Revinien et du Salmien, des reliefs locaux peuvent être attribués à des affleurements de roches éruptives.

Les versants de la vallée de la Rur, entre Untermaubach, Nideggen et Heimbach-Hausen constituent également un site naturel remarquable, dont le charme attire un nombre important de visiteurs. Des abrupts tels que celui dominé par le château-fort de Nideggen sont taillés dans les conglomérats interstratifiés de grès grossiers du Buntsandstein moyen (fig 3.12). Ces roches constituent à cet endroit la limite

occidentale de la dépression triasique de Mechernich, avec une épaisseur maximale de 80 m de dépôts conglomératiques rouge brunâtre rendus extrêmement résistants par la dureté de leur ciment; ces conglomérats surmontent les roches du Dévonien inférieur. Malgré leur résistance, l'altération les a attaqués par joints et fractures, créant un paysage de rochers abrupts séparés les uns des autres ("Felsklippen"). On dénombre environ 120 "Felsklippen", dont certains se détachent parfois des parois pour dévaler dans la vallée de la Rur. Ainsi, le 13 décembre 1977, un bloc de 150 tonnes dévala le versant d'une hauteur de 120 mètres, à environ 50 mètres du château de Nideggen, détruisant la forêt sur une largeur de 10 mètres sur son passage (Ribbert, 1992).

2.5 LA RETOMBEE MERIDIONALE DE L'ARDENNE

“La retombée méridionale de l’Ardenne est également profondément découpée par l’érosion, spécialement au SO où la Semois et ses affluents ont creusé des vallées spectaculaires. L’intensité de l’érosion diminue vers les sources de la Semois et les entailles de la Vierre et de la Rulles sont beaucoup moins marquées.” (De Moor et Pissart, 1992). Néanmoins, sur tout le cours de la Semois ardennaise, si l’on exclut la grande différence de résistance entre les terrains cambriens et ceux du Dévonien, plus tendres, la sensibilité des roches à l’érosion présente une très grande uniformité, “si bien qu’il n’apparaît aucune forme de terrain importante dont l’origine soit proprement lithologique. Tout au plus peut-on supposer que les phyllades et quartzophyllades calcareux du Siegenien moyen ont dû être moins résistants à l’altération chimique du Tertiaire que les roches qui les entourent.” (Pissart, 1960). Localement, l’encaissement des méandres de la Semois a aussi engendré des mises en relief différentielles sur les versants.

La retombée méridionale de l’Ardenne, qui constitue son contact avec le nord du Bassin Parisien, se présente donc, en France comme en Belgique, comme

un glacis en pente douce ou relativement forte comme par exemple le glacis à l’ouest de Rimogne (NO de Charleville-Mézières) étudié par A. Pissart (1960). Cette zone de contact s’étend vers l’est bien au-delà de la vallée de la Semois, jusqu’à la limite nord du pays de Bitburg en Allemagne, en traversant le Grand-Duché de Luxembourg, de Perlé à l’ouest à Vianden à l’est, où elle est dénommée “retombée de l’Oesling” (Lucius, 1950).

La retombée de l’Oesling présente un relief mollement ondulé, fortement découpé par le réseau hydrographique des affluents de la Moselle, avec notamment les vallées encaissées de la Sûre et de l’Our: toutes les rivières ont leur cours perpendiculaire à la direction SO-NE de la retombée, exception faite de la Wark, dont le tracé est plus complexe en raison de petits accidents tectoniques locaux de direction nord - sud. Au sud, la retombée ardennaise disparaît sous la couverture triasique à des altitudes plus ou moins constantes de 460 mètres. La pente de la retombée ardennaise varie : elle augmente régulièrement d’ouest en est, jusqu’au nord d’Attert, puis elle enregistre une diminution, redevient maximale au nord d’Ettelbrück, puis enfin diminue vers l’est (Hoffman, 1982; Demoulin, ce vol.).

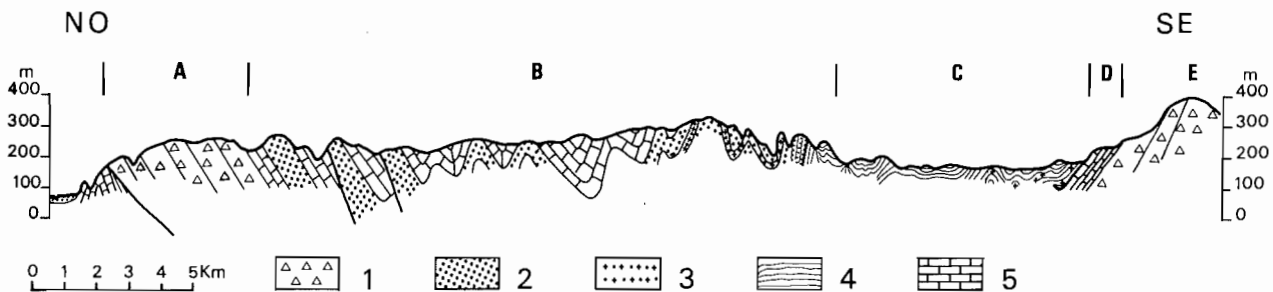


Fig. 3.13 - Profil topographique et coupe géologique de Bas-Oha, Noiseux-Hodister, montrant les relations entre la lithologie et le relief (d’après G. De Moor et A. Pissart, 1992). A: Condroz ardennais. B: Condroz. C: Famenne. D: Bande calcaire. E: Ardenne. 1: grès, psammites, schistes et conglomérats de l’Ardenne. 2: grès et psammites du Condroz. 3: macignos. 4: schistes. 5: calcaires.

3. LE SYNCLINORIUM DE DINANT

Les régions naturelles correspondant au synclinorium de Dinant ont chacune leurs caractères morphologiques et structuraux propres; ces régions sont, du nord au sud : le Condroz ardennais et la Marlagne, le Condroz, la Fagne - Famenne et la “Bande calcaire”, aussi dénommée Calestienne par les botanistes (fig 3.13).

3.1 LE CONDOZ ARDENNAIS ET LA MARLAGNE

Le Condroz ardennais et la Marlagne constituent la bordure septentrionale du synclinorium de Dinant. Le terme de “Marlagne” est employé à l’ouest de la Meuse namuroise. La succession de roches aré-

nacées en disposition subverticale du Dévonien inférieur en fait une crête importante mais étroite, plus résistante que les roches tendres qui l’entourent au nord et au sud (fig 3.14). Cette crête constitue un relief aplani bordant le sillon Sambre-et-Meuse par le sud, fortement altéré en surface et surmonté de dépôts variés (silex, sables, cailloutis fluviaux, loess) (Girolimetto, 1990). Le terme Condroz ardennais est très évocateur puisque cette région est caractérisée par des conditions typiquement ardennaises, sur limon humide, avec une couverture forestière prédominante, mais aussi par des conditions condrusiennes sur les zones planes à limon moins humide. Au nord, jouxtant le sillon mosan, la dépression précondrusienne correspond aux schistes siluriens qui jalonnent le tracé de la faille eifélienne;

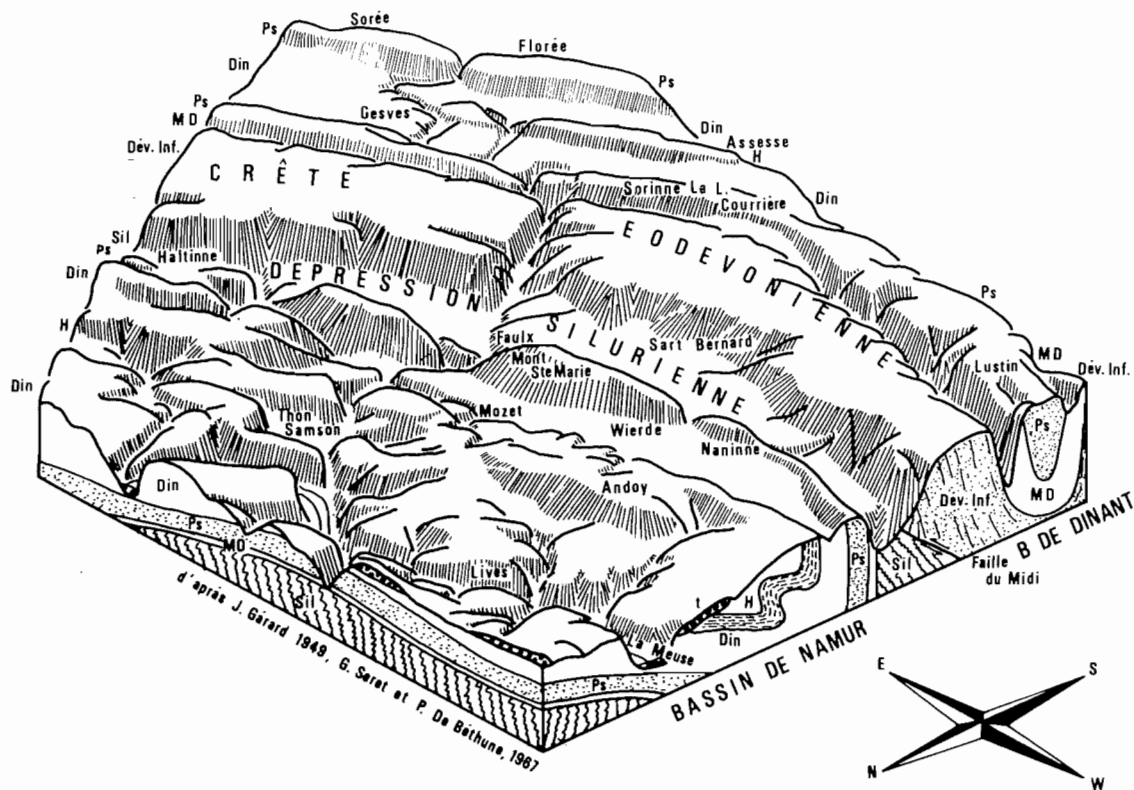


Fig. 3.14 - Relief rubané du Condroz, dans la région du Samson redessiné d'après un bloc-diagramme de J. Gérard, 1949 (G. Seret et P. de Béthune, 1966). t: terrasses mosanes. H: Houiller. Din: calcaires dinantiens. Ps: psammites fameniens. MD: schistes et calcaires méso-dévonien. Dév. Inf.: Dévonien inférieur. Sil: schistes ordoviciens et siluriens.

cette dépression silurienne est représentée au sud d'Andenne par la dépression de Faulx-les-Tombes (Desorbay, 1986). Au sud de la crête du Condroz ardennais, une dépression mésodévonienne est développée dans les schistes couviniens et forme la transition avec le Condroz (fig 3.14). La surface relativement plane du Condroz ardennais correspond assez bien, à l'est de Namur, à la surface d'érosion pré-tongrienne (De Moor et Pissart, 1992; Demoulin, ce vol.).

A l'extrémité orientale du synclinorium de Dinant, à l'est de l'Ourthe et au nord d'Esneux, l'Ardenne condrusienne est séparée du Condroz par un versant lithologique peu marqué (15-20 m) mais continu; il marque le passage des calcaires givetien aux roches gréseuses couviniennes et emsiennes. Dans la région de Gomzé-Andoumont (Côte des Forges), la dénivellation de ce versant lithologique atteint des valeurs exceptionnelles (entre 40 et 60 m). D'une façon générale, ce type de versant reste peu développé à la limite méridionale de l'Ardenne condrusienne (Girolimetto, 1990).

A l'ouest de la Meuse, la crête dévonienne de la Marlagne se poursuit de façon continue jusqu'à l'ouest de la Sambre, dans la région de Thuin. Seul le "Pays de Nalinnes", au sud de Lovreval, entre l'Eau d'Heure à l'ouest et le Ruisseau d'Acoz à l'est présente

des paysages différents, qui interrompent cette continuité. Dans cette région, la persistance d'une couverture de sables éocènes sur le socle primaire crée un paysage typiquement brabançon. Au nord-ouest du Pays de Nalinnes, près de Montigny-le-Tilleul et de Bomerée, la mise en contact direct de la crête dévonienne et des terrains schisteux du Houiller, par le jeu de la faille du Midi (prolongement occidental de la faille eifélienne), se marque dans le paysage par un abrupt litho-tectonique très marqué, d'une centaine de mètres de hauteur.

A l'ouest de Montigny-le-Tilleul, le relief de la crête éodévonienne s'atténue par rapport aux régions voisines; la vallée de la Sambre est en effet ici plus proche de sa source et moins encaissée, ce qui a causé une érosion moins intense. Dans la région de Thuin, les roches dévonienne apparaissent même en dépression car elles sont entourées de toutes parts par des reliefs qui correspondent à des dépôts subhorizontaux épais de terrains meubles éocènes. On y oppose la Thudinie septentrionale, avec des altitudes atteignant 175 mètres, recouverte de façon continue de limons éoliens peu épais et constituant une région agricole défavorisée, à la Thudinie méridionale, recouverte d'une épaisseur de limon dépassant 10 mètres; néanmoins, localement, ce limon peut se mélanger à l'argile résiduelle des craies secondaires qui ont subsisté en placages dans les régions de Heure et de Thuillies, en formant des sols plus lourds.



Il faut noter ici que, si la Thudinie septentrionale est le prolongement occidental de la Marlagne, la Thudinie méridionale continue le plateau du Condroz, puisque son socle est constitué de roches du Dévonien supérieur. La morphologie structurale n'y est néanmoins guère apparente vu l'existence de placages importants de sables tertiaires.

A l'ouest de la Sambre, entre Anderlues et Peissant, les roches dévoniennes sont presque complètement masquées par les dépôts meubles éocènes. La crête éodévonnaise apparaît une dernière fois en deux petits massifs distincts, au sud de Mons, d'une part dans la région de Merbes-Sainte-Marie, Fauroeux, Vellereille-Brayeux, d'autre part dans celle de Montignies-sur-Roc, Blaugies, Sars-la-Bruyère. L'ensemble de ces deux massifs constitue le Haut-Pays, qui est bordé au nord par la dépression de la Haine, et dont la retombée méridionale et occidentale se trouve à proximité de la frontière française (Fourneau, 1993).

3.2 LE CONDROZ

Le Condroz occupe la partie centrale du Synclitorium de Dinant. Ce plateau culminant à environ 350 mètres présente un relief ondulé d'orientation parallèle à la structure géologique, soit de direction O - E à l'ouest de la Meuse, se prolongeant par une direction OSO - ENE à l'est de celle-ci (fig 3.13). Les crêtes aplanies, appelées localement "tiges" ou "tixhes", correspondent à des anticlinaux de grès ou de psammites famenniens (parfois même à des synclinaux de grès houiller comme la crête d'Assesse) et alternent avec des dépressions allongées, dénommées "chavées" ou "xhavées", ces vallées souvent sèches correspondant à des synclinaux ou des flancs monoclinaux de calcaire carbonifère (Poty, 1976). Cette alternance est cependant l'objet de multiples variantes sous l'action de plis secondaires, par le jeu de failles et par le passage, en un tracé globalement surimposé de rivières comme la Meuse entre Givet et Namur, ou l'Ourthe (Girolimetto, 1990).

Les crêtes sommitales étant très horizontales, la ligne d'horizon est fort uniforme. Ces sommets peuvent être recoupés par un plan s'élevant de 270 mètres près de Huy à 352 mètres à l'ouest de Durbuy et, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, de 256 mètres au sud de Couillet à 313 mètres au sud de Florennes (De Moor et Pissart, 1992).

La mise en relief de crêtes de grès par rapport à des dépressions développées dans des calcaires ou des

schistes est donc liée à un processus d'érosion différentielle. En effet, les grès présentent, d'une façon générale, des formes plus arrondies que les affleurements de calcaire, mais la très grande résistance de la silice à l'altération chimique et la cohérence souvent très élevée de la roche font qu'ils résistent en général mieux que les roches voisines et restent en relief, comme c'est le cas pour les tiges condrusiennes. Néanmoins, les calcaires forment fréquemment des parois abruptes le long de certaines vallées ardennaises : vallée de la Meuse de Givet à Dinant (Rocher Bayard), vallée de la Lesse (particulièrement entre le pont de Gendron-Celles et Pont-à-Lesse), rochers de Durbuy, de Sy, Roche-aux-Faucons dans la vallée de l'Ourthe, etc.... Toutefois, si la présence de joints ou de diaclases verticaux bien marqués tend à entretenir la verticalité de ces parois, la sensibilité du calcaire à la décomposition chimique peut influencer fortement l'aspect des parois ou des colonnes soumises à l'érosion. Ainsi, l'Aiguille de Chaleux, dans la vallée de la Lesse, possède des formes bien arrondies, car elle est sculptée dans des bancs redressés de calcaire assez soluble (fig 3.15).

Dans les vallées du Condroz, lorsque la stratification est redressée, l'alternance de bancs transversaux de schiste et de calcaire se traduit souvent par une succession d'abrupts calcaires séparés par des rentrants correspondant aux schistes. Dans la région de Comblain-au-Pont, dans la vallée de l'Ourthe, les bancs de calcaire, en couches redressées jusqu'à la verticale, sont isolés sur des surfaces importantes par une désagrégation rapide des bancs de roches calcschisteuses ou argileuses beaucoup plus altérables qui les séparent; ils se détachent en gigantesques feuilletts, désignés localement sous le nom pittoresque de tartines (Macar, 1946) (fig 2.7). Ces formes présentent donc la combinaison des influences à la fois de la tectonique hercynienne, qui les a inclinées, et de l'érosion différentielle, qui les a individualisées (Lefèvre, 1935). Un autre cas d'érosion différentielle est celui que présentent les poudingues selon la nature de leur ciment. On note ainsi que les poudingues à ciment siliceux sont extrêmement résistants et se dressent parfois en rochers escarpés sur les versants des vallées, comme par exemple le poudingue de Wéris à proximité du village du même nom (au SE de Barvaux) et dans la vallée de l'Aisne (Roche-à-Frêne) ou le Poudingue de Marchin dans la vallée du Hoyoux.

D'une façon plus générale, la mise en relief des tiges du Condroz s'est effectuée à partir d'une plaine d'âge tertiaire, ce qui a permis d'assimiler classiquement le relief condrusien à un relief de type appalachien. Néanmoins, certaines caractéristiques

Fig. 3.15 - L'aiguille de Chaleux, relief aigu découpé dans le calcaire dinantien un peu en amont de Furfooz, domine le flanc nord de la vallée de la Lesse, peu après que celle-ci ait quitté la Famenne pour inciser les hauteurs condrusiennes. De tels reliefs aux parois verticales se rencontrent fréquemment dans les paysages calcaires.

régionales comme la faible dénivellation entre le sommet des crêtes et le fond des dépressions (atteignant rarement 50 mètres, et généralement inférieure à 20 mètres: de Béthune, 1964; Poty, 1976; Girolimetto, 1990), ainsi que la faible inclinaison des pentes (4 à 8° en moyenne, avec des maxima de 10 à 12°) a amené la définition d'un "relief condrusien" bien typé (de Béthune, 1964; Poty, 1976). Les versants rencontrés dans le Condroz sont donc moyennement développés, mais d'extension latérale importante puisqu'on peut les suivre parfois sur plusieurs kilomètres.

C'est dans la partie occidentale du Condroz (région de Beaumont et région de l'Hermeton) que la dénivellation entre les sommets des tiges et les fonds des vallons est la moins marquée; les dépressions y sont généralement développées dans les schistes et certains tiges y sont constitués de calcaire. Contrairement à la partie centrale du Condroz, cette zone a été recouverte par une transgression éocène dont des lambeaux assez étendus subsistent, coiffant les tiges ou remplissant les dépressions karstiques (Fourneau, 1993). Le prolongement occidental du bord nord du synclinal de Dinant, malgré les dépôts meubles crétacés et éocènes qui le couvrent de façon assez continue, est bien entendu également visible en France, dans la région de Bargette, Bavay (au nord de Maubeuge), et également le long des vallées de la Grande-Honnelle et de l'Hogneau, partie en Belgique, partie en France, ainsi que sur le plateau entre Saint-Vaast et Bavay. Dans la terminaison occidentale française du Condroz, au sud et au SO de Maubeuge, le Carbonifère du synclinorium de Dinant est nettement moins puissant que dans sa partie belge, plus à l'est, tout en conservant l'intégralité de ses assises. Ces roches constituent une partie de la région française de l'Avesnois (Ferrière-la-Petite, Bachant) (Waterlot *et al*, 1973).

Le Condroz est séparé de la Famenne par une dénivellation importante : parfois plus de 150 mètres; dans la partie orientale du synclinorium de Dinant, entre 40 et 100 mètres, avec un mode vers 60 m (Girolimetto, 1990). Cela se traduit sur le terrain par un versant lithologique imposant, continu sur parfois plus de 10 km, au contact des psammites du Famennien supérieur et des schistes du Famennien inférieur. Les pentes sont de l'ordre de 15 à 20%, ce versant est caractérisé par une convexité sommitale bien marquée, correspondant à un niveau de roches résistantes, mais le substrat du versant est schisteux (Girolimetto, 1990).

3.3 LA FAMENNE ET LA FAGNE

La Famenne correspond à la partie sud du synclinorium de Dinant, qui présente stratigraphiquement une masse de calcaire givetien et frasnien surmontée d'une épaisseur considérable de schistes du Frasnien et du Famennien inférieur.

Les schistes de la Famenne sont des roches tendres; leur aire d'affleurement apparaît dans le paysage sous la forme d'une dépression d'une altitude inférieure à 220 m. La roche y affleure assez souvent sur des pentes modérées, ou au sommet de crêtes peu importantes. L'épaisseur du manteau superficiel y est relativement faible, du fait de la faible profondeur de pénétration de l'eau, résultant de l'imperméabilité de la roche, dont les fissures sont généralement bouchées par de l'argile d'altération (Macar, 1946). Cette dépression de Famenne, large de quelques kilomètres (au maximum 10 entre la Lesse et Beauraing), s'étire depuis Barvaux-sur-Ourthe jusqu'à Beauraing en passant par Marche et Rochefort. A l'ouest du rentrant français de Givet, elle porte le nom de Fagne. La Fagne s'étend à l'ouest jusqu'aux étangs de Virelles, à proximité de Chimay (Ozer, 1982).

L'allure presque plane de la dépression de Fagne-Famenne est localement interrompue par des affleurements de roches calcaires, plus résistantes que les schistes. Les reliefs qu'elles engendrent ont des origines diverses: il s'agit tout d'abord d'ondulations anticlinales, comme le nez anticlinal du Rote aussi dénommé "Mont Pelé", près de Barvaux-sur-Ourthe (Brendel, 1967; Macar, 1970) ou le bombement anticlinal du Roptai près de Han-sur-Lesse (Seret, 1963), ou de quelques petites crêtes qui correspondent à des bancs de calcaire ou de schistes à nodules calcaires comme, par exemple, dans la région de Lessive et d'Ave-et-Auffe.

D'autre part, quelques collines arrondies appelées "tiennes" (localement, "chapeau de gendarme" ou "chapeau de Napoléon") correspondent à des biohermes, c'est-à-dire à des formations récifales massives, lenticulaires, se trouvant dans des formations stratifiées lithologiquement différentes, ici, des formations schisteuses dont elles ont été dégagées par érosion différentielle (Ozer, 1982). Dans la région de Frasnes, les biohermes forment une série de collines calcaires isolées dans les schistes du Frasnien moyen (Dévonien supérieur). La végétation qui les recouvre est une pelouse calcaire de type méridional parfois riche en plantes de la famille des Orchidacées. Ces "tiennes" sont souvent entaillés par d'anciennes exploitations de marbre (Waterlot *et al*, 1973).

A l'extrémité orientale de l'affleurement des schistes de la Famenne correspond une large dépression qui s'amorce à Sougné sur la rive droite de l'Amblève et qui se dirige vers le nord; elle marque le passage des schistes qui, à cet endroit, prennent brusquement la direction du nord pour emboîter l'allure générale des terrains dévoniens, due à l'ennoyage relativement rapide du synclinorium de Dinant vers l'ouest. On se rend compte aisément qu'en ce point, la largeur de la dépression est nettement supérieure à ce qu'elle est à Esneux, ou encore plus au nord (Fourmarier, 1950).

3.4 LA BANDE CALCAIRE

Le NO de l'Ardenne est séparé de la dépression schisteuse de la Fagne-Famenne par une bande étroite de calcaire dévonien (Givetien, Frasnien) qui forme un palier d'altitude comprise entre 260 et 300 m. Cette bande à calcaire s'étire depuis Remouchamps jusqu'au flanc nord du massif de Rocroi en passant par Marche, Rochefort, Han, Beauraing, Nismes, Couvin et Chimay (Ozer, 1982). Dominant souvent de plus de 100 mètres la dépression famennienne, ce gradin est dû à la résistance des calcaires, intermédiaire entre celle des schistes famenniens et celle des roches ardennaises.

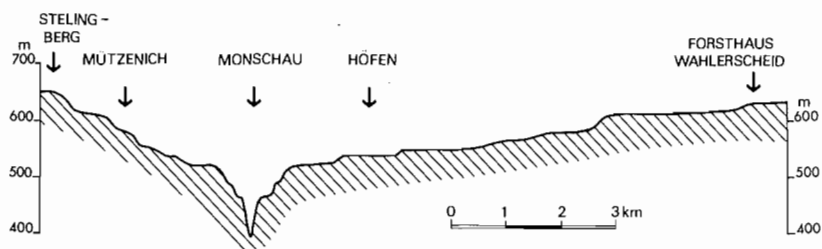


Fig. 3.16 - Coupe de la morphologie "en escalier" de "l'Himmelsleiter" dans la vallée de la Rur près de Monjoie (d'après D. Richter, 1962).

Dans la région de Remouchamps, c'est-à-dire dans l'extrémité nord-orientale du synclinorium de Dinant, F. Girolimetto (1990) parle d'une bande schisto-calcaire pour désigner les affleurements des schistes du Famennien inférieur et des roches schisto-calcaires dévoniennes (Frasnien - Givetien). Le relief relativement calme de cette région est faiblement incisé par le développement d'un réseau de vallons, le plus souvent subséquents. Ici aussi, la différence de résistance à l'érosion des schistes et des calcaires donne lieu à des versants lithologiques internes à la bande schisto-calcaire, avec la mise en dépression des schistes. Ces versants lithologiques d'extension latérale limitée à quelques centaines de mètres présentent des dénivellations et des pentes variables en fonction de la puissance des diverses formations en présence et de la proximité du réseau hydrographique, tout en restant des formes mineures.

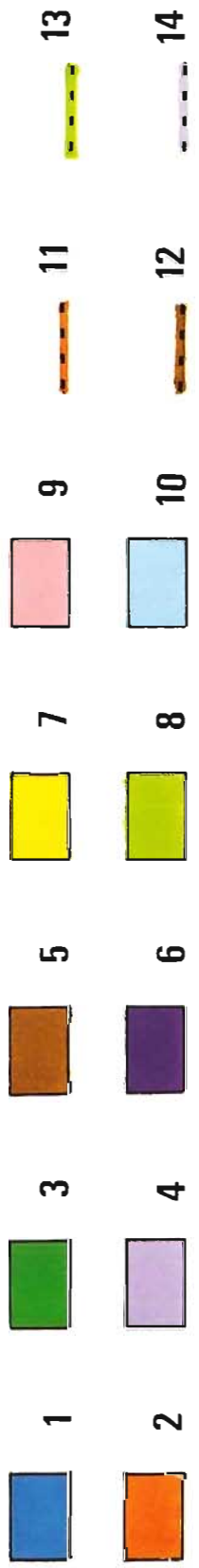
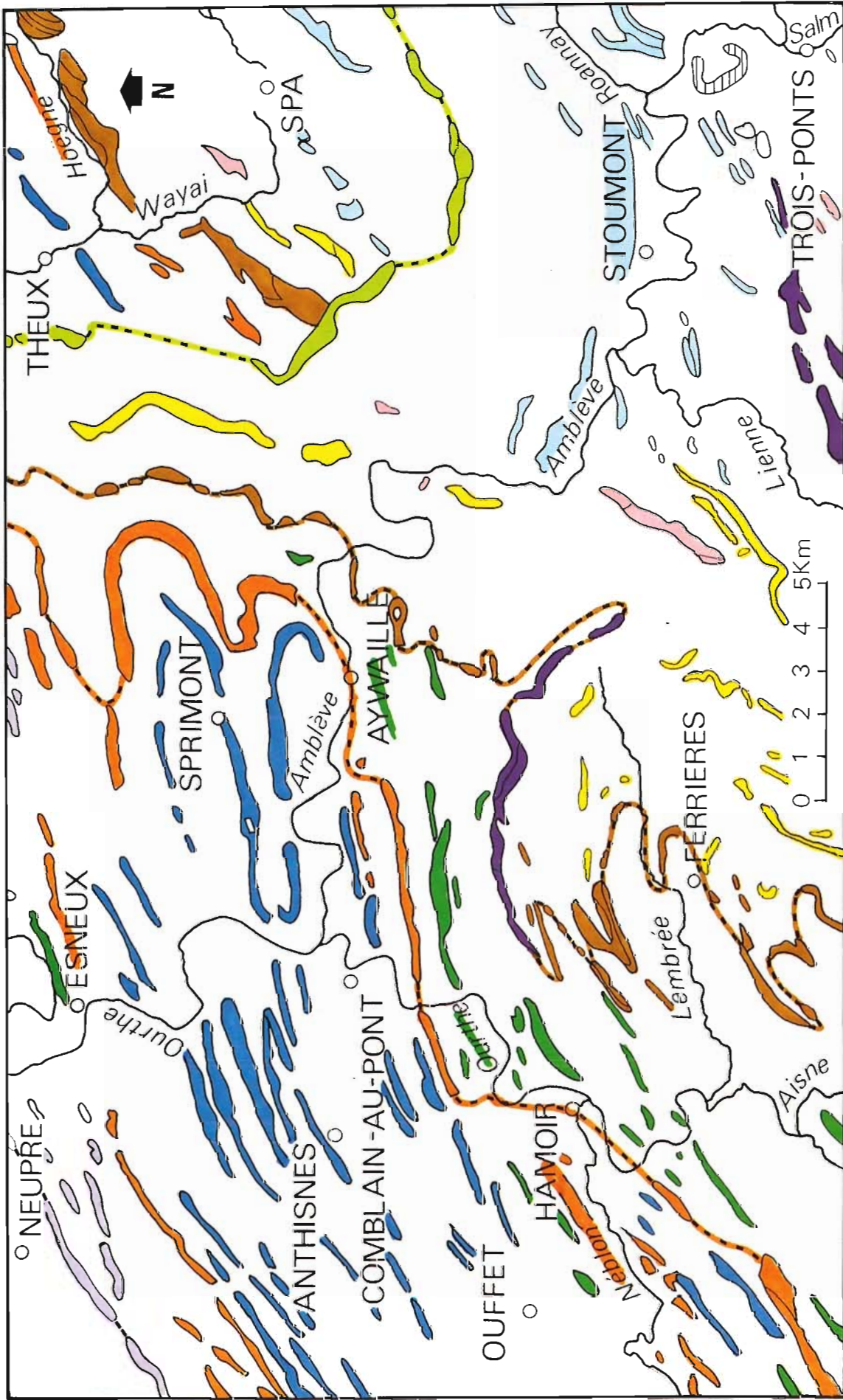
Le passage de la bande schisto-calcaire à l'Ardenne est marqué par d'imposants versants lithologiques appuyés sur les roches ardennaises (Couvinien - Emsien). Entre Aywaille et Ferrières, ce contact prend localement une direction O-E, et son extension latérale est ondulée et fragmentaire, ceci en raison du passage de la faille de Xhoris (fig. 3.17). Cette faille est à l'origine d'un versant lithologique qui s'étend entre l'ouest de Xhoris et le sud de Harzé, d'une dénivellation comprise entre 20 et 40 mètres et d'une pente de 20 à 30%. "Le substrat lithologique est, dans le cas présent, hétérogène. Si la concavité basale est bien influencée par un contact lithologique (schistes et calcaires d'une part,

Dans son extrémité occidentale, cette zone de contact entre l'Ardenne et la Fagne n'est plus caractérisée par aucune dénivellation marquée. Le paysage y est peu diversifié, et, par analogie avec le terme de Thiérache, employé dans la partie française de cette région où le socle primaire est partiellement recouvert de sédiments secondaires ou tertiaires, le terme de Haute Thiérache est choisi pour désigner la partie belge, à l'ouest de Couvin, étant donné son altitude plus élevée que celle de son homologue française (Fourneau, 1993).

roches gréseuses d'autre part), ce dernier est produit par le jeu d'une faille de charriage (faille de Xhoris), de telle sorte que la stratification des roches gréseuses (Couvinien, Emsien, Siegenien, Gedinnien) en "amont" de la faille, est oblique par rapport à la direction de celle-ci et donc à la concavité basale. Malgré les particularités de ce contact, le substrat affecté par cette faille renferme un ensemble de lithotypes dont la résistance à l'érosion varie peu (schistes gréseux, grès, poudingues), ce qui permet au versant lithologique de conserver des propriétés analogues sur plus de 10 kilomètres" (Girolimetto, 1990). Il faut noter que le passage de la faille de Xhoris détermine, plus à l'est, en Ardenne proprement dite, un versant lithologique à concavité basale dans les roches reviniennes, qui s'allonge depuis la Lienne à l'ouest jusqu'aux environs de Coö à l'est.

4. LE MASSIF DE LA VESDRE

Le massif de la Vesdre fait partie du synclinorium de Verviers dont affleure en fait uniquement le flanc sud (Graulich, Dejonghe et Cnudde, 1984; Maréchal, 1992). Le massif de la Vesdre est limité au nord par la faille de Soiron, qui le met en contact avec le massif de Herve, dans lequel affleurent des roches du Houiller et dans une moindre mesure du Dévonien supérieur. Dans sa partie méridionale, le massif de la Vesdre est en contact avec le massif de Stavelot. Il se compose des mêmes roches que le synclinorium de Dinant (schistes, grès et psammites famenniens, calcaires dinantiens, schistes et grès houillers) dont il n'est séparé



que par un anticlinal transversal à noyau de Dévonien inférieur et moyen, et il constitue en fait la prolongation vers l'est de la partie septentrionale de ce synclinorium. Par conséquent, une influence structurale sur le paysage, analogue à celle développée dans le Condroz se marque ici, mais d'une façon moins nette : des crêtes allongées correspondent aux grès et aux psammites, plus résistants que les calcaires et les schistes dans lesquels se marquent des dépressions.

Enfin, la région située à l'est et au SE d'Aix-la-Chapelle présente des calcaires, des schistes calcaireux et des grès d'âge carbonifère (Viséen, Houiller) et dévonien (Famennien) dont la correspondance avec les assises similaires du Condroz est encore fort aisée à établir. Nous sommes donc ici à nouveau en présence d'un paysage plissé de type condrusien, fortement fracturé par un système important de failles transverses (Geukens, 1953). L. Bouvy (1981) a également décrit un tel paysage du côté belge de la frontière, dans la région de Welkenraedt - La Calamine (tige famennien d'Eupen - Kettens - Bockenhaag - Heck Raeren), où le même réseau de failles est visible. Cette région constitue en fait une partie en dépression du massif de la Vesdre où l'influence structurale sur la morphologie est bien moins marquée que dans le Condroz. Selon E. Holzapfel (1910), à Walheim, au sud d'Aix-la-Chapelle, les schistes frasniens et famenniens constitueraient ensemble une dépression très visible, la dépression de Burgholz, bordée d'un versant marqué constitué de calcaires frasniens et givetiens. De même, une partie du cours de l'Inde est développé dans le cœur namurien en dépression du synclinal de l'Inde (Ribbert, 1992).

Depuis les hauteurs des Hautes-Fagnes, la descente vers le nord et vers l'est en direction de la baie du Rhin se fait en gradins (fig 3.16). Cette morphologie "en escalier" séparant Aix-la-Chapelle des Hautes-Fagnes est dénommée "Himmelsleiter", ou "Echelle céleste", par D. Richter (1975).

5. UN EXEMPLE DE CARTE DE SYNTHESE

La carte des abrupts lithologiques qui a été établie dans le cadre du levé de la feuille 49 (Spa) de la carte géomorphologique de la Belgique (Girolimetto, 1990) est une belle synthèse du rôle déterminant de la structure géologique dans la diversité des paysages physiques rencontrés en Ardenne (fig 3.17). En effet se trouvent reprises sur cette carte cinq régions naturelles

distinctes dont les caractéristiques morphologiques ont été décrites, à savoir :

- l'Ardenne condrusienne (ou Condroz ardennais) à l'extrême NO,
- le Condroz à l'ouest,
- la bande schisto-calcaire,
- l'Ardenne, représentée principalement par le massif de Stavelot, et qui constitue la plus grande partie de la région considérée, avec toute la moitié orientale de la carte,
- la fenêtre de Theux.

Les limites entre ces régions, pas toujours connues avec précision, ont pu être précisées ici par des arguments géomorphologiques concrets. Les abrupts y sont très souvent dus à une différence de résistance à l'érosion entre deux roches en contact et / ou à la présence de failles (fenêtre de Theux, faille de Xhoris). F. Girolimetto (1990) a établi une typologie des versants lithologiques pour la région considérée (fig 3.17).

Le Condroz est non seulement caractérisé par des versants "internes" au contact des calcaires carbonifères (chavées) et des psammites famenniens (tiges), mais également à son contact avec l'Ardenne condrusienne, par un versant lithologique peu élevé mais continu. Il est séparé de la bande schisto-calcaire par une dénivellation marquée qui se traduit sur le terrain par des versants importants, continus sur parfois plus de 10 kilomètres (versants lithologiques famenniens). Le phénomène est particulièrement évident entre Sprimont et Louveigné où se dessinent deux nez synclinaux (avec des dénivellations de l'ordre de 60 mètres) et, au SE de Comblain-au-Pont (où la dénivellation peut atteindre localement 100 mètres). Par contre, cet abrupt disparaît aux environs d'Aywaille et de Hamoir, suite aux actions érosives respectivement de l'Amblève et de l'Ourthe qui adoptent localement un tracé subséquent.

Des versants lithologiques mineurs font ressortir les variations de lithologie au sein de la bande schisto-calcaire, étant donné la résistance à l'érosion plus faible des schistes vis-à-vis des calcaires.

Le passage de la bande schisto-calcaire à l'Ardenne se dessine aisément sur la carte géomorphologique en suivant les versants lithologiques les plus imposants, appuyés sur les roches ardennaises (Couvinien - Emsien). A proximité de Ferrières, ces versants permettent de suivre fidèlement le contact

Fig. 3.17 - Carte montrant la limitation des grandes régions naturelles sur base de la localisation et de la typologie des abrupts lithologiques, sur la feuille 49 de la carte géomorphologique de la Belgique (Spa) (F. Girolimetto, 1990). Versants lithologiques: 1: condrusien. 2: famennien. 3: interne de la bande schisto-calcaire. 4: de l'Ardenne condrusienne. 5: ardennais. 6: ardennais lié à la faille de Xhoris. 7: ardennais secondaire. 8: de la bordure de la fenêtre de Theux. 9: entre Dévonien et Cambrien. 10: cambrien. Limites: 11: entre Condroz et bande schisto-calcaire. 12: entre bande schisto-calcaire et Ardenne. 13: de la fenêtre de Theux. 14: entre Ardenne condrusienne et Condroz.

Givetien - Couvinien et traduisent l'existence de six plis anticlinaux et autant de plis synclinaux. Vers le nord, ce contact prend une direction ouest - est, en relation avec le passage de la faille de Xhoris, ce qui a amené la définition d'un sous-type local. Près d'Aywaille, la direction change de nouveau pour devenir sud - nord.

Au NO de Spa et au SO de Lorcé, deux versants sont développés au contact entre le Dévonien et le Cambrien. La formation de crêtes ou de versants lithologiques restreints est due, au sein du substrat dévonien de l'Ardenne, à des niveaux de roches plus résistants et particulièrement à des affleurements quartzitiques résistants du Siegenien moyen. De même, d'autres versants

sont développés au sein des roches salmiennes et au contact Salmien - Revinien (versants lithologiques cambriens internes) ou encore au sein des roches reviniennes qui sont localement marquées par le passage de la faille de Xhoris.

La fenêtre de Theux enfin est magnifiquement délimitée par des versants lithologiques ou par le tracé de vallons subséquents aux failles de charriage.

Une étude géomorphologique de ce type, même réalisée à l'échelle locale, met en évidence l'importance des grands traits physiques des différentes régions ardennaises.

AU SECONDAIRE ET AU TERTIAIRE, L'ARDENNE TROPICALE

L'ALTERATION DES ROCHES ET LES CLIMATS ANCIENS

JEAN ALEXANDRE ET JACQUES THOREZ

L'altération chimique a joué un rôle essentiel dans l'élaboration du relief actuel de l'Ardenne. Elle a toutefois laissé peu de vestiges apparents de son action, ancienne certes, mais plusieurs fois répétée. Il y a peu, c'était au hasard d'une carrière de sable ou de kaolin que la roche primaire laissait entrevoir les marques d'une altération intense. Ces carrières sont aujourd'hui abandonnées progressivement et seules, les saignées pratiquées pour le passage des autoroutes montrent encore, de façon très éphémère, le substratum décomposé dont les couleurs blanche et rougeâtre tranchent avec les brun-beige des sols actuels.

La discrétion des effets de l'altération est le résultat de l'action combinée de deux phénomènes:

- en premier lieu, l'érosion superficielle a éliminé les horizons supérieurs du manteau d'altération. Une telle érosion se produit dans des conditions climatiques qui ne sont guère favorables à la pédogenèse lorsque les vallées s'enscellent, aidées en cela par un bombement épérogénique. L'érosion a pu se produire à plusieurs reprises, alors que l'altération reprenait éventuellement son œuvre dans les intervalles. Toutefois, depuis le début du Quaternaire, voici quelque deux millions d'années, l'altération chimique a été fortement réduite.

- en outre, les apports récents de limons éoliens sont venus masquer les dernières traces des affleurements de roche altérée.

1. ALTERATIONS DE L'ARDENNE SENSU STRICTO

Malgré un substrat particulièrement résistant, l'Ardenne garde les traces d'une altération nettement plus importante que les régions voisines (fig. 5.2). Le manteau d'altération y est cependant très variable quant à son importance. Des sondages effectués sur le plateau des Tailles (Cosan, 1969) révèlent des épaisseurs d'altérites de 50 m voisinant avec de larges espaces où le substrat est à l'état frais, et ce dans le cadre d'une même

surface d'érosion. Le fait que les altérites les plus profondes ne se rencontrent pas toujours sur la surface d'érosion même, mais au rebord ou sur le versant en contrebas, démontre que la topographie de départ était quelque peu différente (Demoulin, 1986). L'érosion ultérieure a par ailleurs attaqué plus facilement les zones altérées (Alexandre, 1958), contribuant ainsi à déformer la topographie originelle des surfaces d'aplanissement. Les altérites qui subsistent à l'heure actuelle ne sont donc que les racines d'un manteau d'altération en grande partie disparu et dont nous ignorons la dimension exacte. Les 140 m recoupés par un sondage effectué dans la carrière de Transinne (Dupuis *et al.*, 1995) constituent une exception, l'allure en dressant des roches étant particulièrement favorable à une pénétration profonde de l'altération. Bien que, dans la plupart des cas, il ne soit pas aisé de faire une estimation précise, il semble que les restes du manteau d'altération soient plus importants - plus fréquents et plus profonds - sur les hauts plateaux peu disséqués (au-dessus de 500 m: Hautes-Fagnes, plateau des Tailles), de dimensions plus réduites sur les surfaces de moyenne altitude (au-dessus de 400 m) et presque inexistantes sur les banquettes vers 340-360 m, proches des premières terrasses quaternaires en bordure de l'Ardenne (Gullentops 1954). Par comparaison, le Famennien supérieur affleurant sur les sommets du Condroz vers 350 m d'altitude peut être altéré sur quelque trois mètres (Maréchal, 1958). Ces sommets sont des fragments d'une surface d'érosion plus ancienne que les banquettes de l'Ardenne, du fait du bombement qui a soulevé cette dernière (Demoulin, ce vol.).

Dans les parties altérées, quartzites et grès sont retournés à l'état de sable, schistes et phyllades à l'état d'argile. Les minéraux argileux sont ici la kaolinite engendrée par les feldspaths (peu fréquents dans l'Ardenne éodévonienne, même sur les "arkoses" gedinennes) et surtout par la chlorite (entre 25 et 40% dans les roches péliques ardennaises), et l'illite, résultant de l'altération des micas et séricites. La kaolinite ardennaise n'est, en général pas très bien cristallisée, excepté

L'ALTERATION

Par soulèvement et érosion, toutes les roches du substrat (sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques) subissent à l'affleurement, en premier lieu, les effets de l'altération météorique, d'essence géochimique. Le manteau d'altération s'épaissit au cours du temps, en fonction de la nature, de la granulométrie et de la porosité des matériaux, mais aussi de la mobilité et de la qualité de l'eau, laquelle entretient et développe l'hydrolyse des minéraux instables au contact des solutions qui percolent à travers les diaclases, les joints et les (micro)pores. Le front d'altération géochimique (FAG) est généralement discordant vis-à-vis de la géométrie des couches rocheuses plissées du substrat. Dès que ce dernier a été argilisé sur une épaisseur suffisante, sa partie superficielle peut alors être colonisée par la végétation: il se développe un nouveau front, d'essence pédogénétique (FAP) cette fois, qui s'enfonce à son tour mais avec retard par rapport au front géochimique. Le matériau affecté par l'altération pédochimique se singularise en ses différents horizons (A, B) en fonction des conditions climatiques. La couche géochimiquement altérée joue le rôle de roche-mère (C) des sols en surface. Si les conditions climatiques deviennent plus humides, le sol et même une partie du substrat rocheux peuvent être livrés à l'érosion. Un nouveau cycle altération-pédogenèse peut ensuite démarrer si les conditions climatiques redeviennent favorables pour développer un nouveau manteau d'altération, hôte d'une nouvelle pédogenèse. Si le climat devient plus aride, condition qui bloque l'altération géochimique et pédochimique, l'altérite et les sols qu'elle supporte peuvent être complètement déblayés jusqu'à la roche fraîche.

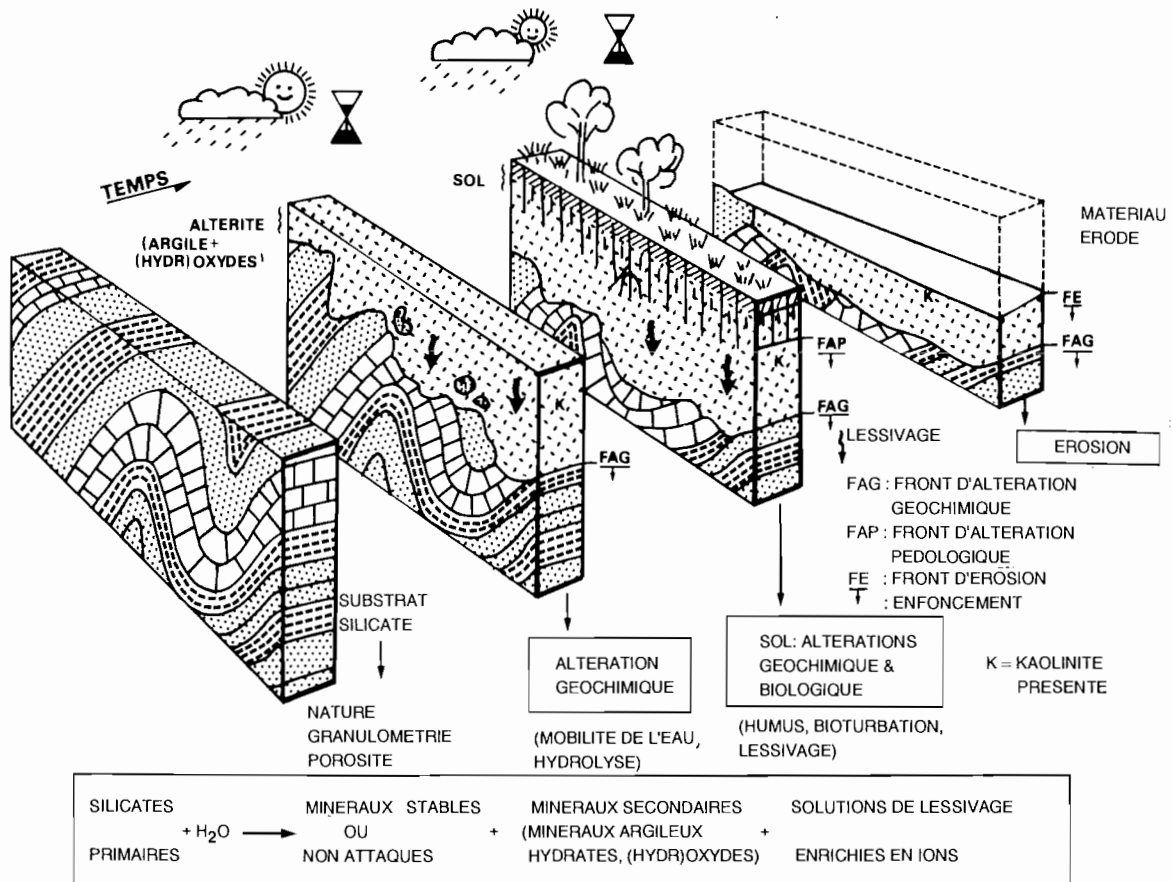


Fig. 4.1 - Altération, pédogenèse et érosion (aplanissement).

Au cours des altérations géochimique et pédogénétique, les minéraux silicatés contenus dans les roches parentales (par exemple, feldspaths, micas, chlorite, etc. dans le cas des roches siliciclastiques, et minéraux accessoires dans les roches carbonatées mises à dissolution) réagissent avec les solutions de lessivage (eau, acides humiques) pour engendrer sur place un matériau composite comprenant : (1) une fraction résiduelle de minéraux primaires stables (quartz) et éventuellement de silicates imparfaitement altérés faute de temps (micas) ; (2) des minéraux secondaires, incluant des minéraux argileux sensu stricto associés à des oxydes et hydroxydes, principalement de fer, responsables de la pigmentation plus ou moins rutilante de l'altérite ou du paléosol; (3) des solutions plus ou moins enrichies en cations solubilisés par hydrolyse et emportés hors de l'amphithéâtre des altérations par simple lessivage gravitaire.

toutefois dans le sens perpendiculaire aux feuillets. La forme des cristaux est assez grossière et arrondie plutôt que limitée par des angles nets.

L'épaisseur des produits d'altération résiduels et la présence généralisée de la kaolinite sont le résultat d'une action prolongée sous un climat chaud et humide. Les horizons profonds du manteau d'altération conservent toutefois un certain anonymat quant aux types de climat qui les ont engendrés. Les horizons superficiels - les paléosols - eussent été plus prolifiques à cet égard s'ils n'avaient été érodés. Les colorations dues à l'oxydation du fer apportent à ce sujet quelque information. Aux tons passés (rose violacé, jaune clair) de la profondeur, succèdent vers le haut, des plages rouge violacé ou rouge brique qui tranchent sur d'autres d'un blanc presque pur (fig. 4.2), puis des horizons entièrement rubéfiés (comme à Cornimont: Pissart, 1962). Des sols rouges ont dû se développer au-dessus des altérites encore présentes, comme en témoignent des pellicules

d'argile rouge apportées par un lessivage partiel des horizons supérieurs (Manil, in Macar et Alexandre, 1958).

Que sont devenus ces horizons superficiels? Une faible proportion se retrouve sous forme de dépôts sédimentaires sans âge - colluvions ou alluvions - surmontant directement les altérites (Lierneux: Dormael, 1893), voire un substrat moins décomposé (Ster-Francorchamps). Le long des grands axes hydrographiques, il ne subsiste aucune trace de tels dépôts, auxquels leur nature sablo-argileuse et leur accumulation dans des sites fort exposés, en bordure de vallée, n'accordent qu'une résistance réduite à l'érosion. Enfin, retrouver les altérites ardennaises dans les dépôts à la périphérie de l'Ardenne grâce à une identification précise des kaolinites fondée sur leur cristallinité et leur forme (voir encadré), s'est révélé presque impossible, étant donné la grande dilution à laquelle les altérites ont été soumises.



Fig. 4.2 - A défaut des exploitations anciennes de kaolin, qui furent importantes notamment autour de Libin, seules les tranchées creusées lors de la construction de voies routières importantes exposent encore, mais très temporairement, le manteau d'altération chimique tertiaire de l'Ardenne. Au blanc des kaolins purs issus de l'altération de bancs schisteux souvent voisins de niveaux arkosiques qui ont joué le rôle de voie de pénétration de l'altération et de lessivage du fer s'opposent les mauves et les rouges des schistes et grauwackes dont la teneur en fer a donné lieu à une pigmentation hématitique de ces mêmes argiles kaoliniques.

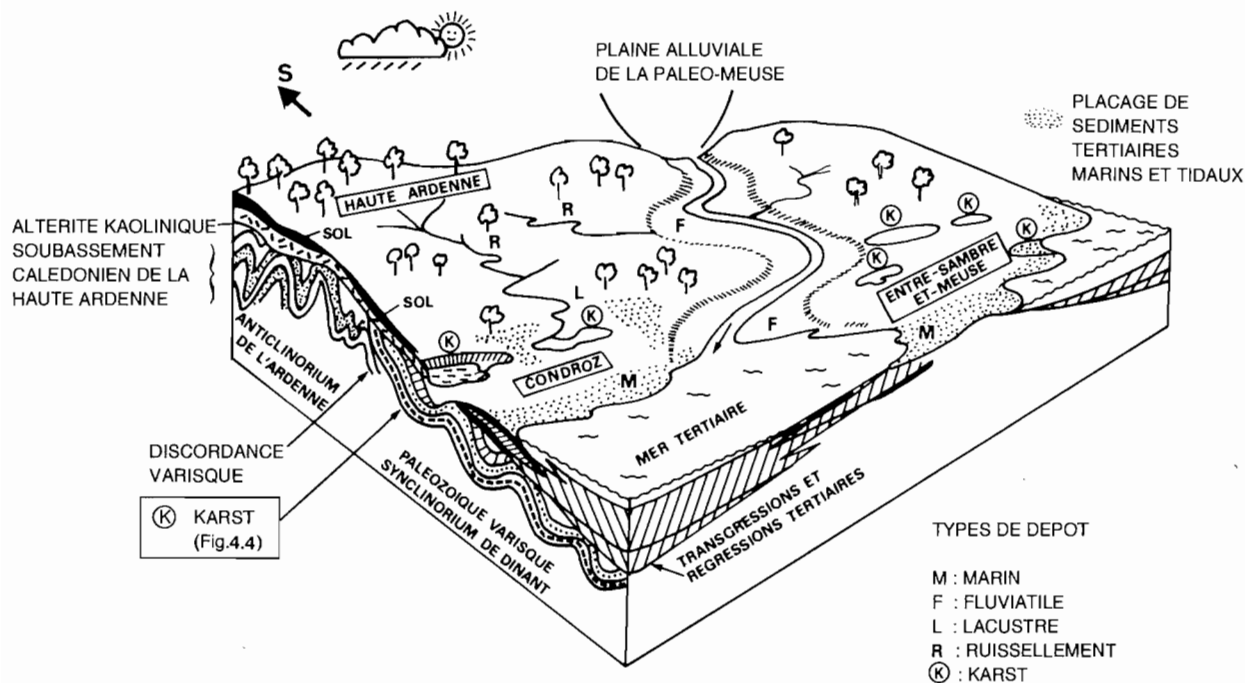


Fig. 4.3 - Reconstitution schématique du paysage tertiaire de l'Ardenne et de sa marge septentrionale.

2. LES ALTERITES ET LEUR REDISTRIBUTION DANS LE CONDROZ ET L'ENTRE-SAMBRE-ET-MEUSE

En réalité, il subsiste dans le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse un grand nombre de placages ou de poches de sédiments tertiaires dont l'origine et l'histoire sont assez variées et dont il convient de faire le départ (fig. 4.3). Les dépressions karstiques développées dans le Calcaire Carbonifère ont en effet localement placé les dépôts tertiaires de ces régions à l'abri de l'érosion. Comme, de plus, ceux-ci ont fait l'objet d'une exploitation pour leur contenu en argile plastique, ils sont mieux connus et mieux répertoriés que les formations de Haute Ardenne. La structure de ces accumulations est toutefois rendue complexe par la subsidence karstique (Fig. 4.4). Les séquences les plus complètes comprennent à la base des dépôts marins puis continentaux (alluvions et colluvions). Sables, argiles et parfois graviers sont couverts à leur tour par des sables humifères et des tourbes lacustres ou palustres datés de la fin du Miocène (Demaret-Fairon, 1995).

Les dépôts marins (Demoulin, ce vol.) sont omniprésents (fig. 5.2). Leur âge est éocène (Landenien, Bruxellien ou Yprésien) ou oligocène (Tongrien). Ils se retrouvent jusque dans le fond des dépressions karstiques (par exemple à Onhaye) et même à la bordure nord-orientale de l'Ardenne où un soulèvement les a portés jusqu'à plus de 600 m. Ils se caractérisent par la présence de glauconie, de pistes de vers marins, de macro- et microfossiles marins, de cortèges de minéraux

lourds assez variés permettant, par ailleurs, de faire le départ entre Eocène et Oligocène (Soyer, 1972). Ces dépôts tranchent sur la monotonie des produits d'altération ardennais. Les dépôts marins sont notamment identifiables par leur composition en minéraux argileux (fig. 4.5): à côté de la kaolinite et de l'illite, dont une partie pourrait être héritée du massif ardennais, s'y rencontrent une montmorillonite néoformée, d'origine volcanique, et des beidellites, autre variété de smectite, produite par le remaniement de vertisols (Anceau, 1988). En outre, ces dépôts sont riches en feldspaths (15%): c'est le milieu marin dans lequel ils sédimentaient qui a assuré la conservation de ces minéraux pourtant très altérables, et qui auraient à coup sûr été détruits dans les environnements continentaux de l'époque.

Les argiles des dépôts continentaux sont essentiellement des kaolinites et des illites, auxquelles viennent se joindre des interstratifiés et quelquefois de la smectite; les kaolinites sont composées d'un mélange de particules petites et assez mal cristallisées qui pourraient être d'origine ardennaise et d'éléments plus grands et de cristallinité plus accomplie, vraisemblablement d'origine locale (fig. 4.10). De même, parmi ces formations continentales, le substrat condrusien altéré sur place ou transporté à peu de distance se distingue nettement des formations homologues ardennaises par la forte proportion de kaolinite qu'il recèle, par la cristallinité bien développée (principalement dans le plan X,Y) et la dimension nettement plus grande des cristaux. La forte proportion de feldspath des roches

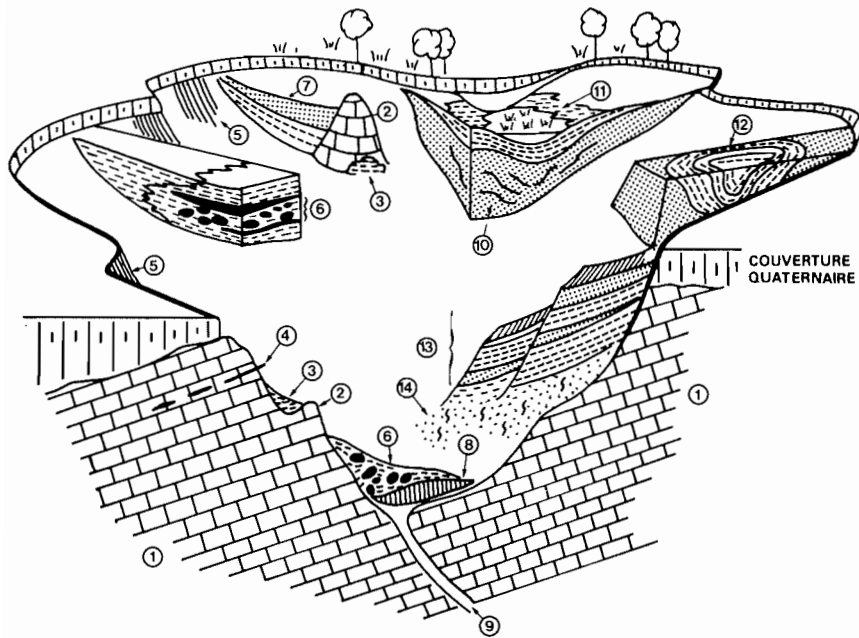


Fig. 4.4 - Bloc-diagramme montrant la complexité de la structure des dépôts d'une dépression karstique du Condroz. 1: substrat calcaire. 2: éperon. 3: argile de dissolution. 4: niveau de chert. 5: paroi silicifiée. 6: bandes et blocs silicifiés noirs empâtés dans une argile blanche. 7: dépôts argilo-sableux de remplissage. 8: croûte d'oxydes de fer. 9: conduit karstique. 10: sédiments fluvio-lacustres. 11: tourbe (marécage). 12: lapiez à comblement d'argile lacustre et palustre. 13: alternances sablo-argileuses déformées par la tectonique karstique. 14: sables blancs bioturbés.

condrusiennes, qui peut atteindre 50% dans le Famennien supérieur (Thorez, 1969), est en grande partie responsable de cette caractéristique. L'assemblage des minéraux lourds est très pauvre, constitué presque exclusivement d'ubiquistes, soit les minéraux les plus résistants et les plus répandus. La cartographie de ces dépôts les montre confinés à un secteur de part et d'autre du cours de la Meuse de Ciney à Namur.

Une partie des poches karstiques ont encore été soumises - sans doute dans des conditions hydrologiques particulières - à une nouvelle altération dans un milieu, cette fois, légèrement carbonaté. Les grains de quartz sont éclatés sur place; presque tous les minéraux argileux - la smectite et les interstratifiés, par exemple - sont poussés au stade ultime de l'altération, c'est-à-dire la kaolinite. Celle-ci présente des mélanges quant aux tailles et à la cristallinité. Les sels de fer ont été lessivés et il n'en subsiste que quelques rubanements parallèles et de forme contournée qui oblitérent l'ancienne stratification des dépôts blanchis. Cette altération en milieu karstique s'est produite avant la mise en place des argiles souvent colorées qui accompagnent les dépôts organiques du Miocène.

3. L'ÂGE DES ALTERATIONS ET LES CLIMATS QUI LEUR ONT ÉTÉ FAVORABLES

Toutes les formations évoquées jusqu'à présent ont un âge tertiaire que l'on tentera ultérieurement de préciser. Certains sédiments datés du Quaternaire ou d'une période annonçant celui-ci ont en effet gardé l'empreinte de l'altération qui régnait antérieurement. Dès les deux premières terrasses de la Meuse, actuellement datées du Pliocène, les graviers apparaissent aux

côtés des sables. De teinte assez blanche ou au contraire consolidés par des précipitations d'hydroxydes de fer, ces graviers se caractérisent par une composition pétrographique pauvre, c'est-à-dire comportant surtout quartz, silex, chert, calcaire silicifié, quartzite, à l'exclusion de roches facilement altérables; ils marquent une transition vers un climat moins favorable. Auparavant, seuls quelques laies de gravier auraient pu subsister dans les dépôts (oligocènes?) du Condroz. Ces terrasses se regroupent en niveaux d'altitude concordante qui constituent la "trainée mosane", entre 200 et 225 m d'altitude, sauf aux endroits où les dépôts ont été affectés par la dissolution de la craie secondaire sous-jacente. L'équivalent de cette formation se retrouve au coeur de l'Ardenne, à proximité de l'Ourthe de Laroche (dépôt du Pafy: Stainier, 1895; Gullentops, 1954) et le long de la Semois (terrasse de Herbeumont: Hufty, 1959).

Le Quaternaire marque donc la fin d'une altération chimique puissante. Certes, les craies secondaires ont continué à se dissoudre après la mise en place du cailloutis des premières terrasses mosanes mais pas au point de produire des argiles à silex sur une épaisseur de plusieurs mètres comme cela avait été le cas après le dépôt de l'Oligocène marin (par exemple à Hallembaye: Calembert, 1975). Par ailleurs, si l'apparition d'une sédimentation graveleuse est le signe de l'affaiblissement de l'altération, le bombement concomitant de l'Ardenne et l'encaissement des vallées ont permis à l'érosion d'atteindre progressivement la roche fraîche, participant ainsi également à la fourniture d'un matériau plus grossier.

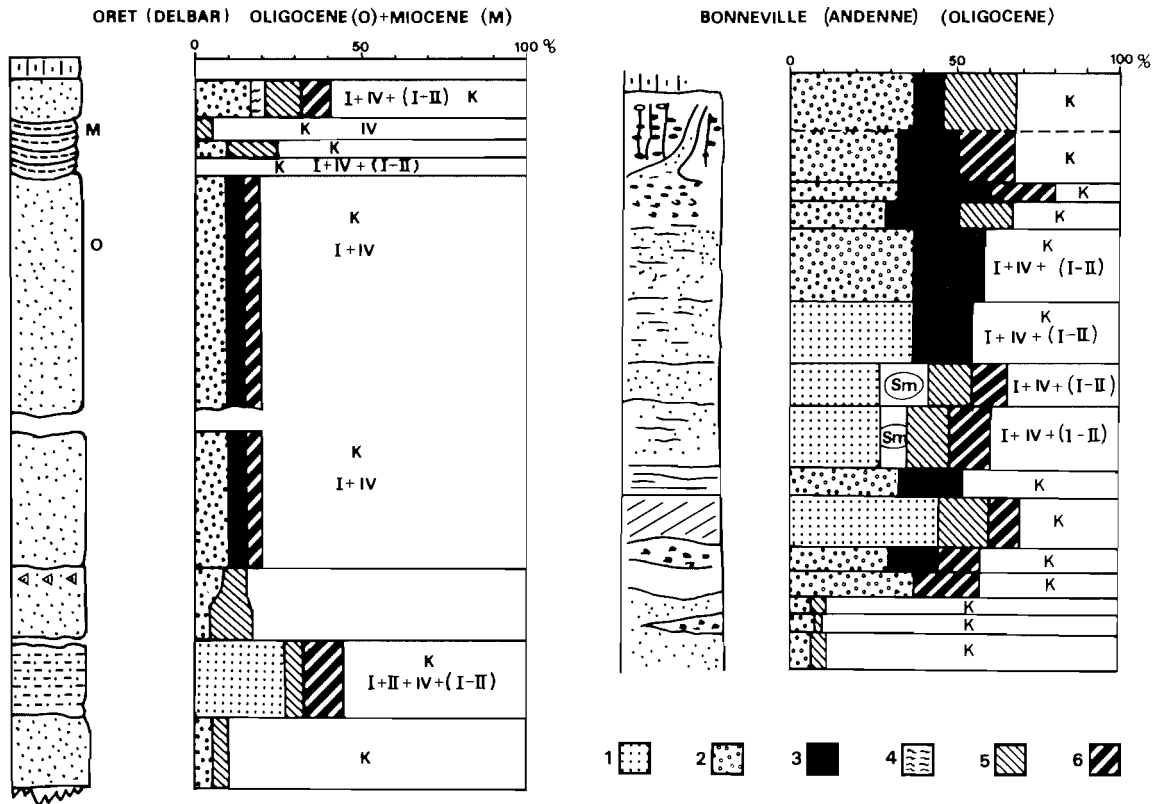


Fig. 4.5 - Logs des affleurements dans les dépôts oligo-miocènes (marins puis continentaux) d'Oret (Entre-Sambre-et- Meuse) et dans les sables oligocènes marins de Bonneville (Condroz). 1: illite bien cristallisée. 2: illite dégradée. 3: interstratifié (10-14c). 4: smectite. 5: interstratifié (10-14m). 6: interstratifié (10-14v). K: kaolinite. Sm: smectite.

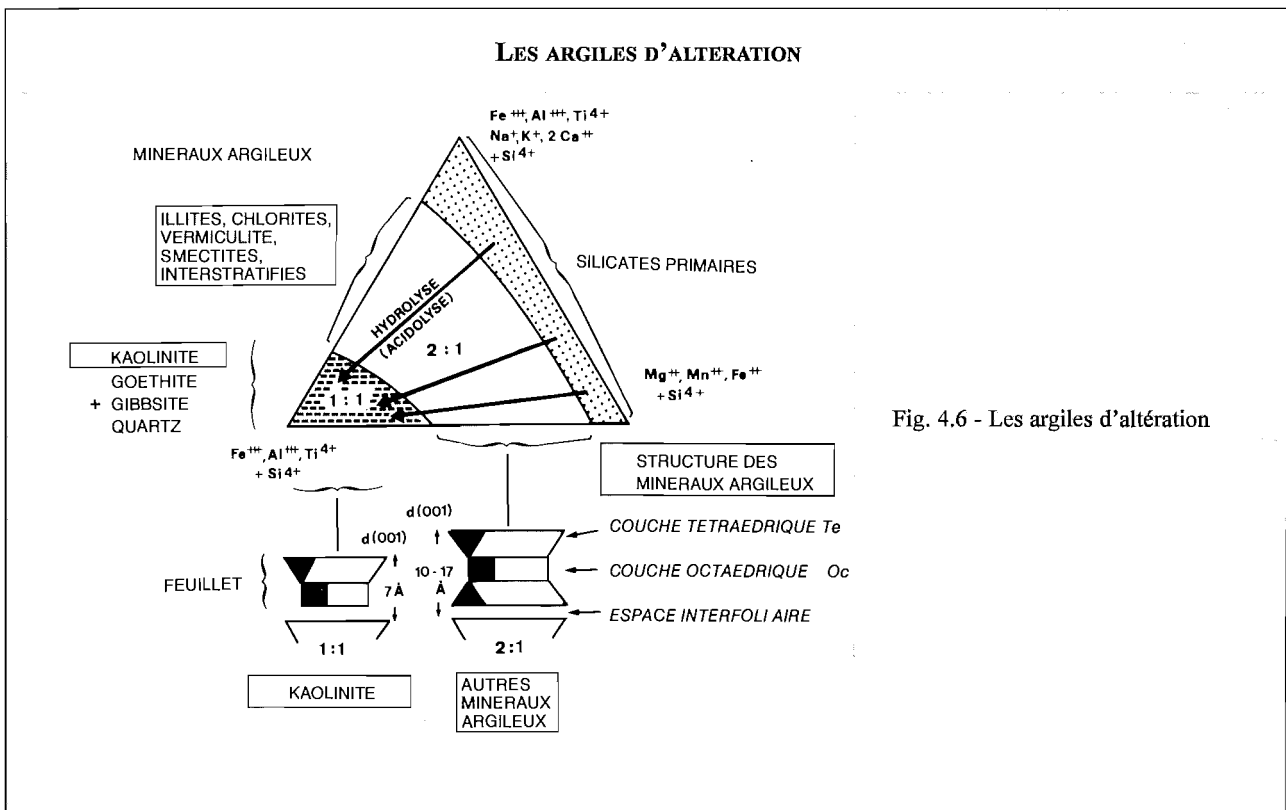
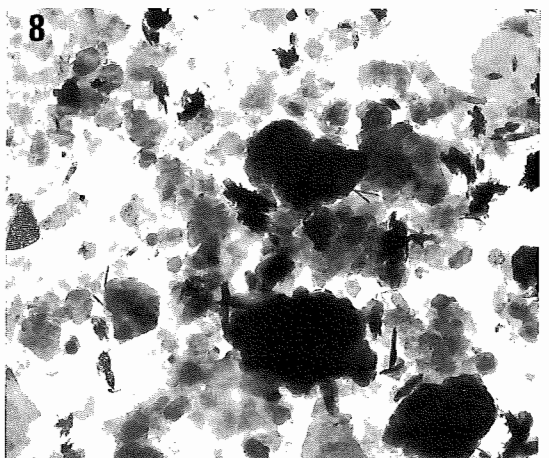
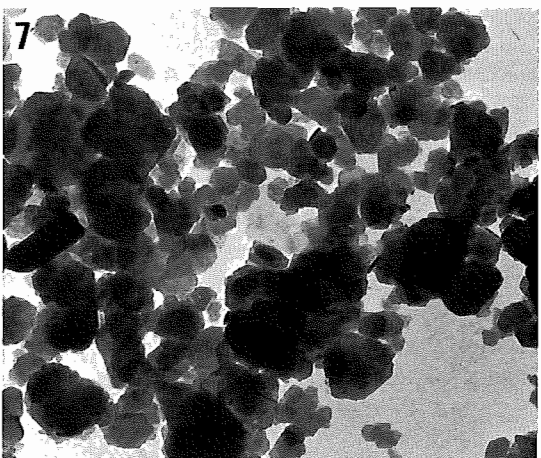
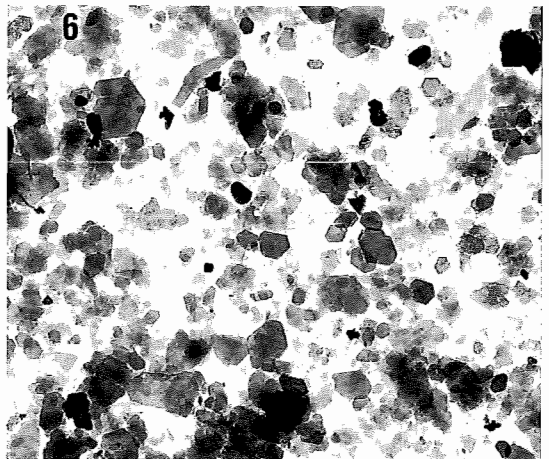
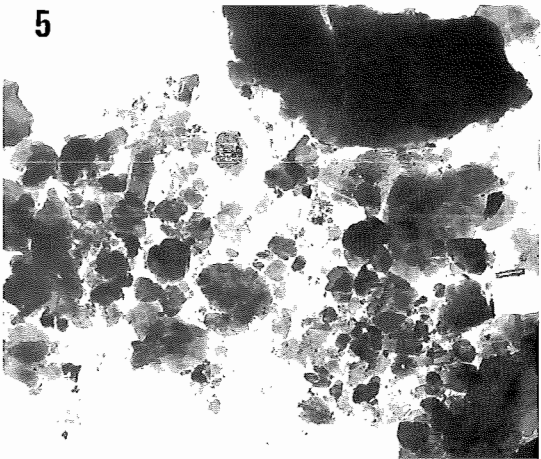
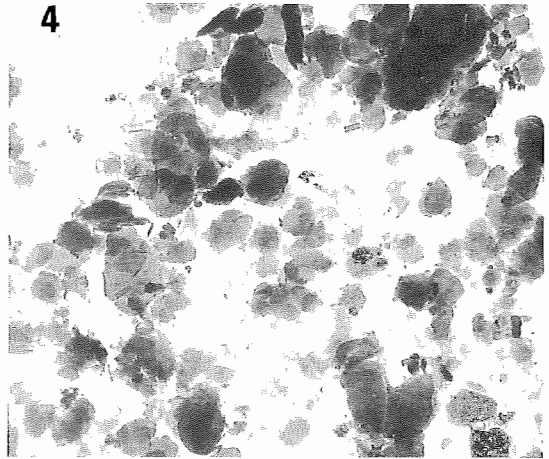
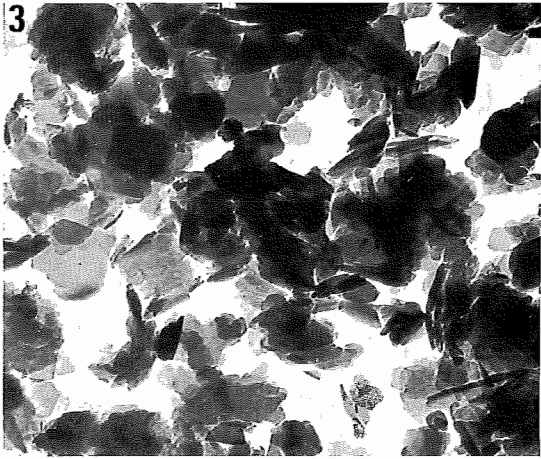
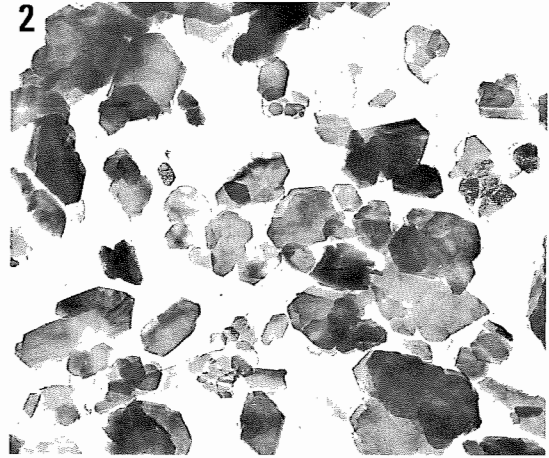
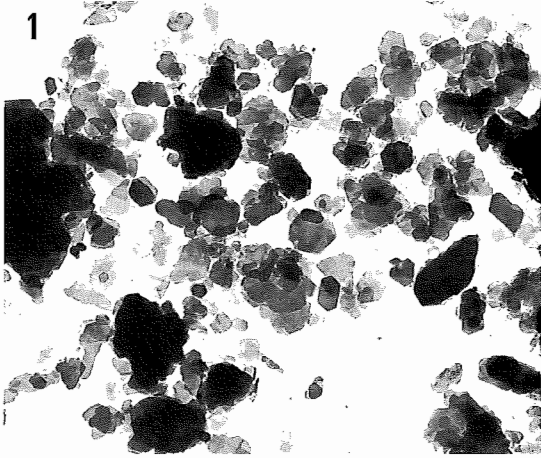


Fig. 4.6 - Les argiles d'altération



La courbe des paléotempératures établie par B. Burchardt (1978) à partir du rapport O^{18}/O^{16} mesuré sur des coquilles de la faune benthonique de sédiments marins dans une zone proche de la partie méridionale de la mer du Nord (fig. 4.9), ne montre que deux maxima depuis la fin du Crétacé: le premier correspond aux températures intertropicales qui règnent pendant la presque totalité de l'Eocène, pour lequel on rencontre des palmiers dans les dépôts continentaux tourbeux; le second plus réduit dans la durée et dans l'intensité est centré sur le Miocène moyen. Certains épisodes de l'un et de l'autre ont pu être relativement humides et donc favorables à l'altération chimique: c'est ce dont témoigne par exemple la formation des lignites miocènes sur le continent, dans la Baie du Rhin inférieur.

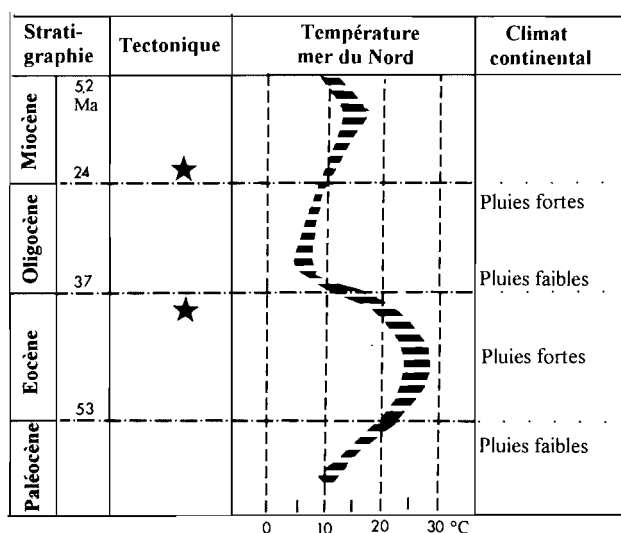


Fig. 4.9 - Diagramme des paléotempératures de la partie méridionale de la mer du Nord (d'après Burchardt, 1978).

Malgré des températures de la mer qui n'ont pas excédé 18°C , le réchauffement miocène peut être associé, dans le Condroz aussi, à une altération chimique manifeste; celle-ci se traduit par une dissolution

importante de la craie, qui a perturbé les couches oligocènes surincombantes et par une forte kaolinisation karstique qui a affecté les couches oligocènes marines ou continentales; cette période d'altération était cependant achevée dès avant le Miocène supérieur.

Les roches de l'Ardenne centrale, par contre, exposées probablement depuis l'aube du Mésozoïque, ont dû subir les deux vagues d'altération chimique tertiaire, dont les effets se seraient superposés s'il n'y avait eu reprise d'érosion et formation de surfaces d'aplanissement successives. Dans l'étagement des surfaces de l'Ardenne centrale, seule la surface supérieure a pu intégrer partiellement les effets des différents stades d'altération. La surface moyenne porte toutefois des traces d'une décomposition importante dont les températures élevées de l'Eocène sont plus aptes à rendre compte. La surface d'érosion elle-même aurait alors été façonnée par des processus d'aplanissement pendant des phases arides de l'Oligocène, phases arides au cours desquelles se seraient déposés les quelques galets retrouvés dans les dépressions karstiques du Condroz ainsi que les cailloutis de Vallendar (Grimbérieux *et al.*, ce vol) du sud de l'Eifel. La surface aurait été taillée en partie dans les racines du manteau d'altération qui, érodées ultérieurement, auraient accentué les irrégularités de sa topographie (Alexandre, 1958). Dans ce cas, seuls les replats inférieurs tranchant les interfluvés d'Ardenne centrale seraient le résultat d'une ablation presque totale des produits d'une altération miocène.

L'interprétation de l'altération profonde qui affecte les roches reviniennes des Hautes-Fagnes s'intègre plus difficilement dans le schéma qui vient d'être ébauché. En effet, un sondage à la Brackvenn (Pissart, 1974) a rencontré une roche décomposée sur plusieurs dizaines de mètres, alors qu'elle fut recouverte par la craie maastrichtienne, dont témoignent encore les argiles à silex, et par les sables tongriens. Or, comme l'indique la position des sables tertiaires, qui y reposent directement sur le socle paléozoïque, cette région avait été dégagée avant l'Oligocène, au même titre que la sur-

Fig. 4.8 - Formes des cristaux de kaolinite de l'Ardenne et du Condroz. Vues au microscope électronique à balayage. 1. Sable tertiaire résiduel (Reppe, éch. 2002) (grossissement: 30.000 X): petites particules de kaolinite à faciès pseudo-hexagonal net, à arêtes vives, isolées (claires) ou superposées (foncées). Type I + (I-II). 2. Sable (Oret, éch. 759) (grossissement: 30.000 X): kaolinite en cristaux pseudo-hexagonaux à arêtes et bords nets. Type I + IV. 3. Argile mauve (Oret, éch. 689) (grossissement: 55.200 X): association de particules plus ou moins arrondies et de particules à faciès tubulaire (halloysite). Type I + IV + (I-II). 4. Sable blanc résiduel sur karst (Modave, éch. 634) (grossissement: 90.000 X): association de particules de kaolinite essentiellement arrondies à subarrondies, avec quelques formes tubulaires. Type I + II. 5. Sable blanc sommital, remplissage karstique (Sorinnes, éch. 2656) (grossissement: 60.000 X): hétérogranularité des particules de kaolinite avec un faciès généralement arrondi. Type I + IV + (I-II). 6. Argile sableuse, en remplissage de karst (Bioul, éch. 642) (grossissement: 60.000 X): kaolinite sous forme de cristallites pseudo-hexagonales claires, aux arêtes bien délimitées, avec des particules plus ou moins arrondies. Type I + IV. 7. Sable jaune blanc, couronnant la série sédimentaire en remplissage du karst (Freyr, éch. 487) (grossissement: 30.000 X): cristaux de kaolinite aux arêtes plus ou moins arrondies et relativement foncés. Type I + IV + (I-II). 8. Argile plastique rouge, en site karstique mais sous forme de sédiment non altéré après dépôt (Onhaye, éch. 2606) (grossissement: 60.000 X): hétérogranularité nette des particules de kaolinite, généralement sous forme de cristaux arrondis, clairs ou foncés, avec quelques cristaux à faciès tubulaire. Type I + IV.

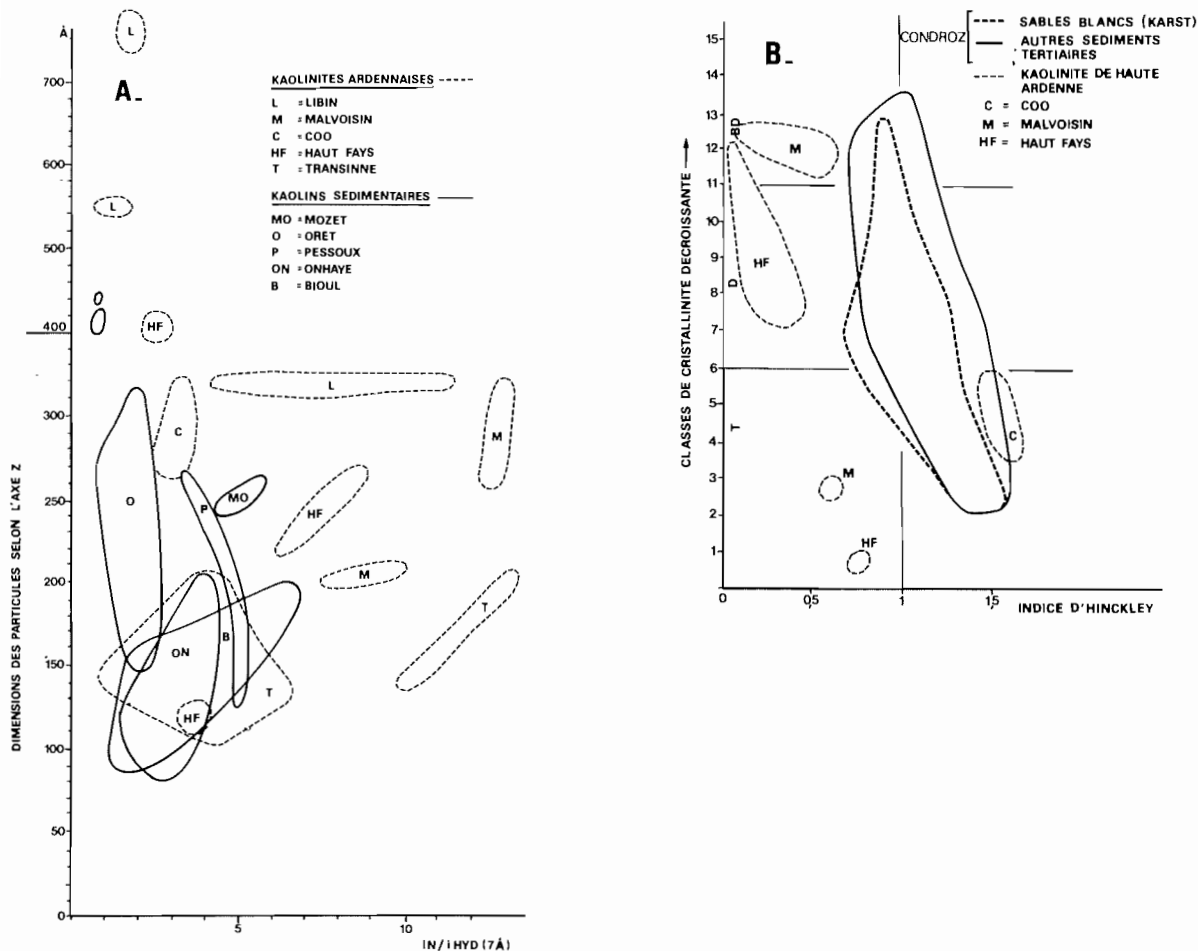


Fig. 4.10 - Différenciation des kaolinites de l'Ardenne et du Condroz.

Le graphique A présente, en ordonnée, la dimension des particules de kaolinite selon l'axe Z et, en abscisse, le taux de gonflement à l'hydrazine ($iN / iHyd (7\text{\AA})$). Rappelons que le taux de gonflement à l'hydrazine mesure l'état de cristallinité dans l'empilement des particules et, partant, des feuillets: plus la valeur du rapport est élevée, mieux sont ordonnés les empilements de feuillets. Les tendances que l'on observe dans la distribution des valeurs des deux paramètres selon l'origine des kaolinites sont les suivantes: les kaolinites sédimentaires (à kaolinite héritée) et les kaolinites karstiques (à kaolinite engendrée par altération post-sédimentaire en site karstique) sont, globalement, caractérisées par de petites particules (n'excédant pas 400 Å) et par des taux de gonflement peu importants (ne dépassant pas la valeur de 7). Quant aux kaolinites en provenance des gisements ardennais, elles sont soit de grandes dimensions (jusqu'à 750 Å) et alors cantonnées dans des taux de gonflement relativement faibles, soit de granulométrie proche de celle des gisements sédimentaires ou karstiques, mais en présentant des taux de gonflement plus importants (du moins au niveau de la population de particules réagissant à l'hydrazine).

Le graphique B confronte la distribution de quelques kaolinites en fonction des 15 classes de cristallinité de Nyobewe (1982) et de l'indice d'Hinckley. Rappelons que la valeur de cet indice reflète la cristallinité dans le plan (X,Y). Les kaolinites ardennaises sont soit rassemblées dans les classes 7 à 13, soit, mais en moindre mesure, dans les classes 1 et 2, avec des valeurs d'indice d'Hinckley relativement basses (sauf pour Coo, C). Les kaolinites sédimentaires ou karstiques présentent, au contraire, un étalement de classes de cristallinité (de 2 à 13) avec des valeurs de l'indice d'Hinckley proches ou supérieures à 1 (donc avec une meilleure cristallinité). Les deux populations, ardennaise et karsto-sédimentaire, sont ainsi bien distinguées grâce aux paramètres cristallochimiques déduits de l'examen diffractométrique détaillé des kaolinites, et on peut dès lors affirmer qu'il n'existe aucun lien génétique entre les deux types de gisements.

face condrusienne, sur laquelle on n'observe pas un tel manteau d'altération. La différence tient certainement au fait que la zone de la Brackvenn appartenait alors à une surface plus ancienne, et donc située quelques dizaines de mètres plus haut que le Condroz; localisée

ainsi plus nettement au-dessus du niveau de la mer, elle pouvait donc éventuellement être le lieu d'une pénétration plus profonde de l'altération. Par ailleurs, l'épaisseur des altérites de la Brackvenn (22,5 m) s'oppose aussi à celle qu'on note en d'autres endroits des Hautes-

Fagnes, et notamment sur la crête de la Vecquée, où, sous une couverture d'argile à silex mieux conservée, l'altération du socle est aussi intense mais d'ampleur beaucoup plus limitée (5 m). Cette observation démontre néanmoins qu'une altération chimique intense eut lieu dès avant la transgression crétacique sur le massif; une telle altération pré-crétacique était déjà connue sur le massif de Brabant, où R. Legrand (1968) avait noté son existence sous la couverture secondaire et tertiaire, ainsi que dans la région d'Aachen (Breddin, 1932; Calembert, 1947; Schmidt et Wolters, 1950), où elle est marquée à hauteur de la surface pré-sénonienne par des couleurs d'oxydation assez vives, très rouges sur les roches carbonatées du Viséen, jaunes sur les autres roches. Mais la profondeur d'altération plus grande à la Brackvenn que dans ces diverses régions résulte probablement de ce qu'elle fut, contrairement à la Vecquée ou aux environs d'Aachen, dégagée rapidement de sa couverture crétacique au début du Paléogène, et qu'elle fut alors directement exposée aux conditions chaudes et humides de l'Eocène, qui permirent une poursuite active de la décomposition chimique de son substrat. Enfin, la mer oligocène qui vint recouvrir la Brackvenn n'eut guère non plus l'occasion de déblayer son épais manteau d'altérites, puisque d'une part, elle arrivait là aux limites extrêmes de son avancée sur le plateau et, d'autre part, elle ne s'y maintint que peu de temps: les sables conservés sur les sommets des Hautes-Fagnes, comme à la Baraque Michel par exemple, ne portent en effet pas les stigmates d'une régression lente, sous la forme d'une réduction ultérieure en milieu lagunaire qu'on observe notamment à Solwaster et plus encore à Boncelles (Demoulin et Dimanche, 1988).

4. FERRUGINISATIONS ET SILICIFICATIONS

L'altération tertiaire a laissé en Ardenne et dans les régions voisines d'autres traces qu'une roche fragilisée et des sédiments appauvris. L'induration par les oxydes et hydroxydes de fer et par la silice en fournit des témoignages qui, bien que très résistants à l'érosion, restent souvent très discrets dans le paysage. Dans le cas de la silice, ils peuvent quelquefois se résumer à quelques blocs isolés. Comme pour les altérites meubles, le contexte de leur formation a été partiellement, sinon complètement détruit. Ces indurations ferrugineuses et siliceuses peuvent être chargées d'une signification paléoclimatique qu'il n'est cependant pas toujours facile de situer dans le cours de l'histoire géologique de la région ardennaise.

Les ferruginisations, avec leurs couleurs souvent vives, rouges ou ocrés, ne sont pas sans évoquer les régions intertropicales et plus d'un auteur a même parlé de cuirasses, sans toutefois leur accoler le terme de latéritiques. Ces indurations sont le produit de trois ensembles de processus, pour le moins.



Fig. 4.11 - Un bloc de sable oligocène marin silicifié, tel qu'il s'en présente en divers endroits sur le plateau des Hautes-Fagnes, surtout dans les têtes de vallées séniles qui évassent faiblement les surfaces d'érosion anciennes. La couleur blanche de ces quartzites résulte de la déminéralisation extrême qui a affecté le sédiment avant qu'il ne soit saisi par l'induration siliceuse. Konnerzvenn, à l'est d'Eupen.

En premier lieu, vient l'oxydation de minéraux ferrifères formés dans un milieu réducteur comme la glauconie dont certaines couches du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène sont particulièrement bien pourvues. Après lessivage, le fer est redistribué au sein de la formation ou du placage en fonction de la position de la nappe aquifère et de la granularité du sédiment, les couches les plus grossières étant les plus favorables à l'évaporation avec précipitation des substances dissoutes et à une dessiccation avec cristallisation ultérieure (Demoulin, 1989). Un âge néogène doit évidemment être attribué aux ferruginisations de ce type affectant les sables oligocènes des Hautes-Fagnes, même si le processus a pu aussi se produire auparavant.

Des ferruginisations différentes jalonnent encore d'autres surfaces d'érosion, comme celles qui sont taillées dans les terrains secondaires de la bordure méridionale de l'Ardenne (Hufty, 1959; Souchez-Lemmens, 1967). Elles affectent aussi bien les sables du

Virtonien que les roches argileuses des schistes d'Etche, et la base de la zone affectée recoupe les joints de stratification. Selon M. Souchez-Lemmens (1967), ces imprégnations se seraient réalisées après décarbonatation de la roche d'accueil, au bas de versants de vallées légèrement encaissées dans une surface d'érosion (fig. 4.12). Ce fait se vérifie aisément pour la surface inférieure (vers 370 m d'altitude, dans la région d'Arlon). Quelque 80 m plus haut, la surface plus ancienne n'est toutefois représentée que par le sommet de quelques buttes-témoins couronnées de blocs ferrugineux: dans ce dernier cas, il est possible qu'une couverture tertiaire continentale, encore présente sur le Hirtzenberg (465 m), ait servi de milieu vecteur des solutions ferrugineuses. Quoiqu'il en soit, ces ferruginisations qui soulignent des surfaces anciennes, seraient d'âge tertiaire.

On les retrouve encore dans une terrasse très élevée de la Semois (Herbeumont, 365 m: Pliocène?) où elles cimentent un cailloutis (Hufty, 1959), de la même façon que dans les terrasses les plus élevées de la Meuse (Fort Saint-Héribert; Bellière, 1924).

Le troisième type de concrétions ferrugineuses se rencontre, car il semble que l'exploitation du "fer fort" ait été exhaustive, en association avec certains restes de la couverture sableuse tertiaire de l'Entresambre-et-Meuse, comme ceux qui remplissaient autrefois les "abanets" de Nismes. La forme des concrétions aurait été assez proche de celle de gravillons latéritiques sableux et serait le témoignage du climat tropical humide qui a dû régner à l'Eocène.

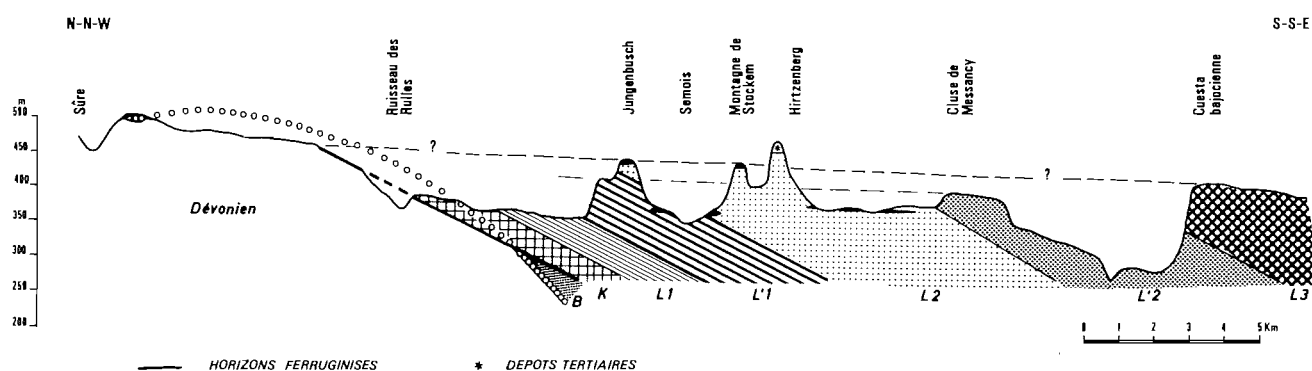


Fig. 4.12 - Ferruginisations au sud de l'Ardenne (d'après Hufty, 1959, Souchez-Lemmens, 1967 et Alexandre, 1976). B: Buntsandstein. K: Keuper. L1: Rhétien et Hettangien. L'1: Sinémurien. L2: Virtonien. L'2: Macignos d'Aubange et de Messancy. L3: Toarcien et Bajocien.

Comme pour les indurations ferrugineuses, les vestiges de silicification sont localisés principalement en bordure ou en périphérie de l'Ardenne, tant vers le nord que vers le sud. A la différence des ferruginisations, les silicifications ne se retrouvent qu'exceptionnellement dans leur site de formation. Les blocs - quelquefois assez volumineux: jusqu'à 20 m³ - qui en subsistent ne se sont guère déplacés, mais leur environnement antérieur, constitué essentiellement de roches meubles, a été complètement éliminé par l'érosion. L'analyse de la constitution pétrographique des blocs ainsi que celle de leur structure a permis toutefois d'émettre des hypothèses quant à leur mode de formation tandis que l'âge des sédiments affectés fournit une limite inférieure à leur datation.

Il semblerait que l'on ne puisse assimiler ces blocs "erratiques" aux silicifications observées au sein des sédiments tertiaires que ce soit dans l'Eocène (grès de Tirlemont, Landenien) ou dans le Miocène (Opgrimbe, Boldérien) (fig. 5.2). Dans ce dernier cas, l'induration a affecté des sables blancs déminéralisés, d'excellent classement et de maturité minéralogique

extrême, surmontés à quelques décimètres par des couches de lignite lagunaire qui ont assuré milieu réducteur et pH assez bas. Ces grès sont, en fait, très poreux et ont une faible résistance mécanique, à telle enseigne que M. Gulinck (1961) doute que les blocs erratiques du plateau de Campine tout proche, également constitués de sable miocène, leur soient assimilables.

A. Demoulin (1990) a montré la spécificité d'un autre type de silicification auquel appartiennent les blocs silicifiés du NE de l'Ardenne et du Pays de Herve. Ceux-ci sont faits de quartzite très dense et très résistant (fig. 4.11). Les sables marins dont ils dérivent, ont également été déminéralisés mais des minéraux volcaniques altérables se sont adjoints à ceux-ci pendant la silicification sans être eux-mêmes attaqués. A l'opposé du premier type, cette silicification, assez superficielle par ailleurs, ne s'est pas développée dans un environnement où régnait une forte décomposition chimique. D'ailleurs, les blocs portent des traces de fentes de dessiccation, quelquefois en réseau, obturées ultérieurement par de nouveaux apports de silice. L'induration se serait produite sous un climat semi-aride comme il a pu

s'en produire au début de l'Oligocène (Albers, 1981), au début du Miocène (Schwarzbach, 1968) et probablement plusieurs fois ultérieurement (Demoulin, 1990). Il semble en effet que les surfaces d'érosion inférieures du Nord du Pays de Herve et du Limbourg néerlandais aient également été le cadre de semblables silicifications. Des vallées peu profondes et aux formes molles seraient une topographie favorable au phénomène: la surface de l'Aachener Wald ainsi que le sommet de l'Ubachsberg, tous deux couverts de blocs silicifiés, sont probablement de telles paléovallées en inversion de relief.

Sur la marge méridionale de l'Ardenne, les blocs silicifiés isolés, connus sous le vocable de "Pierre de Stonne", présentent une nature pétrographique assez variée, depuis les sables homométriques jusqu'aux conglomérats à silex (Voisin, 1988). Dans l'ensemble, la pierre de Stonne présente de nombreuses similitudes avec les quartzites des Hautes-Fagnes (Demoulin, 1990).

Enfin, on notera que les sables oligocènes de la Haute Belgique ont été affectés à la fois par des indurations siliceuses et ferrugineuses. Dans ce cas précis, les quartzites silicifiés se sont formés avant les croûtes ferrugineuses (Demoulin, 1989), ces dernières étant éventuellement le produit d'un léger réchauffement au Miocène moyen. D'autres épisodes de silicification ont toutefois pu se produire auparavant et plusieurs occurrences de ferruginisation et de silicification ont pu se présenter ultérieurement jusqu'au début du Quaternaire.

5. CONCLUSION

D'après l'ampleur des formations résiduelles, le manteau d'altération sur le massif ardennais a dû être relativement épais (plus de 20 m ?) et du même ordre de grandeur que celui des régions tropicales. Epaisseur observée ou présumée des altérites, omniprésence de la kaolinite, reflets de paléosols rubéfiés, certaines formes de concrétionnement du fer caractérisent une action tertiaire vis-à-vis du Quaternaire dont les altérations plus limitées sont surtout liées aux roches carbonatées. Malgré la possibilité d'un effet cumulatif avec une action antérieure au cours du Mésozoïque, l'importance de l'altération chimique tertiaire semble essentiellement due à l'Eocène, lors duquel température et humidité élevées ont pu conjuguer leurs effets pendant une période prolongée.

Les épisodes de climat aride, nécessaires à la formation des surfaces d'aplanissement, sont attestés par les silicifications en milieu continental et, dans une moindre mesure, par la présence de sédiments grossiers dans des formations d'âge connu. Etant donné la résistance à l'érosion du substrat, sa décomposition a été une condition sine qua non à ces aplanissements. L'irrégularité du front d'altération géochimique a entraîné la formation de buttes résiduelles sur la surface, parfois dégagées seulement par l'intervention d'une érosion ultérieure dégradant la topographie relativement régulière de la surface.

ANALYSE DÉTAILLÉE DES KAOLINITES

La représentation graphique simplifiée, en cristallographie, du feuillet de la kaolinite est la forme d'une "vis" constituée par la superposition d'une couche tétraédrique (Té) sur une couche octaédrique (Oc); ce modèle s'inscrit dans l'échelle des angströms: en effet, la distance, ou épaisseur du feuillet, comprise entre deux plans oxygènes appartenant à deux couches tétraédriques non adjacentes de deux feuillets superposés, est voisine de 7Å quand elle est mesurée plus ou moins perpendiculairement à l'axe Z. L'espace interfoliaire entre deux feuillets adjacents est "vide" de tout occupant cationique. Une série de feuillets s'intègre dans des "unités" correspondant à une particule primaire, ou quasi-cristal; une unité morphologique, d'ordre supérieur, compte un certain nombre de particules primaires et correspond à une cristallite micrométrique qui, dans le cas de la kaolinite, revêt une forme (faciès) plus ou moins hexagonale.

Cette taille permet d'observer au microscope électronique à transmission (MET) les différents faciès de la kaolinite: faciès cristallins tabulaires plus ou moins hexagonaux (kaolinite bien cristallisée); cristallites pseudo-hexagonales aux arêtes plus ou moins fortement arrondies (kaolinite plus ou moins dégradée); formes enroulées ou tubulaires (halloysite).

En raison de la morphologie plate des particules micrométriques de minéraux argileux en général, des kaolinites en particulier, l'analyse par rayons X (diffraction de rayons X, en abrégé DRX) est relativement aisée quand les particules sont toutes couchées à plat, perpendiculairement à leur axe Z, sur un support (plaque de verre). On prépare de tels agrégats orientés par mise en suspension et sédimentation dans de l'eau distillée, avec séchage de la suspension micrométrique sur un support en verre. Par contre, dans le cas d'une poudre désorientée, les cristallites micrométriques sont artificiellement disposées en tous sens, ce qui permet lors de l'analyse DRX l'obtention de toutes les orientations (hkl) des particules.

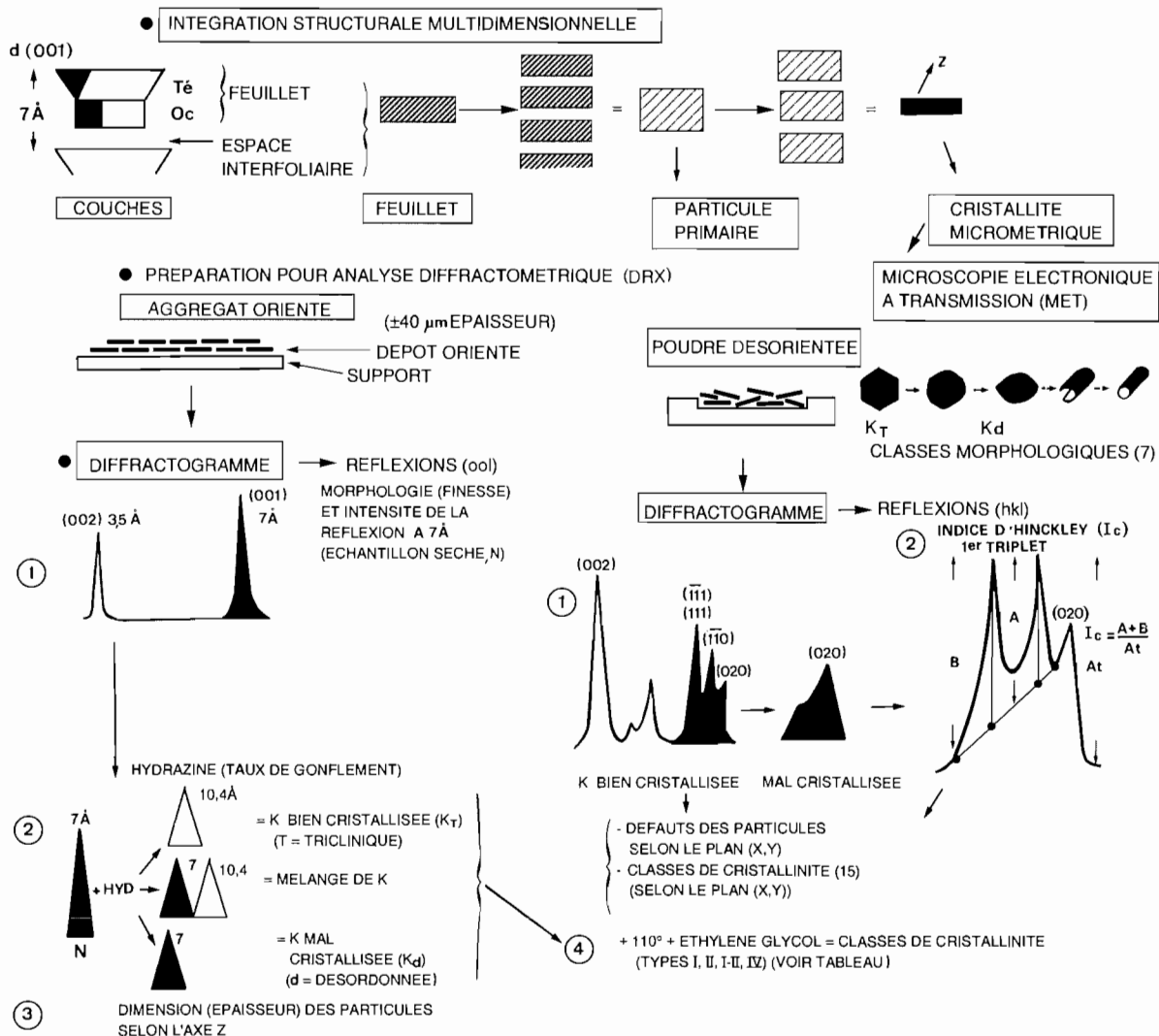


Fig. 4.13 - Analyse détaillée des kaolinites. K: kaolinite. Té: couche tétraédrique. Oc: couche octaédrique.

Dans le cas d'une kaolinite, l'analyse des agrégats orientés fournit un diffractogramme présentant deux réflexions, l'une située à 7Å (que l'on appelle la distance d (001), comprise entre deux feuillets successifs) et l'autre, d(002), située sur le même diffractogramme vers 3,5Å.

La présence d'une réflexion caractéristique d(001) vers 7Å ne suffit cependant pas pour caractériser l'état de cristallinité de la kaolinite, même dans le cas où ce minéral est présent en phase monominérale. De même, une évaluation de la cristallinité est difficilement réalisable dans le cas de mélanges de kaolinite avec d'autres minéraux argileux. On procède alors à deux types d'analyse DRX supplémentaires.

Dans la première analyse, on sature l'agrégat orienté de particules de kaolinite avec un composant organique polaire (par exemple, de l'hydrazine). L'insertion des molécules de l'hydrazine dans les espaces interfoliaires de la kaolinite permet d'en mesurer le taux de gonflement et, par là, fournit une indication sur le degré d'ordre, ou de désordre, des feuillets empilés selon l'axe Z. Une kaolinite bien ordonnée est caractérisée par la migration complète de la réflexion principale de 7Å à 10,4Å tandis que le blocage de la réflexion à 7Å lors de l'hydrazinage indique, au contraire, un désordre dans l'empilement des feuillets. Le cas intermédiaire correspond à un dédoublement du pic original à 7Å, avec deux pics à 7 et 10,4Å, ce qui peut indiquer la présence de deux populations de particules kaoliniques, l'une "bien cristallisée", l'autre "mal cristallisée".

Un traitement ultérieur de la kaolinite hydrazinée, par chauffage à 110°C (élimination de l'hydrazine interfoliaire) suivi d'une solvation (saturation) à l'éthylène glycol permet de distinguer d'autres variétés ou types (I, II, intermédiaire entre I et II, IV, ou des combinaisons de types) (Nyobewe, 1982).

Dans le second type d'analyse DRX, on enregistre le diffractogramme d'une poudre désorientée dans lequel l'occurrence de certaines réflexions (hko) fournit des indications à propos du désordre ou des défauts selon le plan (X,Y). Ainsi, La mesure de l'intensité de certaines réflexions (hko) préservées du "premier triplet" (hko) donne une valeur chiffrée correspondant à l'indice d'Hinckley (1964). Plus la valeur de cet indice se rapproche ou dépasse la valeur 1, mieux est ordonnée la kaolinite analysée. Enfin, un examen attentif de la morphologie de toutes les réflexions (hkl) présentes ou non dans trois triplets caractéristiques conduit à une distribution de la kaolinite en 15 classes de cristallinité (classes de Murray et Lyons, 1960, modifiées par Nyobewe, 1982). La classe la mieux "cristallisée" porte le numéro 1, la moins bien cristallisée, le numéro 15. Il existe encore d'autres paramètres cristallographiques mesurant l'état de cristallinité des kaolinites; ils ne sont pas impliqués dans la présente étude.

L'ARDENNE DES PLATEAUX, HERITAGE DES TEMPS ANCIENS

SURFACES D'ÉROSION EN ARDENNE

ALAIN DEMOULIN

On reconnaît traditionnellement au massif ardennais, et spécialement à la vraie "Ardenne", éodévonienne, un double visage, où s'opposent d'une part des plateaux monotones au relief faiblement ondulant et d'autre part des vallées profondément encaissées dans ceux-ci, aux versants boisés fréquemment fort pentus. Cette récente et brutale incision des rivières s'est développée en réponse à une double crise que l'Ardenne affronte depuis la fin du Tertiaire: d'abord crise tectonique, avec un soulèvement du massif brusquement accéléré depuis le Pliocène, ensuite crise climatique résultant du refroidissement quaternaire drastique, sans précédent dans son histoire géomorphologique. Auparavant cependant, une relative tranquillité tectonique et des climats beaucoup plus chauds, de caractère tropical puis subtropical, avaient prévalu sans discontinuer depuis le Permien, soit durant 270 millions d'années, permettant l'élaboration d'un tout autre paysage, constitué de vastes surfaces régulières au relief insignifiant. Ces surfaces furent d'abord le fruit d'une érosion continentale de longue haleine; à l'occasion toutefois, leur planéité a encore été parfaite par des avancées marines qui les enfouissaient sous une couverture sédimentaire, aussi parle-t-on parfois de surfaces de transgression lorsque, dans ce dernier cas, elles ont été ultérieurement débarrassées des dépôts de couverture. Malheureusement, la dissection quaternaire du massif n'a souvent laissé subsister de ces anciennes surfaces que des replats d'interfluve plus ou moins étendus, quelquefois abaissés, le plus souvent dépourvus de dépôts qui permettent de les dater. Ce n'est donc qu'au prix d'une observation attentive des rapports géométriques entre les replats conservés et des rares sédiments qui leur sont associés qu'il est permis de restituer l'allure, généralement simple, des paysages successivement sculptés au cours du Méso-Cénozoïque sur le massif ardennais. Mais la compréhension des circonstances et des modalités de leur façonnement passe en outre nécessairement par la prise en compte des contextes climatique et géologique et de la nature du substrat à façonner. La nature du massif ardennais et l'évolution climatique méso-cénozoïque qu'il a connue ayant été évoquées dans les chapitres précédents, nous considérerons maintenant succinctement l'histoire géologique régionale qui,

depuis le Permien, guide également l'évolution morphologique de l'Ardenne.

I. LE CADRE GEOLOGIQUE DE LA MORPHOGENESE MESO-CENOZOIQUE EN ARDENNE

Après l'orogénèse hercynienne qui culmine à la fin du Carbonifère, l'ensemble Ardenne-Massif schisteux rhénan va constituer durant tout le Méso-Cénozoïque un vaste territoire émergé, dont les transgressions marines les plus importantes, en provenance du sud ou du nord, ne pourront généralement noyer que les bordures.

Au cours du Permien, les limites de la mer Boréale restent fort éloignées du nord de l'Ardenne-Eifel; la transgression du Permien supérieur, d'ampleur limitée, ne couvrit que le nord de la Campine et du Limbourg néerlandais. Au sud du Massif schisteux rhénan, les dépôts du Permien inférieur comblent le bassin de la Sarre et de la Nahe, contigu au Hunsrück, ainsi que le graben de Wittlich, allongé au nord de la Moselle, parallèlement à celle-ci entre Trèves et Wittlich (Murawski *et al.*, 1983), mais la limite du prolongement occidental de ces accumulations permienues, au sud de l'Ardenne, est mal connue. Pour P. Maubeuge (1963), elle atteindrait certainement le méridien de Rossignol, jusqu'où on retrouve régulièrement des conglomérats permienus piégés dans les inégalités du relief fossilisé sous les dépôts triasiques. Par ailleurs, on connaît sur le massif divers dépôts continentaux datés du Permien, à commencer par le poudingue de Malmédy, conglomérat fluvio-lacustre à ciment calcaire et de couleur rouge conservé dans une dépression étirée selon la direction varisque au sud des Hautes-Fagnes. Le poudingue de Malmédy (Fourmarier, 1954; Geukens, 1957), comme les dépôts analogues de Wittlich ou encore les conglomérats grossiers affleurant au bord SE de la baie de Mechernich, en Eifel septentrional (Knapp, 1980), semblent s'être accumulés dans des fossés d'effondrement tectonique post-orogéniques, allongés à l'arrière du front des nappes varisques. Des dépôts continentaux rouges fort semblables sont aussi connus dans le nord de la France, où P. Antun (1954a) mentionne les conglomérats de Fléchin (Pas-de-Calais) et d'Audicthum (sur la Lys supérieure).

Le Trias inaugure la série des invasions marines qui vont localement envahir le vieux massif, déjà fortement aplani dès cette époque. Les causes de cette transgression se trouvent notamment dans l'affaissement de régions périphériques au massif, par exemple la Lorraine, mais surtout dans l'importante subsidence qui affecte une partie de l'Eifel lui-même. Dénommée couloir eifelien N-S, cette zone subsidente qui s'étend de Luxembourg et Trèves au sud vers Mechernich au nord du massif, et dont l'esquisse s'était déjà manifestée dès avant l'orogénèse hercynienne, mettra en liaison les bassins triasiques du nord et du sud de l'Allemagne. Le caractère transgressif du Trias sur l'Ardenne, à partir du couloir eifelien et de la baie de Luxembourg qui le prolonge au sud (fig 5.1), est marqué par le déplacement progressif vers l'ouest des lignes de rivage reconnues pour les termes successifs du système (Lucius, 1948). Cependant, à l'exception des marnes du Keuper observées en Gaume, les affleurements triasiques sont maintenant inexistantes sur le territoire belge. Par le nord, les mers triasiques ne dépassent toujours pas la Campine septentrionale.

Le Lias, durant lequel la subsidence du couloir eifelien N-S se poursuit encore quelque temps, est nettement transgressif sur le Trias, tant au nord qu'au sud du massif ardennais (fig 5.1), à tel point que certains ont pu se demander si les mers Boréale et Mésogéenne n'ont pas pu rétablir un contact provisoire par-dessus l'Ardenne à cette époque (Fourmarier, 1933; Lucius, 1948). En tout cas, au nord, la grande puissance des calcaires liasiques traversés par les sondages de Campine témoigne de la subsidence accrue qui y prend place alors (Antun, 1954b), dirigée au NE vers le graben central néerlandais et le graben de la Rur, dont les premiers mouvements sont identifiés dès le Trias. A l'est, ces mêmes calcaires liasiques, auxquels sont subordonnées des marnes et argilites, sont présents au nord de la baie de Mechernich, mais généralement enfouis sous les accumulations tertiaires et quaternaires de la Baie du

Rhin inférieur (Knapp, 1980). Cependant, dès la fin du Lias inférieur, la dépression eifelienne s'efface et, au sud du massif hercynien, la communication des mers jurassiques du Bassin de Paris et d'Allemagne méridionale via la dépression lorraine devient prépondérante (Maubeuge, 1954). A ce moment en effet, le pôle de subsidence du Bassin parisien naissant se situe clairement dans le NE de la France (Autran et Dercourt, 1980), permettant aux mers jurassiques en provenance du sud de venir mordre le flanc SE de l'Ardenne. Plusieurs avancées marines successives au cours du Lias et jusqu'au début du Jurassique moyen viennent y superposer marnes et argiles, grès et calcaires en assises qui progressent régulièrement d'est en ouest au fil du temps sur le rebord ardennais, après avoir largement débordé vers l'ouest les dépôts triasiques de la baie de Luxembourg.

Ensuite, le Jurassique supérieur marque une période d'émersion des marges de l'Ardenne-Eifel, qui fait alors partie d'un large continent englobant aussi le massif de Brabant, le Massif schisteux rhénan ainsi que le futur bassin de Münster, qui le borde au NE, et enfin le Harz (Murawski *et al.*, 1983). La disparition de la prédominance des structures méridiennes en Europe nord-occidentale est maintenant consommée et le graben central néerlandais, élément majeur parmi les structures NO-SE qui vont dorénavant marquer l'évolution géodynamique au nord du massif, acquiert son caractère subsident. Au sud, le pôle de subsidence du Bassin parisien a migré progressivement vers le SSO, et les rivages du Jurassique supérieur sont désormais plus éloignés des lisières sud-orientales de l'Ardenne.

Le Crétacé va quant à lui connaître la transgression la plus importante des temps post-paléozoïques, qui a submergé de vastes régions de l'Ardenne-Eifel. Toutefois, au Crétacé inférieur, la paléogéographie héritée du Jurassique évolue d'abord lentement: c'est l'époque de la phase tectonique néo-cimmérienne, qui voit le début de l'ouverture de

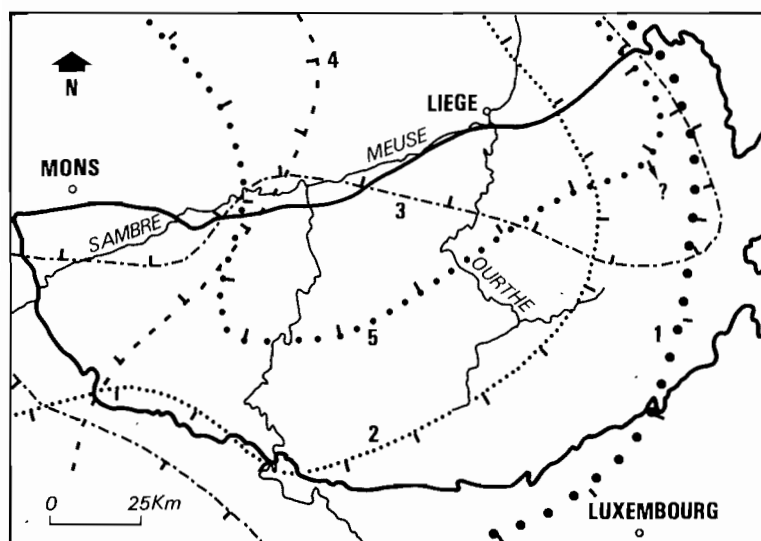
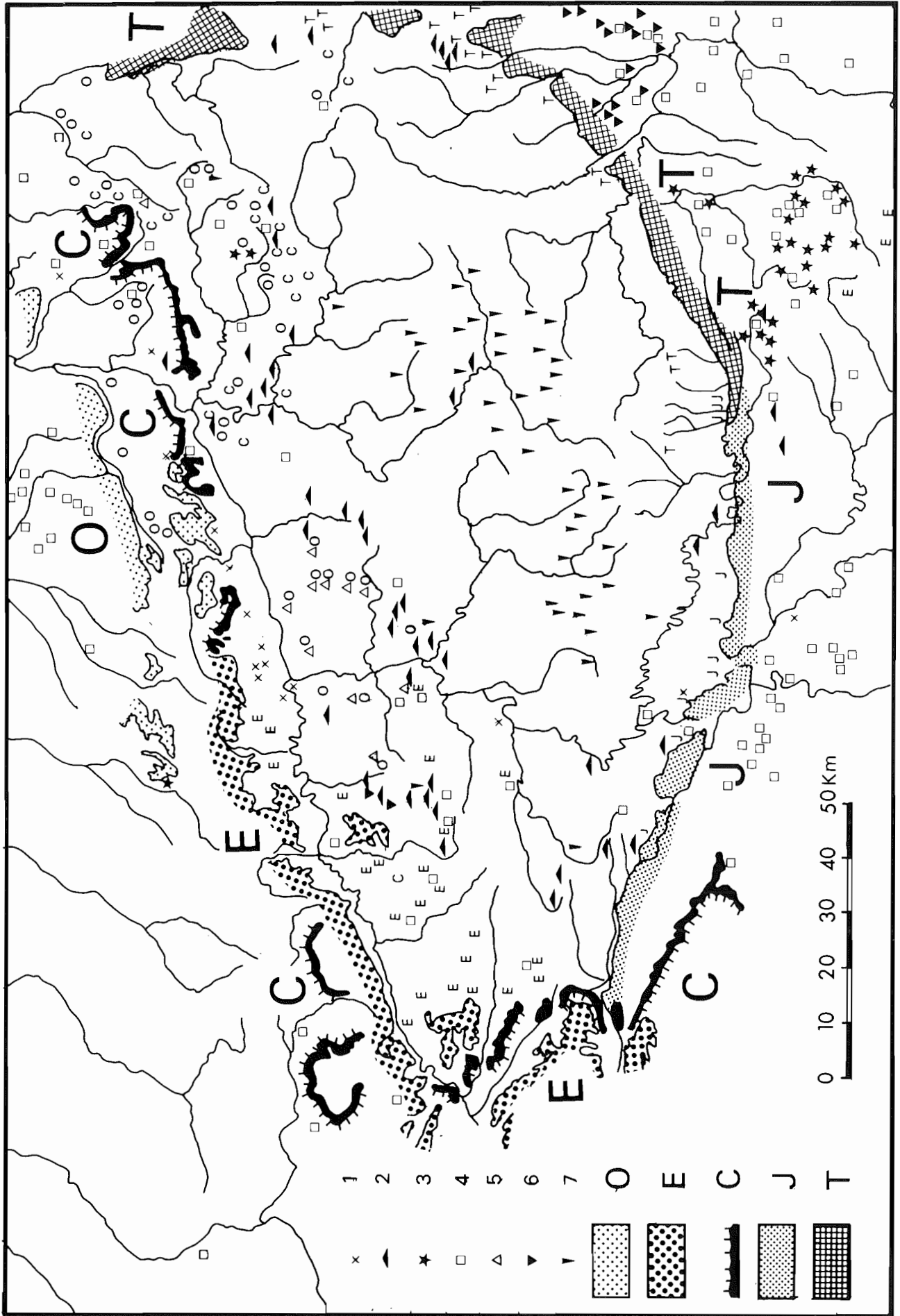


Fig. 5.1 - Limites d'avancée des mers méso-cénozoïques ayant successivement noyé tout (?) ou partie du massif ardennais. Ces limites sont généralement hypothétiques puisque les dépôts qui les matérialisent sont très mal conservés sur le massif. 1. Buntsandstein. 2. Lias. 3. Maastrichtien. 4. Eocène. 5. Oligocène.



l'Atlantique nord, tandis que le rift de la mer du Nord et les dépressions marginales telles que le graben de la Rur s'approfondissent encore. Sur le continent, la mer alpine pousse progressivement au NO en direction de la Seine et de la Marne, où se positionne maintenant le pôle de subsidence du Bassin parisien; au nord, la mer Boréale vient encore mourir sur des rivages situés au nord de Londres. Entre ces deux mers épicontinentales, une large zone basse dans laquelle s'accumulent des dépôts continentaux (à l'exemple des sables, argiles et cailloutis wealdiens conservés dans les puits naturels et sur le flanc nord du Bassin de Mons) ceinture par l'ouest les massifs ardennais et brabançon. Dès l'Albien cependant, la jonction des mers du nord et du sud (bassins de Londres et de Paris) s'opère de ce côté: les sables et graviers marins de la mer albienne en provenance du Bassin parisien recouvrent le Wealdien du Bassin de Mons et s'approchent également au sud du plateau de Rocroi. Le bassin crétacique du Hainaut est donc très nettement antérieur à celui du NE de la Belgique puisque, alors que les calcaires du Cénomani inférieur débordent déjà largement sur les flancs sud et nord du Bassin de Mons, le bassin de Münster en Westphalie, d'où arriveront plus tard les mers crétaciques sur le pays de Herve et la Hesbaye, commence seulement à être noyé sous l'avancée de la mer Boréale. Après un épisode régressif, l'avancée marine au Cénomani supérieur dans le Hainaut, qui se poursuit au Turonien, culmine avec le dépôt des craies du Turonien supérieur du Bassin de Mons, à un moment où le rivage est repoussé vers l'est jusqu'en Thudinie (la base du massif crétacé de Cour-sur-Heure y est en effet datée du Turonien, d'après R. Marlière, 1954). Dès lors, l'extrémité occidentale du massif ardennais, en Entre-Sambre-et-Meuse, sera à peu près constamment submergée jusqu'au Maastrichtien inclus. Cependant, alors que la sédimentation crayeuse se poursuit au Hainaut pendant le Santonien, les premiers dépôts crétacés commencent à s'accumuler dans le pays de Herve et les régions voisines d'Aachen: ils sont représentés par les sables littoraux d'Aachen, qui surmontent les argiles noires d'Hergenrath, rapportées à un milieu lagunaire par H. Breddin (1932). Puis, au Campanien inférieur, la mer en provenance de Westphalie envahit enfin le pays de Herve, y abandonnant d'abord des sables et marnes glauconifères (la "smectite" de Herve) auxquels vont succéder jusqu'au Maastrichtien supérieur diverses formations crayeuses. Le Maastrichtien est dans les deux bassins nettement transgressif sur les assises antérieures, noyant largement l'ouest et le nord de l'Ardenne, qui s'est effacée progressivement au cours du Crétacé (fig 5.1). Cependant, il semble qu'à aucun moment ne se soit réalisée la jonction entre les bassins de l'est et de l'ouest du

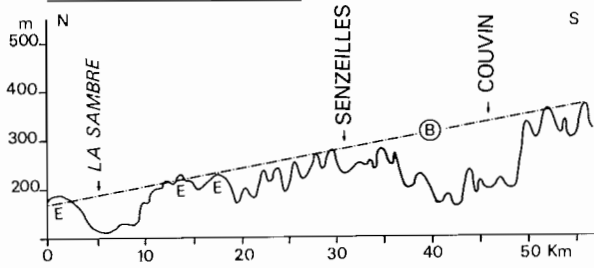
pays: entre les dépôts de Hesbaye et du Hainaut subsiste une zone d'une trentaine de kilomètres où n'existe aucune trace de Crétacé, à l'exception de la "glauconie de Loncée", près de Gembloux (fig 5.2). Difficile à dater, ce dépôt à caractère littoral accusé, peut-être santonien (Marlière, 1954), est rattaché aux invasions marines venues de l'ouest, mais rien ne semble devoir le relier au Crétacé de l'est du pays.

L'avancée maximale de la mer maastrichtienne sur l'Ardenne septentrionale l'a au moins conduite jusque sur le massif du Weisser Stein, à la frontière allemande à l'est de Rocherath (fig 5.2). On y a en effet retrouvé des silex témoignant de la présence ancienne de couches crayeuses dans cette zone (Stickel, 1927; Altmeyer, 1982; Junge, 1987). Mais dès le Campanien inférieur, la mer était aux pieds du massif de la Baraque Michel, relief qu'elle submergera totalement au Maastrichtien supérieur (Bless *et al.*, 1990). Toutefois, le Maastrichtien inférieur semble absent des Hautes-Fagnes, de même d'ailleurs que dans une large zone s'étirant jusqu'à Maastricht (Bless *et al.*, 1987): cet épisode régressif est mis sur le compte d'une tectonique d'inversion (phase tectonique laramienne) qui, en fonction d'un champ de contraintes modifié, engendra le soulèvement et l'exondement des grabens NO-SE, et spécialement du graben de la Rur. D'ailleurs, dans ce dernier, c'est presque tout l'ensemble du Crétacé supérieur qui est absent, la sédimentation n'y débutant qu'à la fin extrême du Maastrichtien supérieur, alors que le graben est à nouveau subsident. Indépendamment des phénomènes tectoniques, on observe cependant, tant dans le bassin de l'est du pays que dans celui du Hainaut, un nombre important d'alternances régression-transgression, qui peuvent par ailleurs être plus ou moins corrélées d'un bassin à l'autre à partir du Campanien supérieur.

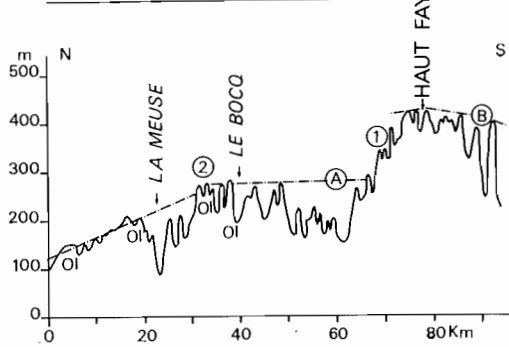
La fin de la grande transgression crétacique coïncide avec celle de l'époque du même nom, quoiqu'une sédimentation crayeuse se poursuive au début du Tertiaire, durant le Dano-montien, mais à une certaine distance du massif ardennais. Toutefois, bientôt (dès le Montien) les craies vont faire place aux cycles sédimentaires typiques du Tertiaire des bassins parisien et anglo-belge. A ce moment, l'ouverture de l'Atlantique nord ayant progressé au cours du Crétacé, les mers épicontinentales envahissant épisodiquement ces bassins sont sous la dépendance de l'océan, alors que la chaîne alpine commence à émerger. Le pôle de subsidence du Bassin de Paris s'est d'ailleurs encore déplacé vers l'ouest, de telle manière que les mers tertiaires de ce bassin n'arriveront pratiquement plus jamais jusqu'aux

Fig. 5.2 - Carte des dépôts et des altérations méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel, d'après J. Alexandre, 1976. Formations continentales: 1. traînée mosane. 2. dépôts sableux ou caillouteux tertiaires. 3. formations ferrugineuses. 4. blocs erratiques de roches silicifiées. 5. argiles d'Andenne. 6. dépôts lacustres éocènes. 7. roches paléozoïques profondément altérées. Formations marines (affleurements continus, en figuré, et résiduels): O: Oligocène. E: Paléocène-Eocène. C: Crétacé. J: Jurassique. T: Trias.

A. PROFIL GOSELIES - ROCROI



B. PROFIL LINSMEAU - MONCEAU



C. PROFIL BLEGNY - LA GLEIZE

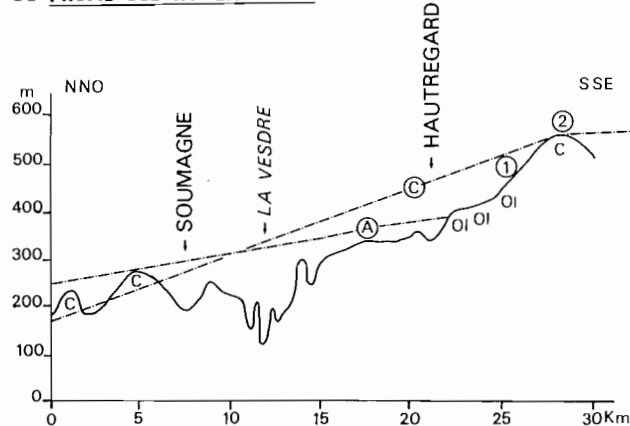


Fig. 5.3 - Profils topographiques tirés sur le flanc nord du massif ardennais et schématisant les raccords que l'on peut établir entre les surfaces d'érosion du massif et les surfaces de transgression enfouies dans la couverture méso-cénozoïque de Moyenne Belgique. A: surface pré-tongrienne. B: surface éocène. C: surface pré-sénonienne. 1: talus d'érosion. 2: flexure. O1: Oligocène. E: Eocène. C: Crétacé.

abords sud-orientaux de l'Ardenne. Jusqu'au Lutétien (Bruxellien) moyen, les bassins parisien et anglo-belge sont en liaison par-dessus l'Artois, qui n'empêche pas encore les invasions marines de pénétrer du bassin anglo-belge dans celui de Paris. Mais, à partir de cette date, la surrection de l'axe artésien sépare définitivement les deux aires de sédimentation, le contact du Bassin parisien avec l'océan s'établissant dès lors par la Manche (Dewolf, 1982). L'isolement du Bassin de Paris ira d'ailleurs croissant au cours du Tertiaire, jusqu'à l'établissement d'une cuvette endoréique, dont le fond, occupé par un lac, accueillit la sédimentation des calcaires de Beauce à l'Aquitarien (Miocène inférieur). Si

on excepte les épandages détritiques burdigaliens dans ses parties sud et ouest, cet épisode lacustre clôture ainsi le remplissage sédimentaire du bassin, où à dater de ce moment la subsidence a cessé. Enfin, le Tertiaire est l'époque de la constitution des chaînes alpines et, plus près de nous, de l'ouverture du rift ouest-européen, dont les segments septentrionaux du graben du Rhin et de la Baie du Rhin inférieur encadrent le Massif schisteux rhénan, respectivement au sud et au nord. Si le graben du Rhin, effondré dès l'Eocène entre Alsace et Forêt Noire, est relativement éloigné des régions qui nous intéressent, le développement de la Baie du Rhin inférieur, ou Baie de Cologne, à partir de l'Oligocène moyen aura en revanche une incidence considérable sur la disposition des rivages tertiaires au nord de l'Ardenne-Eifel, ainsi que sur l'évolution morphologique de cette région, qui le borde à l'ouest. Il faut d'ailleurs noter que la Baie du Rhin inférieur n'est que le prolongement naturel au SE, vers le coeur du Massif schisteux rhénan, des grabens NO-SE mis en place depuis le Jurassique aux Pays-Bas, et principalement du graben de la Rur, dont le rôle a déjà été, lors de la phase d'inversion tectonique laramienne, de limiter vers l'est la transgression crétacique sur le nord du massif, rendant fort improbable la submersion à cette époque des parties septentrionale et orientale de l'Eifel.

La première transgression tertiaire à venir lécher à nouveau les bordures ardennaises est datée du Landenien (Paléocène supérieur). Venue à la fois du nord et du SO, la mer landenienne déposa des sables, fréquemment glauconifères, sur une bande large de quelques kilomètres au sud de la Sambre ainsi que sur l'extrémité occidentale de l'Entre-Sambre-et-Meuse, en Thiérache. Lorsqu'elle se fut retirée, au Landenien supérieur, une sédimentation continentale lui succéda, offrant des faciès lagunaires et fluviaux non seulement en Moyenne Belgique, mais aussi sur l'ouest de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Russo-Ermolli, 1991) et probablement jusque sur la moitié occidentale du plateau de Rocroi (Voisin, 1981). Puis, l'Eocène est marqué par deux transgressions importantes qui, à partir du nord, c'est-à-dire en provenance du seul bassin belge, viennent encore submerger les confins occidentaux de l'Ardenne (fig 5.1). La première, yprésienne, et la seconde, bruxellienne, dépassèrent l'une et l'autre la Sambre vers le sud. L'opinion courante, ainsi que la carte géologique de Belgique, veulent que la mer bruxellienne s'avance sur le massif nettement au-delà du rivage yprésien, et certainement jusqu'au parallèle de Chimay (Ek et Ozer, 1976); cependant, M. Gulinck et A. Hacquaert ont prétendu dès 1954 que les sables de Trélon, sur lesquels repose cette assertion, ainsi que ceux qui sont conservés aux alentours de Beaumont et Walcourt, appartiennent à l'Yprésien, qui aurait alors constitué la transgression éocène la plus envahissante (fig 5.2). Quoi qu'il en soit, cette controverse à propos

d'événements somme toute chronologiquement très proches est sans conséquence pour la compréhension des surfaces anciennes qui façonnaient à cette époque l'Ardenne occidentale.

Beaucoup plus importants sont les événements qui prennent place à l'Oligocène, après un Eocène supérieur dont les transgressions marines d'ampleur restreinte restent fort éloignées des marges ardennaises. A l'Oligocène appartient l'invasion marine la plus récente mais aussi la plus large du massif ardennais. Celle-ci se place au début du Tongrien, dont la position stratigraphique ne semble plus par ailleurs être admise unanimement depuis peu. En effet, si les stratigraphes belges continuent à le rapporter à l'Oligocène inférieur (Maréchal, 1993), il paraît cependant que des observations d'ordre micropaléontologique tendent à le faire glisser dans l'Eocène terminal (Haq et van Eysinga, 1987), quoique même de ce point de vue, la position d'une majorité des formations tongriennes (membres de Watervliet et de Ruisbroek, NE de la Belgique) reste indéfinie (Stover et Hardenbol, 1993). Quoi qu'il en soit, l'affaissement des régions orientales de l'Ardenne-Eifel, annonciateur de la proche naissance de la Baie du Rhin inférieur, confère à la mer tongrienne un caractère nettement transgressif d'ouest en est sur les formations éocènes du bassin belge, et détermine son avancée en un golfe qui pousse probablement jusqu'au sud des Hautes-Fagnes, mais est limité à l'est par les failles de Richerich (Heerlerheide) et de Feldbiss qui, momentanément, semblent à nouveau relever l'extrémité SE du graben de la Rur (Demoulin, 1989). A cette époque, ce sont donc non seulement le massif des Hautes-Fagnes, mais aussi l'Ardenne liégeoise, l'ensemble du Condroz et la moitié orientale de l'Entre-Sambre-et-Meuse qui sont noyés sous les flots tongriens, lesquels y accumulent des sables fins (fig 5.1). Puis, après un épisode régressif au Tongrien supérieur, la mer rupélienne, responsable du dépôt des argiles de Boom, n'a probablement pas dépassé vers le sud la région de Louvain et de Tongres. C'est pourtant le moment d'une nette transgression de la mer oligocène en Allemagne occidentale, où elle commence notamment à envahir la Baie du Rhin inférieur, mais aussi d'une transgression majeure dans le Bassin parisien. La mer stampienne (Oligocène moyen) s'y enfonce en un large golfe jusqu'à Etampes et Fontainebleau; au-delà vers le sud, une sédimentation lagunaire s'installe mais, surtout, tout le nord du Bassin parisien, jusqu'aux confins de l'Artois, de la Thiérache et de l'Ardenne, est probablement occupé par une mer peu profonde (Tricart, 1949; Dewolf, 1982), qui aurait même poussé une incursion par-delà la baie de Luxembourg en direction du bassin de Neuwied, au coeur du Massif schisteux rhénan, grâce à l'existence d'un couloir déprimé à l'emplacement de l'actuelle vallée mosellane (Kadolsky *et al.*, 1983). A cette époque, une bonne part de l'Eifel oriental constitue d'ailleurs une zone basse, réceptacle

de nombreux dépôts continentaux en une aire de sédimentation assez étendue et tournée vers le bassin de Neuwied (Meyer, 1986). V. Sonne et H. Weiler ont même soutenu en 1984 qu'une mer rupélienne se serait largement avancée sur l'Eifel méridional en provenance du bassin de Mayence.

Enfin, l'Oligocène supérieur voit le retrait de la mer du Bassin de Paris et son recul dans le bassin belge jusqu'au nord de la Campine. Par contre, l'affaissement de la Baie du Rhin inférieur s'accélère à ce moment, et la mer y pénètre profondément en un golfe dont les rivages se situent quelque peu au sud de Bonn, y accumulant des sables sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. A la faveur de horsts et grabens mineurs de la bordure occidentale de la Baie du Rhin inférieur, ces sables marins se retrouvent ponctuellement sur les flancs de l'Eifel septentrional. Les tendances amorcées à la fin de l'Oligocène se confirment au Miocène et au Pliocène: le rôle du Bassin parisien comme aire de sédimentation s'éteint peu à peu; les transgressions depuis le nord de la Belgique ne menacent plus le massif ardennais dont la surrection s'accroît; seule la mer diestienne, au Miocène supérieur, noie encore partiellement la Moyenne Belgique, déposant des sables glauconifères jusque sur les collines de Flandres (dans les régions de Renaix et du Mont Kemmel) et du Hageland; le golfe de Cologne s'étend toujours jusqu'à Bonn au Miocène inférieur, mais il s'est notablement rétréci et la région d'Heerlen-Aachen est maintenant exondée; à partir du Miocène moyen, la ligne côtière va graduellement reculer au nord de la Baie du Rhin, cependant toujours subsidente et où s'accumulent des formations lignitifères de marécages d'arrière-pays et des dépôts deltaïques édifiés par un cours d'eau ancêtre du Rhin.

2. GEOMETRIE ET DATATION DES SURFACES D'EROSION ARDENNAISES

Les rapports géométriques que l'on peut établir entre les éléments topographiques du relief actuel de l'Ardenne-Eifel montrent bien vite que ceux-ci ne sont pas disposés au hasard mais qu'au contraire ils se regroupent pour former quelques surfaces, horizontales ou inclinées, planes ou courbes, selon les vicissitudes tectoniques qu'elles ont dû supporter, mais régulières et qui constituent l'enveloppe du relief ardennais, à partir de laquelle s'est opérée sa dissection récente. C'est donc bien l'observation du paysage qui nous indique l'existence des surfaces d'érosion anciennes en Ardenne, et leur comparaison avec les formes actuellement élaborées en régions intertropicales nous confirme le bien-fondé de notre interprétation. Pour dater les diverses surfaces qui se croisent et se recoupent en Ardenne, trois arguments majeurs sont utilisés: le plus simple à discuter est le raccord d'une surface d'érosion sur le plateau à son prolongement sous forme de surface de transgres-



Fig. 5.4 - La retombée méridionale du massif ardennais, long versant en pente douce s'étirant sur 2 à 3 km, correspond très exactement à une très ancienne pénéplaine exhumée, la surface post-hercynienne, sur laquelle s'appuya plus récemment le talus d'érosion qui sépare la surface oligo-miocène du NE du Bassin de Paris des surfaces plus élevées de l'Ardenne. Vue à l'est de la Meuse, depuis Gernelle en direction de Bosseval: la surface post-hercynienne correspond au versant s'abaissant doucement à l'horizon, de la gauche vers la droite sur la photo.

sion toujours enfouie dans l'avant-pays du massif sous une couverture sédimentaire d'âge connu (fig 5.3). Toutefois, même cette observation peut quelquefois prêter à confusion: d'une part, la couverture sédimentaire de la surface considérée peut être d'âge variable d'un endroit à l'autre, d'autre part, le raccord est parfois plus délicat à établir entre deux parties d'une même surface originelle, dont l'une a été fossilisée sous les sédiments amenés par une transgression marine pendant que l'autre poursuivait son évolution continentale: c'est là tout le problème du diachronisme des surfaces d'érosion. Un deuxième argument de datation d'une surface ancienne exhumée est l'identification de dépôts dits corrélatifs, qui permettent de la rapporter à une surface enfouie en avant-pays; d'une manière plus générale, ces dépôts, qu'ils appartiennent à une couverture plus vaste ou ne relèvent que d'un phénomène local, seront surtout utilisés dans la mesure où ils

recèlent un élément susceptible de datation (paléontologique, radio-isotopique, lithologique). Enfin, les rapports géométriques eux-mêmes qu'entretiennent les surfaces successives entre elles déterminent le plus souvent un ordre nécessaire d'apparition, et autorisent donc au moins une datation relative des surfaces.

2.1. LA SURFACE PRE-TRIASIQUE EN EIFEL OCCIDENTAL

La plus ancienne surface dont on retrouve quelques traces en Ardenne-Eifel était déjà façonnée au début du Mésozoïque, voici 225 millions d'années. Les lambeaux les plus importants qui en sont conservés jalonnent la bordure occidentale du couloir eifelien N-S, ainsi que les parties centrales de ce dernier qui ont été débarrassées de leur couverture triasique (Junge, 1987), et le flanc NO de la baie de Luxembourg (Steffen, 1951).

Fig. 5.5 - Silex, en blanc, empâtés dans une argile brune résiduelle d'altération des craies crétaciques sur le plateau des Hautes-Fagnes. Cette formation résiduelle constitue presque toujours le seul témoin des dépôts sénoniens sur le nord du massif ardennais, et est indispensable pour s'assurer de l'âge pré-sénonien de restes de surface conservés dans cette partie du massif. Fouille à la station scientifique de l'Université de Liège au Mont Rigi, Robertville.



A LA RECHERCHE D'UNE SURFACE D'ÉROSION.

Quoiqu'il s'agisse de formes de grande étendue, les surfaces d'érosion de nos massifs européens, établies fort anciennement, ne sont souvent que piètrement conservées. Aussi est-il parfois fort délicat de reconstruire une surface originelle à partir d'un puzzle d'éléments topographiques disparates, plus ou moins éloignés les uns des autres, quelquefois déformés, souvent dégradés et généralement dépourvus de marqueur sédimentaire.

Pour retrouver l'allure des anciennes surfaces tertiaires, il faut donc gommer du paysage l'influence de la dissection récente du relief par le réseau hydrographique, et mettre ainsi en évidence ce qu'on pourrait appeler une enveloppe topographique régularisée du massif, enveloppe héritée de la morphogenèse tertiaire. A cette fin, une carte des sommets est réalisée de la manière suivante: au départ de cartes topographiques dont l'échelle idéale est le 1/25000, on dresse un document signalant l'altitude de tous les points sommitaux d'une région, c'est-à-dire non seulement les sommets des reliefs les plus élevés, mais encore ceux de chaque colline se détachant du paysage environnant. A partir de cet ensemble de points cotés, il ne reste alors qu'à redessiner des courbes de niveau, qui vont représenter l'allure de l'enveloppe du relief actuel. Cette représentation déjà très simplifiée des grands traits morphologiques qui structurent le paysage est encore susceptible d'une schématisation plus poussée, que l'on obtiendra par un lissage des courbes de niveau de la carte des sommets. A ce stade, celle-ci met enfin en lumière la disposition des éléments fondamentaux du relief, qui ne sont autres que les vieilles surfaces d'érosion méso-cénozoïques qui le charpentent, et que nous recherchons.

Cependant, il apparaît que celles-ci, à peu près horizontales lorsqu'elles furent conçues, sont maintenant fréquemment déformées. Pour bien comprendre les relations qui unissent les différents éléments du relief, il est alors bien souvent utile de tracer des profils topographiques diversement orientés, qui vont éclairer les rapports géométriques entre des éléments identifiés (surface de transgression toujours enfouie sous sa couverture sédimentaire et dont l'allure est bien rendue grâce aux informations des sondages géologiques; replats pourvus de restes des dépôts qui les ont jadis fossilisés) et d'autres formes du paysage dont l'appartenance est indéfinissable (fig 5.3).

Sur le flanc gauche de la Rur, en aval de Hausen, une section de versant entre 400 et 480 m d'altitude, inclinée à 5% vers l'ENE à hauteur du village de Schmidt appartient à une surface convexe qui se raccorde, à l'est de la rivière, à la surface de base du Buntsandstein (Trias inférieur) de la baie de Mechernich. Malgré un failage important à ce niveau, malgré aussi la pente de 10% qui affecte ici la surface de base, ce raccord est tout à fait patent. Il en va de même un peu plus au sud, où le versant oriental de l'interfluve entre Rur et Urft, entre 400 et 500 m d'altitude, s'incline avec une pente de 7 - 7,5% vers le NE pour se prolonger, cette fois de façon plane, par la surface de base triasique de la baie de Mechernich. Ici en outre, l'un ou l'autre dépôt résiduel de conglomérats triasiques confirme l'âge de la section exhumée de la surface ancienne. Dans cette partie nord du couloir eifelien, celle-ci offre donc une allure régulière, avec une convexité qui s'affirme vers le nord en relation avec une subsidence accrue de la dépression jusqu'au Lias, lors même que la surface, déjà fossilisée sous le Buntsandstein, n'évoluait plus à hauteur de sa bordure maintenant dégagée. Vers le sud, quelques restes de la surface pré-triasique apparaissent encore en bordure des placages de Buntsandstein qui recouvrent la zone des synclinaux calcaires de Sötenich et Blankenheim; ces restes, conservés uniquement sur les roches non carbonatées de l'Eodévonien, y dessinent toujours une surface mollement ondulée

(Junge, 1987). En revanche, à hauteur des synclinaux plus méridionaux de Dollendorf et Hillesheim, H. Junge (1987) montre que les restes épars de grès bigarrés (Buntsandstein) témoignent de l'existence dans cette région au début du Trias d'un relief nettement plus mouvementé, qu'il qualifie de paysage à inselbergs, avec des différences d'altitude atteignant 100 m; quelques éléments de ce relief pré-triasique dégagé de sa couverture sont identifiés vers 500 m d'altitude par H. Junge sur le flanc NO du synclinal d'Hillesheim.

Au-delà vers le sud enfin, on rejoint la couverture triasique de l'extrémité septentrionale de la baie de Luxembourg, dans la région de Bitburg; à partir de là et jusqu'à Folschette, quelque 60 km plus au SO, dans le Grand-Duché de Luxembourg, le contact Buntsandstein-Dévonien inférieur se prolonge vers le massif par un versant s'étirant en moyenne entre 460 et 500 m d'altitude et dont la pente s'accroît progressivement vers le SO, passant d'environ 1% à proximité de Bitburg à près de 4% au nord de Folschette. Ce versant d'allure régulière mais découpé par d'innombrables cours d'eau en provenance des sommets du massif constitue en fait au Luxembourg la retombée de l'Oesling vers le Gutland, qui se continue en Belgique dans la retombée méridionale de l'Ardenne vers le Bassin parisien. Jusqu'à Folschette, il prolonge bien la surface de base du Buntsandstein enfouie dans la baie de Luxembourg, et

constitue en conséquence la trace de la surface de transgression triasique dans cette zone (Steffen, 1951; Hoffmann, 1982), supportant d'ailleurs encore localement quelques placages ponctuels de conglomérats et grès triasiques.

2.2. LA SURFACE "POST-HERCYNIE" AU SUD DE L'ARDENNE

Au-delà de Folschette vers l'ouest, la formation de base de la couverture secondaire reposant au flanc du socle ardennais n'appartient plus au Buntsandstein et il ne convient plus d'y parler d'une surface de transgression pré-triasique. Du Keuper à la fin du Lias, la transgression marine s'avance de plus en plus vers l'ouest du massif et la surface d'érosion qu'elle recouvre n'est donc pas fossilisée partout au même moment: pour cette raison, elle a reçu le nom plus général de "surface post-hercynienne", au moins depuis A. de Lapparent en 1898. Cette surface post-hercynienne de caractère polygénique est, à l'image de la précédente au Luxembourg, matérialisée par le versant sud du massif ardennais depuis Folschette jusqu'à Beaulieu, à l'extrémité occidentale du plateau de Rocroi. Les éléments qui en sont conservés sur les interfluves épargnés par les ruisseaux qui dévalent du nord, s'alignent en une bande large de 2 à 3 km (fig 5.4); affectés d'une pente de 1 à 3% dirigée en moyenne vers le sud (Alexandre, 1976), ils perdent en altitude d'est en ouest. L'arête supérieure des lambeaux de la surface post-hercynienne passe ainsi de près de 500 m à Folschette à environ 450 m dans la région de Rossignol, 390 m à Bosseval, en France, et 340 m à l'ouest de Rimogne (Pissart, 1962). A. Pissart a aussi noté que ces restes de la surface post-hercynienne, par ailleurs remarquablement conservés, sauf à l'endroit des percées de la Meuse et de la Semois dans le massif, indiquent certaines irrégularités de la surface, et notamment des ondulations synclinales près de Sainte-Cécile, à Aiglemont et Arreux, précisément là où Meuse et Semois s'insinuent dans le massif. Associées à ces ondulations, la surface post-hercynienne présente localement des pentes plus importantes, atteignant parfois 10%.

Malgré ces déformations d'ampleur restreinte, on ne peut manquer d'être frappé de sa remarquable régularité. Quoique généralement dépourvue de dépôts corrélatifs, dernières traces de la sédimentation liasique, son raccord direct avec les surfaces de base successives du Lias au nord du Bassin de Paris, lesquelles se recourent successivement en biseaux aigus imperceptibles, ne permet aucun doute sur l'âge de son façonnement. La bonne conservation des fragments exhumés de la surface post-hercynienne est encore soulignée par les traces de rubéfaction et d'enrichissement en bore marquant les roches schisteuses de leur substrat, qui seraient un signe de l'immédiate proximité de la discordance (Huizing, 1967).

Si au sud de l'Ardenne, la période d'érosion continentale qui arasait le massif depuis le Permien a continué à l'aplanir au-delà du Buntsandstein, il semble néanmoins qu'elle a épargné quelques dépôts locaux d'origine fluviale, datés approximativement de ce moment. C'est le cas par exemple du cailloutis inférieur de Cons-la-Grandville décrit à proximité de la Meuse en 1959 par A. Pissart, qui lui attribue un âge pré-liasique; ou encore des cailloutis grossiers conservés près de Martelange (Huizing, 1967), lesquels permettent d'établir la jonction avec les dépôts triasiques de l'Eifel occidental. Ces restes épars préservés dans des dépressions topographiques sous la ligne de la surface post-hercynienne suggèrent que la surface pré-triasique relativement régulière à proximité des rivages triasiques du Luxembourg se prolongeait vers l'ouest par un arrière-pays au relief plus vigoureux, assez semblable à celui que H. Junge (1987) représente à la même époque pour la partie médiane du couloir eifelien. Toutefois, le sud de l'Ardenne restant hors de portée de la mer du Buntsandstein, le relief, contrairement à celui du couloir eifelien, a pu continuer à y évoluer, et donc à se niveler jusqu'à l'arrivée des mers liasiques, 20 à 35 millions d'années plus tard, sur une surface parvenue alors à une planéité quasi parfaite.

2.3. LA SURFACE PRE-SENONIENNE AU NORD DE L'ARDENNE

Comme l'a écrit judicieusement J. Alexandre en 1976, on peut à peine parler d'une surface de transgression crétacique dans l'ouest de l'Ardenne, là où les mers cénomaniennes puis turoniennes se sont avancées sur le massif à partir du Bassin de Mons. En effet, cette surface, sur laquelle les dépôts crétacés ne furent probablement jamais très épais, fut rapidement dégagée de leur couverture et retouchée à diverses reprises au début du Tertiaire, si bien qu'elle est maintenant à peu près totalement effacée du paysage de l'Ardenne occidentale. Seul le Haut Pays hennuyer, au sud du Bassin de Mons, aurait conservé quelques fragments de cette surface faiblement inclinée dans la région de Dour et de Binche, où elle entre directement en contact avec la surface de base des calcaires cénomaniens sur le flanc du bassin (Alexandre, 1976).

Il en va tout autrement au NE du massif ardennais, où on retrouve de nombreux restes, souvent de bonnes dimensions, qui se raccordent en une surface régulière prolongeant clairement vers le centre du massif la surface de base du Crétacé du pays de Herve et de Hesbaye. Une bonne part de ces lambeaux se localisent sur le flanc nord du plateau des Hautes-Fagnes, où ils correspondent généralement aux sections des interfluves entre Gileppe, Soor, Helle, Getzbach et Vesdre, situées au-delà de 400 m d'altitude (Demoulin, 1980, 1986). Ces sections de versant ne dessinent cependant pas partout un profil rectiligne à la surface dont elles sont

issues: elles montrent généralement une nette concavité due à un brusque redressement du versant qui, au nord de la Baraque Michel par exemple, s'exprime entre 500 et 600 m d'altitude, faisant passer l'inclinaison de la surface vers le NNO de 1,4% dans le pays de Herve à 7,5% au pied de la Baraque Michel. Vers le sud, au-delà de cette déformation récente d'origine tectonique, l'ensemble de la crête des Hautes-Fagnes représente également un vaste élément de la surface pré-crétacique: à partir de la Baraque Michel jusque Langschoss vers l'est, il offre aux regards l'aspect d'une surface régulière, légèrement inclinée au NE vers la Baie du Rhin inférieur et surmontée de quelques larges buttes surbaissées qui la dominent d'une cinquantaine de mètres. A l'ouest de la Baraque Michel, et plus de 100 m en contrebas, le sommet plan de la crête de la Vecquée correspond lui aussi, à quelques mètres près (soit l'épaisseur du Crétacé résiduel qui y subsiste), à cette surface (Macar, 1954; Demoulin, 1986). Cependant, le raccord géométrique qu'on établit depuis la Vecquée avec la base du Crétacé du pays de Herve montre qu'ici, au contraire de ce qui se passe plus à l'est, la surface pré-crétacique a complètement disparu entre la Vecquée et la vallée de la Vesdre, qui marque le pied du massif ardennais.

Plus à l'ouest encore, dans le Condroz liégeois, ses traces se font fort rares: seuls quelques replats sommitaux lui correspondent encore à peu près, notamment à Boncelles (265 m d'altitude) et Beaufays (275 m), où des dépôts crétacés subsistent sous des placages de sables tertiaires, ou encore à Rotheux (265 m), où la crête couverte de nombreux silex épars ne doit pas être très éloignée du niveau originel de la surface (Alexandre, 1976).

Mais les plus beaux lambeaux de la surface pré-crétacique sont incontestablement ceux qui couvrent le pays de Herve oriental (Bouvy, 1981; Demoulin, 1986); la vaste zone entre Gueule et Vesdre supérieure, dessinant un plan extrêmement régulier s'élevant au SSE de 280 m à Eynatten à 400 m au sud de Raeren, à peine entaillée par quelques vallons d'importance mineure, correspond ainsi très fidèlement à la surface qui se poursuit au nord sous le Crétacé de l'Aachener Wald. De même, à l'est de la faille de Laurensberg, un lambeau fort étendu entre Aachen et la vallée de l'Inde. Plus à l'est encore, au-delà des failles de Richterich-Heerlerheide et de Feldbiss, aucune transgression crétacique ne s'est avancée sur le massif; aucune surface de transgression n'y a donc été fossilisée à cette époque, et la surface qu'on y retrouve néanmoins devra être rapportée à un épisode ultérieur de la morphogenèse de l'Eifel.

Enfin, qu'en est-il de la surface pré-crétacique à l'intérieur du massif? Les strictes relations géométriques nous obligent, pour le savoir, à prendre pour relais de notre reconstitution la crête de la Vecquée, à 560-570 m d'altitude, et non le massif plus élevé de la Baraque Michel dont on démontre par ailleurs qu'il fut

affecté ultérieurement à la formation de la surface d'un soulèvement local important (Demoulin, ce vol.). Ce faisant, on peut retrouver l'allure d'une surface régulière en joignant à la crête de la Vecquée les plus hauts sommets de l'Ardenne-Eifel, à savoir la Baraque Fraiture (652 m), le Weisser Stein (691 m) et l'échine allongée du Schneifel (700 m). En attribuant à cette surface les flancs faiblement inclinés de ces reliefs sommitaux, qui se détachent assez nettement du paysage avoisinant à partir de 600 (Baraque Fraiture) à 620 m d'altitude (Weisser Stein), on lui confère sur le massif proprement dit une pente d'environ 0,8% vers le NO.

Nous voici donc avec une surface géométriquement unitaire, quoique déformée, où, le soulèvement de la Baraque Michel mis à part, on distingue une aire septentrionale inclinée de 1,4% vers le NNE, couvrant le versant nord du plateau des Hautes-Fagnes ainsi que le pays de Herve et à laquelle fait suite vers le sud une aire subhorizontale de pente ne dépassant pas 0,8%. Si le raccord avec la surface de base du Crétacé au nord est évident, il est heureux en revanche que plusieurs observations sur le massif ardennais lui-même viennent confirmer notre proposition plus au sud. On y retrouve en effet fréquemment sur les éléments de surface décrits ci-dessus des restes de dépôts crétacés marins (fig 5.5), le plus souvent sous la forme de tapis de silex éluviaux empâtés dans un limon argileux, résidu de la dissolution des craies (Vecquée, massif de la Baraque Michel, Brackvenn); une telle argile à silex, légèrement remaniée, a même été décrite par H. Junge et W. Tillmanns en 1984 sur un replat à 572 m d'altitude au nord de Dahlem, en Eifel occidentale, démontrant l'existence ancienne d'une couverture crétacique sur le massif du Weisser Stein et l'appartenance de celui-ci à la surface pré-crétacique (fig 5.2). De même, le tapis de silex des Trois Hêtres, à 610 m d'altitude sur le flanc méridional du massif de la Baraque Michel indique que celui-ci constitue bien une zone soulevée, dont la retombée vers le sud appartient aussi à la surface en question. Par ailleurs, il existe sur le plateau des Hautes-Fagnes d'autres dépôts crétacés marins, sables et cailloutis, sur lesquels reposent encore le plus souvent des argiles à silex. Leurs âges, déterminés par M. Bless et ses collaborateurs en 1990, s'échelonnent du Campanien inférieur au Maastrichtien supérieur à mesure qu'on s'élève sur le massif de la Baraque Michel depuis Hockai (545 m) jusqu'à Baileu (655 m) et Mont Rigi (675 m), car la tectonique y imposait un certain relief dès cette époque. On voit ainsi que selon les endroits, la surface d'érosion "pré-crétacique" du nord du massif ardennais a été fossilisée à des moments différents: au Santonien par des argiles lagunaires et des sables littoraux dans la région d'Aachen; au Campanien inférieur par des sables marins dans le SO du pays de Herve mais aussi sur la crête de la Vecquée; au Campanien supérieur aux Trois Hêtres ainsi que probablement dans la Brackvenn; et même, après un épisode régressif éventuel au Maastrichtien inférieur, seulement au cours du Maastrichtien supérieur



Fig. 5.6 - La surface dano-montienne, conservée au coeur de la Haute Ardenne et en Eifel, correspond ici aux sommets plans des collines en arrière-plan, situés vers 580 m d'altitude. Les replats de moindre altitude à l'avant-plan sont des restes d'aplanissement plus récents, mio-pliocènes, et des terrasses de l'Amblève. La Gleize.



Fig. 5.7 - La surface éocène d'Ardenne occidentale fut partiellement parfaite par plusieurs transgressions marines qui y abandonnèrent des dépôts sableux en Entre-Sambre-et-Meuse. Cependant ici, à l'est de la Meuse, la surface ne fut pas submergée, et sa topographie est restée quelque peu plus irrégulière. Région de Willerzie.

sur le sommet de la Baraque Michel et certainement aussi plus au sud. C'est pourquoi cette surface de transgression sera idéalement qualifiée de pré-sénonienne (Breddin, 1932), ce terme englobant tous les étages du Crétacé supérieur depuis le Coniacien.

Contrairement à une idée reçue, il semble que les restes de l'altération des roches du substrat associée à la surface d'érosion pré-sénonienne soient relativement modestes. Non pas que l'altération n'ait été intense à cette époque, la nature de ses produits en témoigne, mais bien plutôt parce que ces derniers ont été déblayés en grande partie avant le dépôt des sédiments crétacés. Dans la plupart des cas, la roche fraîche a été atteinte par les sondages sous moins de 4 à 5 m d'altérites (A. Pissart, 1974a, pour la fagne de Malchamps, sur la Vecquée; Y. Cosan, 1969, pour la Baraque Fraiture; W. Schmidt et R. Wolters, 1950, pour la région d'Aachen). Bien sûr, occasionnellement, des épaisseurs d'altérites supérieures à 10 m ont aussi été observées, mais de manière ponctuelle (A. Demoulin, 1986b, pour la Vecquée): ces irrégularités du front d'altération peuvent trouver une explication assez simple dans l'hypothèse d'une pénétration accrue de l'altération au niveau de zones de fracturation. La présence d'altérites extrêmement épaisses (>20 m) sous la surface pré-sénonienne à la Brackvenn (Pissart, 1974a) correspond pour sa part au fait qu'à cet endroit, la surface, exhumée dès le Paléogène, a encore subi à cette époque les effets d'une altération chimique intense, plus active même semble-t-il qu'auparavant (Alexandre et Thorez, ce vol.).

2.4. LA SURFACE DANO-MONTIENNE DU COEUR DE L'ARDENNE-EIFEL

Fille des précédentes dont elle descend par évolution continue, la surface d'érosion qui enveloppe la majeure partie des hauts plateaux ardennais et eife-

liens est beaucoup plus difficile à définir. Alors que les surfaces de transgression pré-sénonienne ou plus anciennes sont inclinées à la périphérie du massif, où elles se raccordent aisément aux surfaces enfouies sous les couvertures d'avant-pays, celle-ci s'étale au coeur de l'Ardenne-Eifel, sans prolongement vers une couverture sédimentaire et même sans dépôts corrélatifs datés. Il s'agit cette fois véritablement d'une surface continentale que seuls ses rapports géométriques aux autres surfaces, les plus anciennes qu'elle recoupe en un biseau plus ou moins large, les plus jeunes qui la démantèlent en périphérie, permettent d'insérer dans une chronologie des formes ardennaises. Par ailleurs, la reconstitution de cette surface, déjà rendue délicate par l'absence de tout dépôt (ou presque), est encore compliquée par le fait que, au contraire d'une surface de transgression, fossilisée et donc préservée pendant un temps plus ou moins long, elle n'a jamais été enfouie et a donc subi, à partir du moment où son façonnement propre a été terminé, les outrages d'une érosion sub-aérienne permanente qui l'a dégradée progressivement.

Néanmoins, et si l'on excepte les quelques points sommitaux du massif, rapportés à la surface pré-sénonienne, on reconnaît bien en elle la surface-enveloppe des parties centrales de l'Ardenne-Eifel que, à l'image de P. Macar en 1938, nous allons d'abord qualifier de "surface supérieure". Avant de la décrire cependant, un point doctrinal mérite d'être quelque peu commenté. Aucun accord n'existe vraiment à ce jour parmi les nombreux chercheurs qui les ont étudiées, quant au nombre et à la disposition des surfaces anciennes de l'Ardenne-Eifel. Un des noeuds du problème se trouve dans les interprétations diverses de la conjonction des mouvements tectoniques du massif et du développement de surfaces successives. Alors que certains imaginent un soulèvement en bloc de l'Ardenne

LA SURFACE D'ÉROSION EN RÉGION INTERTROPICALE.

Les surfaces d'érosion élaborées en Ardenne-Eifel durant le Méso-Cénozoïque sont de vastes étendues planes, très régulières, originellement subhorizontales et pourvues de sols épais d'altération chimique. Elles présentent ainsi des caractères identiques aux surfaces des régions intertropicales, dont les processus de formation commencent à être bien compris.

Ces surfaces sont façonnées sous des climats chauds et humides. Le facteur déterminant de leur développement est l'humidité permanente du sol qui, combinée à une température élevée, permet une altération chimique continue des roches du substrat. Plus ou moins indifférente à la nature des roches qu'elle attaque, l'altération ne sera toutefois uniforme sur de larges étendues que pour autant que le relief régional soit d'énergie modérée; les surfaces d'érosion s'élaborent donc en priorité à partir des côtes et des grands axes hydrographiques.

C'est en 1957 que J. Büdel a exposé le mécanisme du double aplanissement, responsable du développement des surfaces: à la base d'un sol épais toujours humide, la décomposition chimique attaque le substrat, façonnant la surface de base de l'altération, dont l'allure offre encore quelques irrégularités (Grundhöcker) qui pourront plus tard déterminer l'emplacement d'inselbergs, reliefs émergeant brutalement de la surface d'érosion. En même temps, en surface, l'érosion progresse, induisant un "renouvellement de l'exposition" (Penck, 1924) qui permet à son tour la progression vers le bas de la surface de base de l'altération.

L'érosion superficielle, qui se traduit par un abaissement de la surface parallèlement à elle-même, résulte de la combinaison de trois processus principaux (Bremer, 1981). Elle n'est efficace qu'en fonction d'une altération préalable qui ameublisse le substrat et sera donc maximale dans les zones les plus planes du paysage, où humidité du sol et altération sont également favorisées. Ceci va exactement à l'encontre de ce qui est observé en régions tempérées, où l'érosion est d'autant plus importante que la pente est forte.

Un premier processus de l'érosion sous climat chaud et humide est l'élimination en suspension dans l'eau des particules argileuses du sol. Grâce à la bioturbation, ou remuement du sol par les animaux (notamment les termites qui remontent en surface d'importantes quantités de matériaux fins), ce sont les particules fines de l'ensemble du profil, et non seulement de sa zone superficielle, qui peuvent être ainsi évacuées. Un deuxième processus est la suffosion, c'est-à-dire des écoulements concentrés souterrains, à l'intérieur du manteau d'altérites. Enfin, le troisième processus important de l'érosion sous les Tropiques est le ruissellement, principalement diffus, à la surface du sol. Celui-ci est particulièrement agissant dans ces régions en raison de la fréquence des très fortes pluies.

Dans ce schéma, l'action des rivières n'est qu'accessoire, se limitant aux rôles passifs de transport et de niveau de base pour la dénudation. En effet, étant donné la décomposition chimique du substrat, les rivières ne disposent pas, ou très peu, de matériel grossier qui leur permettrait de développer une érosion linéaire. Le matériau fin des sols d'altération chimique est d'ailleurs aussi aisément évacué par le moindre filet de ruissellement que par un cours d'eau, ce qui explique que l'érosion aréolaire soit dominante dans le mécanisme du double aplanissement.

et de l'Eifel engendrant la superposition de surfaces étagées, mais toutes à peu près horizontales (Kirchberger, 1917; Stickel, 1927; Lefèvre, 1938; Baeckeroot, 1942; Zenses, 1980; Junge, 1987), d'autres proposent des surfaces convexes en réponse à un soulèvement en dôme de l'Ardenne-Eifel (Baulig, 1926, et sa "surface à facettes"; Macar, 1938; Pissart, 1962). La vérité repose probablement à mi-chemin entre ces deux courants d'idées: en effet, les surfaces d'érosion les plus récentes, qui n'ont pu se développer bien avant à l'intérieur du massif en raison de l'accélération de son soulèvement, apparaissent généralement subhorizontales ou légèrement inclinées sur les bordures de ce dernier; mais les surfaces établies sur l'ensemble de l'Ardenne avant

que celle-ci n'amorce son mouvement de surrection rapide ont pour leur part arrondi le dos en suivant la courbure que le mouvement conférait progressivement au massif; enfin, pour les surfaces les plus anciennes, la déformation fut telle qu'elles furent tronquées par l'érosion et ne subsistent plus que sous la forme de plans inclinés marginaux.

Dans ce cadre, la surface supérieure d'Ardenne-Eifel présente une allure en dos de baleine, dont l'épine dorsale court de la Baraque Fraiture à l'ouest au massif du Weisser Stein à l'est. Elle s'étale autour de ces sommets, mais également dans la région de Meyrode et de Recht à des altitudes de l'ordre de 580

m (fig 5.6). Vers le NNO, elle s'incline en pente extrêmement faible (inférieure à 0,1%) vers la crête de la Vecquée où, arasant les argiles à silex, elle est, à 570 m d'altitude, presque confondue avec la surface pré-sénonienne (Demoulin, 1986). On la retrouve encore près de Kalterherberg, enserrant la haute vallée de la Rur naissante par de larges replats à 580 m, jalonnés de buttes surbaissées (Hohe Mark). De là, elle s'incline alors en pente douce, d'environ 0,5% vers le NE, sur l'Eifel nord-occidental, de telle manière qu'on en retrouve de vastes lambeaux vers 550 m à hauteur de Monschau (Monjoie) et que ses derniers témoins vers le nord, en bordure de la Baie du Rhin inférieur, s'observent à 500 m d'altitude.

Au sud de la dorsale Baraque Fraiture-Weisser Stein, on voit d'abord la surface supérieure s'incliner insensiblement pour se situer vers 560 m à Samrée, ainsi que sur les hauteurs entre Vielsalm et Emmels. On la retrouve encore à des altitudes comparables à l'ouest de l'Ourthe, entre Nassogne, Saint-Hubert et Tenneville, où elle est dominée d'une trentaine de mètres par une large butte résiduelle couverte par le bois de Hazeille. Puis, elle est tout à fait absente d'une grande zone correspondant au bassin des Deux Ourthes, au-delà duquel on la retrouve au sud formant la crête Libramont-Bastogne-Beho, c'est-à-dire la ligne de séparation des bassins de l'Ourthe et de la Sûre. Sur cette crête, la surface supérieure ondule mollement entre 520 et 540 m; dans sa partie centrale, entre Bourcy et Hachiville, elle présente un large enlèvement vers 500 m d'altitude. La jonction de la crête de Bastogne avec les éléments septentrionaux de la surface ne se réalise que tout à l'ouest, où, s'insinuant entre Ourthe occidentale et Lomme, elle rejoint les replats de Saint-Hubert, et tout à l'est, où elle se raccorde aux lambeaux conservés à 550-560 m entre Schneifel et Weisser Stein. Enfin, en Ardenne méridionale, par-delà une seconde échancrure qui semble s'ouvrir à l'ouest mais dont le fond s'élargit surtout entre Sûre, Wiltz et Clerve, une dernière crête au sud de la Sûre, vers 500 m, témoigne encore de la surface supérieure avant que celle-ci ne soit définitivement interrompue par la retombée ardennaise vers la Gaume et le Gutland. C'est encore par l'est que cette crête trouve sa liaison avec le reste de la surface, via une série d'interfluvés en lanières qui, du sud au nord, remontent doucement de 500 à 540 m entre la Clerve, l'Our et leurs affluents.

Quant à la situation en Eifel occidentale, à l'est des sommets du Weisser Stein et du Schneifel, elle est relativement simple: la surface supérieure y incline légèrement à l'est et au SE selon une pente de 0,2 à 0,3% qui combine les influences d'une composante vers la baie de Luxembourg, puis l'auge mosellane, au sud et d'une autre vers le couloir eifelien à l'est. Elle descend ainsi de 580 m au pied du Weisser Stein à 550 m à l'est du Schneifel, jusqu'à 500-520 m au nord de Bitburg, où elle nivelle d'ailleurs indifféremment les schistes et grauwackes éodévonien du synclinorium de l'Eifel, les cal-

caires mésodévonien du synclinal de Prüm (Pfeffer, 1984a) et les grès du Buntsandstein au bord nord de la baie de Luxembourg. Au coeur du couloir eifelien, la surface supérieure est encore présente vers 520 m dans le synclinal d'Hillesheim. Globalement, elle peut donc être assimilée à la surface R1 que R. Stickel définissait en 1927 pour l'Eifel, et dont s'éloigne peu la surface dénommée également R1 par H.W. Quitzow en 1982. Cependant, ici elle mérite encore à peine son nom de surface supérieure, tant sont nombreux et étendus les restes d'une surface plus ancienne et plus élevée (la surface R2 de R. Stickel), non seulement sur le Weisser Stein et le Schneifel, mais aussi, à l'est du couloir eifelien et de la vallée de l'Ahr, sur le Hohe Eifel: par extension à partir de l'ouest, on doit supposer que cette surface R2 est sénonienne, quoiqu'aucune transgression crétacique ne l'ait jamais fossilisée. Ceci explique probablement le partage souvent difficile à effectuer dans cette région entre les surfaces R2 et R1, d'autant plus que cette dernière est aussi surmontée de nombreux reliefs résiduels, ainsi que d'appareils volcaniques tertiaires et quaternaires qui la dominent localement de 100 m et plus.

En résumé, quoique d'altitude variable et localement de façonnement assez imparfait, la surface supérieure d'Ardenne-Eifel peut être suivie partout de proche en proche sur le massif; tout autour de celui-ci, elle est coupée à des altitudes plus ou moins constantes de 500 à 520 m par des talus s'abaissant vers des surfaces plus jeunes. Elle est surmontée, surtout à l'est, par quelques reliefs assez étendus (Baraque Fraiture, Weisser Stein, Schneifel, Hohe Eifel) où ont été conservés de vastes lambeaux d'une surface plus ancienne, sans doute pré-sénonienne; généralement, les flancs de ces reliefs offrent des pentes inférieures à 2°, qui ne les détachent qu'à peine de l'allure d'ensemble de la surface supérieure (fig 5.10).

Une autre caractéristique de cette dernière est l'intense altération chimique qui affecte son substrat, fréquemment sur des épaisseurs dépassant 10 m. Lessivage marqué, kaolinisation sont omniprésents (Gullentops, 1954; Alexandre, 1958, 1976; Mückenhausen, 1953, 1979; Claude, 1968; Zenses, 1980; Junge, 1987), témoins d'un climat chaud et humide, intertropical. On remarque toutefois souvent une certaine irrégularité de la base du manteau d'altération qui couvre les restes de la surface supérieure, relevant probablement de la distribution des zones déprimées et des hauteurs relatives au sein d'un paysage paléo-tertiaire passablement différencié (Demoulin, 1986b).

Enfin, la question de l'âge de la surface supérieure ne peut être abordée qu'indirectement. Les seuls dépôts utiles à ce propos sont en effet quelques placages de sables oligocènes marins conservés sur la crête des Hautes-Fagnes où, on l'a vu, la surface supérieure correspond, à l'abaissement près qui résulte de l'altération post-oligocène des craies crétaciques (Albers et Felder,

Fig. 5.8 - De nombreux dépôts tertiaires, sables, argiles et même lignites, ont été conservés en Entre-Sambre-et-Meuse et au Condroz, au sein de poches karstiques résultant de la dissolution des calcaires dinantiens. Certains d'entre eux témoignent encore de la proximité de surfaces anciennes; d'autres, comme les sables miocènes de Bioul photographiés ici, furent abandonnés par un cours d'eau ancêtre de la Meuse de Dinant. On remarquera la déformation par affaissement des couches sableuses descendues lors de l'approfondissement de la poche de dissolution.



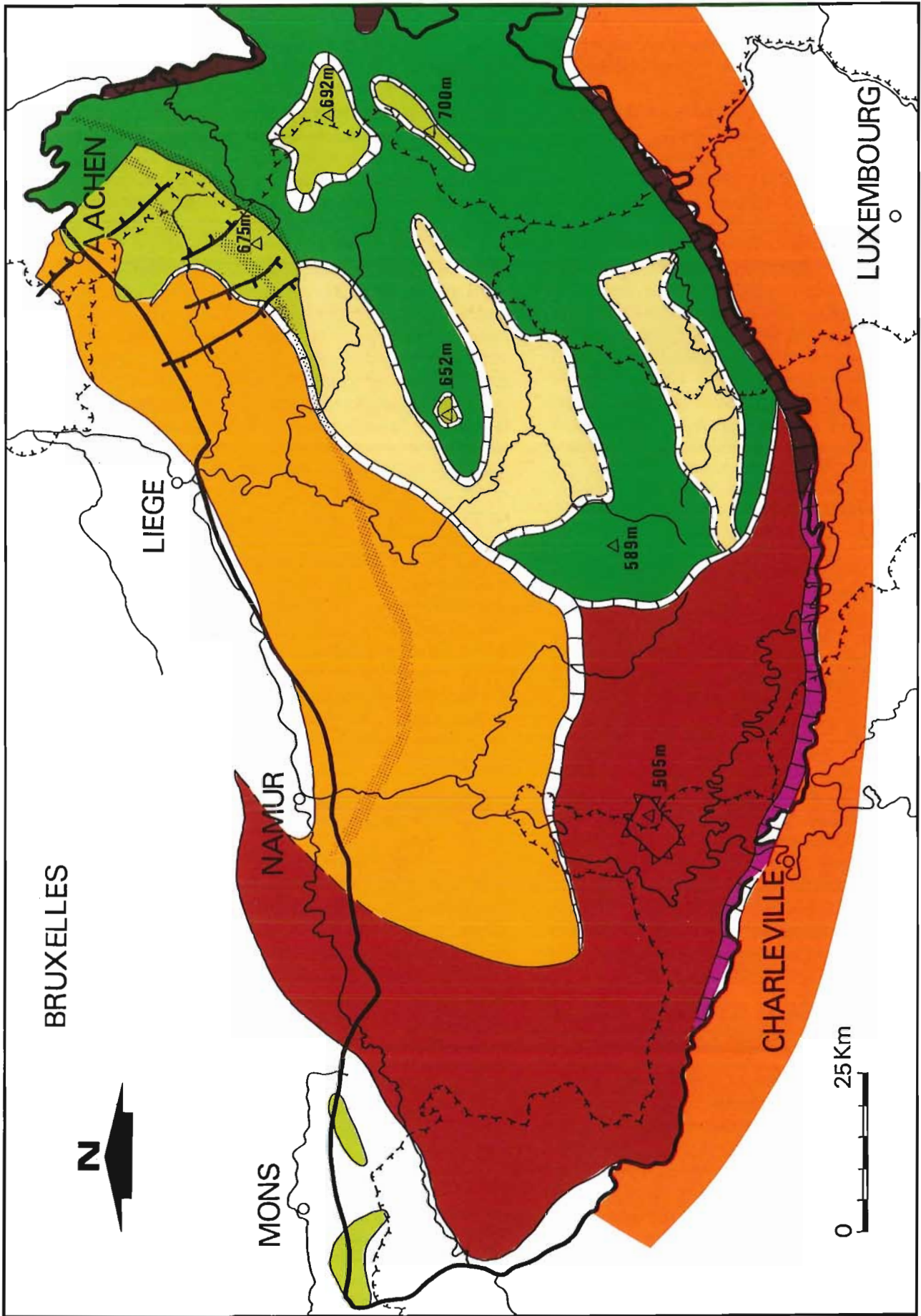
1981), au sommet plan de la Vecquée. Par conséquent, au moins dans ce secteur, elle fut façonnée avant l'Oligocène. D'autre part, ses rapports géométriques aux autres surfaces ardennaises apportent les informations suivantes: d'un côté, recoupant nettement la surface pré-sénonienne dans le nord du massif, elle est plus jeune que cette dernière. Mais, sur ses bordures, elle est elle-même mangée par des surfaces plus récentes, pour lesquelles divers dépôts renseignent un âge éocène supérieur en Eifel (Löhnertz, 1978) et même paléocène (landenien) en Ardenne occidentale (Voisin, 1981). La fourchette temporelle subsistant pour sa formation est ainsi singulièrement réduite: il semble bien que la surface supérieure ait commencé à s'établir, au détriment de la surface pré-sénonienne, lorsque la mer crétacique a entamé son retrait à la fin du Maastrichtien supérieur; elle a ensuite poursuivi son évolution durant le Danomontien, soit pendant environ 5 millions d'années, jusqu'à ce qu'un à-coup tectonique stoppe son évolution, en initiant le développement d'une nouvelle surface en contrebas à partir du Landenien. C'est pourquoi la "surface supérieure" de P. Macar (1938) en Ardenne sera avantageusement qualifiée de surface dano-montienne, qui s'étend également en Ardenne centrale et en Eifel occidental. La période de formation proposée s'accorde en outre parfaitement avec les altérites épaisses qui voilent la surface dano-montienne, puisqu'on admet généralement que le début du Paléocène connut encore des conditions climatiques comparables à celles du Crétacé supérieur, éminemment favorables à l'altération chimique (Schwarzbach, 1968; Albers, 1981).

2.5. LA SURFACE EOCENE D'ARDENNE OCCIDENTALE

L'Ardenne occidentale, depuis ses confins en Thiérache et en Thudinie jusqu'au plateau de Rocroi et à la région de la Haute Lesse a été nivelée par une seconde surface d'érosion paléo-tertiaire, qui a éliminé totalement de cette partie du massif la surface danomontienne. Cette surface se raccorde sans aucune difficulté à la surface de base de la couverture éocène au nord et à l'ouest de l'Ardenne. Décrite par P. Macar dès 1938, qui en fit sa "surface inférieure", détaillée ensuite par A. Pissart en 1962 puis L. Voisin en 1981, elle présente une allure largement bombée, son axe s'élevant insensiblement d'ouest en est. Dans la direction axiale, sa pente actuelle est de l'ordre de 0,3 à 0,4%; perpendiculairement, son versant nord présente des inclinaisons comparables, passant de 0,25% à l'est à 0,4% à l'ouest; par ailleurs, vers le sud, la surface, dont la pente est encore du même ordre de grandeur, est coupée par la retombée ardennaise à peu de distance de son axe.

Juste au sud de la Sambre, on retrouve sa trace dans les replats d'interfluves, qui avoisinent 220 m d'altitude à Nalinnes, mais près de 260 m près de Floreffé, plus à l'est. Les sommets de la partie occidentale de l'Entre-Sambre-et-Meuse, correspondant eux aussi à la surface éocène, s'élèvent ensuite progressivement du nord au sud, pour se situer notamment à 280 m à l'approche de Senzeilles. Ensuite, la gouttière quaternaire de la Fagne schisteuse a localement effacé toute trace de la surface, qu'on retrouve seulement sur le massif cambrien de Rocroi et son enveloppe éodévonienne.

Fig. 5.9 - Carte des surfaces d'érosion méso-cénozoïques d'Ardenne-Eifel. 1: surface pré-triasique. 2: surface post-hercynienne. 3: surface pré-sénonienne. 4: surface dano-montienne. 5: surface éocène. 6: surface pré-tongrienne. 7: surface oligo-miocène du Bassin de Paris. 8: bassins locaux d'aplanissement néogène. La zone en grisé traversant la surface pré-tongrienne d'ouest en est marque la position de la flexure au nord du massif.



Sur ce massif, elle est conservée sous forme de replats très étendus qui passent de 275 m au nord de Hirson à 325 m près de Chimay et 375 m à Rocroi. À l'est de la Meuse, la surface éocène est toujours présente mais, outre qu'elle est nettement dominée par le massif de la Croix Scaille qui culmine à 500 m et dont l'origine tectonique reste incertaine (Pissart, 1962; Voisin, 1981), elle est taillée de façon plus irrégulière; néanmoins, on l'y observe clairement avec la même pente vers l'ouest qui l'amène de 425 m à Bièvre à 450 m au nord de Bertrix et 480 m près de Libin (fig 5.7). Là-bas, elle vient enfin butter sur un talus orienté du sud au nord qui, correspondant à une dénivelée de 50 m environ, mène rapidement à la surface dano-montienne; ce talus peut être clairement repéré notamment à l'ouest de Saint-Hubert, d'où il court, par Libramont, en direction de Neufchâteau. Cependant, une dernière extension de la surface éocène vers l'est est marquée par les replats qui, à la limite de la retombée méridionale de l'Ardenne, tronquent la surface post-hercynienne à des altitudes passant de 420 m près d'Herbeumont à 470 m au NE de Habay-la-Neuve; au-delà, elle s'éteint définitivement, coincée entre la surface dano-montienne et la retombée du massif.

L'altération chimique du substrat paléozoïque de la surface éocène est fort importante, quoique, à nouveau, on observe de grandes variations locales de l'épaisseur du manteau d'altérites (Voisin, 1981); ces variations ne résultent pas d'une ablation différentielle des produits d'altération, elles sont dues essentiellement à la pénétration plus ou moins profonde du front d'altération en fonction d'une part des matériaux rencontrés, mais surtout des voies de pénétration pré-existantes (zones de fracturation intense, bancs gréseux ou arkosiques à perméabilité de loin supérieure à celle des phyl-lades). Là où les conditions de l'altération furent les plus favorables, l'hydrolyse des silicates a engendré la formation d'importantes masses de kaolin (Alexandre et Thorez, ce vol.); ponctuelles sur le plateau de Rocroi à l'ouest de la Meuse, celles-ci sont par contre très étendues dans la région de la Haute Lesse, où elles justifient d'ailleurs l'exploitation des kaolinères des environs de Libin (Claude, 1968; Voisin, 1981).

La surface éocène est facilement datée par son raccord à l'ouest et au nord avec une "surface de base éocène"; toutefois, il faut noter que le biseau selon lequel elle recoupe la surface pré-cénomaniennne sur les marges du bassin de Mons présente un angle très fermé; le passage quasi imperceptible d'une surface à l'autre, réalisé par une regradation très légère, témoigne du caractère polygénique de la surface éocène, terme en Ardenne occidentale d'un nivellement continu du relief, sans à-coup majeur depuis le début du Mésozoïque (Voisin, 1981). Ce caractère polygénique est encore souligné par le fait que la surface fut submergée à plusieurs reprises depuis le Landenien jusqu'au Bruxellien, les mers successives la retouchant chacune quelque peu.

Les dépôts corrélatifs sont de ce fait assez nombreux, et fort diversifiés, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse (fig 5.2). On y trouve des sables marins déposés par la mer du Landenien inférieur notamment dans la région de Nalinnes et Thy-le-Château (Soyer, 1978); des argiles continentales accumulées durant le Landenien supérieur, conservées par exemple à Biesme et Morialmé (Russo-Ermolli, 1991); des sables fins sur le plateau de Rocroi, également rapportés au Landenien continental par L. Voisin (1981); des sables marins à caractère littoral déposés par la mer yprésienne et dont on retrouve de petits lambeaux près de Couillet, Beaumont, Walcourt ainsi que des placages plus importants à Trélon et près d'Avesnes (Gulinck et Hacquaert, 1954); enfin, des sables bruxelliens, également littoraux, dans le nord de l'Entre-Sambre-et-Meuse. De l'ensemble de ces dépôts bien datés paléontologiquement et reposant sur la surface éocène, il ressort que celle-ci a commencé à se façonner lorsque la mer du Landenien inférieur s'avança sur le massif; elle était toutefois encore fort imparfaitement aplanie lors de l'épisode continental qui succéda puisque, d'après L. Voisin (1981), bon nombre des restes sableux continentaux du Landenien supérieur conservés sur le plateau de Rocroi n'ont subsisté qu'à la faveur de dépressions qui marquaient la surface à cette époque et dans lesquelles ils se sont accumulés. Par la suite, au cours de l'Yprésien, puis du Bruxellien, et grâce notamment aux avancées plus ou moins importantes de deux nouvelles transgressions marines, l'aplanissement de la surface s'est peu à peu parfait, spécialement dans sa partie nord-occidentale, par où progressaient les mers de l'époque.

2.6. LA SURFACE PRE-TONGRIENNE AU CONDROZ ET EN ARDENNE LIEGEOISE

Une dernière surface d'importance majeure se développa encore sur le nord du massif ardennais, se limitant cependant à aplanir les terrains mésodévonien et plus récents du Condroz et de l'Ardenne liégeoise: elle constituera la surface de transgression sur laquelle la mer tongrienne, la dernière à envahir partiellement le massif, déposera une couverture sableuse au début de l'Oligocène. Développée au détriment de la surface dano-montienne et, dans une moindre mesure, de la surface éocène en Entre-Sambre-et-Meuse, elle se raccorde de façon régulière vers le nord à la surface de base du Tongrien marin de Hesbaye et du Limbourg, ainsi qu'à celle qui supporte les nombreux placages de sable oligocène conservés sur les crêtes du pays de Herve.

La pente de la surface pré-tongrienne du pays de Herve, dirigée au NNO, est de l'ordre de 0,6%; si on la prolonge telle quelle au-delà de la vallée de la Vesdre, elle vient affleurer la large crête N-S qui, à partir de Banneux où elle se situe vers 320 m d'altitude, remonte doucement jusqu'à 420 m à l'ouest de Desnié; là, elle se

LES TALUS BORDIERS DES SURFACES D'ÉROSION.

Développés par suite de l'abaissement progressif d'une surface s'emboîtant dans une autre, plus ancienne, les talus bordiers se répartissent en deux catégories bien distinctes.

Lorsque l'enfoncement de la surface est plus rapide que son développement latéral, et surtout en climat semi-humide, des versants à faible pente, inclinés de 2 à 10°, apparaissent. Ils sont dénommés *Streckhänge* (versants étirés) par H. Bremer (1981). En revanche, lorsque l'extension latérale de la surface devient prépondérante sur son enfoncement, la partie supérieure du versant en formation, débarrassée de son sol et asséchée, se stabilise rapidement, alors que la partie inférieure continue à évoluer. Reculant et se relevant, celle-ci finit par atteindre un degré de pente tel que l'érosion, d'abord accélérée sur toute la longueur du versant, y élimine le sol d'altération. Asséché, le versant n'est alors plus altéré, ce qui entraîne rapidement l'arrêt de son évolution: on est en présence d'un versant à régolithe, de pente supérieure à 30° et couvert de matériaux grossiers mal triés, ou même d'un versant rocheux, généralement incliné à plus de 45°.

Les formes intermédiaires entre ces deux types de versants semblent inexistantes. L'alternative est donc, sous ces climats chauds et humides: des versants en pente douce, à concavité basale, témoignant d'une période de soulèvement tectonique soutenu, ou des versants raides et des convexités traduisant plutôt une phase de repos tectonique.

Par ailleurs, les talus d'érosion, qui correspondent souvent à une dénivelée de l'ordre de 100 m, parfois de 30 à 50 m seulement, sont rarement rectilignes et réguliers. Ils sont très fréquemment découpés par des baies correspondant à des extensions de la surface inférieure au sein de la surface supérieure. Ces baies, en général indépendantes de la structure géologique, semblent déterminées par des variations locales des conditions d'humidité du sol.

Enfin, les phénomènes d'altération et d'érosion divergentes (Bremer, 1981) qui se manifestent dans la partie haute d'un versant lors du façonnement d'une nouvelle surface, et par lesquels, en raison de l'élimination du sol d'altération et de l'assèchement consécutif, cette zone bordière de la surface supérieure voit son évolution stoppée beaucoup plus vite que celle du reste de la surface, sont responsables d'un type particulier d'inselbergs. Dénommés *Aufsitzer* par H. Bremer (1971), ceux-ci, souvent alignés en chapelet de buttes plus ou moins arrondies, couronnent le talus bordier, où la disparition du sol d'altération a rapidement figé l'évolution morphologique et mis en relief les irrégularités du front d'altération.

termine au pied d'un versant plus pentu menant rapidement à la crête de la Vecquée. Les témoins les plus orientaux de cette surface sur le flanc du massif ardennais sont constitués par quelques crêtes s'alignant de part et d'autre de la Hoëgne entre Polleur et Theux, ainsi que par les replats vers 380-400 m où se sont installés les villages de Jalhay et Sart-lez-Spa. Vers l'ouest, les larges replats sommitaux sur l'Eodévonien au sud de Liège, comme à Boncelles (250 m) ou Beaufays (280 m) se rattachent également à la surface pré-tongrienne; en revanche, il semble que les tiges du Condroz oriental ne s'en rapprochent plus que par leur extrémité orientale car, à l'ouest de Sprimont et Dolembreux, ils ont été ultérieurement abaissés, en relation avec le développement de la vallée de l'Ourthe. A l'ouest de celle-ci, les crêtes d'Ardenne condrusienne, dont les sommets s'étièrent régulièrement vers 260 m d'altitude, appartiennent aussi à la surface pré-tongrienne, prolongée depuis la Hesbaye liégeoise, puis brabançonne, où sa pente se maintient toujours à 0,6%; une situation identique prévaut encore pour les premières crêtes de la Marlagne. Plus au sud toutefois, la distribution des sédiments tongriens du Condroz et de l'Entre-Sambre-et-Meuse per-

met de s'assurer que la surface pré-tongrienne y correspond approximativement à la surface-enveloppe des tiges condrusiens, qui vient également coiffer, par-delà la Famenne et la Fagne, le seuil calcaire au pied de l'Ardenne éodévonienne. Ce faisant, elle révèle une modification de son allure générale, la pente de 0,6% au NNO étant brutalement cassée par une flexure au sud de laquelle la surface devient subhorizontale. Vers l'est, cette flexure se superpose au talus qui sépare la surface pré-tongrienne de la surface dano-montienne, aussi ne se repère-t-elle que dans la déformation d'une unité plus ancienne, la surface pré-sénonienne. Mais au Condroz, l'examen de profils topographiques (Jacques, 1983) permet de la placer approximativement à hauteur de la vallée du Bocq et, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, elle s'efface progressivement tout en glissant vers le nord: elle s'y marque à hauteur de la première crête qu'on rencontre en remontant sur la Marlagne depuis la vallée de la Sambre, où elle affecte d'ailleurs également la surface éocène. La surface pré-tongrienne du Condroz se confine ainsi le plus souvent dans des altitudes avoisinant 280 à 320 m et ce n'est que dans le SE de cette région qu'on en retrouve des traces au-dessus de 350 m,

lesquelles mènent doucement vers les replats de Harzé et Werbomont. Situés vers 400-420 m, ceux-ci constituent, avec la crête de Banneux, les restes les plus élevés de la surface pré-tongrienne, là où celle-ci s'est insinuée le plus avant dans le massif ardennais et où elle vient buter sur un talus relativement raide, la séparant de la surface dano-montienne. Ce talus, bien marqué tout au long du flanc nord de l'Ardenne, représente la limite de développement de la surface pré-tongrienne. Il est remarquablement conservé au pied nord de la crête de la Vecquée où il possède une pente d'environ 4,5% pour une dénivelée de 120 m (Demoulin, 1986a). Vers l'ouest, il conserve une inclinaison comparable et, tant

qu'il s'adosse à la surface dano-montienne, une dénivelée importante, atteignant même près de 200 m près de Nassogne; mais dès qu'il sépare la surface pré-tongrienne de la surface éocène, soit à l'ouest de la Lomme, il se fait progressivement plus court: haut encore d'une cinquantaine de mètres au sud de Beauraing, il s'amenuise rapidement à l'ouest de la Meuse puis, entre Nismes et Couvin, il s'incurve au nord et s'éteint presque immédiatement; le passage de la surface éocène à la surface pré-tongrienne dans l'ouest de l'Entre-Sambre-et-Meuse se réalise donc de façon imperceptible, par regression légère à hauteur de la Biesme.



Fig. 5.10 - Le sommet de la Baraque Fraiture (652 m), photographié d'avion. Ce sommet, une des traces les plus méridionales de la surface pré-sénonienne au coeur de la Haute Ardenne, domine de près de 50 m la surface dano-montienne, au sein de laquelle il constitue un relief résiduel. On constatera cependant que ces buttes résiduelles surbaissées émergent à peine de l'allure générale de la surface dano-montienne.

Quoique le raccord de la surface décrite au Condroz et en Ardenne liégeoise avec la surface de base du Tongrien de Moyenne Belgique soit indubitable, la confirmation de cette identification par des dépôts corrélatifs est toujours bienvenue. Ceux-ci sont constitués de sables fins d'origine marine conservés dans un grand nombre de poches karstiques qui trouent les calcaires dinantiens du Condroz (fig 5.8) et, plus rarement, subsistant en placages restreints sur les tiges fameniens. Ces sables, dont la nature et la minéralogie suggèrent la parenté avec les dépôts tongriens de Hesbaye ou du Limbourg (Buurman, 1972), sont malheureusement dépourvus de fossiles qui permettraient de les dater avec certitude. La seule indication est alors fournie par les

argiles plastiques d'origine lacustre qui les surmontent dans de nombreuses poches karstiques de la région d'Andenne, et où A. Gilkinet a identifié dès 1922 les éléments d'une flore qu'il datait de l'Aquitaniens (Miocène inférieur). Très récemment cependant, J. Soyer (1978) a pu faire identifier une association pollinique et des microfossiles contenus par un dépôt sableux comparable, préservé à Oret, en Entre-Sambre-et-Meuse; or, ceux-ci attribuent sans ambiguïté un âge oligocène inférieur (tongrien) au sédiment. Ainsi put être enfin levée l'équivoque entretenue depuis le début du siècle à propos de l'âge de sables tout à fait identiques de la région liégeoise, à Boncelles. Malgré leur extrême ressemblance avec les sables tongriens peu

éloignés de Rocourt et de la région de Tongres, ceux-ci avaient été datés, en dépit aussi d'une vive controverse, de l'Oligocène supérieur (Chattien) sur base d'un fossile peu spécifique trouvé vers le sommet du dépôt (Fourmarier, 1930). Cependant, dès 1960, M. Thibeau avait apporté des arguments minéralogiques à l'appui d'un âge tongrien de la plus grande part du gisement de Boncelles, âge que la découverte de J. Soyer en Entre-Sambre-et-Meuse fait maintenant unanimement admettre. Par la même occasion, les sables marins tertiaires des Hautes-Fagnes, et notamment ceux qu'on observe sur notre surface à Desnié, rapportés à juste titre aux sables de Boncelles, ont également été repoussés du Chattien au Tongrien (Demoulin, 1989). La surface du Condroz et de l'Ardenne liégeoise est ainsi parsemée d'une multitude de gisements sableux marins, appartenant à une couverture unique qui permet de dater sa submersion du Tongrien, et donc son élaboration de l'Eocène supérieur (fig 5.2). Il n'est pas jusqu'à la bande calcaire au seuil de l'Ardenne éodévonienne qui n'ait conservé quelques traces de cette couverture sableuse, notamment à Nismes, où les sédiments furent piégés dans les abanets (Ek, ce vol.), ou encore à Eclaye, près de Pondrôme, à l'est de la Meuse (Voisin, 1981). Enfin, le caractère littoral accusé des sables tongriens des Hautes-Fagnes (Demoulin, 1987b) attesterait de la stabilisation du rivage marin pendant une grande partie de la transgression dans le fond de la surface pré-tongrienne, où elle a d'ailleurs taillé à hauteur de Cokaifagne une plate-forme d'abrasion sur le talus bordant la surface supérieure.

Un mot encore à propos du façonnement de la surface pré-tongrienne. Quoiqu'elle fut entièrement submergée par la mer, qui contribua certainement à l'aplanissement, le temps relativement court dont elle disposa pour son développement, soit plus ou moins 10 millions d'années, ne lui permit pas de niveler parfaitement un certain nombre de reliefs. C'est ce qu'indiquent par exemple les irrégularités de plusieurs mètres observées à la base de certains dépôts oligocènes, tel celui de Boncelles (Thibeau, 1960), ou encore la topographie passablement mouvementée de la surface dans la région d'Erezée et Ferrières. D'ailleurs, l'aplanissement n'a concerné que les formations crétaciques, puis celles du Mésodévonien, du Néodévonien et du Carbonifère des bassins de Dinant et de la Vesdre, relativement plus sensibles à l'altération, et le talus d'érosion qui mène à la surface supérieure s'appuie fréquemment sur des assises résistantes, comme les quartzites cambriens de la crête de la Vecquée ou les poudingues couviniens des environs de Wéris. En outre, la dissolution qui a affecté, après le retrait de la mer oligocène, les calcaires dinantiens du Condroz ainsi que les craies crétaciques de l'est du pays par-dessous la couverture perméable des sables tongriens (Alexandre, 1976; Albers et Felder, 1981) a encore ajouté à l'irrégularité de la surface d'érosion. En revanche, les produits d'altération chimique du substrat associés à la surface pré-tongrienne sont apparemment

bien moins importants que ceux qui accompagnent les autres surfaces paléo-tertiaires. Deux facteurs concourent probablement à cet état de fait: d'une part, il semble que les conditions climatiques régnant à l'Eocène supérieur, lors de l'élaboration de la surface, furent marquées par un accroissement de la sécheresse (Albers, 1981), évidemment défavorable à l'altération chimique et, d'autre part, le manteau d'altérites néanmoins produit put être aisément évacué par une mer qui recouvrit totalement la surface pré-tongrienne.

2.7. LA SURFACE OLIGOCENE DU NORD DU BASSIN PARISIEN ET DE LA MOSELLE

La surface d'érosion oligo-miocène qui nivelle le Bassin parisien intéresse l'Ardenne à plus d'un titre. Dans le NE du bassin, elle existait probablement dès le début de l'Oligocène, et c'est sur elle que se serait avancée la mer stampienne (Oligocène moyen) qui allait établir une jonction momentanée avec le bassin de Neuwied, en Allemagne (Tricart, 1949; Kadolsky *et al.*, 1983); au Miocène, après le dégagement de la couverture stampienne, la surface oligocène exhumée n'aurait été qu'imperceptiblement retouchée dans cette région. En Gaume, des traces en sont conservées sur les sommets à peu près plans des diverses cuestas jurassiques qui, entre 380 et 420 m d'altitude, font face au versant méridional de l'Ardenne. Par-dessus la dépression périphérique qui, au pied du massif, est creusée dans les marnes du Lias inférieur, on peut ainsi constater que la retombée ardennaise constitue en réalité le talus d'érosion dégagé à l'Oligocène lors du développement de la surface du Bassin parisien. Ce talus qui, faut-il le rappeler, correspond aussi à la très vieille surface post-hercynienne inclinée, s'est stabilisé à cet endroit précisément parce que la surface post-hercynienne soulignait un contraste lithologique prononcé entre les dépôts de couverture jurassiques peu indurés et le socle paléozoïque beaucoup plus résistant du massif.

Vers le NE, dans le golfe de Luxembourg, la surface de 380-420 m se retrouve en vastes replats conservés sur les grès de Luxembourg (Sinémurien) affleurant dans le coeur du Gutland, mais également sous la forme d'une banquette de même altitude qui, reposant sur les grès bigarrés du Trias inférieur, s'élargit du SO au NE, au pied de l'Oesling. Plus à l'est encore, cette surface se raccorde insensiblement à l'auge mosellane, vaste aplanissement qui se cantonne vers 400-430 m en Eifel méridional, le long de la vallée de la Moselle. Décrite sous ce nom en 1903 par A. Philippson, l'auge mosellane a par la suite été subdivisée en deux niveaux par R. Stickel (1927). H.W. Quitzow (1969, 1982) y a vu le résultat d'un mouvement tectonique qui, entre l'Eifel et le Hunsrück, aurait affaissé en plusieurs épisodes une portion de la surface R1 (voir supra) axée sur la Moselle. Cependant, même si un mouvement différen-

tiel de cette partie du massif est à l'origine d'un élément de surface distinct, les raccords avec le Bassin parisien indiquent clairement que cet élément de surface résulte d'un cycle d'érosion nouveau, et qu'il est donc plus jeune que la surface supérieure qui couvre la plus grande partie de l'Eifel.

En Eifel, l'auge mosellane est développée indifféremment sur les grès du Buntsandstein et les schistes éodévonien du synclinal de la Moselle. Outre son prolongement occidental en direction du Bassin parisien, elle s'ouvre à l'est vers le bassin de Neuwied et l'auge rhénane, qui constituèrent certainement son niveau de base.

L'âge oligocène de la surface de 400 m en Gaume, et de façon plus générale dans le NE du Bassin parisien, fut proposé en 1949 par J. Tricart; pour lui, les blocs de grès connus sous le nom de "Pierre de Stonne" qui sont éparpillés sur cette surface au sud de l'Ardenne (Barrois, 1879; Voisin, 1981) et jusque dans le golfe de Luxembourg pouvaient être rapportés aux grès stampiens de Fontainebleau, témoignant ainsi d'une avancée de la mer stampienne en direction de l'auge mosellane. Cette façon de voir a été récemment confirmée par D. Kadolsky et ses collaborateurs qui, en 1983, ont daté de l'Oligocène moyen des quartzites et "hornsteine" disséminés à la surface de l'auge près d'Idenheim, au nord de Trèves, et dont la faune révèle un dépôt en eaux saumâtres. Cependant, W. Löhnertz (1978) a aussi montré que les cailloutis de Vallendar, témoins d'un réseau hydrographique ancien qui entaillait l'auge mosellane, furent déposés à la charnière Eocène-Oligocène et que même, des argiles lacustres s'accumulèrent dès l'Eocène moyen dans les creux de cette auge en formation, notamment à Eckfeld et Binsfeld. La surface de 380-420 m, au moins à l'intérieur du massif eifelien, est donc polygénique, et il semble bien que son élaboration, entamée à l'Eocène moyen (à peu près en même temps que la surface pré-tongrienne du nord de l'Ardenne), se soit poursuivie jusqu'à l'Oligocène moyen.

2.8. LES BASSINS D'APLANISSEMENT LOCAUX EN ARDENNE-EIFEL

Outre les surfaces d'érosion anciennes dont l'extension sur le massif est généralement considérable et qui déterminent l'essentiel des formes de celui-ci, un certain nombre d'aplanissements d'ampleur restreinte, fruits d'une érosion exclusivement continentale, ont encore localement abaissé le paysage. Généralement postérieurs aux grandes surfaces d'érosion, ces aplanissements appartiennent pour la plupart au Néogène, une époque où les conditions tectoniques et climatiques en Ardenne-Eifel étaient moins favorables à un nivellement à grande échelle: soulèvement accéléré du massif, rafraîchissement progressif des températures, fréquence accrue des périodes de relative sécheresse, réduisant d'autant l'importance de l'altération chimique,...

Leur tectonique explique en outre que ces aplanissements plus ou moins étendus s'étagent en de nombreux niveaux, dont il est cependant bien malaisé de préciser l'exacte séquence. Au cours des années 1950-1960, les auteurs belges ont ainsi eu tendance à multiplier les niveaux d'aplanissement néogènes en Ardenne (Raucq, 1952; Goossens, 1955; Alexandre, 1958; Pissart, 1962): en 1954, P. Macar proposait même quinze niveaux d'aplanissement étagés sur le massif! Cette volonté de découper le relief du massif en tranches de plus en plus serrées a récemment été reprise par les géomorphologues allemands (Zenses, 1980; Junge, 1987), à un moment où en Belgique la tendance contraire au regroupement des niveaux s'affirmait nettement (Alexandre, 1976).

Etant donné la moindre perfection des aplanissements réalisés au Néogène, il est en effet illusoire de se représenter des niveaux tellement plans qu'on puisse en distinguer à des intervalles altitudinaux parfois inférieurs à 15 m (Richter, 1962)! On peut plus raisonnablement reconnaître une ou deux séquences principales d'aplanissement néogène, tolérant entre les vallons qui sillonnent une surface et les buttes qui couvrent les interfluves de cette même surface des dénivellations atteignant 50 m (Stickel, 1927; Gullentops, 1954; Quitzow, 1982).

En l'absence totale de dépôts corrélatifs, les seules considérations géométriques permettent ainsi de définir quatre régions où des aplanissements néogènes ont significativement modifié le paysage hérité des surfaces d'érosion plus anciennes. Ils s'y sont développés au détriment de la surface dano-montienne en bassins plus ou moins largement ouverts vers les surfaces plus basses du pourtour du massif. Un bon exemple en est le bassin de Malmédy, caractérisé par un aplanissement très régulier vers 500-520 m d'altitude (Demoulin, 1986a). Ce bassin est donc enfoncé d'une soixantaine de mètres dans la surface dano-montienne qui le cerne de toutes parts, excepté à l'ouest où il s'ouvre vers la surface pré-tongrienne. Il s'oriente approximativement de l'OSO à l'ENE et s'appuie sur les synclinaux salmiens de la partie médiane du massif de Stavelot, où est également accumulé le poudingue permien de Malmédy. Le bassin de Malmédy, drainé par l'Amblève, n'est cependant pas centré sur ce cours d'eau; il s'est visiblement développé en toute indépendance du réseau hydrographique. Un second bassin découpant la surface supérieure en Ardenne se dessine autour des Deux Ourthes et de leur jonction jusqu'à hauteur de Marcourt. Ici, deux aplanissements successifs sont différenciables: un premier s'étend vers 480-500 m, surtout au sud du sillon marqué par les vallées des deux Ourthes, et jusqu'au pied de la crête de Bastogne; contournant les hauteurs de Saint-Hubert à l'ouest, il se rapproche à cet endroit de la surface éocène d'Ardenne occidentale. Le second, développé vers 400-420 m, a été décrit par F. Gullentops en 1954 sous l'appellation de "bassin de Laroche". Façon-

LES BASSINS INTRA-MONTAGNARDS.

Les bassins intra-montagnards que l'on rencontre fréquemment au coeur des reliefs des régions intertropicales sont des dépressions de quelques kilomètres de dimension, à fond plus ou moins bien aplani, cernées de toutes parts par des hauteurs et se prolongeant souvent vers l'aval par une portion de vallée étroite. Leur forme générale, différente de celle d'une vallée fluviale élargie, ainsi que toutes les morphologies intermédiaires existant entre bassin intra-montagnard et surface d'érosion étendue, en passant par les baies d'extension d'une surface au sein d'un massif, démontrent que la genèse de tels bassins est tout à fait indépendante de l'érosion latérale des rivières qui les parcourent, et est plutôt apparentée à la formation des surfaces d'érosion. La disposition des bassins intra-montagnards ne présente d'ailleurs que rarement une relation claire au réseau hydrographique; quoique soulignant occasionnellement des limites géologiques, elle n'est pas non plus d'origine tectonique.

Le mécanisme à la base du développement d'un bassin est celui de l'altération et de l'érosion divergentes (Bremer, 1975), résultant d'abord des variations spatiales de l'humidification du sol, qui permettent une altération plus ou moins importante et par conséquent un abaissement différentiel de la surface selon le degré d'humidité. Au cours du développement d'un bassin, gouverné par des processus identiques à ceux actifs dans la formation d'une vaste surface, ses versants s'accroissent progressivement. Comme une surface d'érosion, lorsque le bassin finit par être entouré de versants raides, son extension latérale est à peu près stoppée; bien plus, s'il continue à s'approfondir, il aura alors tendance à s'amenuiser.

Un autre caractère des bassins intra-montagnards qui souligne leur nature de surface d'érosion et qui confirme que les rivières ne sont nullement responsables de leur formation (si ce n'est éventuellement au titre passif de zones privilégiées d'humidification du sol) est la présence fréquente d'inselbergs et de *grundhöcker*, ainsi que, de manière générale, un modelé qui reste tout de même imparfaitement aplani. Enfin, les bassins intra-montagnards montrent encore qu'en régions tropicales humides, le développement de surfaces peut se réaliser indépendamment d'un lien au niveau marin, dans des régions et des massifs éloignés des côtes.

nant surtout la région prise dans l'angle entre l'Ourthe occidentale et l'Ourthe de Laroche, il s'élargit vers le NO pour se raccorder en aval de Marcourt à la surface pré-tongrienne, et s'appuie sur les formations relativement moins résistantes du Siegenien moyen et supérieur.

Au sud de la crête de Bastogne, un troisième bassin d'aplanissement s'étire, comme les deux précédents, dans une direction OSO-ENE. Parcours par la Sûre supérieure, la Clerve et la Wiltz, son fond est nivelé vers 480-490 m d'altitude. Quoiqu'il soit largement ouvert à l'ouest vers la surface éocène par l'intermédiaire de vastes replats à 490 m autour de Libramont, les rivières qui le drainent s'en échappent par une échancre étroite percée au SE, tout au fond du bassin. De plus, la direction suivie par la Clerve et la Wiltz, nettement transversale à l'élongation du bassin, confirme que celui-ci s'est établi indépendamment des axes hydrographiques, tout comme le bassin de Malmédy.

Enfin, en Eifel, au-delà du couloir eifelien N-S, un dernier bassin important s'articule sur la vallée de l'Ahr inférieur et moyen. Rapporté par R. Stickel (1927) à son auge mosellane T2, il s'étire effectivement à des altitudes comprises entre 380 et 420 m. R. Stickel, et plus récemment E. Zenses (1980), ont en outre montré que ce bassin d'aplanissement de l'Ahr, qui s'avance au coeur de la surface supérieure en Eifel, se raccorde par

sa partie aval à un niveau d'aplanissement en banquette de même altitude qui interrompt la retombée septentrionale de l'Eifel vers la Baie du Rhin inférieur, mais aussi, à l'est, à l'auge rhénane.

L'âge de ces bassins d'aplanissement locaux dépourvus de tout dépôt corrélatif, mais fréquemment encore marqués par une altération chimique assez importante (Gullentops, 1954; Alexandre, 1958) ne peut qu'être estimé avec réserve. En effet, à l'image des bassins intra-montagnards décrits par H. Bremer (1967, 1975, 1981) dans les régions intertropicales, ces aplanissements en bassin sont susceptibles de s'être façonnés en relation avec un niveau de base local, indépendant du niveau marin auquel on rapporte généralement l'élaboration des surfaces d'érosion. Par exemple, il est permis de supposer que la surface à 400 m du bassin des Deux Ourthes s'élabora à partir de la surface pré-tongrienne du Condroz lorsque celle-ci fut dégagée de sa couverture oligocène, ce qui ne permet guère de cerner son âge avec précision. On peut seulement conclure que ce niveau est plus récent que celui de 500 m, présent également dans le bassin des Deux Ourthes. De même, la surface du bassin de Malmédy, qui domine la surface pré-tongrienne à l'ouest, peut soit être antérieure à celle-ci, donc fort ancienne, soit s'être développée ultérieurement, lorsque le sommet de la couverture sableuse oligocène en Ardenne liégeoise pouvait lui fournir un niveau de base local. En fait, l'absence totale de sables

EVOLUTION DU PAYSAGE EN REGIME

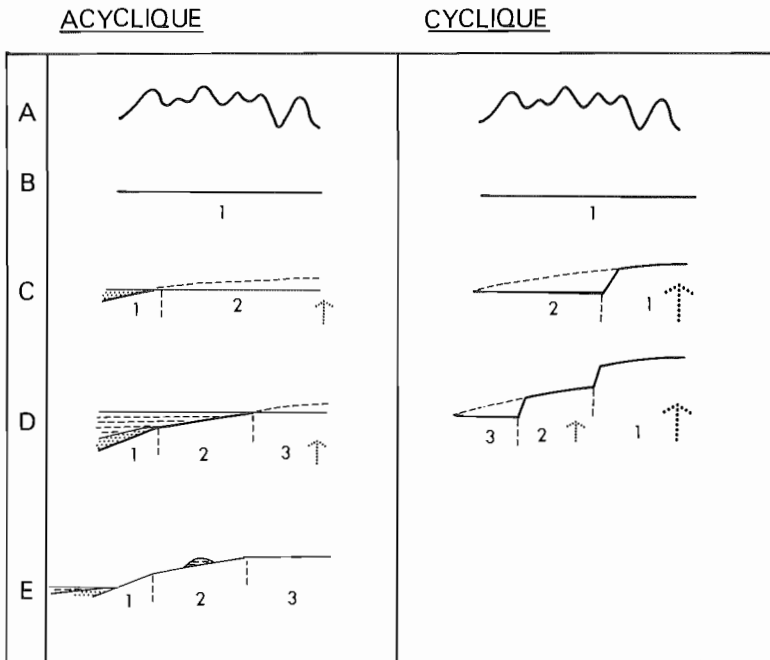


Fig. 5.11 - Schéma montrant les dispositions adoptées par des surfaces d'érosion successives sur un massif ancien en régime acyclique (tectoniquement stable) et en régime cyclique (marqué par un soulèvement, éventuellement périodique, du massif). A: relief original. B: première pénéplanation du massif. C-D: soulèvement du massif et développement de surfaces successives. E: exhumation des surfaces fossilisées. 1-2-3: surfaces d'érosion successivement façonnées.

oligocènes marins dans le bassin de Malmédy, situé en contrebas de la crête de la Vecquée qui fut submergée par la mer tongrienne, suggère ici très fortement une origine récente du bassin.

En règle générale, les bassins d'aplanissement locaux semblent bien dater du Néogène, mais la seule précision supplémentaire qu'on puisse apporter à cette constatation repose sur la présence ou l'absence d'une altération chimique associée aux niveaux d'aplanissement. F. Gullentops (1954) et J. Alexandre (1958) ont montré que les plus récents niveaux, dépourvus d'altérites et attachés de près au réseau hydrographique, furent certainement façonnés durant le Pliocène, alors que le climat était devenu trop frais pour permettre une altération chimique significative. Il s'agit cependant là d'aplanissements partiels encore beaucoup moins développés et situés plus bas que les surfaces des bassins locaux; n'intervenant que de façon très mineure dans la morphologie tertiaire du massif, ils ne seront donc pas décrits ici.

3. L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE L'ARDENNE-EIFEL AU MESO-CENOZOIQUE EN REGARD DES FACTEURS TECTONIQUE ET CLIMATIQUE

L'identification des diverses surfaces qui ont tour à tour nivelé des parties de l'Ardenne-Eifel (fig 5.9) permet de dresser le tableau de l'évolution morphologique du massif au cours du Méso-Cénozoïque et de remonter à ses causes. L'ère morphogénique qui nous a livré l'Ardenne sous son aspect actuel commence à la fin de l'orogénèse hercynienne, il y a 290 millions d'années, au départ d'un relief qui ne dépasse probablement pas l'envergure d'une moyenne montagne. Il

semble en tout cas que dès le Trias, 50 à 60 millions d'années plus tard, il soit déjà largement arasé, même si la surface façonnée à cette époque manifeste encore des irrégularités notables.

Mais ce qui est essentiel, c'est que jusqu'au début du Paléocène, soit durant 230 millions d'années, les conditions morphogéniques restèrent remarquablement stables: le climat fut perpétuellement chaud à très chaud et, au moins pendant les 75 millions d'années du Crétacé, caractérisé par une humidité importante; l'activité tectonique de l'Ardenne fut à peu près inexistante, tout au plus marquée par un lent soulèvement du massif par rapport à ses marges. Ce mouvement relatif ne résultait toutefois pas d'une surrection du massif, qui, une fois aplani, resta toujours proche du niveau de la mer, mais bien d'un affaissement des marges (couloir eifelien, golfe de Luxembourg, Bassin parisien, bassin de Mons), qui furent ainsi submergées par diverses mers. Les portions marginales de la surface d'érosion qui arasait le massif furent enfouies sous une couverture sédimentaire; fossilisées de la sorte, avec une inclinaison due à leur affaissement préalable, elles arrêtaient d'évoluer, alors que le reste de la surface, sur le massif émergé, poursuivait son façonnement par regradation (Klein, 1959), c'est-à-dire par retouches érosives lentes et légères mais permanentes. Cette regradation était le fruit d'un équilibre dynamique entre un bombement épigénétique du massif et les processus d'aplanissement, équilibre rendu possible par la grande lenteur du mouvement de soulèvement. Cette évolution différentielle des parties enfouies et libres de la surface originale imprima à celle-ci des inflexions, d'autant plus marquées qu'elles sont anciennes, entre des facettes

dont l'âge correspond à celui de leur couverture sédimentaire. Ainsi fut progressivement établie une surface-enveloppe du massif que H. Baulig a judicieusement qualifiée de "surface à facettes" en 1926. Les facettes extérieures sont les plus inclinées, car les plus anciennement fossilisées; parfois cependant, la distinction de facettes successives très proches l'une de l'autre est impossible, ce qui explique le nom générique donné à certaines surfaces. Comment par exemple distinguer au sein de la surface post-hercynienne, les surfaces d'est en ouest pré-Buntsandstein, pré-rhétienne, pré-hettangienne, pré-carixienne ou encore pré-albienne? Il est donc clair que la surface à facettes est polygénique, et ceci parce qu'elle résulte d'une évolution acyclique (Klein, 1990), où les passages d'un épisode au suivant s'effectuent de façon imperceptible.

Ce régime acyclique perdura jusqu'au Paléocène inférieur, époque où il livra une surface terminale à rayon de courbure infime au coeur du massif

ardennais, la surface dano-montienne, cernée de toutes parts par des portions de surfaces plus anciennes, inclinées vers l'extérieur (surfaces pré-triasique, post-hercynienne, pré-sénonienne) et qu'elle tronquait (fig 5.11).

Le Paléocène inférieur constitue un moment clé de l'évolution morphogénique de l'Ardenne-Eifel car c'est alors qu'on enregistre le passage à un régime cyclique, conséquence d'une première phase de soulèvement tectonique accentué du massif. Les concepts de cycle d'érosion et de polycyclisme ont été introduits par W.M. Davis (1909), pour lequel un cycle est initié par un mouvement de soulèvement du sol ample et rapide. Cependant, le caractère instantané du soulèvement qu'il suppose implicitement est irréaliste, et l'évolution tertiaire du massif ardennais est mieux prise en compte par la théorie de W. Penck (1924), qui propose une évolution "ascendante", un soulèvement en dôme progressivement accéléré, engendrant la formation de

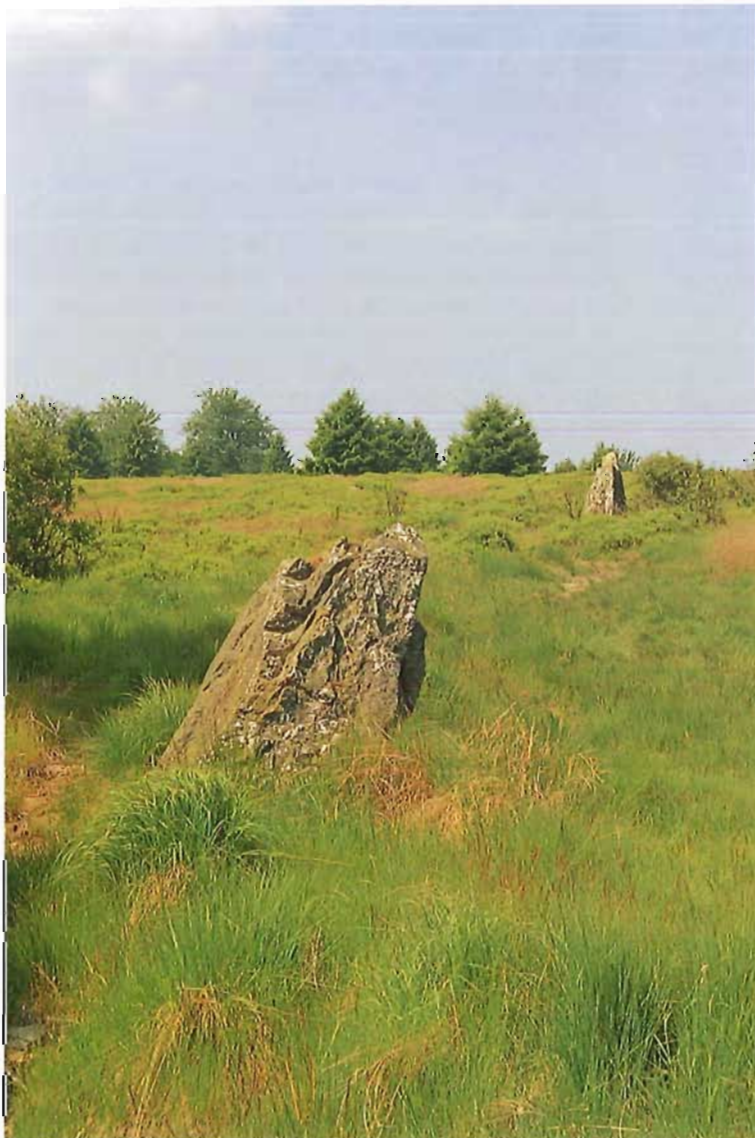


Fig. 5.12 - Les irrégularités du front d'altération chimique sous une surface d'érosion tertiaire sont parfois mises à jour par suite du déblaiement du manteau meuble d'altérites. Les reliefs de roche en place résistante ainsi dégagés peuvent revêtir diverses formes, depuis les imposants inselbergs dominant la surface de plus de 100 m éventuellement jusqu'aux pointements rocheux d'échelle métrique. Les "pénitents" quartzitiques dégagés dans la haute vallée de la Rur, vers 520 m d'altitude, en contrebas de la Fagne wallonne appartiennent à cette dernière catégorie.

“Piedmonttreppen”, c’est-à-dire de surfaces s’étageant en auréoles de plus en plus jeunes vers l’extérieur du massif (fig 5.11). C’est bien ce qu’on constate en Ardenne-Eifel, où les surfaces tertiaires (éocène, pré-tongrienne) viennent ronger à partir de l’extérieur la surface dano-montienne, dont elles sont maintenant séparées par des talus francs, et non plus par des différences angulaires comme les facettes d’une surface acyclique.

Les conséquences d’un premier à-coup tectonique du massif ardennais se manifestent donc au Paléocène moyen: correspondant à un basculement vers l’ouest, celui-ci provoque le développement de la surface éocène en Ardenne occidentale, sous les auspices d’un climat qui reste chaud et humide (Albers, 1981) et permet donc toujours la constitution d’épais manteaux d’altérites. Ce premier soubresaut tectonique, qui peut certainement être corrélé à la phase tectonique laramienne, responsable d’une reprise du rifting en mer du Nord (Ziegler, 1978), causa pour l’Ardenne une fin du régime acyclique plus précoce que celle enregistrée par Cl. Klein (1990) dans d’autres massifs hercyniens d’Europe nord-occidentale (Bretagne, Massif central, Cornouailles, Bohême). En effet, Cl. Klein y situe la transition vers un régime cyclique à la fin du Lutétien (Bruxellien), à un moment où, effectivement, en Ardenne-Eifel, un nouvel à-coup tectonique prend place. Celui-ci engendra un second emboîtement de surfaces autour du massif: au nord, la surface pré-tongrienne se développa à partir de l’extérieur, venant buter par un talus d’érosion net sur les surfaces dano-montienne et éocène et, au sud, la surface oligocène du Bassin de Paris procéda de même, s’insinuant en outre vers la zone à tendance subsidente de la Moselle, où elle s’épanouit largement. Par ailleurs, à l’Eocène supérieur, le climat est globalement beaucoup plus sec qu’auparavant, sans compter le rafraîchissement marqué des températures à l’entrée de l’Oligocène (Albers, 1981): ceci explique à la fois que ces surfaces soient pratiquement dépourvues de traces d’une altération chimique à cette époque, et qu’elles soient essentiellement façonnées sur des roches de moindre résistance relative, avec des talus bordiers s’appuyant sur des niveaux plus durs.

Cl. Klein voit, dans cette surrection généralisée des massifs hercyniens d’Europe nord-occidentale à partir du Lutétien, qu’il qualifie d’“updoming éocène”, un contrecoup de l’orogénèse alpine, et il l’associe à la phase tectonique pyrénéenne. Il est cependant intéressant de noter qu’en Ardenne, bien plus qu’un soulèvement en bloc, ce sont d’abord des basculements successifs en sens divers qui opèrent le mouvement de surrection (Demoulin, ce vol.), si bien que plusieurs surfaces d’âges différents se relaient latéralement en une auréole plus ou moins continue autour du massif dont la surface centrale, dano-montienne représente ce qui subsiste encore de la surface acyclique du Mésozoïque. Mais ce régime cyclique apparut à l’aube du Tertiaire a

eu des conséquences importantes sur la durée d’élaboration des surfaces successives. Durant tout le Mésozoïque, l’abaissement perpétuel d’une seule surface acyclique implique le diachronisme de son façonnement, susceptible, sur une période aussi longue, d’avoir été régi par un contexte climatique variable. On l’a dit cependant, au moins pendant le Crétacé, celui-ci resta sensiblement constant: chaud et humide, il fut éminemment favorable à une intense altération chimique; mais les processus d’ablation des altérites produites, amenant puis conservant la planéité régulière de la surface, auraient donc aussi été actifs sous conditions chaudes et humides. Ceci s’oppose à l’opinion de certains auteurs (Alexandre, 1976) pour lesquels la planation se réalise difficilement lorsqu’une trop grande humidité permet une couverture végétale dense du sol, mais est par contre grandement facilitée par des conditions d’aridité accrue, avec notamment un ruissellement beaucoup plus efficace comme agent d’érosion. De toute façon, l’équilibre entre la progression de l’altération et celle de l’érosion est à cette époque toujours restée à l’avantage de la première puisque, encore maintenant, la surface dano-montienne conserve des restes nombreux et souvent épais de son manteau d’altérites, ce qui lui a d’ailleurs valu l’appellation de “surface à sols pourris” (Gullentops, 1954).

Par la suite, le passage au régime cyclique a réduit très fortement le temps dévolu à l’élaboration des diverses surfaces tertiaires du massif. Déjà, après le retrait de la mer crétacique, la surface dano-montienne n’a-t-elle disposé que de 5 à 7 millions d’années pour se différencier de la surface pré-sénonienne, dont elle dérive. C’est ce qui rend compte d’ailleurs des nombreux reliefs résiduels qui la surmontent encore (fig 5.10), derniers témoins de la surface pré-sénonienne au coeur du massif, préservés à la faveur soit d’une résistance particulière de leur substrat (Schneifel), soit de leur position centrale (Weisser Stein). Ensuite, à partir du premier épisode de soulèvement de l’Ardenne, la surface éocène elle aussi n’a pu compter que sur un laps de temps court, d’environ 10 millions d’années (58-48 Ma BP) pour se développer, avant de voir son façonnement interrompu par une nouvelle accélération tectonique. C’est pourquoi, si à l’ouest sa régularité a pu être parfaite grâce à l’action abrasive de deux avancées marines au moins, à l’est de la Meuse, son modelé apparaît par contre beaucoup plus mouvementé. De la même manière, la surface pré-tongrienne s’est façonnée en 10 millions d’années (45-35 Ma BP), ceci, ajouté aux conditions climatiques moins favorables à l’aplanissement régnant à l’Eocène supérieur, expliquant que cette surface s’appuie beaucoup plus que les précédentes sur les contrastes lithologiques du substrat.

Le laps de temps relativement court laissé à la formation des surfaces paléogènes est encore trahi par le caractère des talus bordiers qu’elles ont développés au contact de la surface supérieure. La faible pente de ces

talus, généralement inférieure à 3°, en fait des "Streckhänge" (ou versants étirés) dans la terminologie que H. Bremer (1981) utilise pour décrire les formes semblables élaborées en régions intertropicales. D'après elle, les versants étirés témoignent d'une évolution tectonique rapide du massif, ne laissant que peu de temps à une surface donnée pour se façonner, et à ses versants pour se raidir sous l'effet de l'altération et de l'érosion divergentes (Bremer, 1981).

A partir de l'Oligocène moyen, les conditions tectoniques de l'aplanissement de l'Ardenne-Eifel vont encore se dégrader. L'accélération du soulèvement ne va plus permettre que le développement de surfaces étagées dont l'extension se réduit comme peau de chagrin au fil du temps. De plus, le coeur du massif gagnant progressivement en altitude va peu à peu sortir du domaine altitudinal favorable aux surfaces d'érosion étendues, et seuls pourront encore s'y élaborer des bassins d'aplanissement d'extension limitée, liés à des niveaux de base locaux. Par ailleurs, le soulèvement du massif qui, à la charnière Eocène-Oligocène, affectait encore la forme d'un bombement, conférant à la surface dano-montienne l'allure convexe qui est toujours la sienne actuellement en Haute Ardenne, va ensuite s'effectuer en bloc: ce bloc soulevé, englobant le NE du Bassin parisien, où la subsidence a cessé depuis l'Oligocène supérieur, est limité au nord par la flexure qui courbe maintenant la surface pré-sénonienne à hauteur de la crête de la Vecquée et la surface pré-tongrienne de part et d'autre de la vallée du Bocq notamment.

Enfin, aux difficultés tectoniques qui contraignent l'élaboration de surfaces d'érosion s'ajoute au Néogène la contrainte climatique: malgré quelques périodes à caractère encore nettement chaud et humide, comme au Miocène moyen, la température se rafraîchit de plus en plus, et surtout les épisodes secs se multiplient, pour devenir largement prédominants durant le Pliocène. Bien sûr, au cours des dernières phases chaudes et humides du Miocène, la dissolution touche

encore sévèrement les craies crétaciques de l'est de la Belgique ou les calcaires dinantiens du Condroz par-dessous la couverture sableuse perméable du Tongrien, mais parallèlement les nombreuses silicifications rencontrées partout en Europe nord-occidentale deviennent un phénomène caractéristique du Néogène. Or, les silicifications, qui induisent des sédiments de tous types (sables, conglomérats, silts, et même calcaires du Bassin parisien, transformés en meulière) et peuvent être rapportées à diverses surfaces néogènes, sont réputées se former sous climat semi-aride (Voisin, 1988; Demoulin, 1990). Il est donc clair que le Néogène voit s'établir dans nos régions un déséquilibre croissant entre les capacités de l'altération chimique du substrat, qui se contractent singulièrement, et les possibilités de l'érosion, augmentées par l'avènement de la sécheresse: ce déséquilibre entre les facteurs concourant à la création de surfaces d'aplanissement sera la cause que, fréquemment, dans les bassins d'aplanissement locaux néogènes d'Ardenne, la surface d'érosion rejoindra le front d'altération sous-jacent et en dégagera les irrégularités, qui apparaissent dès lors dans le relief du bassin (fig 5.12). Ce sont ces irrégularités du front d'altération mises à jour par l'érosion, et qualifiées de "Grundhöcker" par J. Büdel (1957, 1977), qui expliquent par exemple les buttes dominant vers 450-460 m la surface de 420 m du bassin de Laroche (Voisin, 1981). Puis, au Pliocène, le soulèvement de l'Ardenne-Eifel s'accélère encore, et l'altération chimique du substrat n'est plus qu'un souvenir; au gré de l'aridité ambiante, ruissellement diffus au pied des reliefs et érosion latérale des cours d'eau vont façonner des pédiments (Gullentops, 1954; Alexandre, 1976), surfaces planes qui, génétiquement, sont totalement étrangères aux grandes surfaces d'érosion antérieures et qui, en Ardenne, n'auront guère l'occasion de s'étendre. En effet, le Quaternaire, froid et mouvementé, se profile déjà: bientôt l'Ardenne, en proie à une fièvre de soulèvement, va être profondément entaillée par ses cours d'eau; bientôt, grelottant sous des climats rigoureux, elle va se parer de formes nouvelles, mais ceci est une autre histoire.

LES RIVIÈRES S'INSTALLENT

JEAN GRIMBERIEUX, ADRIEN LAURANT ET PIERRE OZER

I. INTRODUCTION

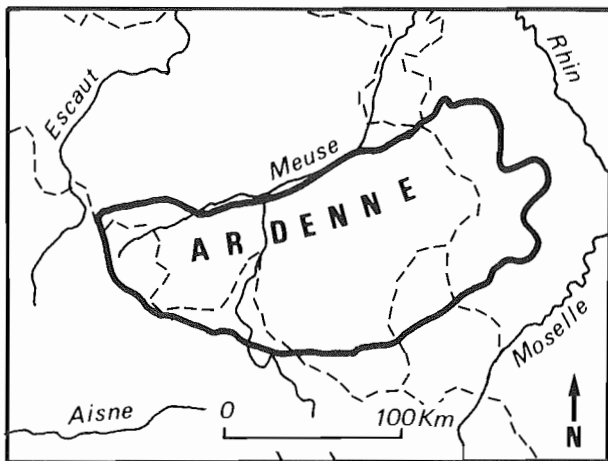


Fig. 6.1 - Le massif ardennais aux confins de quatre bassins fluviaux.

Bien qu'aucun fleuve n'y prenne sa source, le massif ardennais occupe en Europe occidentale une position intéressante aux confins de quatre bassins fluviaux: Meuse, Rhin, Seine et Escaut (fig 6.1).

La plus grande partie du massif appartient au bassin de la Meuse. Né à Pouilly-en-Bassigny, au pied du plateau de Langres, à 402 m d'altitude, ce fleuve longe le massif ardennais dans la région de Charleville-Mézières puis change soudainement de direction et le traverse de Nouzonville à Namur, où il reçoit la Sambre. Obliquant brusquement vers l'ENE, la Meuse coule alors au pied de l'Ardenne condrusienne jusqu'à Liège, où elle prend ensuite une direction quasi méridienne vers les Pays-Bas (fig 6.2).

La frange orientale, allemande et grand-ducale, de la région qui nous occupe fait partie du bassin du Rhin, dont quelques sous-affluents, tels que l'Our, la Clerve, la Wiltz, la Sûre et l'Attert, ont leur source en Belgique. A noter cependant l'exception de la Rur (ou Roer) qui s'écoule en Allemagne vers l'est en passant par Montjoie, pour ensuite changer de direction, s'orien-

ter au NNO et se jeter dans la Meuse à Roermond aux Pays-Bas.

La Seine, quant à elle, charrie aussi un peu, très peu, d'eau provenant de l'Ardenne, puisque l'Oise a sa source non loin de celles du Viroin, dans l'extrême-sud de l'Entre-Sambre-et-Meuse.

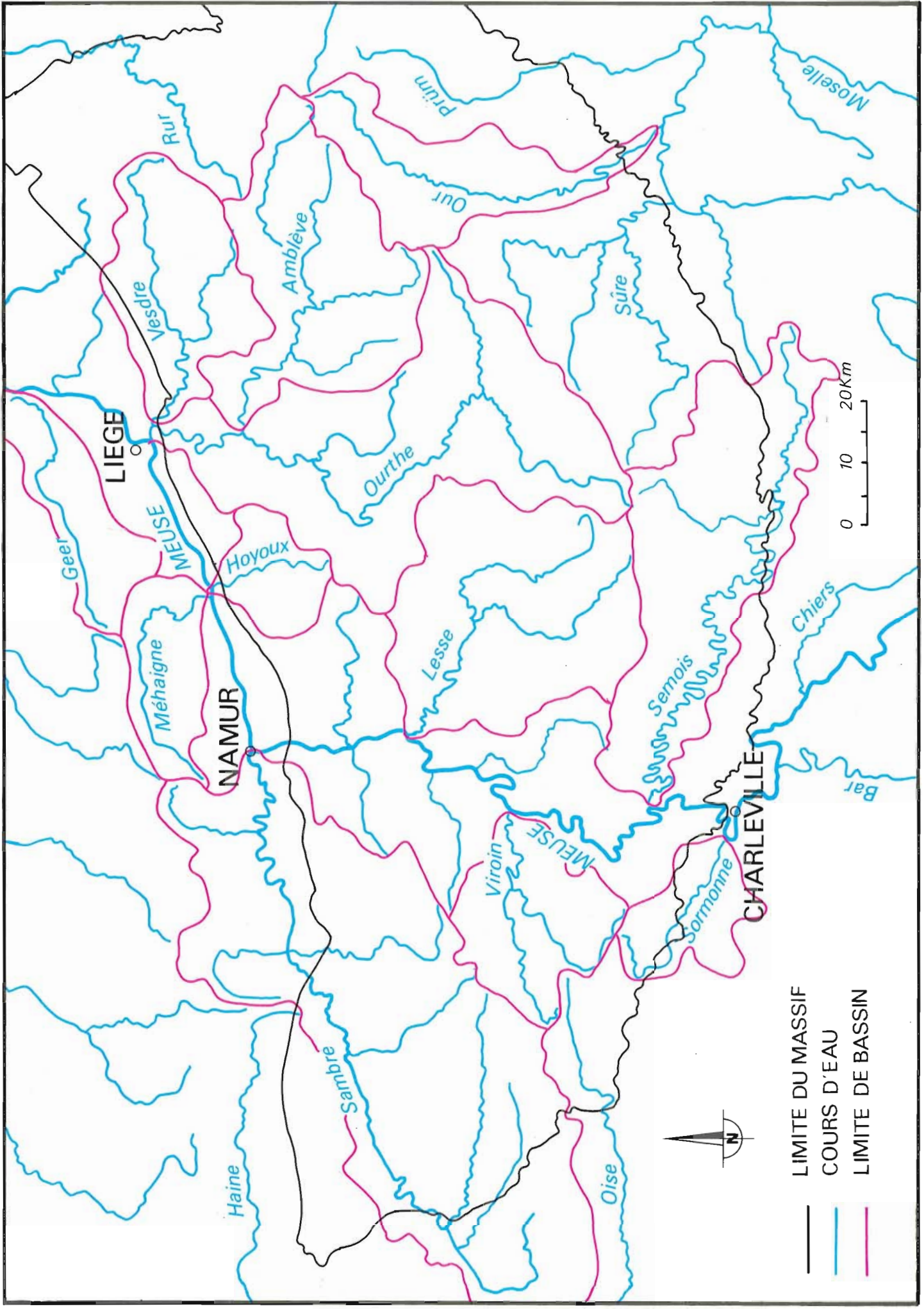
Enfin, la Haine, qui se jette dans l'Escaut, mord légèrement sur le massif ardennais, comme certains de ses petits affluents de gauche.

La Meuse, ses affluents et ses sous-affluents retiendront plus spécialement notre attention, non seulement à cause de l'espace beaucoup plus étendu qu'ils concernent mais aussi parce que les problèmes de leur tracé sont particulièrement intéressants. Disons immédiatement qu'il est acquis que l'installation du réseau hydrographique mosan fut tardive (Laurant, 1976): pendant le Mésozoïque et le Cénozoïque, plusieurs transgressions marines avaient envahi sporadiquement et partiellement le massif hercynien d'Ardenne, et ce n'est qu'après le retrait de la dernière mer tertiaire à l'avoir inondé, au début de l'Oligocène, que l'ancêtre du réseau hydrographique actuel put s'ébaucher.

2. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE APRES L'OLIGOCENE

Pendant l'Eocène, la pointe ouest de l'Ardenne fut recouverte deux fois par les mers, d'abord par la mer du Landenien, ensuite par celle du Bruxellien, sans qu'il soit possible de bien les distinguer à hauteur du massif. A l'ouest de la Meuse, la surface-enveloppe des sommets du relief rend bien la topographie régulière sur laquelle ces mers s'étaient; suite à la transgression bruxellienne, une pénéplaine faiblement inclinée vers l'ouest se forma sur le plateau de Rocroi (Pissart, 1962b). Plus à l'est, selon certains auteurs allemands, les premières traces de rivières remontent à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur en Eifel méridional (Löhnertz, 1978). Depuis la fin du Maastrichtien, cette partie du massif s'était alors relevée de plus de 160 m par rapport au niveau de la mer (Meyer *et al.*, 1983), ce

Fig. 6.2 - Les grands traits du réseau hydrographique de l'Ardenne.



RIVIERES, RELIEF ET STRUCTURES GEOLOGIQUES

- Rivières conséquentes:

Rivières dont le sens d'écoulement est conforme aux lignes originelles de plus grande pente de la surface d'émergence sur laquelle elles s'installent. Elles constituent les axes les plus anciens d'un réseau hydrographique. Il faut distinguer deux cas, selon que la surface d'émergence est plane ou plissée. Dans la première éventualité, les premiers cours d'eau s'allongent selon l'inclinaison générale de la surface, vers la mer; ils recoupent les affleurements quelle que soit la résistance de ceux-ci à l'érosion, mais sont le plus souvent cataclinaux. Dans le second cas, un plissement provoquant rapidement une ondulation de la surface qui émerge, de courtes rivières conséquentes descendent les flancs des convexités anticlinales et leurs eaux se rejoignent dans les creux synclinaux, où coulent - dans une direction différente - les cours d'eau les plus importants. Certains auteurs restreignent la notion de direction conséquente au seul premier cas.

- Rivières cataclinales:

Rivières qui coulent vers l'aval-pendage.

- Rivières réséquentes:

Rivières dont le sens d'écoulement est semblable à celui des rivières conséquentes, mais qui sont le résultat d'une évolution ultérieure du réseau hydrographique; ce sont des rivières cataclinales de seconde génération.

- Rivières subséquentes:

Rivières qui suivent des zones de moindre résistance telles que des roches plus tendres ou des fractures. Le terme suggère le fait qu'elles se sont formées après les rivières originelles, elles-mêmes conséquentes. Beaucoup sont orthoclines et suivent la direction des axes du plissement.

- Rivières orthoclines:

Rivières qui sont transverses par rapport au pendage.

- Rivières obséquentes:

Rivières dont le sens d'écoulement est l'inverse de celui des rivières conséquentes, donc contraire à la pente originelle de la surface d'émergence. Ce sont souvent des rivières courtes, qui sont des affluents des rivières subséquentes; ceci implique qu'elles sont le résultat d'une évolution plus avancée du réseau hydrographique. Ce sont des rivières anaclinales.

- Rivières anaclinales:

Rivières qui coulent vers l'amont-pendage.

- Rivières antécédentes:

Rivières qui maintiennent leur cours au travers d'une région en surrection (bombement épérogénique, pli ou horst), parce qu'elles existaient antérieurement à la surrection. L'inadaptation à la structure et à la nature des roches qui en résulte souvent ne se conserve que dans des conditions bien précises, notamment si le soulèvement est lent et si la rivière a suffisamment de force érosive.

L'expression "antecedent drainage" avait été proposée par l'Américain J. W. Powell en 1875 et a été largement diffusée par son compatriote W. M. Davis.

- Capture:

Détournement d'une section de cours d'eau par une rivière voisine. Ce phénomène est, le plus souvent, provoqué par le recul de la source ("érosion régressive") de la rivière conquérante dont la position est plus basse, ou le débit plus fort, ou l'érosion facilitée par une moindre résistance des roches. Ce premier type de capture peut se produire de deux façons: soit qu'une rivière, en s'allongeant vers l'amont, en recoupe transversalement une autre, soit que deux têtes de rivières qui coulent en sens à peu près opposé se rencontrent. Un autre type de capture est la conséquence de la rencontre des cours d'eau par suite de leur déplacement latéral; celui qui se déverse dans l'autre est celui qui, au point de contact, est à une altitude plus haute. Dans les régions calcaires, il peut y avoir des captures souterraines.

- Rivières surimposées:

Rivières dont le tracé est inadapté à la structure actuellement en affleurement, car elles ont conservé un tracé initial établi soit sur une couverture sédimentaire discordante, maintenant disparue, soit sur une surface d'aplanissement. Pour qu'une surimposition soit possible, il faut que la vallée soit déjà suffisamment creusée avant que le cours d'eau n'atteigne la structure sous-jacente qui pourrait réclamer une adaptation.

- Rivières transsécantes:

Rivières ayant pris naissance dans une ondulation synclinale postérieure à l'émersion et recoupant d'autres rivières. Conformément à la terminologie de W. M. Davis, J. Cornet (1903) utilisa l'adjectif "transséquent"; plus tard, l'homonyme "transsécant" sera préféré (de Béthune, 1939; Macar, 1957b).

qui avait permis aux cours d'eau d'y entailler vigoureusement le relief. Le "réseau hydrographique de Vallendar" de la transition Eocène-Oligocène, identifié grâce à son conglomérat d'âge priabonien et stampien, s'incisa ainsi de 80 m dans l'Eifel sud-occidental. E. Kurtz (1938) pensait que l'Eifel était alors traversé de part en part, du sud au nord, par deux rivières dont l'une, provenant de la région de Trèves, était en quelque sorte une paléo-Moselle débouchant directement dans le golfe de Cologne. Son hypothèse a été infirmée par l'analyse des minéraux lourds et l'étude des grains de quartz contenus dans les dépôts; elles ont prouvé que le principal cours d'eau descendant des Vosges, dans le réseau de Vallendar, obliquait déjà à cette époque vers le NE et coulait parallèlement à la vallée inférieure actuelle de la Moselle, vers le bassin de Neuwied dont la subsidence avait commencé à l'Eocène supérieur et s'était accentuée à la transition Eocène-Oligocène (Meyer *et al.*, 1983).

La transgression marine cénozoïque la plus considérable en Ardenne fut celle du Tongrien, au début de l'Oligocène; la mer progressant du nord vers le sud, recouvrit alors le Condroz et même la crête des Hautes-Fagnes, où les sables qu'elle déposa subsistent en plages sur une surface dont la pente actuelle révèle un soulèvement tardif. Mais c'est au Rupélien (Oligocène moyen) seulement que, le niveau marin étant remonté de plus de 100 m (Meyer *et al.*, 1983), une transgression marine submergea l'Eifel et recouvrit donc la partie nord du bassin drainé par le réseau de Vallendar. Il semble bien que, dans cette région, c'est à l'Oligocène

supérieur que la mer s'avança le plus loin sur le massif, tout au moins par le nord. A la même époque, un peu plus à l'est, un nouveau réseau se formait sur une plaine côtière basse; ce fut l'origine de la vallée du Rhin moyen (Quitow, 1974; Boenigk, 1981). C'est aussi à partir du Rupélien que commença la subsidence du golfe de Cologne. Le développement des réseaux hydrographiques de la partie centrale du Massif schisteux rhénan a principalement été influencé par les transgressions marines oligocènes comme en Ardenne belge, mais aussi, évidemment, par des mouvements tectoniques liés à la genèse du bassin du bas Rhin (Meyer *et al.*, 1983) et de l'auge mosellane (Quitow, 1969).

Lorsque l'Ardenne-Eifel émergea complètement, après le retrait des mers oligocènes, son réseau hydrographique put donc se constituer, assez récemment somme toute. Les premières rivières drainant l'Ardenne avaient une direction conséquente au rivage oligocène en recul. La plupart de ces rivières originelles coulaient donc vers le NNO, direction que la transgression diestienne (qui se produisit à la fin du Miocène et s'arrêta à une vingtaine de km au moins au nord du massif ardennais) ne dérangerait pas du tout; c'est toujours la direction de l'Ourthe de La Roche, du Hoyoux, de la Meuse entre Dinant et Namur, de l'Eau d'Heure. Comme ces cours d'eau se sont, à l'origine, développés dans les dépôts tertiaires, discordants sur le socle paléozoïque, il n'est pas étonnant que leur tracé apparaisse maintenant le plus souvent inadapté aux structures géologiques de ce socle, dans lequel ils s'enfoncèrent par surimposition.



Fig. 6.3 - La cuvette de Sècheval, maintenant partiellement occupée par un lac artificiel, s'allonge quelques kilomètres à l'ouest de la Meuse, à l'OSO de Monthermé. C'est par là qu'avant sa capture au Miocène par la Meuse de Dinant, la Meuse lorraine passait, avant de poursuivre son chemin au long du versant méridional du plateau de Rocroi en direction d'un rivage localisé aux alentours d'Ath; c'est là également qu'à l'époque, elle recevait les eaux de la Semois, la confluence des deux vallées expliquant la largeur de la cuvette.

Le massif ardennais émergé après le retrait de la mer oligocène était, par ailleurs, un obstacle que l'ancêtre de la Meuse lorraine ne pouvait traverser. Bien avant de devenir un fleuve qui va mêler ses eaux avec celles du Rhin pour aboutir dans la mer du Nord, peut-être la Meuse ne fut-elle qu'une rivière secondaire du bassin de la Seine. Selon certains anciens, la Meuse lorraine se serait jetée, au Tertiaire, dans l'Aisne et n'aurait ainsi été qu'un sous-affluent de la Seine: après avoir atteint la limite septentrionale du bassin Parisien elle serait retournée vers le centre de ce bassin. D'autres auteurs ont cru plus tard pouvoir affirmer que la Meuse avait, anciennement, dû contourner la pointe occidentale du Massif schisteux rhénan par les vallées occupées aujourd'hui par la Sormonne et la Sambre. C'était la théorie d'A. Rutot (1897); selon lui, ce n'est qu'à partir de la transgression diestienne que la Meuse aurait pu commencer à traverser l'Ardenne, parce que celle-ci était alors surbaissée; lors de la régression consécutive, le cours d'eau se serait mis à s'encaisser dans la vallée impressionnante qui est la sienne aujourd'hui. Cette hypothèse faisait donc appel surtout à un argument tectonique. Plus tard, un des partisans d'A. Rutot fut C. Stevens (1922), qui ne cessa de soutenir que la Meuse, avant d'emprunter le raccourci par Dinant, empruntait les vallées où passent aujourd'hui la Sormonne (qui y coule à contresens) et la Sambre. J. de Heinzelin (1963)

fit, pour sa part, se diriger la Meuse, même à la fin du Miocène, vers le NO, selon une direction conséquente au rivage diestien, jusqu'à Renaix, par la vallée de la Petite Helpe d'aujourd'hui. Deux arguments l'ont conforté dans cette hypothèse; il considérait, comme bien d'autres, que les collines de Flandre constituent des témoins du rivage méridional de la mer diestienne et il affirmait aussi que les kieseloolithes et les galets de quartz et de quartzite qu'on trouve dans les formations rubéfiées qui couronnent ces collines ont comme origine la plus probable des apports de la haute Meuse.

3. LA MEUSE DE DINANT

A Charleville-Mézières, la Meuse, dont la source se trouve à un peu plus de 400 m d'altitude, est déjà descendue à des cotes de moins de 150 mètres. Par Monthermé (140 m), Revin, Givet, Dinant, Yvoir, Namur, elle franchit ensuite, de part en part, dans des méandres encaissés de quelque 200 m, un massif ancien dont la plupart des roches sont très résistantes et qui sont plissées selon des axes est-ouest, donc perpendiculaires à son tracé. Bien que la dureté des roches soit variable, le cours de la "Meuse de Dinant" est peu sensible à l'érosion différentielle. Que le fleuve traverse ainsi, au lieu de le contourner, un obstacle aussi difficile que

l'Ardenne, et qu'il y arrive sans s'adapter, ou guère, ni à la structure géologique ni aux conditions lithologiques, est un problème qui a passionné beaucoup d'auteurs.

Dès le début du dix-neuvième siècle, plusieurs chercheurs, dont J.J. d'Omalius d'Halloy (1808), avaient déjà essayé d'expliquer le franchissement de l'Ardenne par la Meuse de Dinant. A cette époque, une certaine ingénuité présidait toujours aux hypothèses; on suggérait avec candeur une "perte des eaux du fleuve", dès le début, dans une fracture qui, à l'origine, devait être béante. Ceux qui, aujourd'hui, et ils sont nombreux, recherchent et interprètent les linéaments, auront quelque indulgence pour ces pionniers; mais la grande crevasse romantique ne résista pas à l'étude des hautes terrasses de la Meuse ardennaise, comme on le verra ailleurs.

Ce n'est qu'en 1885 que C. de la Vallée Poussin, le premier, fit appel à la théorie de l'antécédence pour expliquer le tracé de la Meuse de Dinant. D'autres auteurs (Gosselet, 1888; de Lapparent, 1894; Davis, 1895; ...) partagèrent le point de vue de C. de la Vallée Poussin: pour eux, la Meuse ardennaise coulait du sud vers le nord sur une pénéplaine dont la surface

recoupait indistinctement toutes les roches, quelle que soit leur nature; au fur et à mesure que cette pénéplaine se soulevait ensuite, et parce que le mouvement était lent, la rivière réussit à s'encaisser de plus en plus dans le massif, en maintenant le même cours. L'antécédence eut comme avocate J. Hol (1916), qui ne croyait pas à une couverture marine tertiaire de l'Ardenne et donc rejetait l'hypothèse de la surimposition, prônée depuis 1893. Elle reconnut trois niveaux de terrasses de la Meuse et en raccorda les lambeaux pour obtenir les profils longitudinaux de la rivière. Elle remarqua que les deux terrasses supérieures présentent une allure bombée - qu'elles ne pouvaient avoir à l'origine - et y vit une preuve d'un relèvement en dôme de l'Ardenne postérieur au dépôt de ces terrasses, donc quaternaire. C. Stevens (1922) lui aussi soutint la théorie de l'antécédence, quoique son argumentation, basée sur la découverte, à l'ouest de Monthermé, de la cuvette de Sècheval, par où il fit passer la Semois, n'était guère de nature à conforter cette hypothèse (fig 6.3).

En 1897, en réaction contre les hypothèses qui privilégiaient le rôle de la tectonique et surtout pour en finir avec les fractures béantes, H. Arctowski développa une théorie qu'E. Dupont (1893) avait ébauchée



Fig. 6.4 - Outre un très beau méandre encaissé, le cours de la Meuse décrit à Revin un coude à angle droit qui fait passer sa direction d'écoulement du NO au NE (le fleuve coule de droite à gauche sur la photo). Ce coude est probablement le fruit d'une des nombreuses captures qui ont marqué l'histoire compliquée de la Meuse à sa traversée du massif ardennais.

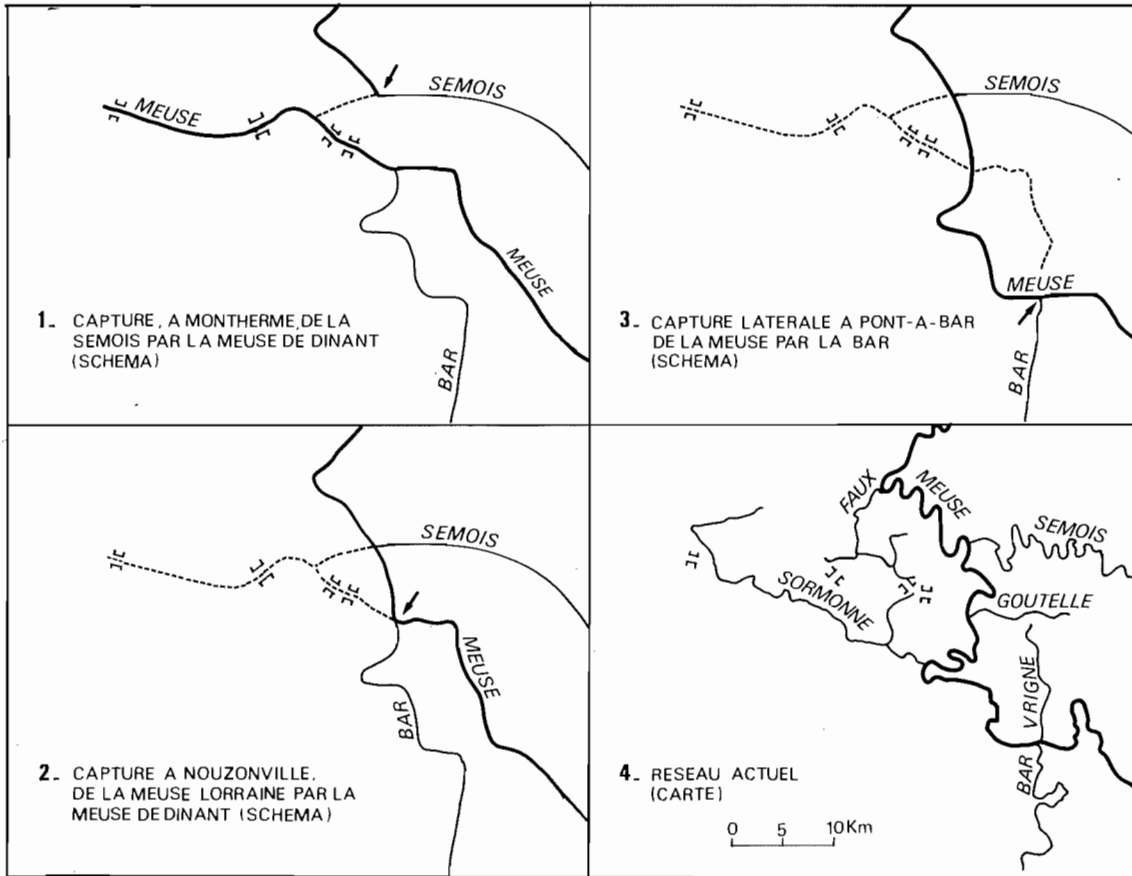


Fig. 6.5 - Différentes étapes de l'évolution du cours de la Meuse de Dinant.

peu auparavant à propos de la Meuse de Dinant. Il s'agit de l'hypothèse d'une surimposition.

H. Arctowski, alors jeune étudiant en géologie à l'Université de Liège, écrivit que "l'entaille, dans les terrains de phyllades, au fond de laquelle la Meuse s'écoule actuellement, est le produit immédiat du travail érosif des eaux." Le cours d'eau se serait établi sur les sédiments récents laissés par les transgressions marines tertiaires sur les pénélaines auxquelles correspondent les surfaces les plus élevées de l'Ardenne. L'auteur n'utilisait pas encore le terme de surimposition, alors que "superimposed" existait depuis 1875 chez J.W. Powell. J. Cornet (1900, 1903) soutint les vues d'E. Dupont et de H. Arctowski; considérant les altitudes des dépôts post-paléozoïques qui se trouvaient sur le socle ardennais quand ce dernier n'affleurerait pas, il défendit lui aussi l'idée que la Meuse de Dinant s'était surimposée après être née sur des couvertures secondaire et tertiaire. Néanmoins, J. Cornet acceptait aussi que la Meuse de Dinant avait, au Pliocène, capturé la Meuse lorraine. Il alla même jusqu'à indiquer approximativement l'endroit où ce détournement avait dû se produire: un peu en amont de Dun-sur-Meuse; c'est, en effet, là que la Meuse, après avoir été subséquente (dans la cuesta du Bassin parisien qui porte son nom et qui est dédoublée depuis Neufchâteau), devient anaclinale.

L'antécédence et la surimposition ne s'excluent pas nécessairement: la Meuse pourrait être considérée à la fois comme "surimposée sur une surface d'aplanissement pliocène intégrant le plateau ardennais et la Lorraine, et antécédente aux déformations postérieures qui causent son encaissement" (Coque, 1977), quoique la proposition d'un tel aplanissement pliocène apparaisse en contradiction avec les idées actuellement soutenues sur la morphogénèse tertiaire de la région (Demoulin, ce vol.).

A ces spéculations épigéniques, G. Dollfus opposa une nouvelle idée dès 1900; selon lui, la Meuse de Dinant se serait tout simplement formée par captures successives. Une courte rivière, de direction sud-nord, aurait descendu le flanc septentrional du massif ardennais vers Namur. Par érosion régressive, c'est-à-dire par recul progressif de sa source vers l'intérieur du massif puis au-delà, elle aurait capturé successivement divers cours d'eau et notamment la Semois, puis la Meuse lorraine dont le tronçon inférieur coulait de l'est vers l'ouest.

Pendant le vingtième siècle, les trois hypothèses de base (surimposition, antécédence et capture) vont trouver de nouveaux défenseurs, dont la liste serait trop longue à énumérer, et qui n'arrivent guère à se per-

suader les uns les autres. De nouvelles observations, de nouvelles techniques fournissent pourtant des arguments neufs; certaines questions trouvent une réponse, mais il en surgit d'autres. Les travaux de terrain (étude des terrasses et de leurs dépôts, des kieseloolithes, des surfaces d'aplanissement, de la stratigraphie, ...) révèlent combien fragiles avaient pu être certaines vues de l'esprit.

A. Pissart a patiemment étayé l'hypothèse de capture dans une série de publications (1959, 1961, 1962b, 1974b). Ayant découvert trois lambeaux d'une très haute terrasse de la Semois, il constata qu'elle ne pouvait pas se raccorder à la plus haute terrasse de la Meuse, celle de la "Traînée mosane" de P. Macar (1945): elle est nettement encore plus élevée que cette dernière. En revanche, cette très haute terrasse de la Semois se raccorde bien à un col qui limite vers l'est la

dépression de Sècheval, déjà citée (fig 6.5). Ainsi, la Semois se présente comme une rivière plus ancienne que la Meuse ardennaise, ce qui conforte l'idée que la Meuse lorraine n'aboutissait pas dans la Meuse ardennaise mais coulait précédemment vers l'ouest, comme la Semois. Le recul de la Meuse ardennaise aboutit plus tard à la capture de la Semois, à Deville, près du confluent actuel à Monthermé. Grâce à cette capture, qui a dû se produire au Miocène (Pissart, 1960; De Moor et Pissart, 1992), le débit de la Meuse de Dinant augmenta sensiblement, une reprise d'érosion, verticale et régressive, s'ensuivit et provoqua en amont d'autres captures. La première de ces autres captures, elle aussi d'âge miocène, fut celle de la Meuse lorraine, qui se produisit entre Monthermé et Charleville-Mézières, vers Nouzonville. Cette capture, comme celle de la Semois, est nettement antérieure à la "Traînée mosane" et aussi (A. Pissart, communic. pers., 1994) au sillon Sambre-

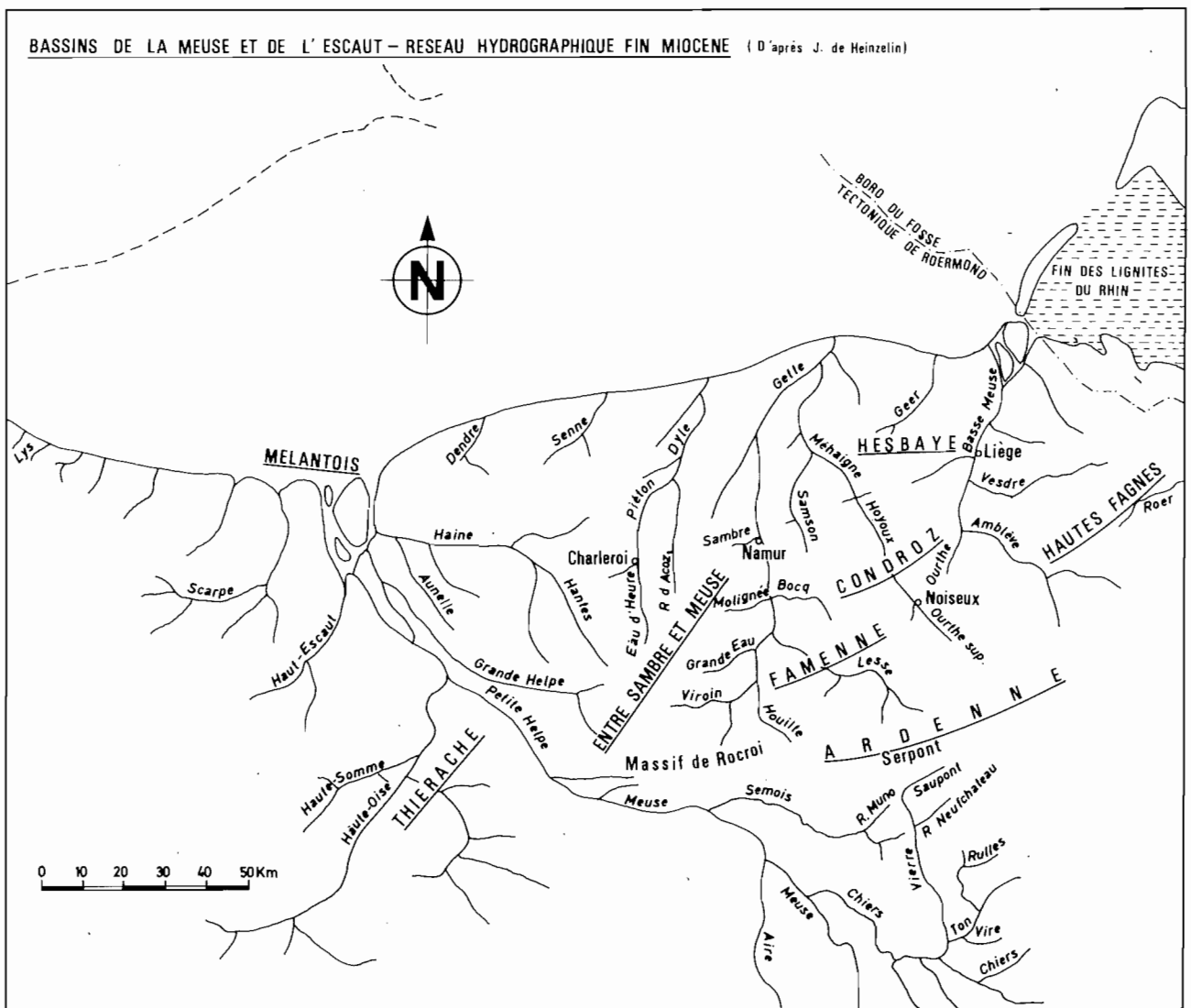


Fig. 6.6 - Le réseau hydrographique des bassins de la Meuse et de l'Escaut à la fin du Miocène supérieur (d'après J. de Heinzelin, 1963).

Meuse, même si l'on donne à ce dernier un âge miocène (cf infra).

Pour comprendre pourquoi la capture de la Meuse lorraine dut avoir lieu à Nouzonville, il faut savoir que la Meuse lorraine avait alors un tracé différent de son cours actuel. Une dizaine de km à l'est de Charleville, elle passait par une vallée qu'occupent aujourd'hui la Vrigne et la Goutelle jusqu'à Nouzonville; après cela, elle coulait - toujours selon A. Pissart - par les cols de Meillier-Fontaine et du Chêne de Nancy jusqu'à la dépression de Sècheval où elle recevait à droite la Semois puis en sortait par le col de Rimogne pour retourner dans le bassin de Paris. Les cols ont une origine fluviale; le sédiment sableux typiquement flu-

viatile du col de Meillier-Fontaine se trouve vers 300 m d'altitude, 10 m plus bas que le col de Deville où coulait la Semois avant sa capture; ces 10 m correspondent à ce qu'a pu creuser verticalement la Meuse lorraine entre le moment où elle a perdu la Semois (détournée par la Meuse ardennaise) et le moment où elle-même a été capturée à Nouzonville. Le tracé proposé par A. Pissart est, dans l'ensemble, parallèle à la courbe de niveau de 275 m de la pénéplaine posthercynienne exhumée, ce qui suggère qu'il était subséquent, à la limite entre le Paléozoïque et le Mésozoïque, juste au pied du massif de Rocroi. Mais ce tracé fut contesté par L. Voisin (1971, 1972) dont les observations dans la région de Sècheval sont en contradiction avec celles d'A. Pissart.



Fig. 6.7 - Le cailloutis fluvial de la Traînée mosane, ici dans une carrière désaffectée à Mons-lez-Liège sur la rive gauche de la Meuse, appartient à la terrasse la plus ancienne, probablement pliocène, connue sur le tronçon Namur-Liège du cours de la Meuse, logé dans le sillon sambro-mosan. Ce cailloutis repose ici clairement sur la couverture sableuse oligocène de Hesbaye.

En résumé, on s'accorde en général aujourd'hui pour considérer que le cours de la Meuse, entre Revin et Namur, est très probablement un axe hydrographique conséquent au rivage oligocène et localement influencé par des fractures orientées nord-sud (fig 6.4). J. Soyer (1978) puis F. Girolimetto (1982) ont d'ailleurs montré que les sables tertiaires conservés dans des poches karstiques de l'Entre-Sambre-et-Meuse, non loin à l'ouest du tracé actuel de la Meuse (Onhaye, Bioul,...), témoignaient pour partie de l'existence d'une paléo-Meuse miocène entre Namur et Dinant. La réalité est cependant souvent complexe. P. Macar (1957b) considérait ainsi la Meuse de Dinant, au moins à la traversée du Condroz, non seulement comme conséquente et surimposée, mais aussi synclinale et subséquent. En effet, entre Dinant et Godinne, le tracé de la Meuse coïncide avec un ennoyage des plis carbonifères, où elle profite d'un très large affleurement des calcaires dinantiens.

La carte que J. de Heinzelin produisit en 1963 suggère qu'à la fin du Miocène, toutes ces eaux aboutissaient toujours dans la Gette et dans la Dyle puis repartaient vers l'est pour se jeter dans la basse Meuse (fig 6.6). Cette proposition doit toutefois être entendue avec des réserves, car, en aval de Liège, la basse Meuse d'alors ne coulait pas vers le nord, mais vers le NE, où elle allait mêler ses eaux à celles du Rhin; d'autre part, comme nous allons le voir, le sillon Sambre-Meuse devait déjà exister à cette époque (Demoulin, 1993).

4. LE SILLON SAMBRE-MEUSE

M. Lohest (1889) avait dit que le Hoyoux était conséquent aux mers tertiaires, J. Cornet (1899) ajoutait que le Hoyoux et la Méhaigne étaient originellement un seul et même cours d'eau. Ces observations

sont conformes à ce que nous avons dit de l'apparition du réseau au fur et à mesure du recul vers le nord de la mer du Tongrien.

Le sillon Sambre-Meuse, lui, est pratiquement perpendiculaire à ces axes conséquents. Constitué de la plus grande partie de la vallée de la Sambre et ensuite du tronçon de la Meuse qui va de Namur à Liège, ce sillon suit, à peu de chose près, la bordure nord du massif ardennais: on a là une vallée qui suit les courbes de niveau au lieu de les traverser dans le sens de la plus grande pente.

Dès la fin du 19^e siècle, l'idée existait que, en plein Tertiaire, le cours de la Meuse en amont de Liège était probablement très court, et n'atteignait cer-

tainement pas le Hoyoux. M. Lohest (1900) et quelques autres pensaient que la Meuse de Huy était conséquente à un rivage chattien qui se serait trouvé quelque part au NE. Plus tard, on vit beaucoup d'auteurs persuadés que ce tronçon était nettement plus récent (d'âge pliocène), puisqu'il aurait scindé des rivières qui étaient, elles, conséquentes à la mer diestienne (Laurant, 1976).

Des observations effectuées dans la région de Liège (Macar, 1954b; Clairbois, 1959; Pissart, 1964) ont peu à peu précisé l'âge de la Meuse de Huy. La plus haute terrasse de la Meuse, avec les cailloutis de la "Traînée mosane" sur la crête la plus élevée de la Moyenne Belgique (fig 6.7), a d'abord été datée du début du Quaternaire, mais actuellement on est plus

Fig. 6.8 - Le coude de l'Ourthe à Noisieux, photographié ici lors des inondations catastrophiques de décembre 1993, correspond à un changement de direction d'environ 90° du cours de la rivière qui, à partir de là, s'oriente résolument au NE, puis au N. Il résulterait de la capture très ancienne, par un cours d'eau remontant de Bomal et Durbuy, de l'Ourthe de Laroche qui antérieurement, poursuivait sa course vers le NO par la vallée du Hoyoux.



enclin à la ranger dans le Pliocène; le dépôt contient des kieseloolithes issues du bassin Parisien, ce qui prouve que la Meuse lorraine avait été capturée auparavant. D'autre part, des "graviers liégeois" (Lorie, 1919) existent sur l'interfluve Meuse-Ourthe, au Sart Tilman par exemple, à une altitude d'environ 230 m, soit plus haut que les cailloutis de la "Traînée mosane": ils constituent un dépôt homologue de la Haute Terrasse de la Semois et semblent bien avoir été laissés non par la Meuse, mais plutôt par un ancêtre de l'Ourthe: les éléments d'origine ardennaise y sont abondants, alors que kieseloolithes et autres roches silicifiées en provenance du NE du bassin Parisien manquent. La position respective des graviers liégeois et de la Traînée mosane tend à prouver que la "Meuse de Huy" (la Meuse entre Namur et Liège) est plus jeune que l'Ourthe-Amblève.

Parmi les auteurs qui datent le sillon Sambre-Meuse du Pliocène, figure J. de Heinzelin (1963), dont la carte du réseau hydrographique de la fin du Miocène

ne comprend, dans le sillon Sambre-Meuse, que des petits cours d'eau, affluents des principales rivières conséquentes (fig 6.9); ces dernières, venant de l'Ardenne, continuent à couler vers le nord au-delà du sillon. Toutefois, si l'on considère que ces rivières s'installèrent de façon conséquente à un rivage oligocène, et non diestien, rien n'empêche plus de vieillir considérablement le sillon sambro-mosan, ainsi que peut-être le sous-niveau supérieur de la traînée mosane (Clairbois, 1959). A. Demoulin (1993) a apporté une série d'observations qui suggèrent que la Meuse de Huy a dû se former plus tôt, pendant le Miocène; ses arguments seront résumés plus loin.

La question essentielle reste cependant: pourquoi la Meuse a-t-elle développé ce tronçon qui a décapité les rivières qui descendaient du SSE? Une première hypothèse qui peut être envisagée est celle d'un tracé purement subséquent, sur les schistes du synclinal westphalien de Namur; elle est à rejeter car les plus

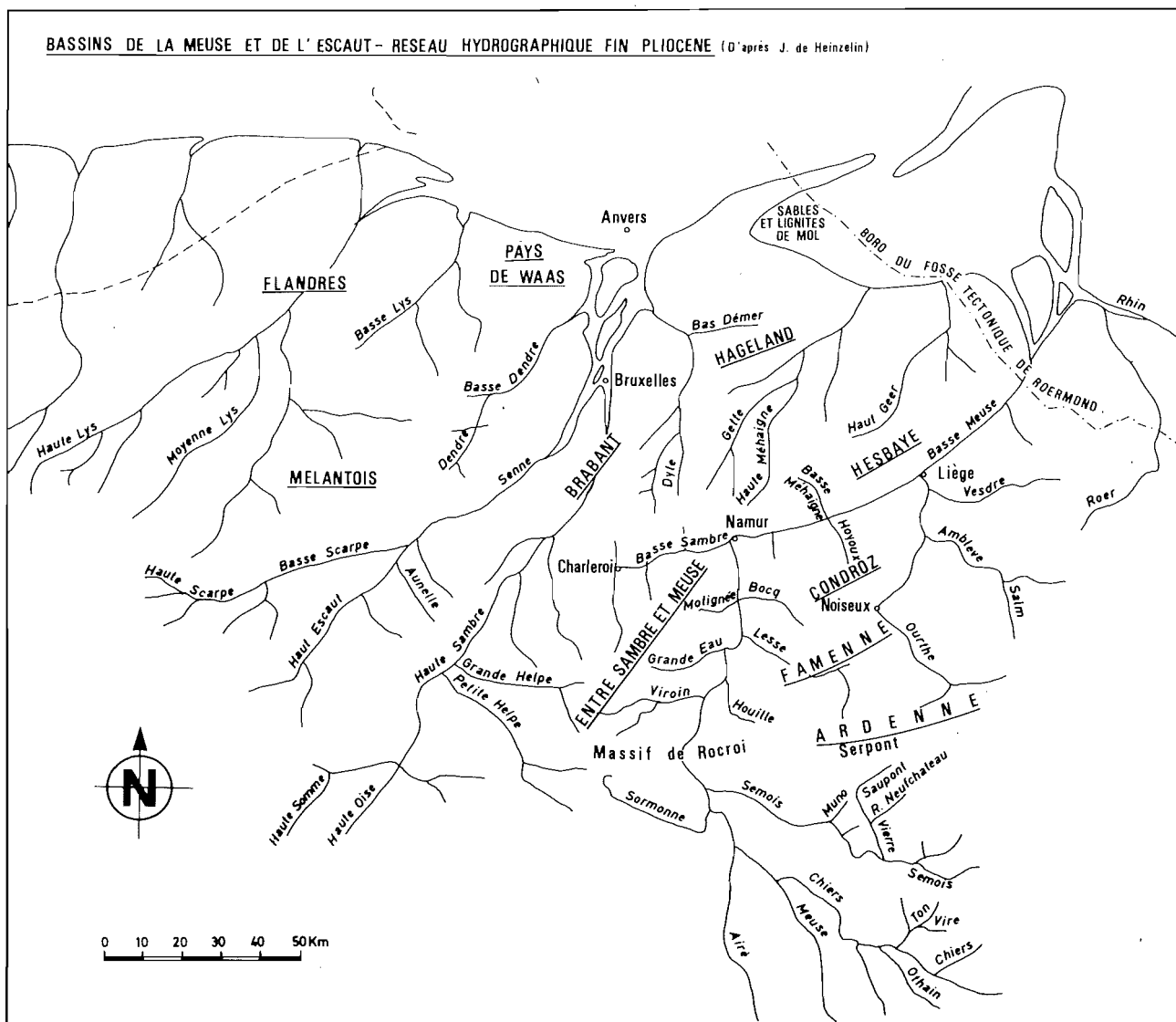


Fig. 6.9 - Le réseau hydrographique des bassins de la Meuse et de l'Escaut à la fin du Pliocène supérieur (d'après J. de Heinzelin, 1963).

hautes terrasses de la Meuse, du moins entre Huy et Liège, reposent sur des sédiments crétacés et oligocènes, non sur le socle paléozoïque; la Sambre, elle aussi, est surimposée, ce qui est attesté par les lambeaux crétaciques et éocènes qui subsistent de part et d'autre de son cours.

J. Cornet (1899, 1903) considéra pour sa part que le sillon Sambre-Meuse, à partir de Marchienne-au-Pont, s'était formé à cause d'une accentuation posthume du synclinal de Namur, point de vue que suivit notamment C. Stevens (1938).

Le tracé transsécant dut d'abord être celui d'une série de petits affluents des rivières conséquentes à la mer oligocène (Cornet, 1903; Stevens, 1946); ensuite ces rivières entaillèrent rapidement la zone faillée et relativement tendre du synclinal de Namur et il devint

ainsi de plus en plus subséquent, de moins en moins transsécant. Il n'y eut pas simplement une érosion régressive à partir de la Meuse de Liège, recul qui entraîna une série de captures de plus en plus vers l'ouest, mais un processus plus complexe où intervinrent les courtes rivières transsécantes préexistantes. Cette formation du tronçon Namur-Liège de la Meuse, et de la basse Sambre, explique évidemment pourquoi le bassin drainé par la Meuse s'étend beaucoup moins au nord qu'au sud du sillon Sambre-Meuse.

Ayant noté que la subsidence de la dépression de la Haine, dont la cause principale est tectonique, s'explique peut-être aussi en partie par la dissolution de dépôts d'anhydrite, G. De Moor et A. Pissart (1992) suggèrent pour leur part que, dans l'éventualité où ces dépôts d'anhydrite se prolongeraient dans le synclinal de Namur vers Namur et Liège, un même phénomène de

dissolution souterraine entraînant un affaissement progressif de la surface pourrait se substituer, comme explication, à une accentuation posthume du pli paléozoïque.

Quoi qu'il en soit, le pouvoir érosif, notamment vertical, de la Meuse de Huy augmenta à chaque capture. Quand la Meuse ardennaise se fit à son tour capturer à Namur, son niveau de base partiel s'abaissa; cela provoqua en amont une reprise d'érosion qui peut faire comprendre l'encaissement spectaculaire de cette Meuse de Dinant, et peut-être aussi les captures de la Semois et de la Meuse lorraine (Laurant, 1976), quoique ces derniers événements se soient produits au-delà du massif de Rocroi, dont la résistance devait faire pour la Meuse de Dinant un obstacle malaisé à vaincre, et ensuite un niveau de base partiel difficile à abaisser.

J. de Heinzelin (1963) arrête le sillon Sambre-Meuse, à la fin du Pliocène, vers Charleroi (fig 6.9); à cette époque, pour lui, la haute Sambre ne communiquait pas avec la basse Sambre, mais coulait vers le NNE parallèlement à la Senne. Le cours actuel de la Sambre en amont de Marchienne-au-Pont serait subséquent puisque, selon H. Baulig (1926), il se situe entre les roches résistantes du Dévonien supérieur et la couverture tertiaire meuble. J. de Heinzelin suggère que ces conditions lithologiques favorables ont probablement aidé ce tronçon à capturer la Grande Helpe et la Petite Helpe.

Dans un article récent, A. Demoulin (1993) rejette tant l'hypothèse évaporitique que celle d'une accentuation posthume du synclinal de Namur. La plupart des épisodes évaporitiques qui ont été mis en évidence du Givetien au Viséen n'eurent pas, selon lui, l'extension et la puissance qui leur auraient permis, lors de leur dissolution, d'influencer notablement la morphologie de surface; seules les évaporites viséennes dont la dissolution a engendré la Grande Brèche auraient été susceptibles d'exercer une telle influence. Cependant, à l'est de Huy, même les brèches viséennes - qui sont essentiellement des brèches d'effondrement résultant de la dissolution de niveaux évaporitiques - manquent ou sont insignifiantes dans le bassin de Namur. Par ailleurs, à l'est du méridien de Namur, la dissolution des évaporites était pratiquement terminée à la fin du Mésozoïque. A. Demoulin développe toute une série d'arguments supplémentaires qui démontrent que le sillon Sambre-Meuse est indépendant des évaporites pré-permiennes du bassin de Namur. Il rappelle notamment que la trace la plus ancienne d'un cours continu de la Meuse entre Namur et Liège est la "Traînée mosane", approximativement d'âge pliocène; elle est située à quelque 5 km au nord du tracé actuel, dans le prolongement de l'axe rectiligne amorcé à l'ouest par la Sambre et qui, au début du Pléistocène, se prolongeait au-delà de Liège vers le nord-est, vers le Limbourg hollandais et le Rhin; or cet axe n'est pas à l'aplomb du Dinantien

(auquel appartient la Grande Brèche), mais fréquemment situé sur une couverture crétacique et oligocène sous laquelle se trouvent du Famennien ou du Silurien. Cette ligne n'étant pas non plus sur l'axe du synclinal de Namur, mais décalée de plusieurs kilomètres vers le nord, l'hypothèse classique d'une simple accentuation posthume de ce pli ne tient pas davantage. D'autre part, le sillon mosan primitif est nécessairement postérieur au retrait de la mer tongrienne et, au plus tard, d'âge pliocène. Il était beaucoup plus rectiligne que le sillon actuel et d'autres linéations parallèles se remarquent encore (celle de l'Ourthe moyenne, en aval de Noisieux; celle de l'Aisne moyenne et de la Lienne inférieure; celle de la Méhaigne moyenne et du Geer). Observant que tous ces axes ont non seulement la même direction, mais aussi le même sens (vers l'ENE), A. Demoulin est d'avis que l'axe Sambre-Meuse est une linéation d'origine structurale. Il croit pouvoir postuler que, depuis l'Oligocène, la région du sillon sambro-mosan a subi des champs de contrainte fort comparables à ceux de la baie du Rhin inférieur et du Massif schisteux rhénan et, passant en revue l'évolution temporelle des contraintes tectoniques, en conclut que c'est au Miocène moyen, et seulement au Miocène moyen, qu'il a pu y avoir une phase tectonique susceptible d'engendrer cet axe hydrographique; elle correspondrait à un décrochement senestre prenant place entre le massif calédonien de Brabant et le domaine varisque ardennais. Des traces de ce décrochement subsistent d'ailleurs sous la forme d'allures en baïonnette toujours apparentes pour certains petits affluents de la Sambre et de la Meuse, à l'endroit où ils recoupent la ligne du décrochement. Cette démonstration apportée par A. Demoulin (1993) est convaincante et rend évidemment difficilement crédibles la chronologie et le schéma de J. de Heinzelin (1963) puisque, comme nous l'avons rappelé plus haut, cet auteur conduisait la Meuse de Dinant, même à la fin du Miocène, vers le NO, vers le bassin de l'Escaut, selon une direction conséquente au rivage diestien.

5. LE HOYOUX; LA LESSE; L'OURTHE ET SON BASSIN

Le Hoyoux fait partie des rivières dont l'écoulement, vers le nord ou vers le NNO, est supposé conséquent au retrait des mers oligocène et miocène. Le massif ardennais ne possède guère de rivières qui soient perpendiculaires à ces tracés conséquents. Il est facile en effet de comprendre pourquoi le réseau hydrographique en treillis qui s'est constitué dans le compartiment condrusien ne comporte que des tronçons subséquents d'importance mineure: ils coulent souvent dans des synclinaux calcaires où une partie de leur débit se perd. Quant à la grande dépression schisteuse de Fagne et Famenne, elle n'est guère empruntée par des cours d'eau importants, en raison de l'époque très récente de son façonnement (Pissart, ce vol.).



Fig. 6.10 - Le sillon des deux Ourthes, dont l'origine reste énigmatique, apparaît bien ici comme une profonde entaille balafrant la surface régulière du plateau d'Ardenne centrale.

Le tracé de la Lesse recoupe obliquement la dépression schisteuse de la Famenne, puis quitte celle-ci pour inciser les hauteurs du Condroz, taillées dans des psammites beaucoup plus résistants. Il est à peu près certain que ce tronçon aval de la Lesse (au-delà de la confluence avec la Lomme) s'est surimposé après s'être établi initialement sur la couverture sableuse abandonnée par la mer oligocène dans cette région. Par contre, les tracés plus ou moins méridiens de la Lesse et de la Lomme moyennes sont plus difficilement explicables. Mis en place sur une zone exondée depuis la fin de l'Eocène, leur origine se perd dans la nuit des temps. On peut seulement conjecturer que le réseau de fracturation méridienne, très développé à cet endroit, a pu déterminer leur direction d'écoulement, d'ailleurs sensiblement parallèle à celle de la Meuse de Dinant.

En observant les tracés de l'Ourthe de Nisramont à Noisieux et du Hoyoux, qui sont SE-NO dans le prolongement l'un de l'autre, en voyant le coude que décrit brusquement l'Ourthe à Noisieux, on a toutes les raisons de croire que l'Ourthe de Durbuy a capturé à cet endroit une Ourthe de La Roche qui précédemment se raccordait au Hoyoux (fig 6.8). C'est l'hypothèse que J. Cornet proposa dès 1903 et que soutinrent notamment J. Hol (1916), C. Stevens (1946) et P. Raucq (1952). "L'Ourthe inférieure est incontestablement venue

détourner l'Ourthe supérieure en cet endroit. Le phénomène est cependant si ancien qu'il n'en subsiste plus aucune trace dans la morphologie." (De Moor & Pissart, 1992). Aucun caillou ardennais, aucun dépôt de terrasse n'a été retrouvé dans la vallée du Hoyoux (Seret, 1961) et la capture serait plus ancienne que les "graviers liégeois" (Alexandre, 1957a).

Le Hoyoux, conséquent au retrait de la mer oligocène (Seret, 1961), est aussi une rivière synclinale; il coïncide approximativement dans les deux tiers inférieurs de son cours avec un changement d'envoyage des plis paléozoïques; il est même partiellement adapté à la nature des roches, puisqu'on constate que son cours est nettement dévié, entre Marchin et Huy, à la traversée des bancs de poudingue du Dévonien inférieur (Macar, 1946). Son caractère de rivière à forte pente est la conséquence de sa capture par la Meuse de Liège, qui abaissa son niveau de base et provoqua ainsi une reprise d'érosion verticale. Antérieurement à cette capture probable à hauteur de Huy, le Hoyoux poursuivait son cours vers le NO par la voie occupée actuellement en Hesbaye par la Méhaigne inférieure.

P. Macar et J. Alexandre (1960) estiment que le réseau primitif des cours d'eau d'Ardenne centrale et septentrionale était conséquent au retrait de la mer oli-

gocène; l'Ourthe orientale, l'Ourthe occidentale, l'Amblève et la Vesdre ne peuvent toutefois appartenir à cet ensemble. J. Alexandre (1957b, 1958a) précise que le réseau d'Ardenne centrale s'est installé sur une surface d'aplanissement tertiaire où l'altération chimique aurait formé un manteau superficiel meuble. En étudiant les aplanissements tertiaires de cette région, il est même arrivé à la conclusion que l'Ourthe orientale avait d'abord coulé vers le NE, se poursuivant peut-être alors par le tracé actuel de l'Our supérieur (fig 6.10). Par la suite, l'Ourthe de La Roche, dont l'érosion régressive fut facilitée par la moindre résistance des roches du Siegenien supérieur, a capturé les eaux du sillon des deux Ourthes et provoqué le renversement de la direction d'écoulement de l'Ourthe orientale. La capture, très ancienne, aurait été consécutive à un bouleversement tectonique, basculement au NO articulé sur la crête de Bastogne et commencé au Miocène (mais qui se serait poursuivi jusqu'au Quaternaire). L'hypothèse de J. Alexandre contredit des interprétations antérieures. E. Asselberghs et E. Leblanc pensaient, en 1938, que le sillon des deux Ourthes (fig 6.10) fut un bassin fermé; J. Hol (1916) et M. Lefèvre (1938b) avaient une troisième interprétation: selon elles, une ondulation synclinale était à l'origine du creux.

Le détail de l'évolution de tous les affluents et sous-affluents de l'Ourthe est loin d'être connu. A. Chapelier (1948) a étudié le tracé de la Vesdre. D'après elle, cette rivière s'est installée dans l'ondulation synclinale qui prolonge celle qui, plus à l'ouest, a permis l'apparition progressive du sillon Sambre-Meuse. A. Demoulin (communic. orale) ne peut pas souscrire à cette interprétation, puisque le sillon sambro-mosan ancien se poursuit non vers la Vesdre, mais au NE (cf supra), vers Ubachsberg puis vers le Rhin. Quant à la Vesdre, il présume qu'elle pourrait occuper un axe hydrographique qui existait probablement déjà à l'Eocène; à l'appui de cette hypothèse, il invoque les dépôts de sable oligocène marin que l'on trouve, de Forêt à Bilstain, sur le flanc nord de la vallée. Ces dépôts s'alignent en effet à des altitudes comparables, situées nettement sous le niveau de la surface pré-tongrienne à cet endroit. Or, comme certains de ces dépôts sableux, reposant sur un substratum famennien non calcaire, ne peuvent être suspectés d'être descendus au fond de poches de dissolution, il faut donc supposer, s'ils sont bien restés en place, que la topographie sur laquelle s'avança la mer tongrienne offrait déjà cette dépression longitudinale dans laquelle la Vesdre s'inséra à nouveau lorsque la région émergea définitivement des flots tongriens.



Fig. 6.11 - Le défilé de Phade, tout à l'aval de la Semois, fait suite à la dépression de Haulme (voir fig. 3.1) et mène la rivière jusqu'à sa confluence avec la Meuse, à Monthermé. Cette gorge étroite taillée dans les quartzites reviniens résistants du massif de Rocroi est gardée à son entrée par la Roche à Corpas, où s'observe la discordance du poudingue de base gedinnien sur les quartzites et phyllades reviniens.

6. LA SEMOIS

La Semois inférieure coulait originellement plus loin vers l'ouest pour aboutir dans une Meuse qui, nous l'avons déjà dit, s'en allait contourner la pointe du massif ardennais (fig 6.11). A la fin du Miocène, selon J. de Heinzelin (1963), la Semois inférieure se jetait toujours dans une Meuse qui, par la vallée de la Petite Helpe, aboutissait dans l'Escaut, bien à l'ouest de l'Ardenne. Pour lui, la basse Semois, à ce moment essentiellement ardennaise, fut capturée au Pliocène par la Meuse de Dinant. Nous noterons pourtant que A. Pissart avait, dès 1961, daté cette capture du Miocène et qu'il a, dans une publication récente (De Moor & Pissart, 1992) confirmé cette opinion.

Son niveau de base étant ainsi abaissé, la Semois captura à son tour plusieurs cours d'eau qui appartenaient à l'époque au bassin de la Chiers (Pissart, 1961). Avant cela, la partie tout à fait supérieure de la Semois, la Vierre, la Rulles et le ruisseau de Lagland se jetaient dans le Ton (Pissart, 1961; Souchez-Lemmens, 1971), comme l'indiquent non seulement l'observation des réseaux et la position de quelques cols situés à basse altitude, mais encore les cailloux roulés paléozoïques que l'on retrouve sur le Mésozoïque, nettement au sud de la Semois actuelle. Plus anciennement encore, selon A. Pissart, la Vierre, alors affluent de la Chiers, avait dû capturer trois ruisseaux par érosion régressive vers le nord; ces captures sont suggérées par les positions de trois paires de cours d'eau qui se trouvent dans le prolongement l'un de l'autre, se jetant maintenant respectivement dans la Semois et dans la Vierre (couples Munot et Saupont, ruisseau d'Aïse et ruisseau de Rossart, ruisseau de l'Antrogne et ruisseau de Neufchâteau).

Par ailleurs, les méandres allongés de la Semois, qui s'étirent dans une direction nord-sud, ont servi d'argument à H. Baulig (1926) pour donner à la Semois ardennaise un caractère subséquent; selon lui, les boucles nord s'enfoncent et se fixent dans les terrains durs du Dévonien, mais les méandres sud "se développent à l'aise dans les sables et les marnes de la dépression périphérique, en se déplaçant peu à peu vers le sud par un mouvement de glissement monoclinale" (Baulig, 1926). Cet allongement doit cependant être interprété différemment, comme l'a fait J. Alexandre (1956b) d'après A.H. Strahler (1946): il est en réalité simplement lié à la disposition de la schistosité du substratum éodévonien par rapport à la direction dans laquelle les méandres se développent (Cornet, ce vol.).

7. LE BASSIN DE LA MOSELLE

A l'ouest de la dépression eifélienne qui marque la limite orientale de l'Ardenne, des cours d'eau font partie du bassin du Rhin et, plus précisément, du

bassin de la Moselle. Ces deux rivières elles-mêmes coulent en dehors de la région qui nous occupe, mais il est indispensable de faire référence à leur évolution pour comprendre certains traits du réseau hydrographique de l'Eifel, de l'Oesling et de la frange extrême de l'Ardenne belge.

Le réseau éocène-oligocène de Vallendar a déjà été évoqué plus haut. E. Kurtz en fit une remarquable étude en 1938 pour la région de l'Eifel. Cet ancien réseau hydrographique, auquel sont rapportés de nombreux dépôts caillouteux presque exclusivement quartzeux mais contenant aussi des cailloux de kieseloolithes, témoigne d'un drainage vers le NE qui, pour E. Kurtz était, à l'Oligocène, continu depuis les Vosges jusqu'à la Baie du Rhin inférieur. Il y reconnaissait notamment la trace d'une paléo-Moselle s'écoulant en direction du NE depuis Trèves et à travers l'Eifel jusqu'au golfe de Cologne. Son hypothèse d'un écoulement en provenance du sud reposait sur la présence occasionnelle dans les cailloutis de Vallendar d'éléments d'origine nécessairement méridionale (par exemple, des calcaires fossilifères silicifiés jurassiques). Par la suite, divers auteurs ont proposé des interprétations divergentes des nappes de cailloutis tertiaires particulièrement bien conservées dans le Vordereifel, au nord de Trèves et du graben de Wittlich, c'est-à-dire immédiatement à l'est du couloir eifélien N-S. H. Louis (1953) supposa pour sa part que ces dépôts, conservés à des altitudes de 230 m à plus de 400 m, témoignaient d'un remblaiement imposant (sur plus de 200 m de hauteur!) réalisé par la Moselle dans son cours moyen et inférieur durant l'Oligocène et le Miocène. Cette hypothèse, qui se heurtait surtout à l'impossibilité de trouver une origine à une masse aussi considérable de cailloux quartzeux, suscita de vives réactions. H.W. Quitzow (1969) suggéra ensuite que les dépôts tertiaires du Vordereifel pouvaient être divisés en deux entités d'âges différents: la première, reprenant les cailloutis les plus élevés (400 m), aurait correspondu au réseau oligocène de Vallendar, orienté au NE comme E. Kurtz l'avait proposé; quant à la seconde, comprenant le plus grand nombre des dépôts, elle daterait du Miocène. Ces dépôts miocènes diffèrent en effet des précédents, outre par leur altitude, par leur témoignage irrécusable d'un écoulement du nord vers le sud. Ce renversement miocène du drainage de l'Eifel méridional était alors attribué par H.W. Quitzow à un mouvement tectonique différentiel, à savoir la subsidence de l'auge mosellane vis-à-vis du massif eifélien.

Malheureusement, cette distinction des cailloutis quartzeux appartenant à deux unités d'âges différents, fondée exclusivement sur un critère altimétrique, était totalement arbitraire du point de vue pétrographique. Aussi une proposition mieux étayée est-elle maintenant plus généralement admise. Les premiers éléments en furent exposés par J. Negendank en 1977, qui

a reconnu l'existence d'anciens méandres de l'ancêtre tertiaire de la Moselle, largement développés vers le nord jusque dans le graben de Wittlich avant d'être recoupés au sud en raison de la subsidence de l'actuel axe mosellan qui entraîna le glissement de la Moselle vers le SSE. Mais c'est à W. Löhnertz (1978) que l'on doit les datations décisives de divers dépôts caillouteux du Vordereifel incluant des niveaux à macrofossiles végétaux et pollens. Il a pu de la sorte démontrer que l'ensemble des dépôts de cailloutis quartzeux du Vordereifel appartient bien au réseau de Vallendar, d'âge oligocène inférieur, à l'exception de quelques gisements à peine plus jeunes (Oligocène moyen à supérieur). Cependant, ce réseau n'était pas aussi élémentaire que l'avait suggéré précédemment E. Kurtz: si une paléo-Moselle en provenance du sud arrivait bien jusqu'à Trèves, à partir de là, son cours s'orientait à peu près parallèlement à la Moselle inférieure actuelle; sillonnant une région plus large cependant, il y était caractérisé par les très grands méandres développés vers le nord que signale J. Negendank. Les marqueurs pétrographiques révélant l'origine méridionale des cailloutis tertiaires sont effectivement présents dans ces dépôts.

Par contre, ils sont absents des nappes caillouteuses qui, plus au nord, s'alignent suivant une pente régulière du nord au sud et marquent ainsi la trace de deux paléovallées, les vallées de Manderscheid et de Hasborn, qui se jetaient dans la Moselle à l'extrémité septentrionale d'un de ses grands méandres, près de Landscheid. On notera par ailleurs que la paléovallée de Hasborn n'aboutissait pas dans la Moselle par le chemin le plus court, puisqu'elle était déviée au SO, au pied de la crête de quartzite emsien résistant du Kondelwald. L'incision de ces vallées tertiaires dans le relief éocène relativement indifférencié du Vordereifel se réalisa lorsqu'à l'aube de l'Oligocène, le graben de Wittlich et la dépression de Bitburg-Kassel commencèrent à s'affaïsser. Des mouvements tectoniques différentiels se poursuivirent par la suite, entraînant le recouplement au sud des méandres de la Moselle; les cours inférieurs actuels de la Salm et de la Lieser s'installèrent alors dans les parties d'aval des méandres abandonnés, leurs parties d'amont étant toujours maintenant repérables sous la forme de larges vallées sèches. Plus à l'ouest, les vallées de la Kyll, de la Nims, de la Prüm, mais aussi de l'Our, de la Clerve ou encore de la Sûre inférieure s'orientèrent également au sud ou au SE, en fonction du développement dès l'Eocène supérieur dans cette direction d'une

surface déprimée vis-à-vis du centre du massif Ardenne-Eifel, surface actuellement conservée vers 400 m d'altitude dans le Gutland et correspondant au prolongement occidental de l'auge mosellane (Demoulin, ce vol.).

8. LA RUR ET L'URFT, EN EIFEL NORD-OCCIDENTAL

Enfin, dans le nord de l'Eifel, H. Junge (1987) reconnaît comme E. Kurtz dans les cailloutis quartzeux épars sur le massif les traces d'un drainage tertiaire (oligocène) orienté au NE vers le graben d'Antweiler. Ultérieurement, une modification importante du drainage se produisit, probablement vers le début du Néogène, avec un changement brusque de la direction d'écoulement de l'Urft. Celle-ci, dont le cours supérieur logé dans le synclinal de Blankenheim est toujours orienté au NE, décrit maintenant un coude brusque vers le NO à hauteur de Nettersheim, pour aller recouper le synclinal de Sötenich et confluer ensuite avec la Rur. H. Junge avance l'hypothèse que ce détournement, certainement le produit d'une capture, résulte du développement d'une pente vers le NO, en direction de la baie triasique de Mechernich qui serait alors entrée dans une phase de subsidence. La subsidence devait par ailleurs englober à cette époque la zone du Rureifel, sans quoi l'Urft n'aurait certainement pas poursuivi sa route jusqu'à rejoindre la vallée de la Rur. Aussi, H. Junge pense que le soulèvement important du Rureifel vis-à-vis de la baie de Mechernich prit place plus tard, au cours du Pliocène, donnant ainsi lieu au creusement des impressionnantes cluses antécédentes de l'Urft et de la Rur.

Cette même Rur, dans un tronçon sud-nord en amont de Düren, voit sur une quinzaine de kilomètres son cours se développer parallèlement à la limite actuelle de la baie triasique de Mechernich, au contact des schistes emsiens et des poudingues et grès du Buntsandstein. Ce tronçon fait suite à une Rur supérieure dont l'orientation au NE s'explique aisément par le basculement des surfaces anciennes de l'Eifel septentrional dans cette direction, vers la zone d'affaissement majeur de la Baie du Rhin inférieur. Quant au tronçon méridien de la rivière, sa position apparaît subséquente: il aurait mis à profit la moindre résistance à l'érosion des schistes emsiens vis-à-vis des poudingues triasiques très durs.

L'ARDENNE BOUGE TOUJOURS

NEOTECTONIQUE DU MASSIF ARDENNAIS

ALAIN DEMOULIN

Une opinion communément admise veut que l'Ardenne, ce vieux massif hercynien dont les sommets ont été aplanis depuis si longtemps, soit maintenant une région tectoniquement stable, à l'abri des grands mouvements et des secousses de l'écorce terrestre. Jusqu'il y a peu, géologues et géomorphologues abondaient d'ailleurs dans ce sens: pour eux, après l'orogénèse hercynienne qui, à la fin du Paléozoïque, avait conféré à l'Ardenne-Eifel un caractère montagneux, le massif avait surtout subi, durant plus de 290 millions d'années, les effets d'une érosion presque continue qui l'avait transformé en un plateau au relief très doux; secondairement, il avait aussi connu de lents mouvements verticaux à grand rayon de courbure, dits épéirogéniques. Cependant, supposer l'absence de mouvements tectoniques accusés au cours du Méso-Cénozoïque n'empêchait pas de devoir expliquer pourquoi l'Ardenne-Eifel, qui culmine actuellement à près de 700 m d'altitude, était encore largement submergée par la mer oligocène, il y a 35 millions d'années. On admettait donc qu'après le retrait de cette dernière mer sur l'Ardenne, celle-ci avait été soumise à une lente surrection d'ensemble, un bombement généralisé et régulier, dépourvu notamment d'anomalies régionales notoires ou encore de phénomènes cassants et de séismes importants. L'évolution temporelle du mouvement était pour sa part grossièrement corrélée aux va-et-vient des mers tertiaires en bordure du massif, dont on présumait que la cause se trouvait uniquement dans l'existence de ces mouvements tectoniques régionaux (Macar, 1976).

Depuis une quinzaine d'années toutefois, les idées sur cette soi-disant stabilité du massif ardennais ont progressivement été révisées grâce à de nouvelles observations et la prise en compte d'un certain nombre de facteurs externes. Tout d'abord, on s'est rendu à une évidence précédemment négligée (Bless, 1991): le mouvement vertical global enregistré par l'Ardenne au cours du Cénozoïque résulte non seulement du soulèvement tectonique propre au massif mais aussi des variations subies par le niveau général des mers et des océans, puisque c'est par rapport à ce dernier qu'est définie l'altitude d'un lieu. Or le mouvement du niveau des mers,

encore appelé mouvement eustatique, est loin d'être négligeable de l'Oligocène à nos jours. Ensuite, l'élargissement des champs de recherche a démontré qu'il est illusoire de vouloir reconstituer l'évolution tectonique de l'Ardenne isolée du cadre dans lequel elle se façonne et qui l'influence de façon profonde: l'Ardenne-Eifel ne constitue que la partie occidentale d'une unité structurale plus vaste, le Massif schisteux rhénan, et réagit en tant que telle; son comportement dépend aussi de l'évolution tectonique des unités avoisinantes, qu'il s'agisse du Bassin parisien, du rift rhénan ou encore du massif de Brabant. Or le soulèvement (surtout plio-quadernaire) du Massif schisteux rhénan ne semble guère continu dans le temps, ni régulièrement distribué spatialement: il se pourrait par exemple que les surrections de ses parties orientale et occidentale ne soient pas synchrones (Illies et Fuchs, 1983); les valeurs de soulèvement y sont aussi variables: alors qu'à l'Oligocène, le Hunsrück, plus complètement inondé par la mer en transgression, était topographiquement plus bas que l'Ardenne, il la domine maintenant de plus de 100 m. De même, à l'échelle du massif ardennais, l'emplacement variable des mers tertiaires successives qui l'envahirent indique l'existence de basculements en sens divers et le déplacement concomitant des axes de surrection. Enfin, on constate de plus en plus maintenant que la surrection de l'Ardenne ne fut, et n'est pas toujours aussi calme qu'on l'avait imaginé auparavant. Certaines régions du massif, et spécialement le plateau des Hautes-Fagnes ainsi que sa bordure occidentale en direction du Condroz, témoignent de mouvements discontinus localisés sur des fractures de l'écorce terrestre; ces mouvements peuvent être cassants, les ruptures brusques qui les occasionnent, quoique de faible ampleur, causant alors des séismes parfois dévastateurs (comme celui de Liège, le 8 novembre 1983). L'activité de ces failles du nord de l'Ardenne est directement liée à l'ouverture du segment nord du rift rhénan, dénommé Baie de Cologne ou encore Baie du Rhin inférieur, et démontre combien il est indispensable de considérer l'évolution tectonique de l'Ardenne dans le cadre général de la plaque européenne.

1. LE MOUVEMENT D'ENSEMBLE DU MASSIF ARDENNAIS

1.1. MOUVEMENT PROPRE OU MOUVEMENT EUSTATIQUE?

Le problème consiste ici à évaluer l'importance du mouvement tectonique propre au massif ardennais qui, après la régression de la mer oligocène, la dernière à l'avoir inondé substantiellement, s'est progressivement soulevé pour atteindre les altitudes qu'il occupe actuellement. Le faciès littoral des sables oligocènes de la Baraque Michel permet de postuler raisonnablement qu'à l'époque où la mer les déposa, les sommets des Hautes-Fagnes se trouvaient à une altitude peu éloignée de 0 m, ce qui va nous servir de point d'ancrage pour les estimations qui suivent. En effet, plusieurs facteurs concourent à expliquer l'altitude actuelle de chaque partie du massif: outre leur mouvement tectonique post-oligocène, généralement prépondérant, il faut tenir compte de leur position altitudinale dans le relief plus ou moins contrasté élaboré au Paléogène et submergé par la mer oligocène; de l'importance de l'érosion post-oligocène à laquelle elles ont été soumises, et enfin de la variation globale du niveau eustatique de l'Oligocène à nos jours.

Ce dernier paramètre, fondamental puisqu'il entraîne pour les terres émergées un mouvement vertical apparent, ne peut être déterminé correctement qu'à partir du collationnement d'un grand nombre d'observations couvrant le globe entier, effort entrepris depuis une quinzaine d'années maintenant (Vail *et al.*, 1977). Certaines estimations, reposant sur un nombre limité d'observations dans des régions-clés dont le mouvement propre était assez arbitrairement défini, ont d'ailleurs mené à des erreurs considérables: les géologues anglais J.M. Hancock et E.G. Kauffmann ont par exemple proposé en 1979 un abaissement du niveau des océans de plus de 600 m depuis le Crétacé supérieur!, car ils supposaient que l'Ardenne, où sont conservés des dépôts crétacés en position subhorizontale à 560 m d'altitude et plus, n'avait pas bougé depuis cette époque (ils suivaient un raisonnement similaire pour deux autres régions-clés également situées en Europe nord-occidentale, le Devon en Angleterre et le North Antrim en Irlande). Des évaluations récentes plus fiables, basées sur des observations mondialement réparties indiquent pour leur part un abaissement du niveau eustatique de l'ordre de 250 à 300 m depuis le Crétacé supérieur, et de 150 à 200 m depuis l'Oligocène inférieur (Pittman, 1978; Haq *et al.*, 1987).

	Altitude actuelle	Abaissement eustatique post-oligocène	Altitude oligocène	Erosion post-oligocène	Soulèvement post-oligocène
Baraque Michel	675 m	175 m	± 0 m	± 0 m	500 m
Ardenne centrale - Eifel	500 - 600 m		± 0 - 50 m	0 - 50 m (1)	375 m
Condroz	300 - 375 m		-125 - -100 m	25 - 50 m (2)	300 - 325 m
Famenne	200 m		-100 m	± 200 m	325 m
Plateau de Rocroi	350 - 400 m		± 25 - 50 m	± 0 m	150 - 175 m

Tableau 7.1: composantes du mouvement vertical post-oligocène global des différentes parties du massif ardennais. (1) élaboration des surfaces d'aplanissement actuellement à 500 m d'altitude. (2) en plus de l'élimination de la couverture sableuse oligocène.

Ainsi donc, la Baraque Michel, actuellement à 675 m d'altitude et seulement submergée en zone littorale lors de la transgression marine de l'Oligocène inférieur, se serait réellement soulevée d'environ 500 m depuis cette époque si on fixe à 175 m l'abaissement correspondant du niveau eustatique et si on reconnaît que l'érosion post-oligocène y a été négligeable puisqu'on y retrouve encore quelques restes préservés des dépôts sableux abandonnés par la mer (tableau 7.1). Pour l'Ardenne centrale et l'Eifel, généralement situés maintenant à 500-600 m d'altitude, un calcul semblable fournit une valeur de soulèvement propre de l'ordre de

375 m depuis l'Oligocène; de même, le plateau de Rocroi aurait connu une surélévation réelle de 150 à 175 m. L'estimation du mouvement vertical subi par le Condroz est quelque peu plus complexe à établir: outre la composante eustatique à déduire, il y faut en effet ajouter le déficit de relief que le Condroz présente déjà vis-à-vis de la Baraque Michel à l'Oligocène, correspondant au talus d'érosion haut d'environ 100 m qui l'en sépare toujours maintenant et qui est notamment magnifiquement conservé au pied nord de la crête de la Vecquée; il faut également prendre en compte l'action de l'érosion post-oligocène qui, après avoir évacué la

Oligocène inférieur

Actuel

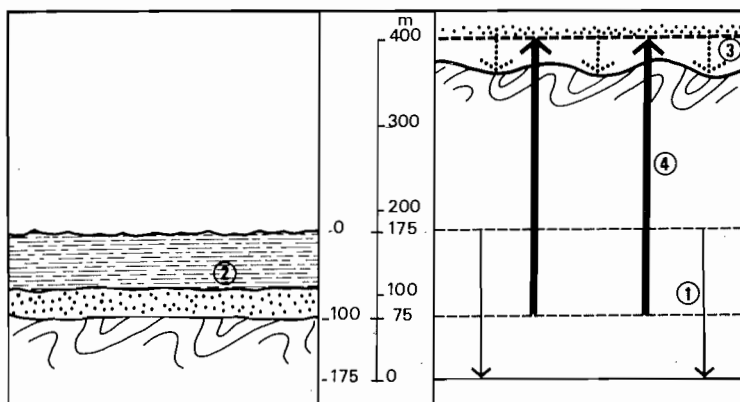


Fig. 7.1 - Composantes du mouvement vertical qui a affecté le Condroz de l'Oligocène à maintenant. La prise en compte du mouvement eustatique (1), de la topographie oligocène (2) et de l'érosion post-oligocène (3) est nécessaire pour démontrer que le mouvement tectonique de soulèvement propre du Condroz est de l'ordre de 325 m (4).

couverture sableuse tongrienne du Condroz, en a probablement encore abaissé la surface de base de quelques dizaines de mètres. L'importance de l'érosion récente est encore mieux mise en évidence dans le cas de la Famenne, évidée sur plus de 100 m d'épaisseur durant le Quaternaire par des processus de cryoplanation extrêmement efficaces sur substrat schisteux: malgré son altitude moyenne d'à peine 200 m, la Famenne aurait cependant connu un soulèvement post-oligocène comparable à celui du Condroz, quelque peu supérieur à 300 m (fig 7.1).

1.2. CARACTERES DU SOULEVEMENT D'ENSEMBLE DE L'ARDENNE

Si on excepte quelques anomalies locales dont il sera question plus loin et parmi lesquelles le soulèvement exceptionnel du massif de la Baraque Michel est particulièrement remarquable, les valeurs du soulèvement global post-oligocène déterminées pour les différentes parties du massif de l'Ardenne-Eifel confirment ce que suggère déjà l'allure générale de ce dernier, à savoir que le soulèvement revêt la forme d'un bombement allongé suivant un axe OSO-ENE qui s'ennoie lentement vers l'ouest. Cette forme bombée fut certainement acquise par le massif avant le Pliocène car si elle est manifeste dans l'allure actuelle des surfaces d'érosion paléogènes déformées, elle n'apparaît par contre nullement lorsqu'on reconstitue les profils longitudinaux des plaines alluviales anciennes de rivières recoupant transversalement l'Ardenne: A. Pissart (1961) a notamment parfaitement mis en évidence l'absence de déformation des terrasses de la Meuse à sa traversée du plateau de Rocroi, et cette façon de voir a récemment été confirmée par D. Harmand (1992), dont les profils de terrasses de la Meuse lorraine sont également dépourvus d'une telle déformation. A partir de l'ouest, l'épine dorsale du bombement ardennais suit d'abord l'axe approximativement E-O de l'anticlinorium du même nom de Rocroi à Recogne, avant de dévier sur son flanc méridional en direction de Saint-Vith et de là, suivre la crête du Schneifel, orientée au NE. Ainsi, le bombement

méso-cénozoïque ardennais apparaît nettement dissymétrique transversalement: d'une part, surtout dans sa partie occidentale, son axe est clairement décalé vers le sud (fig 7.13) et d'autre part, sur ses flancs, les pentes acquises par les surfaces d'érosion paléogènes initialement subhorizontales montrent que le basculement post-oligocène de son versant nord, de l'ordre de 0,6%, est plus important que celui, insignifiant, de son versant sud. En outre, la zone axiale du bombement soumise à un mouvement purement vertical, sans basculement apparent, s'élargit d'ouest en est.

A y regarder de plus près, on constate d'ailleurs que le massif ardennais ne constitue que le cœur d'une aire bombée englobant également tout ou partie des unités structurales voisines au nord et au sud. Ainsi, vers le nord, le soulèvement a incliné les surfaces d'érosion anciennes bien au-delà du Condroz et de la vallée de la Meuse (Jacques, 1983): ce n'est qu'en Campine, au nord du massif de Brabant, que leur allure s'infléchit, leur pente s'accroissant alors rapidement sous l'effet d'un autre mouvement tectonique majeur, la subsidence du graben central néerlandais et du graben de la Rur qui le poursuit au SE. Au nord des Hautes-Fagnes également, abstraction faite du soulèvement local de la Baraque Michel, la disposition régulière des surfaces anciennes jusqu'au nord du pays de Herve montre que celui-ci est inclus dans l'aire en surélévation, alors que le Limbourg néerlandais qui le prolonge au nord appartient à la bordure déjà affaissée du graben de la Rur. Sur le flanc sud du massif ardennais, ainsi qu'au SE vers le Gutland luxembourgeois, l'inclinaison des surfaces tertiaires est à peu près nulle (au contraire de celle de la surface post-hercynienne, élaborée et basculée en grande partie dès le début du Mésozoïque). Ceci semble indiquer qu'en direction du NE du Bassin parisien, aucune discontinuité récente ne se manifeste dans les mouvements tectoniques et que cette partie du Bassin est englobée dans le périmètre du bombement "ardennais". C'est d'ailleurs ce qu'admettent également A. Pissart en 1961 et D. Harmand en 1992, après avoir constaté l'absence de déformation des terrasses de la

Meuse lorsque celle-ci quitte le Bassin parisien pour aborder l'Ardenne. L. Voisin (1981) a cependant contesté ces vues car, pour lui, certains dépôts caillouteux sur les hauteurs de la Meuse ardennaise (spécialement au lieu-dit "Gros Bois de Neufmanil") témoigneraient d'un ancien lit de la Meuse déformé en voûte à la traversée du plateau de Rocroi. L'âge qu'il suggère pour ce niveau de terrasse impliquerait qu'un soulèvement de l'Ardenne vis-à-vis du Bassin parisien aurait pris place dans le cours du Pliocène. Toutefois, sa proposition repose sur une identification discutable du cailloutis du Gros Bois de Neufmanil, et reste très incertaine. Il apparaît donc bien que le talus par lequel on descend actuellement du sud de l'Ardenne vers la Lorraine n'est pas directement tectonique: il résulte de l'élaboration successive de surfaces d'érosion étagées et n'est rien d'autre qu'un talus d'érosion qui a pris appui sur la surface de base des dépôts secondaires en raison du contraste lithologique et de résistance entre ceux-ci et les roches paléozoïques du socle. Ceci correspond également à la conclusion exprimée récemment par I. Hoffmann (1982) au Luxembourg où, contrairement à M. Lucius (1950), elle fait de la retombée de l'Oesling vers le Gutland un simple talus d'érosion entre deux surfaces d'âges différents. Au NE de l'Ardenne-Eifel par contre, le style de la retombée du massif vers son avant-pays est complètement différent: la bordure de l'Eifel y jouxte directement la Baie du Rhin inférieur, dont la subsidence est considérable depuis l'Oligocène (fig 7.2). Le passage vers la Baie du Rhin, qui s'enfonce dans le massif perpendiculairement à l'axe du bombement ardennais, se réalise là par l'intermédiaire d'une série de failles normales d'orientation NO-SE disposées en échelon. Ces failles limitent des blocs tectoniques (grabens et horsts) successivement affaissés en direction de la Baie du Rhin et dont le fort basculement présente fréquemment une composante NE dominante. Par

ailleurs, dans la direction NO, qui est celle de leur allongement, le substratum paléozoïque de ces blocs s'enfonce rapidement sous les dépôts tertiaires de la Baie du Rhin sous l'effet d'une flexure prononcée, qui est l'équivalent très exagéré de la flexure visible dans les surfaces d'érosion au nord du pays de Herve, où le bombement ardennais fait place à la zone de subsidence centrée sur les Pays-Bas. Vers l'est enfin, au-delà du couloir eifelien N-S, l'axe du bombement ardennais se poursuit encore dans les crêtes de l'Ahrgebirge, qui s'abaissent progressivement au NE en direction de la vallée du Rhin. Il est, semble-t-il, ensuite pris en relais par un axe de soulèvement de même orientation à l'est du Rhin (Neumann, 1935). Le soulèvement du Massif schisteux rhénan est d'ailleurs inégalement réparti, d'autres axes de bombement s'y présentant parallèlement à celui de l'Ardenne et enserrant ainsi des couloirs tectoniquement déprimés, orientés eux aussi du SO au NE: c'est par exemple le cas de l'auge de la Moselle, de Trèves à Coblenze, affaissée par rapport aux massifs voisins de l'Eifel méridional et du Hunsrück (Quitow, 1982; Meyer *et al.*, 1983). Ceci souligne encore la variabilité des mouvements verticaux du Massif schisteux rhénan, variabilité temporelle et spatiale qui peut être transposée à l'échelle de l'Ardenne également.

1.3. HISTOIRE DU SOULEVEMENT MESO-CENOZOIQUE DE L'ARDENNE

L'allure bombée actuelle du massif ardennais est la résultante de mouvements divers suivis par ses différentes parties au cours des temps géologiques. Cette variabilité des tendances tectoniques est mise en lumière par l'alternance des transgressions et régressions marines sur les marges du massif ainsi que par le déchiffrement de ses paysages secondaires et tertiaires (Demoulin, *ce vol.*).



Fig. 7.2 - La surface parfaitement horizontale du remplissage cénozoïque de la Baie du Rhin inférieur vient buter abruptement sur les contreforts de l'Eifel septentrional, ici quelques kilomètres à l'ouest de Düren. Le contact en zig-zag entre ces deux unités structurales se réalise par des failles faisant face au NE et des flexures résolvant les gradins vers le NO.

A la fin du Carbonifère, il y a 290 millions d'années, la phase asturienne marque le paroxysme de l'orogénèse hercynienne en Ardenne: c'est à ce moment que se mettent en place les grandes nappes de charriage comme celles de Dinant et de la Vesdre. Puis, au cours du Permien, un épisode tardif cassera encore le massif, développant un grand nombre de failles transverses, orientées du NO au SE et dérangeant les structures établies auparavant. Au Permien également, des bassins tectoniques se créent à l'arrière du front des nappes varisques, répondant à un régime tectonique extensif dont l'origine pourrait être gravitaire. Ces bassins sont alors le lieu d'une importante accumulation de dépôts continentaux, que l'on retrouve actuellement conservés par exemple dans les grabens de Malmédy (le "poudingue de Malmédy", au sud du plateau des Hautes-Fagnes) et de Wittlich (dans l'Eifel méridional).

Puis, durant le Mésozoïque, l'Ardenne-Eifel jouira d'un calme tectonique relatif qui permettra à l'érosion de l'aplanir progressivement. Ce calme tectonique n'est véritablement dérangé qu'à l'est du massif, où s'approfondit, surtout à partir du Trias, le couloir eifelien de direction méridienne développé entre la région de Mechernich au nord et le "golfe" de Luxembourg au sud: dans le cours du Trias, ce couloir subsident deviendra même momentanément un bras de mer qui mordra à l'ouest sur le massif ardennais et où des sédiments s'accumuleront sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Une telle accumulation sédimentaire fut d'ailleurs suffisante pour qu'au début du Jurassique, le couloir eifelien, malgré l'importante subsidence qu'il avait subie, n'apparaisse quasiment plus comme une dépression dans le paysage. Or, à partir de cette époque, ce trait structural important dont l'origine semble remonter à une période antérieure à l'orogénèse hercynienne, est inactivé; l'érosion va alors progressivement y décaper les dépôts triasiques en même temps qu'elle continuera à aplanir le massif: cela se passe avant le Crétacé, dont les dépôts sont discordants sur le Trias eifelien mais aussi sur le Jurassique des marges occidentale et méridionale de l'Ardenne (Fourmarier, 1954) et correspond donc à un bombement du massif ardennais, comme maintenant aligné dans la direction des plis hercyniens et prenant place à la charnière Jurassique-Crétacé et au Crétacé inférieur. Ce bombement serait cependant de peu d'ampleur et n'aurait pas dépassé 200 m, d'après Meyer *et al.* (1983). Durant tout le Mésozoïque, ainsi qu'encore pendant la plus grande partie du Paléogène, des basculements en sens divers sont en réalité les manifestations les plus marquantes d'une activité tectonique réduite sur le massif de l'Ardenne-Eifel. Dès le Lias, on note ainsi la tendance transgressive d'est en ouest des mers jurassiques qui lèchent la bordure méridionale de l'Ardenne, tendance transgressive qui n'est pas d'origine eustatique puisqu'à ce moment, le niveau mondial des océans est plutôt en stagnation, après un abaissement sensible à la fin du Trias (Haq *et al.*, 1987). Elle correspond donc à un bas-

culement du massif, ou au moins de sa partie méridionale vers le SO, amenant son inondation progressive dans cette zone, alors que sa partie nord, axée sur le massif de Stavelot, constitue le point haut de l'Ardenne pendant cette époque. Cette tendance ne s'estompera que vers la fin du Jurassique, il y a 150 millions d'années, où on constate qu'au moment où le niveau eustatique est remonté de près de 150 m, les rivages de la mer du Bassin de Paris se sont éloignés de la bordure ardennaise, indiquant que celle-ci s'est relevée.

Ce léger soulèvement du massif va le garder à l'abri des invasions marines pendant toute la première partie du Crétacé, et il faudra attendre le maximum de la transgression crétacique, enregistré aux quatre coins du monde durant le Cénomanién et correspondant à un niveau eustatique plus élevé d'à peu près 260 m que le niveau actuel des océans (Haq *et al.*, 1987), pour voir la mer se rapprocher à nouveau du massif ardennais: via le bassin de Mons, où elle s'installe dès l'Albien, elle vient en effet submerger son extrémité occidentale, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, au cours du Turonien (90 Ma), à une époque où la mer crétacique du bassin de Münster, en Allemagne septentrionale, est encore bien éloignée du nord de l'Ardenne et des Hautes-Fagnes. La transgression turonienne limitée à l'Entre-Sambre-et-Meuse nous renseigne ainsi sur un nouveau basculement de l'Ardenne qui s'effectue cette fois d'est en ouest, soit à 45° du basculement jurassique. A cette époque d'ailleurs, la transgression crétacique n'atteint pas non plus les confins orientaux du Bassin parisien, vis-à-vis duquel le massif ardennais ne semble guère en relief: en effet, pas plus au Crétacé que durant la plus grande partie du Tertiaire, on ne note d'apports ardennais notables dans les sédiments s'accumulant au creux du Bassin de Paris.

Au Crétacé supérieur, l'équilibre tectonique établi pour l'Ardenne va assez rapidement s'inverser, avec l'inondation accélérée du nord du massif à partir du Campanien (75 Ma) et le dépôt des craies dont on retrouve encore les résidus d'altération sur les sommets des Hautes-Fagnes, mais également plus au sud, autour du massif du Weisser Stein. Cette nouvelle invasion marine, en période de stabilité eustatique, indique un très net affaissement du nord de l'Ardenne, qui jusqu'alors avait régulièrement constitué le relief principal du massif. Globalement, à cette époque, on observe donc un basculement de l'Ardenne du sud vers le nord, c'est-à-dire orienté dans le sens opposé à celui du mouvement qui abaissait le sud du massif au Trias et surtout au Jurassique, un peu comme si celui-ci avait pivoté sur un axe disposé selon la direction varisque omniprésente dans l'évolution post-paléozoïque régionale.

Au cours de la première partie du Tertiaire (le Paléogène), la succession des transgressions et régressions marines sur les bordures de l'Ardenne-Eifel va régulièrement suivre la courbe des mouvements eustatiques enregistrés par Haq *et al.* (1987), de telle manière

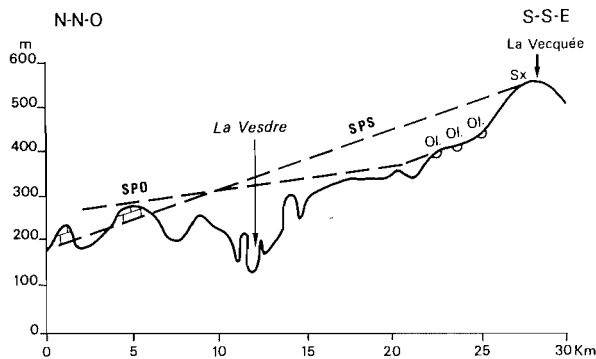


Fig. 7.3 - La reconstitution de l'allure des surfaces d'érosion anciennes met en évidence les mouvements tectoniques régionaux qui les ont déformées après leur élaboration. Ici, sur le flanc septentrional du plateau des Hautes-Fagnes, l'inclinaison au N différentielle des surfaces pré-sénonienne (SPS) et pré-tongrienne (SPO) démontre l'existence d'un basculement de la région vers le nord dans l'intervalle de temps qui sépare leurs périodes de façonnement, soit au Paléocène et à l'Eocène. Ol: sable oligocène. Sx: argile à silex crétacique.

re qu'on peut admettre pour le massif un mouvement vertical d'ensemble peu important durant cette période, soit suffisamment faible pour être compensé en grande partie par l'érosion concomitante aplanissant le massif à partir des niveaux de base situés dans son avant-pays. Cependant, l'invasion de portions différentes de la région à chaque avancée marine démontre encore une fois l'existence de basculements. Le premier de ceux-ci, dirigé d'est en ouest, abaisse à nouveau la partie ouest de l'Ardenne et en relève les régions orientales. Il est d'abord responsable du façonnement au Paléocène d'une surface d'érosion développée en Ardenne à partir de l'ouest au détriment d'une surface plus ancienne et qui vient buter sur cette dernière par l'intermédiaire d'un talus d'érosion toujours décelable actuellement dans le paysage non loin de Saint-Hubert (Macar, 1954; Pissart, 1962). Ensuite, il permettra la progression de la mer sur l'Entre-Sambre-et-Meuse, vraisemblablement au cours du Landénien, ainsi que, quelque temps après, l'accumulation de sables continentaux également landéniens sur le plateau de Rocroi, en provenance d'une "province" orientale un peu plus élevée (Voisin, 1981).

Durant l'Eocène moyen et supérieur, alors que la transgression bruxellienne approche l'Ardenne par le NO, la tendance du basculement se modifie à nouveau, il se réoriente au nord, relevant le cœur et le sud du massif vis-à-vis de sa marge septentrionale. Ce basculement, inscrit dans l'inclinaison différentielle des surfaces d'érosion façonnées sur les Hautes-Fagnes avant et après son apparition, présente une valeur de 0,8% dans cette région, il peut certainement y être tenu pour la cause de l'élaboration d'une nouvelle surface d'érosion, surface qui aplanit également le Condroz jusqu'à un talus très bien conservé au pied nord de la crête des Hautes-Fagnes (fig 7.3) ou encore à la bordure sud de la Famenne. Le relèvement résultant pour l'Ardenne

centrale peut être chiffré à environ 120 à 150 m vis-à-vis de ses marges hervienne ou hesbignonne. A l'Oligocène inférieur survient enfin la dernière transgression marine noyant partiellement l'Ardenne-Eifel: elle inondera en effet non seulement toute la surface inférieure couvrant Condroz, pays de Herve et versant nord des Hautes-Fagnes, mais également les plateaux sommitaux de l'Ardenne du NE, ainsi que, éventuellement avec un certain retard, ceux de l'Eifel. A ce moment, au basculement sud-nord évoqué ci-dessus se superpose clairement un affaissement préférentiel du NE de l'Ardenne-Eifel, précurseur de l'ouverture de la Baie du Rhin inférieur toute proche et de la subsidence importante qui va y prendre place dès l'Oligocène supérieur. Il semble par ailleurs qu'à peu près à la même époque (à l'Oligocène moyen), l'ensemble de l'Eifel soit une zone fort basse, occasionnellement submergée, et qu'on y assiste à la reconstitution temporaire d'une jonction N-S entre la mer s'avancant dans la Baie du Rhin inférieur au nord et la mer stampienne (Oligocène moyen) du Bassin de Paris au sud qui, en raison du haut niveau eustatique du moment, paraît s'être avancée fort loin au NE dans le golfe de Luxembourg (Tricart, 1949; Meyer *et al.*, 1983).

Après le retrait de la mer oligocène ardennaise, probablement d'abord d'origine eustatique, le massif ne sera plus jamais inondé jusqu'à ce jour. En effet, à partir de l'Oligocène supérieur s'activent des mouvements tectoniques nouveaux: le segment nord du rift rhénan devient fortement subsident et, vraisemblablement en parallèle, l'Ardenne-Eifel, ainsi que l'ensemble du Massif schisteux rhénan, commence à se soulever. Malheureusement, à partir de ce moment, aucun dépôt corrélatif ne permet plus de dater l'évolution morphologique du massif, tout au moins jusqu'à l'aube du Quaternaire, et il devient par conséquent difficile de situer dans le temps les épisodes successifs de son soulèvement. Dans les années 1950-1960, de nombreux auteurs ont tenté de reconstituer la séquence des aplanissements qui ont progressivement abaissé le relief de l'Ardenne depuis le Néogène (Alexandre, 1958; Pissart, 1962,...). Cependant, outre que maintes questions subsistent quant à la validité de cette restitution de très nombreuses surfaces d'aplanissement étagées, les corrélations des séquences identifiées en diverses zones du massif sont extrêmement aléatoires, rendant impossible une évaluation directe d'éventuels basculements néogènes ou même une estimation quelque peu détaillée des fluctuations du mouvement d'ensemble. L'étagement des surfaces et leur développement de moins en moins important au fil du temps démontrent seulement qu'à dater du Miocène, le soulèvement vertical de l'Ardenne-Eifel est entamé, et qu'il va montrer une certaine tendance à l'accélération, à moins que, et les lacunes d'information ne permettent pas d'en décider, il ne procède par épisodes de mouvement rapide entrecoupés de phases de repos. Quoi qu'il en soit, le soulèvement relatif du massif au Néogène sera de l'ordre de 300 à

350 m, intégrant un abaissement eustatique d'environ 100 m et un soulèvement propre de 200 à 250 m. H. Junge (1987) arrive d'ailleurs à des valeurs tout à fait identiques pour l'Eifel septentrional, où il a étudié le détail de l'élaboration des surfaces d'érosion anciennes.

Le Quaternaire enfin, qui couvre un peu moins des 2 derniers millions d'années, est mieux documenté. L'incision quaternaire des vallées ardennaises, qui atteint 130 à 175 m selon les rivières, confirme l'accélération récente du soulèvement du massif. Semblable situation est décrite aussi pour le Massif schisteux rhénan, où les rivières se sont enfoncées de 200 m et plus depuis le début du Quaternaire (Fuchs *et al.*, 1983). Cette incision s'est réalisée par étapes, séparées par des périodes d'arrêt lors desquelles les cours d'eau élaboraient des plaines alluviales dont les restes sont maintenant conservés sous forme de terrasses qui jalonnent les versants des vallées. Cependant, ce caractère rythmé du creusement des vallées est essentiellement d'origine climatique (Cornet, ce vol.), et la seule indication relative au développement du mouvement tectonique est rapportée par L. Voisin (1981), qui décrit l'emboîtement décelable dans le profil transversal de plusieurs vallées ardennaises: la Meuse, la Semois, l'Amblève notamment présentent un couloir supérieur largement évasé, à partir du fond duquel une seconde entaille, plus aiguë, a été creusée ultérieurement. Ce palier correspond dans les vallées de la Meuse et de la Semois à un niveau de terrasse (le niveau 7 de A. Pissart, 1961) vieux de 400.000 (âge Mindel proposé par B. Van Vliet, 1971) à 1 million d'années (âge Waal rapporté par E. Juvigné, 1976 et S. Alexandre et M. Kupper, 1976). Or, à Stoumont, sur l'Amblève, L. Voisin le situe à un peu plus de 300 m d'altitude, soit à environ 100 m au-dessus du fond actuel de la vallée, ce qui permet, en première approximation, d'évaluer la vitesse de soulèvement de l'Ardenne au cours du Quaternaire moyen et supérieur entre 0,1 et 0,25 mm/an.

Une semblable estimation est aussi possible sur la durée de la dernière glaciation quaternaire. En effet, E. Juvigné (1979) a montré que des poussières volcaniques typiques, qualifiées de "téphra de Rocourt" et rapportées à une éruption qui aurait eu lieu il y a 60.000 à 100.000 ans, se retrouvent non seulement dans la plaine alluviale actuelle des rivières ardennaises, mais également dans les dépôts du plus récent niveau de basse terrasse identifié sur l'Ourthe inférieure, la Vesdre et l'Amblève. La position de ces basses terrasses indique ainsi un creusement qui, pour ces rivières du nord de l'Ardenne, est de l'ordre de quelques mètres seulement depuis l'époque de dépôt de la téphra de Rocourt, correspondant à une vitesse de soulèvement de 0,1 mm/an, comparable à celle qui prévalait depuis plusieurs centaines de milliers d'années. Cependant, les rivières du sud de l'Ardenne n'ont pour leur part montré des traces de la téphra de Rocourt que dans leur plaine alluviale, et on doit donc supposer qu'elles n'ont plus

érodé verticalement depuis 60.000 ans au moins. En ce qui concerne la Meuse dans la région de Revin et la Semois, cet arrêt de l'érosion verticale, qui se marque d'ailleurs dès l'élaboration de leurs terrasses principales (400 ka?), résulte au moins partiellement de la forte diminution de débit qui a résulté pour la Meuse de la perte de la Moselle, détournée vers le Rhin à hauteur de Toul (Pissart, 1961; Tricart, 1952), et de celle, plus ancienne, de la Bar supérieure, entraînant une partie non négligeable de son bassin vers celui de la Seine (de Lapparent, 1907). Toutefois, l'érosion verticale également inexistante dans la Lesse ou encore dans l'Ourthe famennienne ne peut guère s'expliquer de cette manière, et suggère peut-être à nouveau un basculement de l'Ardenne, qui relèverait sa partie NE vis-à-vis de ses régions occidentale et méridionale.

Enfin, un autre niveau de poussières volcaniques, émises lors de l'éruption du Laacher See en Eifel, il y a à peu près 11.000 ans, est retrouvé par E. Juvigné (1979) uniquement dans les sédiments des plaines alluviales actuelles des rivières ardennaises, ce qui l'amène à conclure que, durant l'Holocène, celles-ci n'ont aucunement approfondi leurs vallées. Au même moment cependant, les rivières parcourant le Massif schisteux rhénan voisin ont continué à creuser les leurs (Illies et Fuchs, 1983), répondant à un soulèvement du massif dont la vitesse était comparable à celle qu'on observe actuellement, soit de 0,2 à 0,8 mm/an, et même jusqu'à 1,6 mm/an dans le bassin de la Rur eifélienne (Mälzer *et al.*, 1983).

En résumé, les mouvements épérogéniques ayant affecté l'Ardenne-Eifel depuis le début du Mésozoïque sont eux-mêmes fort divers: jusqu'au Miocène, des basculements diversement orientés sont prépondérants, auxquels se superposent temporairement de légers bombements de l'ensemble du massif au Crétacé inférieur et à l'Eocène. A partir du Miocène et surtout du Pliocène, le fort bombement conférant à l'Ardenne son allure actuelle s'installe et domine rapidement, mais des mouvements de bascule semblent se perpétuer en filigrane. Plus la période considérée est récente, et donc mieux pourvue en informations, plus la vitesse de soulèvement de l'Ardenne-Eifel semble augmenter: la vitesse moyenne de soulèvement au cours du Néogène serait de l'ordre de 0,01 mm/an (200 m en 20 Ma), elle passerait ensuite à 0,1 mm/an durant le Quaternaire (\pm 200 m en 2 Ma) pour atteindre actuellement des valeurs mesurées de 1 à 1,6 mm/an! Le fait qu'on soit effectivement dans une phase d'activité tectonique non négligeable depuis le Pléistocène supérieur n'explique évidemment pas à lui seul cette gradation des vitesses; cette dernière, apparente, résulte plus vraisemblablement de ce que le soulèvement du massif n'est pas continu, mais procède plutôt par épisodes paroxysmiques, entrecoupés de périodes plus ou moins longues soit de stabilité tectonique, soit même de mouvement inverse. Les caractères de cette périodicité restent cepen-

dant totalement inconnus à ce jour: courte ou longue, régulière ou irrégulière, simple ou multiple? Si l'étagement des terrasses quaternaires sur les flancs des vallées ardennaises, étant d'origine essentiellement climatique, n'apporte pas la preuve de son existence, par contre l'emboîtement des surfaces d'aplanissement néogènes décrites sur le massif correspond bien à l'image d'une alternance d'épisodes de soulèvement et de stabilité. Celle-ci se trouve encore confortée par l'interrelation cinématique évidente entre le soulèvement du Massif schisteux rhénan et le rifting rhénan, que souligne le parallélisme des époques de soulèvement et de volcanisme d'un côté, de subsidence accrue dans la Baie du Rhin et le graben du Rhin de l'autre (Illies *et al.*, 1979).

2. LES MOUVEMENTS REGIONAUX ET LOCAUX

Comme il a déjà été dit, le soulèvement de l'Ardenne-Eifel, quoiqu'affectant la forme d'un bombement relativement régulier en grand, a été marqué par une série d'anomalies locales et de différenciations temporelles du mouvement selon les régions. Ce sont ces irrégularités régionales du soulèvement que nous allons maintenant discuter. Pour le bon ordonnancement de notre propos, nous considérerons séparément les mouvements larges ou flexuraux déformant une zone sans la

casser, puis les mouvements de faille qui fracturent localement le bombement ardennais.

2.1. LES MOUVEMENTS NON CASSANTS

Un certain nombre de déformations tectoniques locales ont été quelquefois évoquées pour expliquer des reliefs apparemment aberrants; cependant, une étude approfondie a souvent démontré que ces anomalies topographiques étaient indépendantes de tout mouvement tectonique, aussi n'envisagerons-nous ici que celles dont des arguments solides démontrent l'existence. Au nombre de celles-ci, on doit notamment ranger diverses flexures.

2.1.1. La flexure septentrionale du massif

Quoique peu apparente dans le paysage ardennais, la flexure septentrionale du massif n'en constitue pas moins un trait majeur de son évolution structurale néogène. Elle s'étire sur près de 90 km depuis le flanc nord de la crête de la Vecquée en Ardenne nord-orientale jusque près de Floreffe, en Entre-Sambre-et-Meuse, où elle vient mourir après avoir traversé le Condroz par Ferrières, Barvaux-en-Condroz et la vallée du Bocq. C'est la reconstitution des surfaces d'érosion anciennes,



Fig. 7.4 - L'encaissement considérable de la vallée de la Rur dans le plateau du Rureifel résulterait d'un soulèvement rapide de cette région durant le Quaternaire. Dedenborn.

en l'occurrence ici des surfaces pré-sénienne et pré-tongrienne dans la partie nord du massif, qui, indiquant une déformation régionale de topographies en principe originellement quasi horizontales, a révélé l'existence de cette flexure. A. Demoulin (1986a) a en effet montré qu'à hauteur du plateau des Hautes-Fagnes, la surface pré-tongrienne, pentée de 0,6% au NNO, s'opposait à la surface dano-montienne du coeur du massif, restée horizontale quoiqu'elle fût établie antérieurement. Or, cette anomalie se superpose à cet endroit à une modification semblable de la pente actuelle de la surface pré-sénienne qui, inclinée de 1,4% au NNO sur le flanc nord des Hautes-Fagnes, ne l'est plus que de 0,8% au sud de la crête de la Vecquée. De la même manière, l'allure reconstituée de la surface pré-tongrienne au Condroz montre que celle-ci passe brusquement d'une pente de 0,6 - 0,7% en Moyenne Belgique et dans la moitié nord du Condroz à une pente quasi nulle au-delà du Bocq vers le sud. Le développement de la flexure responsable de ces déformations est donc postérieur à l'élaboration de la surface pré-tongrienne et peut être daté de l'Oligocène, ou plus vraisemblablement, du Néogène. Cette flexure correspond en effet à la limite de la zone ardennaise soulevée au Néogène et au Quaternaire vis-à-vis de son flanc septentrional incliné vers le pôle subsident des Pays-Bas au nord.

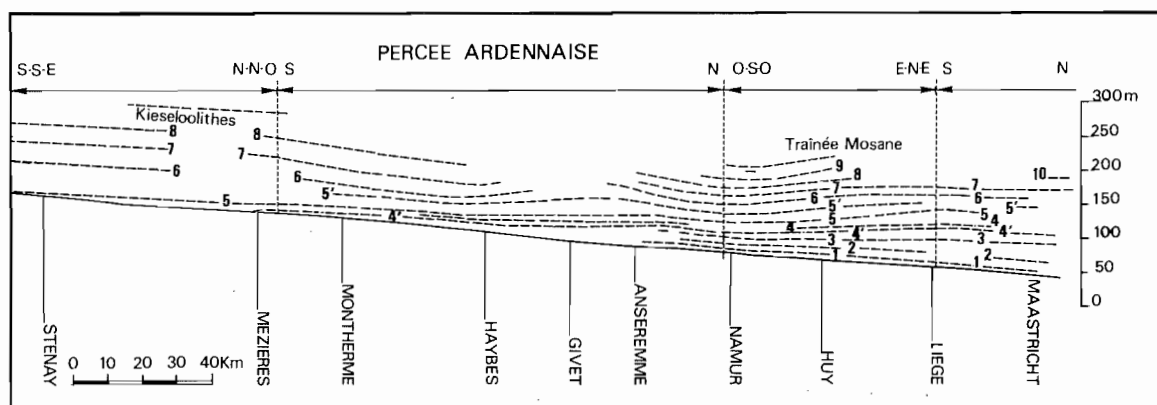
2.1.2. La Baraque Michel

Le soulèvement local le mieux documenté est celui du massif de la Baraque Michel (Demoulin, 1988). La zone soulevée englobe les sommets de la Baraque Michel et de Botrange, qui dominent la crête de la Vecquée à l'ouest de plus de 100 m, mais comprend également toute la partie orientale de la crête des Hautes-Fagnes, jusqu'à Langschoss en territoire allemand. Les mouvements sont indiqués très clairement par la disposition actuelle des surfaces d'érosion anciennes, originellement régulières et subhorizontales et maintenant affectées de plusieurs déformations. L'âge pré-oligocène des surfaces déformées permet aussi de dater le mouvement, qui prend place au cours du Néogène. Les déformations montrent qu'au sein de cette surrection locale, le massif de la Baraque Michel a subi le mouvement le plus important. La région soulevée, orientée du SO au NE, est limitée sur son flanc SO par une zone faillée dont il sera question plus loin; d'autres failles de même orientation sont responsables du tronçonnement de la crête des Hautes-Fagnes en secteurs soulevés différemment. Sur ses versants allongés au NO et au SE, le bombement du massif se réalise par l'intermédiaire de flexures dont l'inclinaison est comprise entre 4 et 7% et qui correspondent à une dénivellation de 50 à 100 m. Alors que la flexure au SE du massif, la moins pentue, s'étire régulièrement en diminuant d'ampleur et en s'abaissant peu à peu d'ouest en est, la flexure NO, morphologiquement plus marquée, est divisée en trois seg-

ments décalés latéralement et en altitude l'un par rapport à l'autre: directement situés au pied de la crête, les segments de Langschoss et de la Baraque Michel se développent respectivement de 400 à 500 m et de 500 à 600 m d'altitude, alors que le tronçon intermédiaire, également entre 400 et 500 m, est reporté 8 km plus au nord, au-delà de la Vesdre supérieure. L'origine tectonique de ce bombement, dont on pourrait supposer aussi bien qu'il s'agit d'un relief résiduel de résistance conservé dans le paysage de vastes surfaces régulières élaboré au Paléogène, est certifiée par la présence sur son sommet et à ses pieds, 200 m plus bas, de dépôts oligocènes marins de faciès tout à fait identiques, indiquant qu'à l'époque de la transgression oligocène, il était inexistant ou tout au moins émergeait nettement moins du relief avoisinant que maintenant. De plus, l'activité des failles qui le façonnent partiellement est clairement démontrée à plusieurs époques depuis le Crétacé jusqu'actuellement.

2.1.3. Flexures mosellanes

De l'autre côté du massif, sur la retombée mosellane de l'Eifel, plusieurs auteurs ont décrit une ou deux flexures allongées du SO au NE, plus ou moins parallèles à la Moselle, et qui découperaient le flanc SE du bombement de l'Ardenne-Eifel en une série de gradins tectoniques (Quitow, 1969; Meyer *et al.*, 1983). Ces flexures délimiteraient des portions restées subhorizontales d'une seule et même surface. On retrouve en effet entre 280 et 400 m d'altitude, dans la région de Manderscheid-Arenrath, des dépôts fluviatiles datés de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen, ainsi que des argiles lacustres éocènes (Eckfeld, Binsfeld,...); sur des éléments de surfaces anciennes à 400 m à proximité d'Idenheim (au nord de Trèves), des dépôts lacustres oligocènes et, à 500 m d'altitude, des débris animaux et végétaux appartenant à des dépôts oligocènes marins, remaniés dans les sédiments quaternaires au fond du lac de cratère de Meerfeld (Meerfelder Maar). Comme ces divers dépôts, mais aussi l'altération importante du substratum des surfaces sur lesquelles ils reposent impliquent pour celles-ci un âge pré-oligocène, comme aussi l'absence de grandes épaisseurs de sédiment semble indiquer un relief plus ou moins nivelé lorsque la transgression oligocène s'avança sur le massif, comme enfin actuellement les surfaces conservées aux altitudes de 380-400 m, 500-540 m et 580-610 m en Eifel méridional sont à peu près horizontales, on a supposé l'existence de soulèvements en bloc, post-oligocènes, des niveaux supérieurs, les flexures qui les délimitent correspondant à des déplacements verticaux de 80 à 100 m dans chaque cas. Une première flexure, séparant les surfaces de 400 et 500 m, passerait au nord de Kyllburg, une seconde, menant à la surface supérieure (580 m) correspondrait à peu près à une ligne joignant Prüm à Jünkerath. Pour H.W. Quitow (1969), ces flexures seraient apparues à l'Oligocène supérieur, déterminant un affaissement de l'axe mosellan entre Trèves et



d'après A. PISSART, 1974 et D. HARMAND, 1992

Fig. 7.5 - Profil des terrasses de la Meuse de Stenay à Maastricht, d'après G. De Moor et A. Pissart, 1992, et D. Harmand, 1992. L'absence de déformation des terrasses au passage de la Meuse du Bassin parisien dans le massif ardennais démontre que ces deux unités structurales sont tectoniquement solidaires au cours du Pliocène et du Quaternaire. Le bombement des profils à hauteur de Givet suggère par contre l'existence d'un soulèvement local au Pléistocène moyen, centré sur cette bourgade.

Coblence relativement aux crêtes de l'Eifel méridional et du Hunsrück; elles se seraient encore accentuées au Miocène moyen, encadrant alors une dépression plus étroite et mieux délimitée qu'à l'Oligocène. Cependant, cette hypothèse tectonique ne fait guère l'unanimité. En effet, des arguments morphologiques avaient amené K.H. Pfeffer en 1978, et plus récemment H. Junge (1987), à nier cette explication. Pour eux, la morphologie des talus séparant les différentes surfaces, leur évolution variée selon les endroits, en font clairement des talus d'érosion, appuyés certes sur le soulèvement en bombement de l'Eifel méridional, mais séparant des surfaces anciennes d'âges différents. Pfeffer (1984b) a par la suite adopté une position de compromis: des flexures auraient bel et bien déformé les surfaces anciennes au nord de la Moselle, mais lors des périodes favorables à une forte altération chimique qu'on retrouve encore occasionnellement au cours du Mio-Pliocène, les niveaux bas se seraient développés au détriment des talus tectoniques, conférant à ceux-ci leur aspect actuel de talus d'érosion. Toutefois, l'absence de flexure et donc le caractère originel des talus d'érosion sont encore confortés par le fait que, si le paysage pré-oligocène ainsi reconstitué présentait un relief dépassant 300 m entre les sommets du Schneifel et les rivières installées sur la surface inférieure, seule la submersion de ses paliers bas par la mer oligocène est démontrée: le relief inondé n'aurait pas excédé 100 m de dénivellation, soit une valeur comparable à ce qu'on observe avec certitude sur le flanc nord du plateau des Hautes-Fagnes. Enfin, et surtout, les talus faisant l'objet de la controverse peuvent être suivis vers l'ouest au-delà de Trèves et du couloir eifelien N-S. On constate alors que celui qui sépare les surfaces de 400 et 500 m au nord de la Moselle fait, au Luxembourg, la limite entre l'Oesling et le Gutland, eux aussi respectivement à 500 et 380-400 m d'altitude et correspond ensuite à la retombée méridionale de l'Ardenne vers le Bassin parisien, de nature indubitablement érosive (Demoulin, ce vol.).

2.1.4. Le Rureifel

Quoique la région de l'Eifel parcourue par la Rur et son affluent, l'Urft, entre Gemünd et Hausen s'insère parfaitement dans l'allure régulière actuelle du flanc nord du bombement ardennais, R. Zeese (1978) a cru pouvoir y déceler les effets d'une évolution tectonique décalée dans le temps par rapport au reste de l'Eifel septentrional. La méandration accentuée des rivières dans cette zone, ainsi que la profondeur de l'incision quaternaire et l'extrême étroitesse des fonds de vallée actuels, contrastant avec la forme de la vallée de l'Urft en amont de Gemünd et celle de la vallée de la Rur au-delà de Hausen, témoignent d'un soulèvement local particulièrement important durant le Quaternaire (fig 7.4). Récemment, H. Junge (1987) a renchéri dans cette voie. Outre le degré d'incision du relief, la morphologie des vallées du Rureifel et les observations géodésiques qui indiquent qu'actuellement cette région connaît les plus fortes vitesses de soulèvement de tout le Massif schisteux rhénan (Mälzer *et al.* (1983) y renseignent des vitesses de mouvement vertical atteignant 1,6 mm/an), il invoque la genèse du tracé de l'Urft à l'appui de cette hypothèse. Le coude dessiné par la vallée de l'Urft entre Nettersheim et Sötenich, qui la fait dévier incongrûment à angle droit vers le NO, résulterait d'une capture causée par l'établissement d'une pente dans cette direction au début du Néogène, par suite du retard qu'auraient pris la région de Mechernich et le Rureifel dans le soulèvement important qui affecte alors le Massif schisteux rhénan vis-à-vis de la Baie du Rhin inférieur. Le mouvement de soulèvement du Rureifel, qui relève maintenant cette zone par rapport à la Baie de Mechernich, ne démarrera pour sa part qu'au Pliocène, conférant alors un caractère antécédent aux vallées de l'Urft et de la Rur. On observe donc ici une différenciation chronologique locale, dont la raison n'est pas connue, dans l'évolution tectonique globale du massif, le soulèvement tardif mais accéléré du Rureifel l'ayant

ramené récemment au niveau de la courbe-enveloppe du bombement général.

2.1.5. Le bombement de Givet

Un mouvement local d'ampleur beaucoup plus restreinte a été détecté dans la région de Givet grâce à l'étude des terrasses de la Meuse (A. Pissart, 1961, 1974). Les profils reconstitués pour les anciennes plaines alluviales de cette rivière montrent en effet des déformations en bombement, engendrant même des contre-pentes locales pour les niveaux supérieurs (fig 7.5). La terrasse mosane n° 6 de la séquence identifiée par A. Pissart en 1961 entre Mézières et Godinne aurait ainsi été relevée d'environ 25 m à Waulsort depuis son établissement il y a à peu près un million d'années (fig 7.6). Il semble par ailleurs que le maximum du relèvement, qui se manifeste à hauteur de Givet pour les hautes terrasses, ait progressivement migré vers le nord au fil du temps, et se situe à Anseremme pour la période

de suivant l'accumulation des terrasses moyennes (± 400 ka), lesquelles ne montrent une pente nette qu'à l'approche d'Yvoir. Le bombement ainsi révélé n'a qu'une faible extension N-S, entre Haybes et Dinant, et malheureusement aucun indicateur morphologique n'en trahit l'allure dans la direction E-O orthogonale. En effet, ni les terrasses de la Lesse inférieure toute proche, ni la disposition des surfaces d'aplanissement néogènes développées dans la région n'en signalent l'existence, de telle manière que l'extension de la zone récemment soulevée autour de Givet est très mal connue. Quant à l'origine de ce soulèvement, elle reste également mystérieuse. L'hypothèse isostatique formulée par A. Pissart en 1974, où le bombement constituerait un réajustement crustal en réponse à la décharge résultant de l'évidement de la Famenne, apparaît fort incertaine: comme déjà dit, la Lesse, qui traverse la Famenne dans sa plus grande largeur, ne montre aucune trace de soulèvement; de plus, dans cette hypothèse, on comprendrait très mal pourquoi l'axe du soulèvement a récemment glissé vers Anseremme, en dehors de la dépression famennienne!



Fig. 7.6 - Se détachant devant les tours de refroidissement de la centrale nucléaire de Chooz, la haute terrasse de la Meuse à Aubrives apparaît sous la forme d'un vaste replat enserré dans une boucle du fleuve. Ce sont la reconstitution des niveaux de terrasses mosanes dans cette région et la mise en évidence de leurs déformations qui ont permis à A. Pissart d'y détecter un soulèvement local quaternaire.

2.1.6. Les vérifications locales du bombement ardennais

La surrection de l'Ardenne-Eifel, reconnaissable à l'allure du massif, peut facilement mais grossièrement être datée du Néogène et du Quaternaire, puisqu'elle a déformé et basculé à divers degrés les surfaces d'érosion paléogènes et plus anciennes qui y sont développées. Mais, outre que l'enfoncement progressif des vallées dans le paysage ardennais permet de suivre l'évolution de ce soulèvement, quelques observations locales confirment qu'un de ses caractères essentiels, soit l'ennoyage du bombement vers l'ONO, s'est conservé du Miocène jusqu'à maintenant.

Une première indication est ainsi relevée dans le bassin des Deux Ourthes (Ourthe occidentale et Ourthe orientale, qui s'unissent à Nisramont). Les niveaux d'aplanissement fini-tertiaires que J. Alexandre y a reconstitués en 1958 présentent des pentes telles qu'elles ne peuvent résulter que d'un basculement postérieur à leur établissement: dans l'Ourthe occidentale, s'écoulant au NE, leur pente est à peu près nulle, alors que les niveaux accompagnant l'Ourthe orientale, coulant en direction opposée, sont très nettement inclinés vers l'aval, soit vers l'OSO. La plus ancienne des terrasses quaternaires de l'Ourthe identifiée dans cette zone offre d'ailleurs la même particularité. Si on combine à ces observations la forte inclinaison au NO

que montrent les niveaux d'aplanissement suivant l'Ourthe en aval de Nisramont, il en résulte qu'un basculement orienté à l'ONO a dû prendre place dans la région au début du Quaternaire: conférant à celle-ci un surcroît de pente de 1,5 m au km dans cette direction, il s'articulerait sur une charnière peu éloignée au sud (Alexandre, 1958a). On retrouve bien là trait pour trait les caractères du bombement général de l'Ardenne décrit précédemment (position de l'axe, orientation du basculement).

Une constatation de la même veine peut être faite à propos des terrasses mosanes entre Namur et Liège. Les profils qu'a dessinés A.M. Clairbois (1959) pour les niveaux supérieurs de terrasse y divergent fortement vers l'aval, et, par exemple, comme P. Fourmarier l'avait noté dès 1926, la terrasse principale de la Meuse reste subhorizontale le long de cette section du fleuve. A. Pissart a montré en 1974 que cette disposition n'est que la conséquence d'un basculement récent du sol vers l'ONO. Celui-ci, dont la valeur est de l'ordre de 0,07%, aurait ainsi relevé la région liégeoise d'une trentaine de mètres vis-à-vis de celle de Namur depuis l'établissement d'une terrasse supérieure vieille d'un peu plus d'un million d'années (la terrasse n° 8 de P. Macar, 1938a). La brusque réduction de la pente longitudinale des terrasses de l'Ourthe en aval de Noisieux, après que la rivière ait décrit à cet endroit un coude à angle droit qui l'oriente au NE, puis au nord, semble constituer une indication supplémentaire de l'existence de ce basculement. Là encore, des observations couvrant un champ restreint vérifient, pour le Pléistocène moyen et supérieur cette fois, la nature et l'allure du bombement ardennais.

2.2. LES MOUVEMENTS CASSANTS

Quoique le soulèvement du Massif schisteux rhénan en général, et celui de l'Ardenne-Eifel en particulier, soient essentiellement des mouvements ductiles, un certain nombre de manifestations cassantes les ont accompagnés tout au long de leur développement. Ces fracturations d'importance diverse ont généralement profité de lignes de faiblesse structurale préexistantes au sein du massif paléozoïque, qu'elles ont simplement remis en mouvement lorsque leur orientation vis-à-vis des champs de contraintes ambiants, ou encore leur géométrie y étaient favorables. Ces lignes de faiblesse structurale sont très fréquemment des failles transverses, d'orientation NO-SE, apparues lors d'une phase terminale de l'orogénèse hercynienne, mais correspondent aussi, dans certains cas souvent moins probants toutefois, à des failles varisques longitudinales. Quelquefois, elles dérivent également de zones fragilisées par suite d'une concentration élevée de diaclases. Outre le fait qu'elles ont pu être le lieu de mouvements liés au bombement ardennais, ces failles et zones diaclasées ont fréquemment été exploitées par le réseau

hydrographique qui, en raison d'un travail érosif facilité, y a installé de nombreux tronçons rectilignes de rivières. Aussi, une étude attentive du réseau hydrographique ardennais et, de manière plus large, des linéations qui très souvent en reflètent les tronçons remarquables sur les images fournies par les satellites, doit-elle, dans un premier temps, nous fournir le canevas des lignes structurales susceptibles d'avoir peu ou prou participé ou réagi au mouvement de soulèvement de l'Ardenne-Eifel.

2.2.1. Failles et fractures du socle ardennais

A ce jour, une seule étude structurale d'ensemble a été publiée pour le massif ardennais à partir d'images satellitaires. Malheureusement déjà ancienne, puisque son auteur, G. Vandenvin, l'a réalisée en 1977, elle utilise des documents bruts fournis par le satellite Landsat1 (ERTS1) et n'a pu bénéficier des nombreux traitements d'image actuellement mis en oeuvre pour mettre en évidence des linéations. G. Vandenvin a cependant repéré plusieurs familles de traits structuraux intéressants, jouant un rôle actif ou passif dans le modelé du relief actuel de l'Ardenne-Eifel.

Une première famille de linéaments s'oriente selon la direction varisque, soit d'est en ouest dans la partie occidentale de l'Ardenne, puis du SO au NE, lorsqu'on dépasse vers l'est la ligne Namur-Saint Hubert. La grande majorité d'entre eux ne correspond toutefois qu'à des limites lithologiques, allongées dans l'axe des plis hercyniens, et n'a donc aucune signification tectonique. Seuls quelques-uns représentent des failles longitudinales, comme dans la région de Hamoir-Xhoris, ou jalonnent une discontinuité majeure, à l'exemple de la faille eifelienne, repérable entre Wépion et Huy. On doit encore noter dans cette famille de linéaments deux grands axes parallèles et allongés du NNE au SSO entre Kalterherberg et Tintage, dont l'un suit la trace de la faille de Trois Vierges-Malsbenden, ainsi qu'une linéation majeure traversant le synclinorium de Dinant depuis Philippeville jusqu'à Durbuy, où elle s'incurve et est relayée par la faille de Xhoris: cette dernière linéation, quoiqu'ignorée des cartes géologiques, signale vraisemblablement un trait tectonique d'importance. Enfin, recoupant à angle aigu les linéaments d'allongement varisque, un trait SO-NE peut être identifié en Entre-Sambre-et-Meuse, de Silenrioux à Wépion: coïncidant avec la limite occidentale des synclinaux carbonifères du bassin de Dinant, sa nature structurale n'en reste pas moins incertaine.

Une deuxième famille regroupe quelques linéaments majeurs d'orientation N-S. Ces linéaments méridiens, peu nombreux pour G. Vandenvin, ne correspondent à aucune faille identifiée sur le massif ardennais et sont généralement exprimés par des sections rectilignes de rivières importantes: un tel linéa-

FAILLES ET CHAMPS DE CONTRAINTES.

Une faille est une cassure des matériaux de l'écorce terrestre accompagnée d'un glissement l'un par rapport à l'autre des blocs qu'elle sépare. Elle se distingue donc des diaclases, qui sont des cassures sans déplacement, et des flexures qui sont des déformations à rayon de courbure plus ou moins court, mais sans rupture.

La surface de rupture d'une faille est appelée plan de faille quoiqu'elle ne soit pratiquement jamais réellement plane, et le déplacement relatif des blocs, rejet. L'inclinaison du plan de faille sur l'horizontale, α , est le pendage de la faille.

Le rejet d'une faille peut être horizontal, oblique ou "vertical" (en réalité, dirigé selon le pendage de la faille). Si le rejet est horizontal, la faille est un décrochement. Parmi les failles obliques (pendage $< 90^\circ$), on distingue les failles normales, pour lesquelles le bloc surplombant la faille (le toit de la faille) s'est abaissé par rapport au bloc situé sous la faille (le mur), en raison d'un étirement, ou déformation extensive; et les failles inverses lorsqu'au contraire le toit de la faille s'est relevé par rapport au mur, suite à une compression.

Le plan de faille est un plan de cisaillement: le glissement y résulte de l'action d'une contrainte de cisaillement τ . Par définition, une contrainte est l'expression à la limite du rapport d'une force à la surface élémentaire sur laquelle elle s'exerce. Tout point de l'écorce terrestre est soumis à plusieurs contraintes (lithostatique, tectonique,...) dont la valeur résultante diffère selon l'orientation de la surface élémentaire considérée en ce point. On démontre que pour tout point il existe trois directions perpendiculaires pour lesquelles la composante tangentielle de la contrainte est nulle et donc la contrainte est perpendiculaire (ou normale) à la surface sur laquelle elle s'applique. Ainsi sont définies les contraintes principales du champ de contraintes: la contrainte maximale est notée σ_1 , l'intermédiaire σ_2 et la plus petite σ_3 . Par convention, une contrainte compressive est positive, une contrainte extensive est négative.

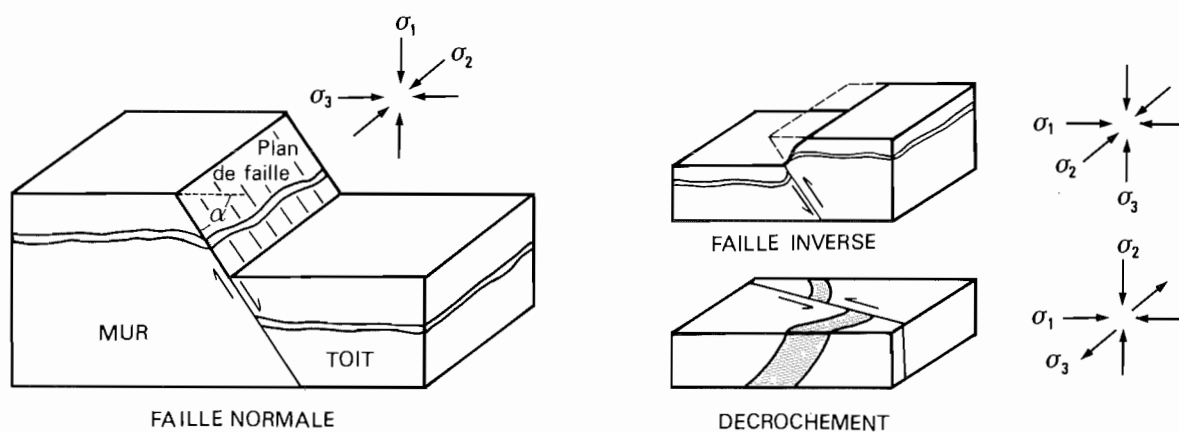


Fig. 7.7 - Définition des failles normale, inverse et décrochante, et orientation des contraintes principales correspondantes.

ment suit ainsi la Meuse de Visé à Liège ainsi que l'Ourthe entre Comblain et Hamoir; un autre s'aligne successivement sur la Hoëgne inférieure, entre Pepinster et Theux, sur le Wayai et la Salm. Cette famille de linéations est évidemment mieux représentée à proximité du couloir eifélien N-S, et plusieurs d'entre elles s'étirent notamment de part et d'autre de la Moselle dans la région de Trèves, sur la bordure orientale de la baie de Luxembourg (Wahba et Zöller, 1983). Une étude toute récente a cependant souligné l'omniprésence de telles linéations méridiennes sur l'ensemble du massif arden-

nais (Belleau, 1994): indépendantes de toute structure calédonienne ou hercynienne, elles doivent exprimer un épisode tectonique ultérieur.

Enfin, un troisième groupe reprend un ensemble de traits structuraux de direction NO-SE à NNO-SSE, mis en place pour la plupart lors de l'épisode final de l'orogénèse hercynienne. Dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, le Condroz et l'Ardenne centrale, ils représentent certainement le plus souvent des bandes extrêmement fracturées, en raison d'une concentration

linéaire de diaclases, mais sur lesquelles aucun mouvement de faille n'est connu. D'après G. Vandenven (1977), ces linéations de fracture sont fort nombreuses dans le synclinorium de Dinant. Une d'entre elles, joignant Huy à Laroche via Durbuy, et se poursuivant au SE jusqu'à proximité de Bastogne, est jalonnée par une série de gisements métallifères. Dans la partie orientale de l'Ardenne-Eifel, les linéaments NO-SE correspondent beaucoup plus souvent à des failles transverses, orientées parallèlement au système de failles principal qui règle l'ouverture de la Baie du Rhin inférieur. Ces linéaments sont d'autant plus marqués qu'une réactivation récente des failles a fréquemment été commandée sur les marges du massif par l'évolution du rift rhénan depuis l'Oligocène. Ce sont d'ailleurs ces failles qui font au NE la jonction entre l'Eifel et la Baie du Rhin inférieur, introduisant dans le paysage une discontinuité brutale entre la plaine monotone et le relief mouvementé du massif. En Eifel septentrional et surtout dans le massif des Hautes-Fagnes et sur son pourtour, bon nombre de sections rectilignes de rivières visualisent l'emplacement des failles NO-SE qui hachent le socle: c'est le cas par exemple d'un tronçon de la Helle moyenne, de la Louba, affluent de la Gileppe, ou encore des sections NO-SE apparaissant sur les cours de l'Inde et de la Vicht, dans le nord de l'Eifel. L'axe Hoëgne-Trô Maret est à cet égard particulièrement significatif: ces deux rivières, l'une s'écoulant au nord, l'autre vers le sud, présentent de part et d'autre de la crête des Hautes-Fagnes des sections rectilignes NO-SE profondément incisées et parfaitement alignées (fig 7.8); l'histoire de leurs tracés, marquée par diverses captures (Pissart et Juvigné, 1982; Demoulin, 1986c), démontre en outre le profit qu'elles ont tiré de la présence d'un substratum tectonisé sur l'emplacement de la faille NO-SE qu'elles ont suivie. Enfin, d'autres manifestations géologiques témoignent encore de l'existence et de l'activité récente de lignes de faiblesse structurale orientées au NO, ainsi l'alignement sur 50 km des volcans et maars de l'Eifel occidental, s'égrenant de Bad Bertrich à Ormont et actifs durant le Quaternaire.

2.2.2. Activité néotectonique des failles des Hautes-Fagnes

L'analyse des linéations décelables dans le relief démontre l'importance de la fracturation du massif ardennais, mais ne permet nullement de préjuger de l'activité actuelle ou récente d'un certain nombre de ces cassures. Seules les déformations constatées pour des morphologies dont on connaît l'allure originelle peuvent signaler une telle activité, et éventuellement la dater. Ainsi, les surfaces d'érosion pré-oligocènes développées sur le plateau des Hautes-Fagnes montrent non seulement la déformation flexurale évoquée ci-dessus au long du flanc NO du massif, mais aussi plusieurs déformations transversales, NO-SE, prenant la forme de

talus rectilignes de quelques dizaines de mètres d'élévation et tranchant nettement la régularité des surfaces. Ces talus sont d'ailleurs toujours très apparents dans le paysage, notamment de part et d'autre des sommets de Botrange et de la Baraque Michel: ils correspondent à la rupture de pente entre la crête de la Vecquée et le flanc SO de la Baraque Michel (environ 50 m de dénivellation), ainsi qu'à celle qu'on observe bien au NE de Botrange, dans la Fagne wallonne. Un peu plus à l'est, le flanc NE de la butte du Pannensterzkopf, comme coupée au couteau dans le paysage, correspond également à une cassure de la même famille (fig 7.9). Ailleurs, le mouvement vertical qui a affecté la faille se manifeste par un décalage altitudinal important de tronçons contigus de crêtes (par exemple, la crête de la Vecquée, 30 m plus élevée à l'est de la percée de la Hoëgne qu'à l'ouest). On peut ainsi identifier, parmi les linéations décrites sur les images satellitaires, quatre zones faillées NO-SE dont l'activité néogène et quaternaire a découpé le plateau des Hautes-Fagnes en blocs diversement soulevés; de même, les grandes failles de la région d'Aachen (failles de Heerlerheide-Richterich, de Feldbiss, de Laurensberg) sont prolongées vers le SE jusqu'à la crête des Hautes-Fagnes, où leurs mouvements post-oligocènes ont également engendré des dénivellations conséquentes. Toutefois, au-delà de cette crête vers le sud, toute trace non seulement de l'activité récente des failles mais même de leur existence disparaît rapidement au passage dans les schistes éodévonien tectoniquement incompétents.

Une étude détaillée des terrasses inférieures de la Vesdre entre Membach et Goé (Demoulin, 1987) a par ailleurs montré des déformations de certaines d'entre elles correspondant à des mouvements verticaux de l'ordre de 4 à 7 m au cours des derniers 100.000 ans pour plusieurs failles orientées NO-SE. Celles-ci appartiennent à la zone faillée de Baelen, l'une des quatre zones faillées dont l'activité néogène est prouvée sur le plateau des Hautes-Fagnes. Une irrégularité notable du profil longitudinal actuel de la rivière, associée à une faille qui décale la terrasse la plus basse de 4 m à l'aval de Membach, suggère même un mouvement très récent, probablement holocène, et témoigne ainsi de la continuité d'activité de ces zones faillées du NE de l'Ardenne jusqu'à maintenant.

Les relations entre failles NO-SE et flexures NE-SO du plateau des Hautes-Fagnes semblent indiquer que la flexuration est postérieure à la remise en jeu des failles au Néogène: celles-ci auraient, en raison de leur préexistence, constitué une première réponse, cassante, aux sollicitations tectoniques exercées conjointement sur le massif par la collision des plaques africaine et eurasienne, l'orogénèse alpine et le rifting rhénan. Par la suite, en raison de l'accroissement des contraintes de compression NO-SE, une réponse de nature plastique,

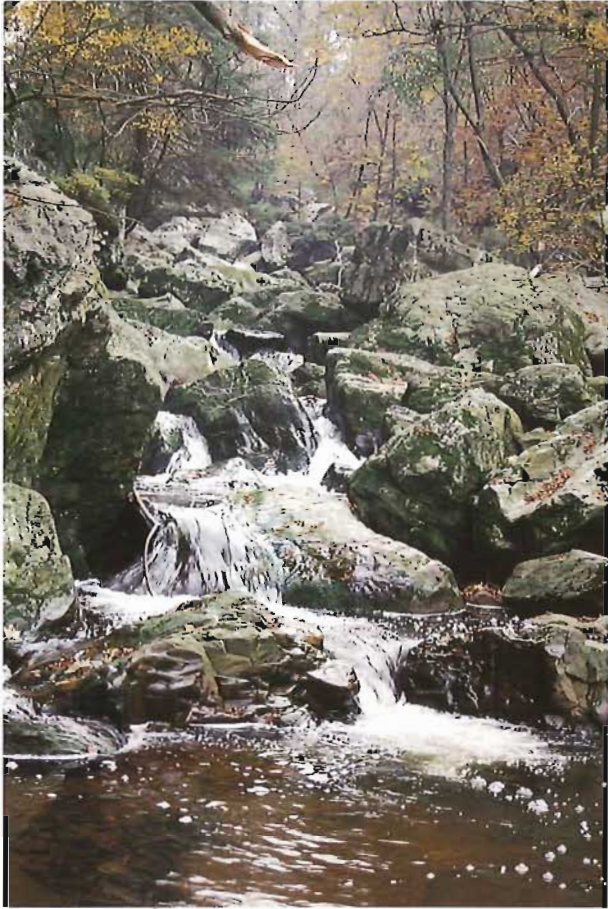


Fig. 7.8 - La vallée de la Hoëgne en aval de Hockai a profité d'une zone de faille pour se frayer un chemin au travers de la crête de quartzites reviniens résistants de la Vecquée. Néanmoins, à ce passage, l'éroitesse et la profondeur de la vallée, la forte pente de la rivière et les très nombreux blocs de quartzite qui encombrant son lit lui confèrent encore un caractère sauvage et torrentueux.

complémentaire au faillage normal qui se poursuivait, aurait déterminé l'apparition des flexures.

2.2.3. Faillage néotectonique de l'Ardenne occidentale

Plusieurs anomalies morphologiques de l'Ardenne occidentale ont conduit certains auteurs (Voisin, 1981) à y revendiquer l'action récente de diverses failles, et ce en dépit d'arguments parfois fort faibles. Le relief le plus curieux à expliquer dans cette région est sans aucun doute le massif de la Croix Scaille. Déjà en 1962, A. Pissart s'était vu contraint, dans le cadre d'une reconstitution des surfaces d'aplanissement régionales, d'admettre que le flanc ouest de ce massif résultait d'un soulèvement tectonique post-écène, matérialisé par une faille ou une flexure approximativement orientée N-S. Une nette déformation d'une surface ancienne, la pénéplaine post-hercynienne conservée sur le versant sud de l'Ardenne, s'alignait d'ailleurs sur

cette ligne de déformation, semblant la confirmer. L. Voisin (1981) a ensuite développé cette hypothèse: pour lui, le décapage des sommets de la Croix Scaille, débarrassés de leurs altérites tertiaires, les ruptures de pente périphériques et l'identification de nombreuses petites failles au contact du coeur cambrien du massif et de son enveloppe dévonienne sont autant d'indications d'un soulèvement tectonique récent, limité par des failles NO-SE et NE-SO.

L. Voisin considère encore qu'un autre mouvement de faille est révélé par le "mur de Revinien" qui forme la limite septentrionale de la cuvette de Sècheval, à l'ouest de la Meuse. Cette faille orientée d'ouest en est aurait joué lors de l'"effondrement récent" (quaternaire) de la cuvette de Sècheval, à la faveur duquel auraient été conservés, après déformation, les dépôts sableux pliocènes que l'on retrouve maintenant sur la bordure nord de la cuvette. Elle s'inscrit d'ailleurs en parfait parallélisme avec les nombreuses failles longitudinales O-E qui marquent la retombée méridionale du massif paléozoïque et son contact avec la couverture secondaire du Bassin de Paris. Ces failles, dans le creux desquelles ont fréquemment été préservés les lambeaux résiduels liasiques, sont souvent soulignées par une vallée de ligne de faille (Voisin, 1981). Bien repérées dans la région de Charleville et de Sedan ainsi qu'à hauteur de Munro, elles auraient joué après le dépôt des formations jurassiques; ces mouvements seraient toutefois probablement assez anciens (mésozoïques) et d'ampleur limitée, contrairement à ce qu'envisage L. Voisin, qui semble vouloir les rendre responsables d'un soulèvement plio-quaternaire différentiel de l'Ardenne vis-à-vis du Bassin de Paris (la fragilité de cette hypothèse a été évoquée précédemment).

3. LES MOUVEMENTS ACTUELS EN ARDENNE-EIFEL

Outre les indications géologiques et géomorphologiques, un certain nombre de mesures et d'observations directes sont également disponibles pour étudier les caractères actuels des processus tectoniques à l'oeuvre sur le massif ardennais. Parmi celles-ci, les plus intéressantes sont sans conteste celles qui relèvent de la géodésie et de la sismologie, permettant de saisir un instantané (à l'échelle géologique) des mouvements tectoniques.

3.1. GEODESIE ET TECTONIQUE ARDENNAISE

Afin de dresser les éditions successives de la carte topographique de la Belgique, des nivellements de précision ont été réalisés sur l'ensemble du pays à diverses reprises. Or, la comparaison des altitudes renseignées par deux nivellements successifs pour les repères du réseau de nivellement peut fournir des informations sur le mouvement vertical éventuellement subi

par ces derniers. Le premier nivellement utilisable à ces fins date de 1892; par la suite, l'ensemble du pays fut renivelé deux fois, respectivement de 1946 à 1948 et de 1972 à 1980. Les études comparatives ont toujours été effectuées sur le seul réseau de premier ordre.

3.1.1. Comparaison de nivellements

En 1950, L. Jones mit face à face les résultats des nivellements de 1892 et 1946-1948. Malheureusement, les repères de 1892 toujours présents et donc mesurés à nouveau en 1948 étaient peu nombreux, et sa comparaison n'apporte que des informations éparses, surtout localisées sur les bordures du pays. Néanmoins, les résultats suivants lui furent acquis: durant la première moitié du 20^e siècle, et par rapport au repère de l'Observatoire Royal à Uccle, jugé arbitrairement "stable", l'Ardenne NE s'est très nettement soulevée, de 6 à 7 cm autour du plateau des Hautes-Fagnes et même d'environ 10 cm dans la région de Saint Vith et Bullange, soit à une vitesse moyenne de 1 à 2 mm/an. Le SE de l'Ardenne connut également une surrection, de l'ordre de 5,5 à 9 cm, et le mouvement englobait la Gaume, pour laquelle on note durant le même laps de temps un soulèvement de 7,2 cm. Quelques mesures à l'est du massif de la Croix Scaille y indiquaient un relèvement de 7 à 8 cm et la même tendance était encore enregistrée en Famenne, à hauteur des vallées de la Lesse et de la Meuse, avec un mouvement de 6 à 7 cm. L'ensemble de ces mesures convergent donc pour suggérer un soulèvement rapide de l'Ardenne ou, au moins, de sa périphérie orientale et méridionale; dans la mesure où aucune erreur systématique n'entâchait l'un ou l'autre des nivellements comparés, les vitesses de soulèvement estimées étaient comprises entre 1 et 2 mm/an.

Plus récemment, A. Pissart et P. Lambot (1989) ont effectué un travail similaire sur base des nivellements de 1946-1948 et 1972-1980. Disposant cette fois de 1800 points de comparaison, ils ont pu dresser une véritable carte des mouvements du sol sur le territoire belge entre ces deux dates. Un tel document synthétique implique malheureusement dans le traitement des données une perte d'informations locales liée au lissage, à l'établissement d'une moyenne des mouvements pour des zones élémentaires définies arbitrairement (ici, ces zones élémentaires sont en plus de dimensions variables, puisqu'elles correspondent aux territoires communaux!). En revanche, il met bien en exergue les mouvements d'ensemble qui affectent les diverses régions de Belgique. Pour le massif ardennais, et toujours par rapport à Uccle, la stabilité semble être de règle dans la plupart des régions entre 1948 et 1980. Le seul mouvement considérable qui l'affecte est un abaissement atteignant 4 cm en Ardenne NE, et spécialement dans les Hautes-Fagnes. Ailleurs, on note seulement un léger affaissement de l'axe mosan entre Givet et Namur (1 à 2 cm) et un soulèvement de 1,5 cm de l'extrémité occidentale de l'Ardenne. Dans les régions périphériques du massif, seule la Gaume témoigne d'une mobilité certaine, se soulevant de plus de 4 cm à Athus. Dans l'ensemble, les vitesses relevées pour les mouvements tectoniques après 1948, quoiqu'un peu moins élevées (0,5 à 1,5 mm/an), restent comparables à celles que Jones avait déterminées précédemment.

Une étude identique a aussi été réalisée en Allemagne, où H. Mälzer et ses collaborateurs (1983) ont dressé une carte des mouvements actuels du sol pour le Massif schisteux rhénan. Basée sur la comparaison de nivellements effectués dans différents Länder entre 1921 et 1973, elle présente des vitesses moyennes de mouvement vertical. Le Rureifel apparaît ainsi consti-



Fig. 7.9 - A l'ouest de la Rur, à deux kilomètres de Kalterherberg, le flanc NE du Pannensterzkopf, un des sommets de la crête des Hautes-Fagnes, se dresse brusquement. Son élévation de plus de 120 m, son caractère très rectiligne permettent de le rapporter à une ligne de faille radiale NO-SE appartenant au système qui, développé depuis la Baie du Rhin inférieur, hache également le NE de l'Ardenne.

COMPARAISON ANALYTIQUE DE NIVELLEMENTS DE PRECISION.

Les nivellements de précision ont pour but la détermination la plus exacte possible de l'altitude de nombreux points, constituant un réseau de nivellement qui couvre de manière homogène le pays. Le réseau de premier ordre est constitué de lignes principales, qui définissent des polygones dont l'intérieur est parcouru par un réseau de 2e et 3e ordres. Les nivellements de précision réalisés en Belgique par l'IGN en 1946-48 et 1972-80 ont des erreurs probables au km de l'ordre de 1,75 et 1,25 mm sur le réseau de premier ordre. Sur l'ensemble du territoire belge, 1769 des 3115 repères géodésiques installés en 1946 étaient toujours intacts lors de la réitération du nivellement en 1972-80 et, ayant été nivelé une seconde fois, ont fait l'objet d'une comparaison analytique.

Celle-ci considère les variations entre les deux nivellements des dénivelées entre repères successifs et les présente sur des profils qui suivent les lignes de nivellement de premier ordre. L'erreur standard e sur la variation de dénivelée entre deux repères est donnée par $e = \pm \sqrt{(e_1^2 + e_2^2)} \cdot \sqrt{k}$, avec e_1 et e_2 = erreurs standard des nivellements de 1948 et 1980 et k = distance en km entre les deux repères. L'interprétation des profils est effectuée empiriquement par la définition d'une droite moyenne constituée de segments approchant au mieux le profil réel et correspondant à des zones de comportements tectoniques différents. Les jonctions entre segments successifs sont soit graduelles, signalant la présence de flexures, soit brutales, avec un décalage indiquant le mouvement d'une faille. Un tel mouvement peut également être renseigné par des points aberrants dans le tracé du profil (sur la figure, AN., pour anomalie de nivellement).

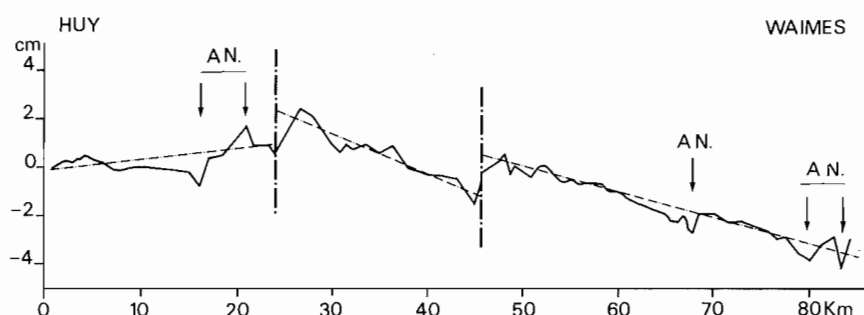


Fig. 7.10 - Profil de comparaison des nivellements de 1948 et 1980 entre Huy et Waimes.

tuer le centre d'une zone en surrection intense, à la vitesse de 1,6 mm/an. La moitié méridionale de l'Eifel n'est pour sa part affectée que d'un léger soulèvement, surtout à proximité du Rhin, avec des vitesses de soulèvement atteignant 0,6 mm/an entre Mayen et Cochem.

Très récemment, A. Demoulin et ses collaborateurs (1992) ont effectué une étude analytique fine des nivellements belges considérés auparavant de manière synthétique par A. Pissart et P. Lambot. L'établissement de profils indiquant le mouvement vertical relatif subi par chaque repère sur les lignes du réseau de premier ordre leur a permis de mettre en évidence l'existence de mouvements relatifs locaux plus ou moins abrupts, et il s'avère que ceux-ci identifient des zones de fractures actives délimitant des régions de comportement tectonique distinct, qui sont ainsi repérées avec grande précision. Ce travail montre que le Condroz, la Famenne et l'Ardenne centrale ont un comportement homogène, caractérisé par de faibles basculements en direction de la vallée de la Meuse entre Dinant et Namur; un bascule-

ment un peu plus marqué et orienté au nord prévaut dans la région de Martelange-Bastogne. En Ardenne nord-orientale ainsi que dans le Condroz oriental par contre, des mouvements plus importants sur une série de fractures individualisent plusieurs blocs tectoniques orientés NO-SE. Les fractures actives identifiées sont d'une part celles dont l'analyse géomorphologique avait déjà démontré l'activité tertiaire et quaternaire sur le plateau des Hautes-Fagnes, mais aussi plusieurs linéations reconnues sur les images satellitaires jusque dans la région de Huy vers l'ouest, et pour lesquelles aucune activité n'avait été décelée précédemment. D'autre part, l'analyse des nivellements montre que beaucoup de ces failles connaissent également des mouvements dans leur partie sud-orientale, là où elles recoupent les schistes éodévoniens du synclinorium de l'Eifel (ou de Neufchâteau), en principe moins susceptibles de mouvements cassants. Elle étend donc nettement vers le sud et l'ouest, approximativement jusqu'à une ligne Huy-Houffalize la zone affectée par l'activité actuelle de failles NO-SE, en conséquence plus ou moins directe

des mouvements d'extension élargissant la Baie du Rhin inférieur. Ces blocs tectoniques NO-SE qui découpent l'Ardenne NE, larges en général de 10 à 15 km, sont nettement basculés à l'ESE (la valeur du basculement acquis entre 1948 et 1980 est de l'ordre de 1,6 mm/km); cependant, le mouvement des failles elles-mêmes, atteignant 1,4 à 1,7 cm et relevant toujours le bloc oriental, contrecarre en grande partie l'effet du basculement vers l'est des blocs, de telle manière que le mouvement d'ensemble de la zone nord-ardennaise correspond seulement à un affaissement de faible ampleur vers l'est (fig 7.10).

Superposées à ce découpage majeur apparaissent encore dans la comparaison des nivellements quelques discontinuités perpendiculaires, soit d'orientation NE-SO, spécialement dans la région des Hautes-Fagnes: la plus claire d'entre elles s'allonge sur la trace de la flexure limitant au NO le massif de la Baraque Michel et sépare deux zones dont les basculements respectifs convergent vers elle: le mouvement actuel qu'elle enregistre semble donc devoir indiquer un certain estompement de la flexure développée auparavant.

3.1.2. Mécanisme du soulèvement ardennais

L'Ardenne-Eifel constitue un exemple classique de massif ancien, et les analyses de données géodésiques qui y sont menées sont susceptibles d'éclaircir certaines caractéristiques fondamentales du mécanisme de soulèvement néotectonique agissant sur ces massifs. On constate d'abord que la vitesse actuelle des mouvements verticaux y est en général de l'ordre de 0,5 à 1,5 ou 2 mm/an. Ces valeurs sont considérables, puisque par exemple les Alpes suisses ne se soulèvent pas plus vite pour l'instant. Elles sont également beaucoup plus élevées que celles qu'on peut déduire des mouvements tertiaires et quaternaires du massif: si l'Ardenne s'était soulevée au rythme actuel durant tout le Quaternaire, elle devrait maintenant culminer à 4000 m d'altitude! Certains en ont tiré argument pour supposer que le soulèvement du massif ardennais est entré dans une phase d'accélération, mais il est beaucoup plus probable que cette disproportion entre vitesse "instantanée" et vitesse géologique dépend plutôt d'une irrégularité notoire du mouvement de soulèvement, qui pourrait alterner des phases de soulèvement intense et de repos plus ou moins complet, ou même s'inverser temporairement. C'est en tout cas ce que semblent indiquer les observations contradictoires de L. Jones en 1950 puis A. Pissart et P. Lambot en 1989, qui voient tour à tour s'élever puis s'abaisser l'Ardenne NE, mais aussi l'axe mosan en amont de Namur. Ce genre d'inversion du mouvement, de fréquence (pluri)décennale, est encore suggéré par des répétitions locales de nivellement effectuées en 1990 et

1993 autour de la Baraque Michel et près de Waimes, sur des fractures dont le déplacement était prouvé entre 1948 et 1980 et qui, depuis cette époque, ont à nouveau bougé, mais en sens contraire. Des auteurs russes ont d'ailleurs déjà fait état de telles oscillations du mouvement vertical, qu'ils tiennent pour typiques des massifs anciens soumis à un soulèvement néotectonique (Sychev *et al.*, 1986).

Par ailleurs, s'il y a parfois des discordances manifestes de mouvement (le bombement de Givet n'est par exemple pas du tout identifié après 1948), les zones désignées comme actives par la géodésie sont généralement celles qui ont aussi été reconnues comme telles par les études morphologiques. Un semblable accord existe également à l'échelle de la faille. Les mouvements décelés sur ces dernières sont extrêmement lents (0,5 à 1 mm/an) et naturellement le plus souvent asismiques: on les qualifie de creep tectonique. L'absence d'informations entre deux nivellements successifs séparés par plusieurs dizaines d'années empêche cependant de savoir si ce creep tectonique est lui-même continu ou sporadique, à l'image de ce qui est observé sur un segment asismique de la faille de San Andreas en Californie. Néanmoins, on commence maintenant à se faire une idée plus précise de la nature du bombement ardennais: tendance globale au soulèvement qui, dans la partie supérieure de la croûte terrestre, se réalise par l'intermédiaire des mouvements désordonnés, quoique convergents, qui animent une mosaïque de blocs s'ajustant continuellement aux contraintes tectoniques régionales et locales. La déformation, de nature avant tout ductile, est concentrée sur un nombre limité de lignes de faiblesse structurale généralement établies lors de l'orogénèse hercynienne. Enfin, à l'inégale répartition spatiale des mouvements fait pendant leur évolution temporelle également irrégulière à diverses échelles (20, 10⁵, 10⁶ ans).

3.2. LES TREMBLEMENTS DE TERRE EN ARDENNE

Les tremblements de terre sont évidemment la manifestation la plus directe de l'activité tectonique d'une région et leur étude apporte quantité d'informations sur la nature des mouvements et des contraintes qui en sont responsables. Toutefois, située à bonne distance des limites de la plaque eurasiennne à laquelle elle appartient, la Belgique ne présente qu'une sismicité faible à modérée, qui s'exprime spécialement dans l'est du pays, peu éloigné du segment nord du rift rhénan, ainsi que dans le bassin de Mons et la région du Centre et de Charleroi. Il faut par ailleurs attendre 1985 pour que l'Observatoire Royal à Uccle développe un réseau étoffé de stations sismographiques, permettant d'enregistrer et d'analyser un grand nombre de tremblements de terre, même minimes, ainsi que des séquences sismiques (répliques d'un séisme important, essaim de

microséismes). Avant cette date, seuls des documents historiques, parfois sujets à caution, fournissent des informations sur les tremblements de terre jusqu'en 1899; ensuite, l'installation de stations sismographiques progressivement améliorées mais en nombre trop restreint ne permit l'étude que des séismes d'une certaine importance, dont les paramètres n'étaient parfois déterminés qu'avec une précision très relative.

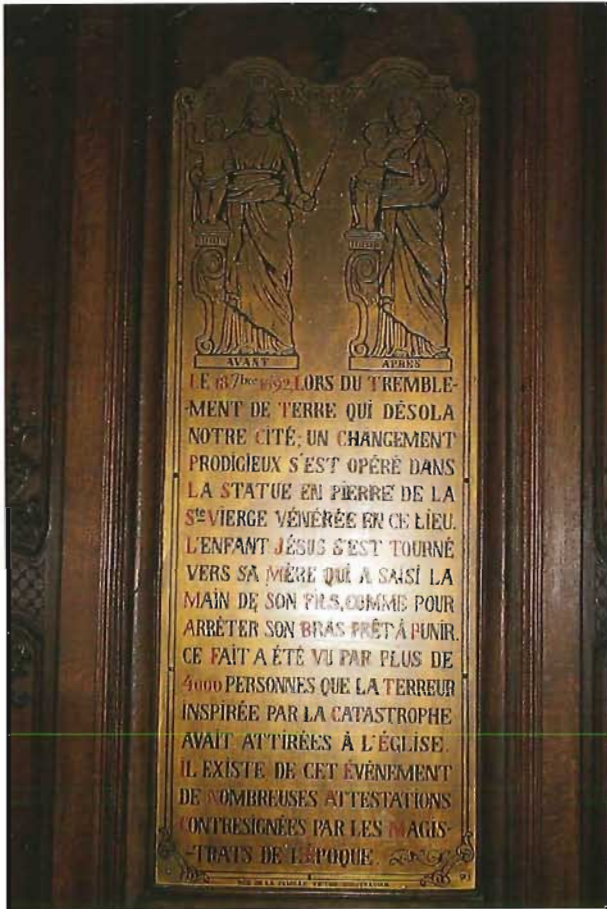


Fig. 7.11 - La sismicité modérée de l'Ardenne n'empêche pas que des tremblements de terre destructeurs puissent s'y produire quelquefois, comme en témoigne cette plaquette en l'église Notre Dame des Récollets à Verviers rappelant un événement mémorable survenu lors du séisme de 1692.

T. Camelbeeck a présenté en 1993 une étude exhaustive de la sismicité en Belgique, et s'est penché avec beaucoup d'attention sur les tremblements de terre d'Ardenne NE et de la région liégeoise, seules zones sismiques de l'Ardenne-Eifel avec la bordure septentrionale de l'Eifel. Le tremblement de terre le plus important qui y a été enregistré secoua Liège le 8 novembre 1883, et atteignit une magnitude M_b de 4,9. Il semble cependant que le séisme de 1692, dont l'épicentre est situé quelque peu au nord de Verviers, fut encore plus puissant (fig 7.11). Dans les deux cas, l'intensité macrosismique atteignit le degré VIII de l'échelle de Mercalli

modifiée. Les tremblements de terre recensés dans cette région au cours du 20^e siècle, et spécialement depuis 1985, sont fréquents mais souvent à peine sensibles pour l'homme. Bon nombre d'entre eux se localisent sur les failles actives NO-SE du plateau des Hautes-Fagnes et de son avant-pays, où ils correspondent à des ruptures initiées à des profondeurs de 5 à 9 km. Quant aux autres, disséminés sous l'ensemble du massif de Stavelot et à ses abords, leurs foyers sont généralement situés à plus de 13 km de profondeur. Les mécanismes au foyer des séismes prenant place sur les failles rhénanes (NO-SE) montrent pour celles-ci un jeu en failles normales, c'est-à-dire un mouvement en extension (Malmédy, 1985; répliques du séisme de Roermond, 1992, dans la région au sud d'Eschweiler). La localisation des foyers d'un grand nombre de secousses de l'essai de microséismes qui a affecté la zone de Hockai de décembre 1989 à mars 1990 dessine en outre le profil vertical de la surface de rupture: celle-ci correspond à la zone faillée NO-SE de Hockai et présente un pendage de 70° au NE dans sa partie supérieure, avant de s'incliner légèrement en profondeur. La longueur du segment de faille soumis à rupture lors de cet événement sismique est d'environ 12 km.

Quant aux séismes plus profonds du massif de Stavelot, ils offrent une assez grande diversité de mécanismes au foyer, parmi lesquels on peut cependant repérer plusieurs décrochements sur des failles subverticales orientées N-S (Sprimont, 1988, Francorchamps, 1991, Vielsalm, 1991, mais aussi Gulpen, 1987, au nord du pays de Herve), qu'il est tentant de rapprocher des linéations de même orientation identifiées sur les images satellitaires. Cette distinction en Ardenne NE de deux zones sismogéniques à des profondeurs différentes (5 à 9 km et plus de 13 km) s'associe au repérage dans les sondages géophysiques de réflecteurs à des profondeurs de 9 et 12 km, amenant T. Camelbeeck à proposer pour le massif de Stavelot un découplage complet entre deux zones sismogéniques de caractère différent par l'intermédiaire d'un niveau ductile entre 9 et 12 km. Par ailleurs, l'examen des mécanismes au foyer permet d'orienter les composantes du champ de contraintes tectoniques actif sur l'est du massif ardennais: la compression horizontale maximale (σ_1 est ici légèrement inclinée sur l'horizontale) est orientée N65°O, l'autre contrainte principale (sub)horizontale étant extensive (σ_3). On observe donc une légère rotation vers l'ouest de l'axe de compression horizontale par rapport à sa position dans la Baie du Rhin inférieur (où σ_1 est orientée N45°O) mais surtout, relativement à cette dernière unité structurale, le passage d'un régime purement extensif à un régime à tendance décrochante, en l'absence d'une poussée verticale réellement prédominante sous l'Ardenne NE (quoique le tremblement de terre de 1985 à Waimès indiquât en cet endroit un mouvement exclusivement distensif de la zone faillée de Hockai).

TREMBLEMENT DE TERRE ET MECANISME AU FOYER.

Un tremblement de terre est provoqué par le déplacement de deux blocs rigides l'un par rapport à l'autre suite à la rupture d'une faille. Le lieu d'initiation de la rupture est appelé foyer, ou hypocentre du séisme, et le point de la surface terrestre à l'aplomb du foyer est son épicentre. La profondeur des séismes en Belgique est le plus souvent inférieure à 20 km. La magnitude est une expression physique (évaluée sur une échelle logarithmique) de l'importance d'un tremblement de terre; l'intensité macrosismique, renseignée par diverses échelles comprenant généralement douze degrés (MSK, Mercalli,...), en fournit par contre une évaluation subjective basée sur les effets ressentis et l'importance des dégâts.

Les dégâts sont essentiellement le fait des ondes sismiques émises lors d'une secousse, lesquelles résultent de la relaxation de l'énergie élastique accumulée auparavant (la rupture a lieu lorsque l'accumulation de déformation élastique dépasse la résistance à la friction sur le plan de faille). C'est grâce à l'enregistrement des ondes sismiques par les diverses stations des réseaux sismographiques qu'il est possible de déterminer le mécanisme au foyer d'un tremblement de terre, c'est-à-dire de localiser et d'orienter la faille responsable et de définir la nature de son mouvement.

Lorsqu'un bloc se déplace, il comprime la matière vers l'avant et la détend vers l'arrière; le bloc opposé produit des effets identiques mais en sens inverse. La compression en un endroit a pour conséquence un premier mouvement du sol orienté vers le haut, la détente, ou extension, un premier mouvement vers le bas. Ces premiers mouvements enregistrés par des stations sismographiques convenablement réparties permettent de localiser les régions mises en compression ou en extension par le déplacement responsable du séisme, et donc de préciser la nature de ce déplacement. Les zones en compression et en extension apparaissent comme des plages sur un stéréogramme, qui est la projection de la moitié inférieure d'une sphère imaginaire centrée sur le foyer du séisme.

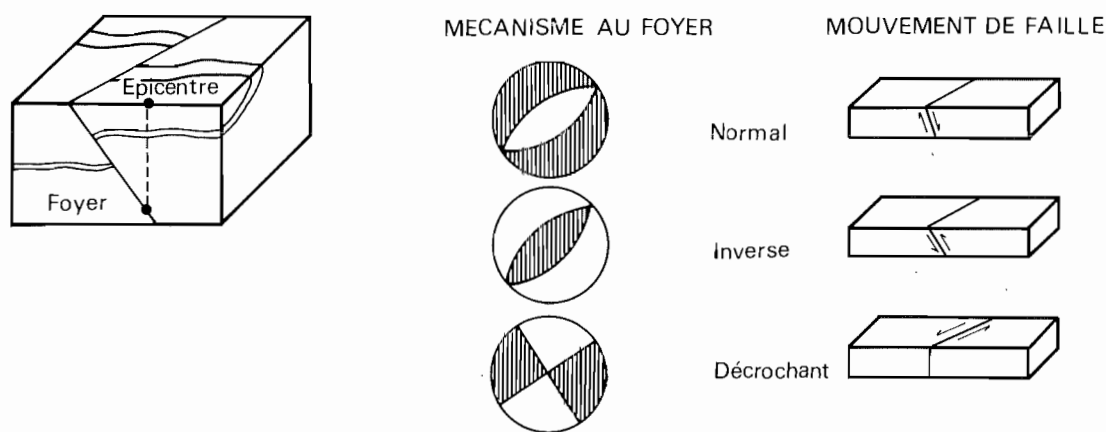


Fig. 7.12 - Tremblements de terre et mécanismes au foyer.

3.3. AUTRES INFORMATIONS GEOPHYSIQUES

Alors que la géomorphologie et la géodésie permettent de repérer et de quantifier les mouvements tectoniques, que la sismologie éclaire le mécanisme, la géophysique interne livre des informations sur la structure et la nature de la croûte et du manteau indispensables pour envisager les causes des processus tectoniques, et dans le cas de l'Ardenne, de son soulèvement néogène.

3.3.1. La gravimétrie

La gravimétrie a pour objet de mesurer l'intensité de la pesanteur et ses variations spatiales et pour but de déterminer les anomalies de gravité, conçues comme les écarts des valeurs mesurées et corrigées aux valeurs calculées pour un ellipsoïde de référence, forme géométrique régulière approchant au plus près la forme du globe terrestre à hauteur du niveau moyen des mers. Selon les corrections apportées aux mesures, différentes

anomalies gravimétriques peuvent être définies. L'anomalie de Bouguer, la plus fréquemment représentée, visualise la répartition des masses dans la croûte et le manteau supérieur. L'anomalie à l'air libre, et l'anomalie isostatique mieux encore, qui tient compte de l'équilibre isostatique vers lequel tend l'enveloppe superficielle de la terre, fournissent des indications sur les mouvements verticaux actuels visant à établir cet équilibre: des anomalies négatives, traduisant un déficit de masse, suggèrent une tendance au soulèvement et vice-versa, une anomalie positive, associée à un surcroît de masse, signale une zone en principe vouée à affaissement. Les cartes d'anomalies gravimétriques sont cependant toujours délicates à interpréter, en raison de la juxtaposition ou de la superposition possibles d'effets convergents ou antagonistes de masses profondes et superficielles, à l'origine d'anomalies composées.

Pour la Belgique, et donc pour l'Ardenne, la seule source d'information reste encore la carte des anomalies de Bouguer établie par L. Jones en 1948: au sud d'un gradient d'anomalie très marqué et signalant d'ouest en est la limite du domaine varisque, l'Ardenne y présente dans l'ensemble des anomalies légèrement négatives, avec deux zones d'anomalie renforcée, centrées d'une part sur la Haute Lesse et la région de Bouillon, d'autre part sur la Haute Vesdre et le flanc nord du plateau des Hautes-Fagnes. Un document plus récent a été publié en 1983 pour le Massif schisteux rhénan, reprenant donc la totalité de l'Ardenne-Eifel (Jacoby *et al.*): la figuration des anomalies de Bouguer n'apporte rien de neuf pour notre massif, à l'exception d'un troisième centre d'anomalie négative en Eifel occidental et d'une zone d'anomalies faiblement positives couvrant la bordure nord de l'Eifel. La carte des anomalies à l'air libre donne pour sa part des anomalies positives homogènes sur l'ensemble du Massif schisteux rhénan, atteignant 40 mgals en Eifel mais déclinant graduellement vers l'ouest de l'Ardenne. Un modèle complexe des variations latérales d'épaisseur de six couches successives de densités différentes au sein de la croûte et du manteau supérieur, basé sur les données géophysiques et géologiques existantes, rend assez bien compte des anomalies gravimétriques du Massif schisteux rhénan et de ses abords (Drisler et Jacoby, 1983).

3.3.2. Les sondages géophysiques

Les structures internes de la croûte et du manteau supérieur peuvent être reconnues à l'aide de sondages en sismique réfraction et réflexion profonde, ou encore grâce à l'examen des ondes sismiques émises par les tremblements de terre. Lors d'un sondage géophysique, on enregistre des temps d'arrivée d'ondes diverses, produites par une explosion artificielle: ces ondes se propagent à des vitesses variables selon les couches successivement traversées, se réfléchissant et se réfractant à chaque interface. Les vitesses de propagation, liées aux caractéristiques physiques et chimiques des couches, et les épaisseurs déduites pour celles-ci peuvent constituer un élément d'explication des variations gravimétriques et des mouvements tectoniques observés. Bon nombre de campagnes géophysiques ont été réalisées ces quinze dernières années en Europe occidentale, et spécialement sur le Massif schisteux rhénan, qui a fait l'objet d'un programme d'étude spécial financé de 1976 à 1982 par la "Deutsche Forschungsgemeinschaft", si bien que nos connaissances sur la lithosphère européenne se sont grandement améliorées.

On sait ainsi que la discontinuité de Mohorovicic (le Moho) clairement définie dans les zones tectoniquement stables (par exemple dans le Bassin parisien tout proche) fait place sous le Massif schisteux rhénan à une zone complexe et plus ou moins épaisse de transition entre la croûte et le manteau. Sous l'Ardenne méridionale, cette couche de transition est épaisse d'un peu plus de 7 km, entre 30 et 37 km de profondeur, où apparaît seulement un manteau supérieur bien défini. En Eifel central, ainsi que dans le NE du Massif schisteux rhénan, à la croûte limitée à 30 km fait suite une couche épaisse de 1 km montrant des vitesses sismiques anormalement élevées; par-dessous, on retrouve ensuite la couche intermédiaire sur 4 à 6 km, dont les vitesses passent progressivement de valeurs crustales (6,3 km/s) à des valeurs typiques du manteau supérieur (8,5 km/s) vers 35-37 km de profondeur. Par contre, il semble qu'en Ardenne NE et en Eifel septentrional, le passage croûte-manteau se réalise assez rapidement entre 30 et 33 km. J. Mechje, qui a détaillé ces observations avec C. Prodehl et K. Fuchs en 1983, pense que la zone intermédiaire anormale sous la croûte ou à la base de celle-ci pourrait soit correspondre à une intrusion magmatique, dérivée d'une fusion partielle dans

Fig. 7.13 - Carte néotectonique de l'Ardenne-Eifel. **1:** valeurs ponctuelles du soulèvement post-oligocène du massif. **2:** axe du bombement ardennais. **3:** flexure. **4:** basculement signalé par la géomorphologie. **5:** failles (30: rejeu vertical, en mètres, depuis l'Oligocène; Q2: idem, depuis 100.000 BP). **6:** lignes d'égal soulèvement (en mm/an) entre les nivellements de 1946-48 et 1972-80. **7:** limite probable (a) ou possible (b) de bloc tectonique, siège d'un mouvement entre les deux nivellements. **8:** basculement des blocs tectoniques enregistré entre les deux nivellements (en mm/km sur une période de 30 ans). **9:** séismes enregistrés depuis 1900, de magnitude supérieure à 4 (a) ou comprise entre 2,5 et 4 (b). **10:** essaim de microséismes survenu en 1989-90 dans les Hautes-Fagnes. **11:** séismes historiques (avant 1900) d'intensité égale ou supérieure à VII.

une région plus profonde du manteau, soit résulter de métasomatisme, c'est-à-dire de l'arrivée de fluides riches en gaz, susceptibles de diminuer sensiblement les vitesses de propagation sismique sans modifier significativement la densité du matériau (et donc sans engendrer d'anomalie gravimétrique notable).

Une autre observation fondamentale a été effectuée, également en 1983, par S. Raikes et K.P. Bonjer, grâce à l'étude des anomalies régionales de vitesse des ondes télé-sismiques, émises par des tremblements de terre importants mais lointains. Elle concerne la découverte d'une hétérogénéité mantellique de grande envergure sous le Massif schisteux rhénan. Celle-ci prend la forme d'une zone de 150 km de diamètre sous la région de volcanisme quaternaire en Eifel occidentale, où les vitesses de propagation sismique diminuent de 3 à 5% entre 50 et 200 km de profondeur. Elle serait due à la remontée d'une masse de matériau asthénosphérique, induisant un amincissement de la lithosphère jusqu'à moins de 50 km d'épaisseur.

3.3.3. Les mesures de contraintes in situ

D'autres précisions sont encore susceptibles d'être apportées quant aux forces qui gouvernent actuellement les mouvements tectoniques du massif, grâce à la mesure par diverses techniques des contraintes in situ, dont il est possible au moins dans le plan horizontal de définir l'orientation et l'importance.

De telles mesures n'ont à ce jour malheureusement pas encore été tentées en Ardenne. Toutefois, les informations de plus en plus nombreuses sur le champ actuel de contraintes en Europe nord-occidentale démontrent qu'il est fort homogène dans cette partie du continent: il s'agit d'un régime compressif résultant de la poussée vers le NO de l'arc alpin sur son avant-pays; la contrainte de compression horizontale maximale, en position moyenne NO-SE, s'y dispose d'ailleurs en large éventail à partir des chaînes alpines (Illies, 1974; Bergerat, 1987). Font figure d'exceptions dans ce contexte compressif non seulement le segment nord du rift ouest-européen, actuellement en régime d'extension, mais aussi, de façon plus surprenante, le Massif schisteux rhénan, et spécialement l'Eifel, où la majorité des mesures révèlent seulement des distensions dans le plan horizontal, en raison d'une poussée profonde à peu près verticale (Baumann et Illies, 1983). Celle-ci préserve cependant l'orientation des contraintes horizontales principales, de telle manière que l'extension se réalise en Eifel comme dans la Baie du Rhin inférieur dans la direction SO-NE. En Ardenne NE, où les mesures de contraintes font défaut, l'analyse des séismes locaux ne confirme que partiellement l'existence de ce champ distensif identifié en Eifel.

4. LES CAUSES DU SOULEVEMENT NEOTECTONIQUE ARDENNAIS

Si on a constaté depuis longtemps que l'Ardenne-Eifel avait été l'objet d'un soulèvement géologiquement récent, il n'y a en revanche que très peu de temps qu'on s'aventure à en développer des modèles explicatifs, lesquels devraient d'ailleurs s'améliorer au fil du temps, en proportion de nos connaissances croissantes de la structure interne et de la dynamique de la croûte et du manteau. Le schéma explicatif qu'on peut proposer pour le bombement ardennais s'articule sur trois plans: nous envisagerons d'abord le mouvement global de l'Ardenne-Eifel, considérée comme partie du Massif schisteux rhénan, ensuite les paramètres particuliers causant le soulèvement plus intense de l'Ardenne NE et de l'Eifel occidentale, et enfin les facteurs du failage important du plateau des Hautes-Fagnes relativement au reste de l'Ardenne.

4.1. CAUSES DU BOMBEMENT ARDENNAIS

Le bombement du Massif schisteux rhénan, et de l'Ardenne en particulier, est indissolublement lié à la création et au développement du rift rhénan, dont il encadre la partie médiane, moins bien exprimée en surface que le graben du Rhin au sud et la Baie de Cologne au nord. Le rift rhénan n'est d'ailleurs lui-même que partie d'une cassure continentale plus importante qui s'étire sur près de 3000 km depuis les côtes atlantiques du Maroc jusqu'aux rivages de la mer du Nord et qui commença à s'ouvrir à la charnière Eocène-Oligocène.

Les informations géophysiques existantes concernant la structure du couple lithosphère-asthénosphère sous le rift rhénan et le Massif schisteux rhénan, ainsi que les modalités reconnues du soulèvement de ce dernier constituent les bases d'un modèle dynamique qui fait du bombement du massif une conséquence du rifting, à l'opposé de l'ancienne théorie qui prétendait que la cassure rhénane résultait de l'effondrement de la clef de voûte d'un bombement régional préalable. Cette relation devient de toute façon indiscutable lorsqu'on sait que chaque phase de soulèvement important du massif (à partir du Miocène inférieur, puis au cours du Plio-Pléistocène) est postérieure de plusieurs millions, voire dizaines de millions d'années à la phase de rifting correspondante.

Pour P.A. Ziegler (1992), il faut chercher aux limites des plaques tectoniques les forces responsables de l'ouverture du rift européen. Ces forces, qui sont donc d'origine essentiellement superficielle, résulteraient principalement de la convergence des plaques africaine et eurasiennne et seraient transmises en Europe nord-occidentale via l'arc alpin. Lors de la convergence cependant, les contraintes compressives auraient été inégalement réparties, en raison des irrégularités de la bor-

LE RIFT RHENAN.

Un rift est une dépression intracontinentale allongée où la lithosphère est déformée sur toute son épaisseur, et généralement fort amincie, sous l'action de forces extensives. Il s'agit donc d'une structure majeure soumise à un affaissement, ou subsidence, considérable et dont la sédimentation syntectonique est susceptible d'atteindre une épaisseur de plusieurs kilomètres. Les rifts sont fréquemment associés à un bombement régional en dôme et à un volcanisme alcalin. Leurs bordures, parfois asymétriques, sont constituées de failles normales majeures traversant au moins la croûte supérieure.

Le rift rhénan ne représente que le tiers septentrional du rift européen, qui se poursuit vers le sud, au-delà de la zone transformante bourguignonne, par les grabens de Bresse et des Limagnes, le graben du Rhône, le golfe du Lion et la dépression de Valence, sur près de 3000 km jusqu'aux côtes atlantiques du Maroc. Le rift rhénan est constitué de deux segments: le graben du Rhin au sud et la Baie du Rhin inférieur au nord du Massif schisteux rhénan. La connection physiographique entre ces deux éléments est à peu près inexistante, signalée seulement par le bassin de Neuwied, mais la structure du rift est continue sous le massif.

La Baie du Rhin inférieur est soumise à une subsidence importante depuis l'Oligocène supérieur. Elle offre la forme d'un entonnoir ouvert vers le NO et prolongé dans cette direction par le graben de la Rur aux Pays-Bas. Elle est nettement décentrée vers l'ouest par rapport au cours actuel du Rhin. L'épaisseur du remplissage sédimentaire cénozoïque y atteint plus de 1300 m. Sa limite sud-occidentale, au contact de l'Eifel, est relativement irrégulière, marquée par une série de failles en échelon. A partir d'Aachen vers le NO, elle est cependant beaucoup mieux tranchée, caractérisée par deux failles majeures parallèles et très proches l'une de l'autre, les failles de Feldbiss et d'Heerlerheide.

La plaque africaine entrant en contact avec la plaque européenne: une large protubérance correspondant en gros à l'actuelle mer Adriatique aurait joué le rôle de poinçon s'enfonçant dans cette plaque européenne, y engendrant, au sein d'un champ de contraintes globalement compressif, une zone de distension prenant naissance au point d'impact des deux plaques. De là, l'initiation d'une cassure continentale qualifiée d'impactogène par A.M.C. Sengör (1976), la genèse au terme de l'Eocène du rift ouest-européen à peu près perpendiculaire à la limite de plaques marquée par l'orogène alpin. L'extension méridionale du rift européen jusqu'aux côtes marocaines a néanmoins invité P.A. Ziegler (1992) à l'envisager non seulement comme une réponse à la collision Europe-Afrique mais peut-être plus fondamentalement comme les prémisses d'une réorganisation majeure de la distribution des limites de plaques.

Quoi qu'il en soit de sa cause première, le développement du rift européen au cours de l'Oligocène a pour conséquence un étirement et donc un amincissement très important de la lithosphère sous-crustale à son aplomb (fig 7.14). Cet amincissement va à son tour entraîner un phénomène d'upwelling au sein de l'asthénosphère sous-jacente, soit la montée de matériau asthénosphérique. Le résultat en est un relèvement notable de la limite lithosphère-asthénosphère, laquelle est une limite de nature rhéologique, dépendant surtout de la température et qui, sous le Massif schisteux rhénan, va remonter presque jusqu'à hauteur de la croûte. Ce remplacement d'une lithosphère sous-crustale amincie par

un bombement asthénosphérique plus chaud et donc plus léger induit un déficit de masse régional qui prévaut parmi divers facteurs de modification locale de densité. Le déséquilibre isostatique ainsi engendré sera alors progressivement compensé à partir du Miocène par le soulèvement en bombement d'une large zone centrée sur le rift, à savoir le Massif schisteux rhénan. Les dimensions importantes de la zone en surrection, s'étendant sur plus de 200 km de part et d'autre de la cassure médiane s'expliquent par le caractère flexural qu'adopte la compensation isostatique en raison de la rigidité de la lithosphère.

Dans ce contexte, le massif ardennais peut apparaître quelque peu excentré, et son soulèvement ne pas être donc redevable exclusivement au processus exposé ci-dessus, d'autant plus qu'il peut être intégré dans un axe de surrection tertiaire orienté à peu près E-O et qui englobe également l'Artois, ainsi que le Weald en Grande Bretagne. P.A. Ziegler (1992) propose donc pour l'Ardenne un mécanisme complémentaire, dépendant aussi de l'extension crustale ouest-européenne: à l'élargissement du rift rhénan aurait correspondu une légère rotation dans le sens des aiguilles d'une montre du bloc tectonique Armorique-Bassin de Paris, laquelle aurait engendré des mouvements coulissants transpressifs sur l'axe Weald-Artois-Ardenne, provoquant son soulèvement.

Bien sûr, ce modèle, quoique fort cohérent, est encore sous-tendu par un certain nombre d'hypothèses non totalement vérifiées et laisse dans l'ombre

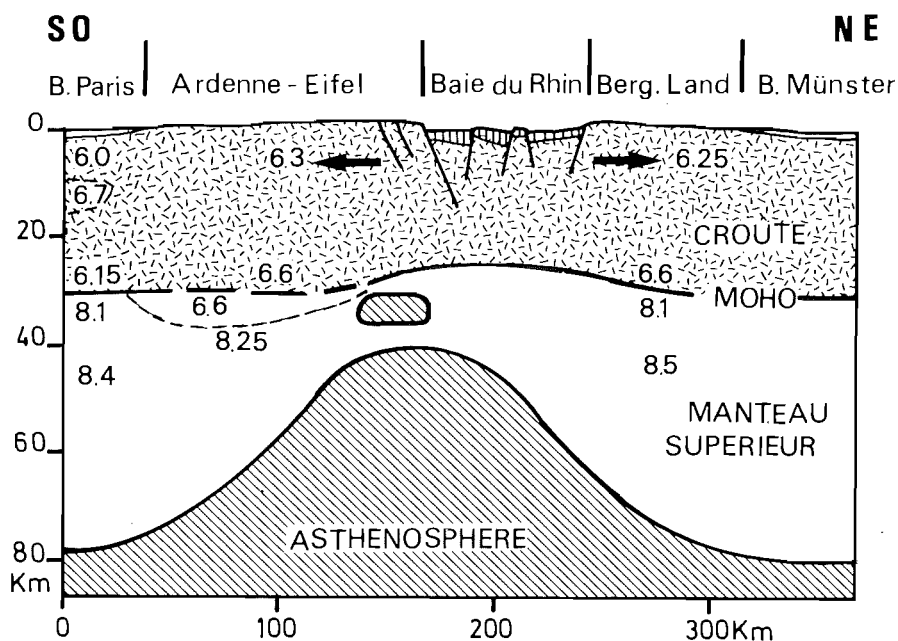


Fig. 7.14 - Coupe de la lithosphère sous, et transversalement à la Baie du Rhin inférieure, illustrant l'hypothèse d'une remontée asthénosphérique consécutive à l'amincissement de la lithosphère par extension (d'après P.A. Ziegler, 1992). Les valeurs chiffrées expriment les vitesses des ondes sismiques dans les différents milieux; les flèches indiquent la direction d'extension crustale.

certaines particularités du Massif schisteux rhénan, comme par exemple ses caractéristiques très différentes de part et d'autre du Rhin; néanmoins, en l'état actuel des connaissances, ses conclusions concernant le soulèvement ardennais, tant sur le plan quantitatif que qualitatif, approchent de très près la réalité des faits.

4.2. L'ARDENNE NE ET L'EIFELE OCCIDENTALE

Le soulèvement relativement important des Hautes-Fagnes et de l'Eifel occidental, spécialement mis en évidence par la géodésie, doit être rapproché de la détection sous l'Eifel d'un corps mantellique anormal situé entre 50 et 150 km de profondeur et dont le diamètre est estimé à 150 km (fig 7.14). H.J. Neugebauer et ses collaborateurs de l'Institut géophysique de Clausthal ont tenté en 1983 une interprétation des anomalies géophysiques à l'origine de cette découverte, dans le cadre des informations disponibles sur la structure lithosphérique sous le Massif schisteux rhénan, le champ de contraintes et le flux thermique régionaux et enfin l'importance du soulèvement du massif. Parmi trois modèles numériques testés, ils ont retenu comme le plus réaliste un modèle faisant appel à un amincissement diapirique de la lithosphère par suite d'une instabilité de densité. La conception schématique de ce modèle impliquant un processus thermo-mécanique pour le soulèvement de l'Eifel occidental est la suivante: une inversion dans la stratification de densité établie dans l'asthénosphère aurait provoqué un déséquilibre et la montée d'un diapir d'origine mécanique plutôt que thermique; le métasomatisme associé à la montée de ce corps asthénosphérique, ou asthénolithe, y aurait induit une fusion partielle qui, pour être limitée à 2-3%, n'en aurait pas moins entraîné une expansion volumétrique

également chiffrée à 3%. La poussée verticale résultant de cette expansion en profondeur a alors eu pour double conséquence un amincissement local particulièrement marqué de la lithosphère (épaisse seulement de 35 à 55 km sous l'Eifel occidental) et l'établissement dans la croûte sus-jacente d'un régime extensif, débouchant à terme sur le volcanisme quaternaire de l'Eifel occidental et un soulèvement régional évalué par le modèle à 200-300 m.

Ces valeurs de soulèvement calculé semblent tout à fait admissibles lorsqu'on réalise qu'elles s'additionnent au bombement global du massif pour atteindre les 500 m de mouvement vertical déduit par exemple pour la Baraque Michel ou le Weisser Stein depuis l'Oligocène. Le bombement du massif fait par ailleurs sentir son effet de façon maximale en Eifel et en Ardenne NE, situés juste à la bordure occidentale de la Baie du Rhin inférieure, c'est-à-dire dans la position où le relèvement isostatique des épaules du graben est le plus accentué (de manière comparable, à l'est du Rhin, le Bergisches Land montre en bordure de la vallée rhénane des valeurs de soulèvement actuel supérieures à celles qu'on observe plus en retrait de cette même vallée).

4.3. LE FAILLAGE ACTIF DU MASSIF DE STAVELOT

Enfin, un trait particulier de la néotectonique du massif ardennais reste la concentration particulière des failles actives sur le massif cambrien de Stavelot et, dans une moindre mesure, au Condroz oriental. Plusieurs facteurs concourent à expliquer cet état de fait. Tout d'abord, la proximité du rift rhénan et par conséquent le relèvement isostatique maximum de cette zone du massif, mais aussi la présence en profondeur d'un

asthénolithe sont causes d'un soulèvement plus important qu'ailleurs en Ardenne. Mais surtout, le coeur de l'Ardenne-Eifel est constitué principalement de schistes éodévonien accumulés sur une épaisseur de 5 à 10 km. Or ces schistes sont tectoniquement incompetents: lorsqu'ils sont soumis à une contrainte, ils réagissent de façon ductile avant tout, répartissant la déformation de façon continue, sans casser. Par opposition, les quartzophyllades reviniens du massif de Stavelot, ou encore les formations psammitiques et calcaires épaisses du Dévonien supérieur et du Dinantien du Condroz oriental, soumis à la même contrainte, vont répondre selon

leur mode de comportement élastique fragile en concentrant la déformation sur des plans de faiblesse généralement préexistants et favorablement orientés, qui sont actuellement autant de failles actives, sièges de déformations qui peuvent par ailleurs soit être lentes et aismiques, soit se produire sous forme de rupture brutale, déterminant un séisme. Il est ainsi tout à fait remarquable de constater que la majorité des failles transversales NO-SE dont l'activité cénozoïque est certifiée sur le massif de Stavelot se perdent très rapidement vers le sud dès qu'elles pénètrent dans les schistes du synclorium de l'Eifel.

L'ARDENNE

SOUS LE JOUG DU FROID

LE MODELE PERIGLACIAIRE DU MASSIF ARDENNAIS

ALBERT PISSART

1. LES CONDITIONS CLIMATIQUES DE L'EUROPE OCCIDENTALE AU QUATERNAIRE

Au cours du Tertiaire, le climat de nos régions était très chaud. Il s'est progressivement refroidi au point de devenir, il y a environ deux millions d'années, plus froid que le climat que nous connaissons aujourd'hui. En 1948, au cours d'un congrès qui s'est tenu à Londres, les géologues ont décidé d'adopter comme limite inférieure du Quaternaire ce changement climatique. Depuis lors, on a considéré comme début de cette époque, le moment où s'est produit le premier refroidissement important, qui a eu pour conséquence d'étendre la toundra sur toute l'Europe occidentale. Au cours des deux millions d'années qui ont suivi, le climat de nos régions a oscillé entre des périodes nettement plus froides et, plus rarement, des périodes plus chaudes que celle que nous connaissons aujourd'hui. Les oscillations climatiques se sont amplifiées au cours des derniers 400.000 ans et le froid devenu assez vif, a persisté assez longtemps, pour que par trois fois au moins, apparaissent sur l'Europe de grandes calottes glaciaires: submergeant presque toutes les Iles Britanniques et toute la Scandinavie, ces glaciers se sont avancés loin dans la plaine germano-polonaise. Les limites de la glaciation la plus ancienne (environ 400.000 ans) ne sont pas bien connues, car il en reste peu de traces. On considère généralement que son extension était assez semblable à celle de la glaciation qui, il y a environ 150.000 ans, s'est étendue jusqu'à Nimègue aux Pays-Bas et Duisbourg en Allemagne. Des glaciers sont donc venus alors à moins de 100 kilomètres de l'Ardenne (fig 8.1). Une période de réchauffement survenue par la suite a persisté plusieurs dizaines de milliers d'années et a vu disparaître complètement les grands glaciers européens. La dernière calotte glaciaire qui a recouvert l'Europe septentrionale a commencé à se former il y a près de 100.000 ans. Au moment de son extension maximale (18 à 20.000 ans avant aujourd'hui), elle a approché Hambourg en Allemagne et Norwich dans l'East Anglia, c'est-à-dire qu'elle est venue jusqu'à environ 400 km de l'Ardenne.

En bordure des calottes glaciaires, le climat est toujours très rigoureux. Un environnement périglaciaire y existe avec des étés courts et froids mais assez chauds cependant pour entraîner la fusion de la neige tombée pendant l'hiver. Les vents descendant des calottes glaciaires y sont très froids et souvent violents. C'est le domaine du désert polaire ou de la toundra. La preuve que ces conditions rigoureuses ont existé en bordure des calottes glaciaires quaternaires est apportée par les restes de faune et de flore présents dans les dépôts qui subsistent de ces époques. Les restes de mammouths qui ont vécu dans toute l'Europe occidentale, témoignent, pour prendre un exemple particulièrement spectaculaire, de ces climats rigoureux. Les études palynologiques, c'est-à-dire la reconnaissance et le comptage des grains de pollens qui sont conservés dans les dépôts, en nous renseignant sur la couverture végétale qui a existé autrefois, fournissent actuellement d'excellentes informations sur les environnements que notre région a successivement connus.

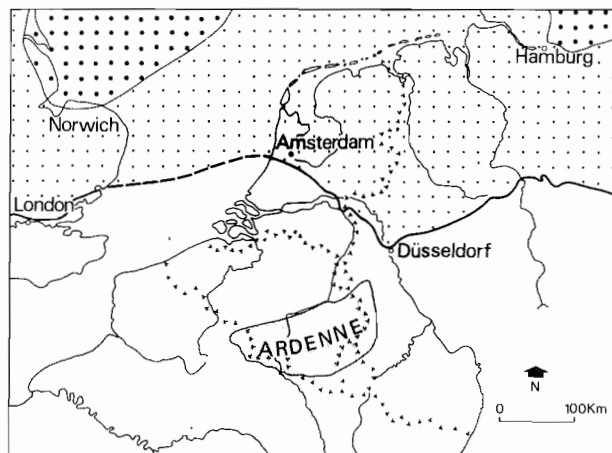


Fig. 8.1 - L'Ardenne et les limites des deux dernières grandes glaciations. Il y a environ 150.000 ans, un grand glacier venu de Scandinavie s'est avancé jusqu'à moins de 100 km de l'Ardenne. Il s'est approché de Londres, dépassait Amsterdam et atteignait Duisbourg et Dusseldorf. Il y a seulement 20.000 ans, lors de la dernière glaciation, la calotte glaciaire s'est arrêtée à hauteur de Hambourg et Norwich.

Les couches de tourbe constituent les sédiments les plus favorables à l'étude palynologique car elles contiennent le pollen des plantes qui ont vécu au moment de l'accumulation de la tourbe. En Ardenne, les tourbes apparues pendant les périodes froides quaternaires sont rarissimes. En conséquence, jusqu'à ce jour, les observations qui y ont été recueillies ne permettent pas de reconnaître l'évolution climatique régionale antérieure à l'Holocène, c'est-à-dire antérieure à 10.000 ans. Il en va autrement aux Pays-Bas, région subsidente où des sédiments se sont accumulés pendant tout le Quaternaire et où, de ce fait, les couches de tourbe sont beaucoup plus fréquentes. Leur étude a permis de reconstituer les variations de la température du mois le plus chaud (juillet) qui se sont succédé au cours des deux derniers millions d'années. Il est évident que les variations climatiques décelées dans ce pays voisin, ont également affecté l'Ardenne toute proche, aussi la courbe présentée sur la figure 8.2a donne une bonne idée de la complexité des changements de climat qui s'y sont produits pendant le Quaternaire. Comme le montre cette figure, les fluctuations climatiques enregistrées sont multiples et ne se présentent pas comme une simple alternance de périodes froides et chaudes, correspondant à des périodes glaciaires et interglaciaires. La réalité est infiniment plus nuancée.

L'étude des sédiments déposés au fond de l'Océan Atlantique et des foraminifères qu'ils contiennent a montré d'autre part que cet océan, au nord d'une latitude de 60°N, a été pendant les périodes glaciaires temporairement recouvert d'une épaisse couverture de glace (Denton et Hughes, 1981). Il s'agissait non pas seulement de banquise, c'est-à-dire de la surface de la mer gelée sur quelques mètres d'épaisseur, mais d'une plate-forme glaciaire constituée d'eau douce et alimentée par les glaciers continentaux et les précipitations neigeuses. Le climat de toute l'Europe occidentale, et donc aussi de l'Ardenne, a été profondément affecté par cette couverture de glace. Le Gulf Stream, courant océanique réchauffant actuellement les côtes d'Europe, était en effet détourné par ces glaces épaisses et n'allait plus, comme de nos jours, se perdre dans l'Océan Arctique; il était renvoyé vers des latitudes moyennes. L'influence maritime dont bénéficie actuellement notre pays était alors considérablement réduite. La comparaison du climat actuel de l'Europe occidentale avec celui incomparablement plus froid que connaît, à des latitudes comparables, la côte est du Canada permet de mesurer toute l'importance de l'influence maritime qui s'exerce de nos jours sur l'Ardenne et qui était limitée pendant certaines périodes froides du Quaternaire.

Les modifications qui se sont produites dans l'Atlantique expliquent que les changements climatiques en Europe ont été, pendant les périodes froides, beaucoup plus marqués que ceux d'autres régions du globe. Comme nous l'avons déjà écrit, la palynologie

démontre que l'Europe occidentale a été le domaine de la toundra pendant de longues périodes, et même, qu'à certains moments elle s'est transformée en un désert polaire. Les phénomènes périglaciaires décrits dans ce chapitre, établissent par ailleurs l'existence pendant des milliers d'années d'un pergélisol (sol ou roche qui se maintient en permanence à une température égale ou inférieure à 0°C) qui exige que la température moyenne annuelle ait été en Ardenne inférieure à 0°C; d'autre part, en raison de la réduction des influences maritimes, les différences de température entre l'été et l'hiver étaient bien plus importantes que celles que nous connaissons actuellement.

Comme l'Ardenne a subi ainsi pendant de longues périodes, et dans un passé géologiquement très proche, un froid rigoureux, de nombreux dépôts superficiels et aussi divers détails de la morphologie ne peuvent être expliqués sans faire appel aux phénomènes qui se produisent de nos jours dans les régions froides. C'est pourquoi l'étude des processus périglaciaires est indispensable pour expliquer le relief de l'Ardenne. Rappelons que très tôt des traces d'une glaciation ont été recherchées en Ardenne. Des écrits du siècle dernier en témoignent (A. Pissart, 1976). Certains ont bien pensé en avoir découvertes; ainsi un Allemand, K. Stamm, en 1912, a interprété comme des dépôts glaciaires plus ou moins remaniés, les accumulations pierreuses présentes au fond de nombreuses vallées du plateau des Hautes-Fagnes. Cette interprétation est maintenant abandonnée, mais il reste très probable que le sommet de la Belgique a vu persister pendant une durée indéterminée, une couverture permanente de neige et de glace. Des arguments en faveur de cette hypothèse sont fournis par l'altitude des planchers des cirques glaciaires qui existent jusqu'à 600 m dans la Chaîne Pennine en Grande-Bretagne et jusqu'à 800 m dans les Vosges. Or, une droite joignant l'altitude des planchers de ces cirques, ne passe pas très loin au-dessus du sommet de l'Ardenne. Cette observation suggère que l'altitude de la limite des neiges éternelles a probablement atteint le sommet de la Belgique. L'existence d'une petite couverture glaciaire sur le sommet de l'Ardenne n'est donc pas une hypothèse déplacée. A ce jour, elle n'est cependant étayée par aucune observation.

La figure 8.2a montre, comme nous l'avons déjà dit, la complexité des variations climatiques quaternaires dont on a retrouvé les traces aux Pays-Bas. Elle indique que nous sommes aujourd'hui dans un interglaciaire qui, si l'on en juge par ce qui s'est passé lors des interglaciaires précédents, ne va plus durer très longtemps; dans un temps géologiquement proche, nous devrions replonger dans une période froide. Cette courbe montre aussi qu'au cours des deux derniers millions d'années, le climat a presque toujours été plus froid que celui que nous connaissons aujourd'hui. Évidemment, les détails de tous les changements climatiques survenus

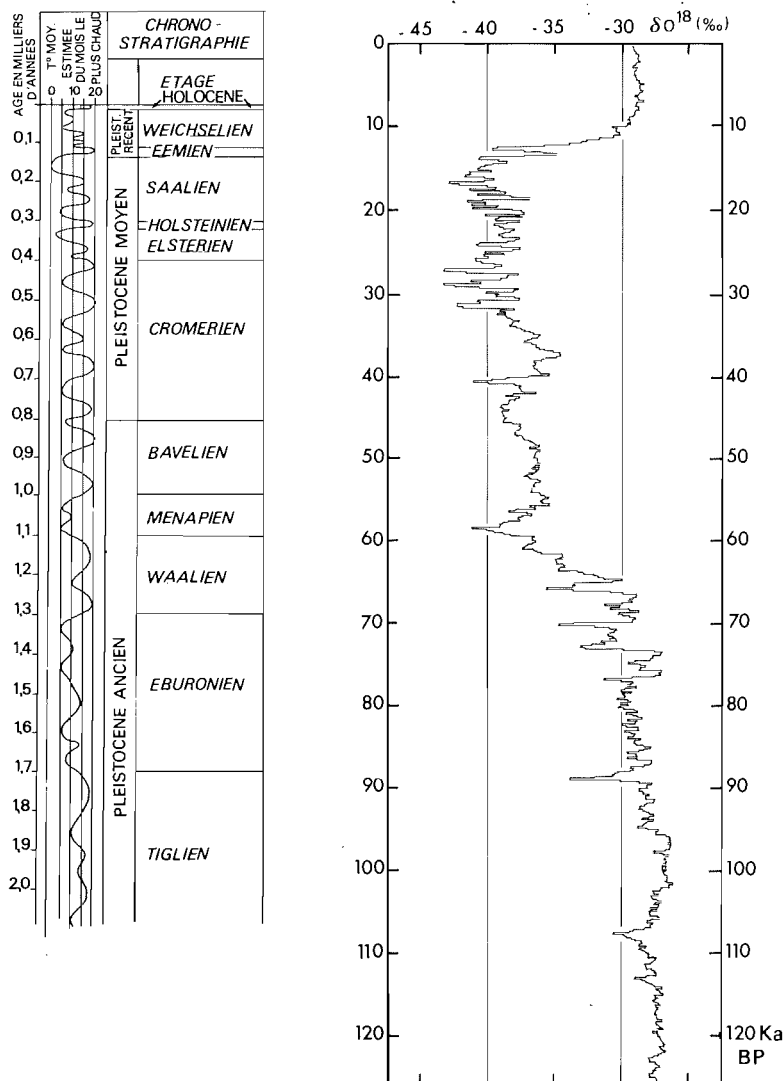


Fig. 8.2 - A. Variations climatiques reconnues aux Pays-Bas au cours des deux derniers millions d'années. La courbe montre les fluctuations de la température moyenne du mois le plus chaud (juillet) telles qu'elles ont été établies par les études palynologiques (Felder *et al.*, 1988). B. Variations isotopiques $^{18}O/^{16}O$ reconnues dans le sondage du Camp Century au Groenland; le $\delta^{18}O$ diminue lorsque la température s'abaisse. L'allure générale des variations de température indiquées par cette figure est très proche de celle obtenue à des latitudes tempérées par la palynologie. Cette courbe a fait apparaître que des changements brutaux de température sont survenus dans le passé et par exemple il y a 90.000 ans (Dansgaard *et al.*, 1971).

au cours du Quaternaire ne sont pas encore parfaitement connus, pas plus que la vitesse avec laquelle ces modifications sont survenues. Les variations du rapport $^{18}O/^{16}O$ d'échantillons de glace prélevés lors de sondages réalisés au travers de la calotte glaciaire du Groenland, ont montré la brutalité de certains changements climatiques (fig 8.2b). C'est ainsi que ces données semblent indiquer, il y a environ 90.000 ans, le passage en moins d'un siècle, d'un climat interglaciaire à un climat glaciaire extrêmement rigoureux. La rapidité de telles variations climatiques ne peut par contre être mesurée par les études palynologiques, étant donné la lenteur de la recolonisation du territoire par les associations végétales. Or comme celles-ci jouent un rôle fondamental dans le contrôle des processus géomorphologiques, on est en droit de s'interroger sur la rapidité de l'évolution morphologique qui est survenue en ces moments de crise, alors que la couverture végétale était considérablement réduite.

En bref, bien des incertitudes subsistent non seulement en ce qui concerne le détail des modifications

climatiques qui se sont succédé en Ardenne au cours du Quaternaire mais encore sur les conséquences géomorphologiques de ces fluctuations. Le plus souvent d'ailleurs, les traces de climat froid que l'on identifie en Ardenne restent mal datées. On reconnaît certes l'action de processus périglaciaires, mais généralement rien ne permet de leur attribuer un âge précis. Les connaissances restent basées non seulement sur un ensemble d'observations locales mais aussi sur les données recueillies dans les régions voisines, le tout étant éclairé par des raisonnements établis en étudiant ce que l'on observe dans les régions froides actuelles. Bien des progrès restent encore à faire dans le domaine.

Pour la clarté de l'exposé, nous proposerons d'abord brièvement et d'une manière fort théorique, l'image que l'on a actuellement des processus géomorphologiques qui ont été actifs en Ardenne pendant les périodes les plus froides du Quaternaire. Par la suite, nous préciserons quelles sont les traces des phénomènes périglaciaires qui y sont connues aujourd'hui.

2. L'ARDENNE SOUS LE JOUG DU FROID - VUE GENERALE

Si, comme nous venons de le voir, les conditions climatiques ont varié constamment pendant le Quaternaire, et si, en l'absence de datations suffisamment nombreuses et précises, il est malaisé et même souvent impossible de définir l'importance relative des divers phénomènes géomorphologiques qui se sont exercés pendant de longues périodes sur l'Ardenne, il semble cependant possible de présenter une image des processus périglaciaires actifs pendant les périodes les plus froides que la région a subies.

La température moyenne annuelle s'est au cours de ces épisodes les plus froids, abaissée de plus de 13°C, pour atteindre une valeur inférieure à -5°C. Un pergélisol s'était établi sur toute l'Ardenne, ce qui signifie que le sol (situé sous la couche superficielle qui dégèle en été) est resté pendant de nombreuses années à une température négative. Le sol étant ainsi imperméabilisé par le gel, des vallées aujourd'hui sèches (car l'eau s'infiltrait dans le sous-sol) étaient alors parcourues par des ruisseaux durant l'été et l'évolution karstique souterraine était arrêtée.

Non seulement, le climat était beaucoup plus froid, mais il était en outre beaucoup plus continental, c'est-à-dire que les différences de température existant entre l'été et l'hiver étaient plus marquées que celles que nous connaissons aujourd'hui. Le gel, beaucoup plus intense l'hiver, pénétrait profondément les roches et le sol; les alternances superficielles de gel et de dégel étaient aussi beaucoup plus fréquentes que de nos jours et la désagrégation mécanique des roches était en conséquence relativement rapide. Les débris engendrés par la gélifraction avaient des dimensions variables: les roches très gélives comme les schistes de la Famenne libéraient de très petits fragments tandis que, à l'autre extrémité de l'échelle de résistance, les quartzites et par exemple les quartzites reviniens résistaient remarquablement et libéraient seulement de très gros fragments.

Le gel accélérât d'autre part l'action des agents de transport en masse. Pendant les périodes les plus froides, la disparition de la forêt et son remplacement par la toundra, ou même à certains moments par le désert polaire, faisaient disparaître les plantes qui constituent aujourd'hui un frein aux actions de "creep" et de solifluxion. L'apparition lors de chaque gel de lentilles de glace de ségrégation dans le sol contribuait pour beaucoup aux déplacements des débris superficiels sur les pentes. Soulevant le sol perpendiculairement à sa surface lors de leur croissance et permettant sa retombée selon une direction plus proche de la verticale, chaque lentille de glace de ségrégation était responsable d'un faible déplacement vers le bas du manteau superficiel. Ce processus est connu sous le

nom de "frost creep". Par ailleurs, lorsqu'au moment du dégel fondaient les lentilles de glace, le sol sursaturé en eau et donc boueux, se mettait à fluer sur les pentes, engendrant des mouvements de congélifluxion beaucoup plus rapides que les mouvements de "frost creep". Enfin sur les schistes de la Famenne, les fins débris libérés par le gel étaient emportés par le ruissellement dont l'efficacité était considérable en l'absence de couverture végétale. Au total, une masse importante de débris produits par la gélivation descendait sur les versants à une vitesse sans doute toujours assez lente, mais cependant infiniment plus rapide que celle qui peut être observée de nos jours.



Fig. 8.3 - Une rivière à chenaux tressés sur l'île de Banks, vers 73° lat. N, soit bien au-delà du cercle polaire arctique. Elle illustre l'aspect et les caractéristiques des rivières périglaciaires qui sillonnaient nos régions durant les périodes froides du Quaternaire.

L'efficacité de la congélifluxion était en outre accrue par les apports de limons éoliens que les vents du Nord déposaient sur l'Ardenne. Ces limons dont les placages sont toujours intacts sur les sommets horizontaux du massif, étaient mélangés sur les pentes avec des débris provenant du substrat rocheux et facilitaient le déplacement de ces débris vers le fond des vallées. Dans les têtes de vallée, le débit des ruisseaux était insuffisant pour emporter tous les matériaux descendus des versants, et les fonds de talweg étaient de la sorte peu à peu remblayés. Lorsqu'à l'aval le débit devenait assez important, les matériaux fournis par les versants étaient emportés par les cours d'eau. Les rivières étaient dans tout leur cours surchargées en débris grossiers qui, en tapissant les lits fluviaux, arrêtaient l'érosion verticale. La charge était si grande que les rivières se présentaient le plus souvent comme des cours d'eau à chenaux tressés divaguant entre d'importants amas caillouteux (fig 8.3). Toute la largeur des lits fluviaux était inondée au moment de la crue printanière de fonte de neige. Le reste de l'année,

L'ORIGINE DES FENTES DE GEL

Les fentes de gel à remplissage de glace sont très fréquentes dans les régions périglaciaires où la température moyenne annuelle est inférieure à -5°C . Le mécanisme d'apparition est le suivant (fig 8.4):

(1) Lors des basses températures d'hiver, le sol en se refroidissant subit un retrait thermique qui provoque sa fracturation en de grands polygones (le plus souvent de quelques dizaines de mètres de diamètre), séparés par des fissures ouvertes larges d'une fraction de mm à 1 ou 2 cm. Ce phénomène de rupture s'accompagne de bruits (craquements) et aussi de mini "tremblements de terre" perceptibles si l'on se trouve à proximité immédiate.

(2) Au moment du réchauffement printanier, la fonte de la neige et de la glace superficielle, ou d'éventuelles précipitations de pluie, fournissent de l'eau qui pénètre dans les fissures ouvertes. Descendant dans un sol dont la température est inférieure à 0°C , cette eau ne tarde pas à se congeler et à remplir de glace la fissure originelle.

(3) Le réchauffement estival entraîne le dégel de la couche active surmontant le pergélisol et la fonte de la partie supérieure de la veine de glace. Il provoque en outre un réchauffement du pergélisol qui, tout en restant gelé, se dilate et tend à réoccuper les vides apparus lors du retrait thermique. Comme la fissure s'est remplie de glace, le retour aux conditions initiales est impossible et il se produit une déformation du pergélisol proche de la fissure qui donne naissance à un relief à la surface du sol.

(4) Lors de la période hivernale suivante, la veine de glace qui a persisté dans le pergélisol pendant tout l'été, constitue une zone de faiblesse où réapparaît une nouvelle fissure due au retrait thermique. Ainsi d'année en année, par un accroissement annuel de quelques mm, se développe un coin de glace dont la profondeur et la largeur peuvent atteindre plusieurs mètres.

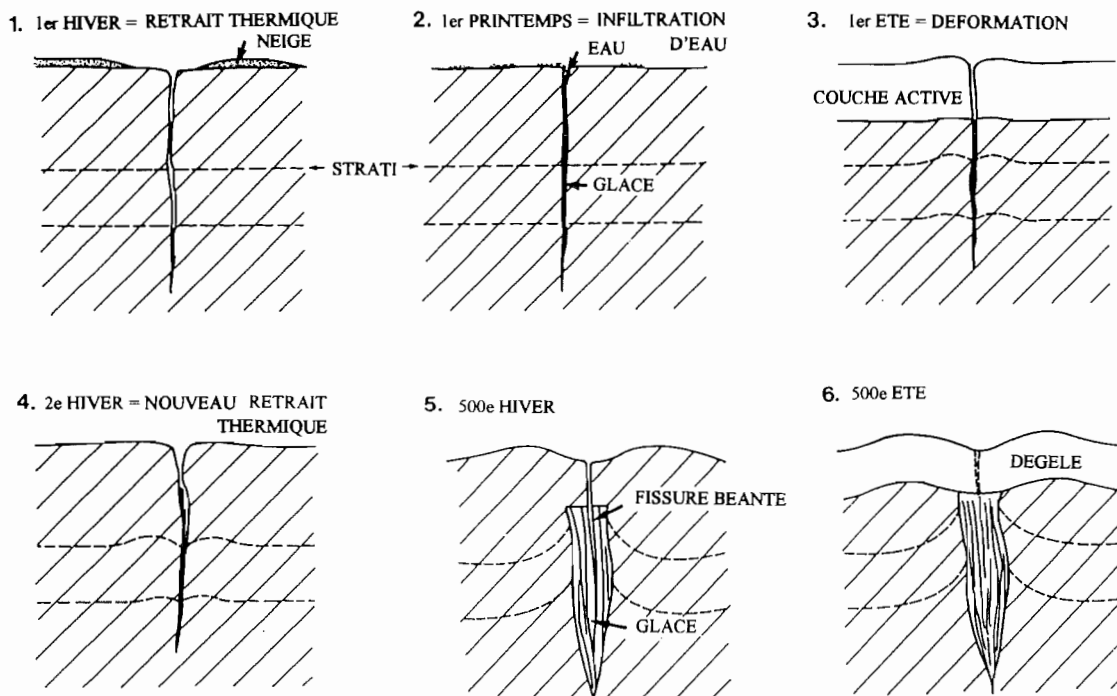


Fig. 8.4 - Représentation schématique de l'apparition et du développement d'une fente à remplissage de glace. Les schémas 1 à 4 montrent le début de la formation de la fente de gel; les schémas 5 et 6 montrent l'évolution quand la fente est bien développée.

Les traces de fentes de gel que l'on retrouve actuellement dans les régions tempérées apparaissent comme des coins de sédiments descendus depuis des formations supérieures et dont les parois montrent souvent de petits failles. Ces structures, très fréquentes dans toute l'Europe occidentale au nord de la Bretagne, témoignent de l'existence ancienne d'un pergélisol.

les rivières, qui en raison du caractère continental du climat avaient un faible débit, s'écoulaient en quelques filets d'eau empruntant les lits fluviaux démesurés façonnés par les crues de printemps. Ces lits fluviaux étaient alors exposés à la déflation éolienne: le vent y soulevait des nuages de poussière qui donnaient naissance à de nouveaux limons éoliens.

Localement, des formes particulières liées aux gels intenses sont apparues. Des réseaux polygonaux de fentes de gel à remplissage de glace se sont formés pendant les périodes les plus froides, spécialement dans les fonds de vallée et les endroits humides. Le sol y était par ailleurs travaillé par les successions de gel et de dégel qui donnaient localement naissance à des sols structuraux. A la fin de la dernière glaciation, des buttes cryogènes sont apparues en quelques endroits suite à la formation dans le sol de masses importantes de glace.

Cette vue générale des processus géomorphologiques actifs en Ardenne pendant les périodes froides résulte d'observations très diverses que nous allons maintenant détailler.

3. LES PREUVES DE L'EXISTENCE D'UN PERGÉLISOL EN ARDENNE

Il est maintenant bien établi que pendant les périodes les plus froides du Quaternaire, le sol de l'Ardenne est resté pendant longtemps à une température constamment inférieure à 0°C, et qu'il se trouvait ainsi à l'état de pergélisol. Diverses observations permettent de le montrer avec certitude.

Les traces de fentes de gel à remplissage de glace (fig 8.4) qui ont été reconnues très souvent en Moyenne Belgique et quelquefois en Ardenne en apportent une première démonstration. Les fentes de gel à remplissage de glace n'apparaissent en effet aujourd'hui qu'en des endroits où la température moyenne annuelle est inférieure à -5°C. Pour que ces fentes de gel se créent et grandissent, il est nécessaire non seulement que le sol soit gelé pour que, par rétraction thermique, s'ouvrent des fentes de retrait, mais encore que le sol reste gelé toute l'année pour que la glace qui apparaît dans ces fissures de retrait se conserve d'année en année.

Les traces de pailles minérales (fig 8.10) que nous décrirons plus loin sur les plateaux des Hautes-

Fagnes et de la Baraque de Fraiture, démontrent tout aussi clairement l'existence d'un pergélisol sur le sommet de l'Ardenne à la fin de la dernière glaciation car les masses de glace qui ont formé ces buttes périglaciaires ne s'accumulent que lentement dans le sol; la glace a donc dû persister sans fondre au sein du sol pendant de nombreuses années.

Les vallées sèches apportent un autre argument en faveur de l'existence d'un pergélisol. Actuellement sans écoulement superficiel, ces vallées ont un substrat perméable généralement calcaire, qui permet aux eaux de s'infiltrer en profondeur. Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer l'imperméabilisation du sol qui devait exister au moment où ces vallées se sont formées. Elle serait due soit au gel, soit à l'accumulation de matériaux abondants et peu perméables amenés par les agents de transport en masse. Il paraît démontré maintenant que le gel lui-même a été le facteur principal de cette imperméabilisation. On doit en effet noter qu'aucune concrétion n'est apparue dans les grottes de Belgique entre 14.000 et 34.000 ans B.P., soit pendant la période la plus froide de la dernière glaciation (Gewelt et Ek, 1988). Cette absence totale de concrétion ne peut guère s'expliquer que par l'imperméabilisation complète du sol par le pergélisol. Une seconde observation est la découverte dans les dépôts sédimentaires de la grotte de Remouchamps, de traces de glace de ségrégation, sous forme d'une agrégation cryogénique qui établit directement l'existence d'un sol gelé. Précisons encore que, comme la température d'une grotte est généralement constante, et correspond à la température moyenne annuelle du lieu, ces traces de glace de ségrégation établissent que la température moyenne à Remouchamps était inférieure à 0°C lors de la dernière période froide quaternaire.

En bref, traces de fentes de gel à remplissage de glace, traces de pailles minérales, vallées sèches, absence de formation de concrétions dans les grottes pendant les périodes les plus froides de la dernière glaciation, traces de glace de ségrégation reconnues dans les grottes, toutes ces observations établissent l'existence d'un pergélisol en Ardenne au cours de la dernière glaciation. Elles démontrent ainsi que la température moyenne annuelle de l'Ardenne était alors inférieure à 0°C. Il s'agit là d'une indication différente de celle que donnent les études palynologiques qui, elles, fournissent des informations sur la température du mois le plus chaud.



Fig. 8.5 - La dépression de Focant, à l'est de Beauraing, est une des zones où la Famenne est la plus largement évidée. Cette mise en creux au Quaternaire résulte du caractère très gélif des schistes du Famennien inférieur fournissant des débris de petite taille qui pouvaient être évacués aisément par ruissellement. Au sud (à droite sur la photo), la dépression est limitée par le seuil calcaire menant vers l'Ardenne, et dont le versant boisé apparaît très bien.

4. LES APPORTS EOLIENS

La formation géologique de la Belgique qui, au point de vue économique, a été et reste la plus importante, est la couverture de limon éolien qui s'est déposée à la surface du sol pendant les périodes froides quaternaires. C'est elle qui, en effet, assure la fertilité des meilleures terres d'Europe, que l'agriculture exploite depuis le Néolithique.

Cette couverture limoneuse apportée par les vents venus du nord est tombée sur tout le massif ardennais. Elle couvre encore aujourd'hui des étendues considérables sur les plateaux horizontaux, comme le montrent les cartes pédologiques de Belgique. Sur les pentes, ce limon a été remanié par les agents de transport en masse et a été mélangé avec des débris venus du substratum.

Des analyses granulométriques démontrent la présence des limons éoliens dans la majorité des dépôts quaternaires de l'Ardenne. Le limon éolien est en effet très bien trié, avec normalement plus de 60% de la masse du sédiment formés de grains dont la dimension est comprise entre 10 et 50 microns. Cet excellent classement résulte d'un double triage, réalisé d'abord par les rivières, ensuite par le vent. La source première des

limons est, en effet, fluviatile (fig 8.3). Ils ont été soufflés à partir des dépôts abandonnés après les crues de printemps dans les lits des rivières à chenaux anastomosés, et emportés par le vent à des centaines ou des milliers de mètres d'altitude, d'où ils sont retombés sur le sol. Comme dans les dépôts fluviatiles, la fraction argileuse est très faible dans les limons éoliens, et les particules inférieures à 10 microns y sont peu fréquentes car elles ont été en grande partie emportées par les eaux de la rivière. Le vent, d'autre part, n'a pu déplacer les éléments les plus grossiers abandonnés par les rivières et même a été incapable de soulever en altitude les sables qui tombaient rapidement au sol. Le transport éolien a de la sorte écarté toute la fraction grossière du sédiment. Au total, les éléments qui constituent les limons de Belgique sont fort peu dispersés autour d'un mode granulométrique proche de 30 microns, dont la valeur diminue cependant quelque peu en direction du Sud, en relation avec un faible tri qui s'opérait au cours du transit éolien. Ce mode granulométrique se retrouve dans la majorité des formations quaternaires et permet d'y reconnaître la présence de limon éolien.

Par ailleurs, les analyses minéralogiques de ces limons démontrent leur origine éloignée. Déjà en 1901, J. Cornet avait souligné qu'ils contenaient une quantité de zircons bien supérieure à celle des roches de

Belgique et il en tirait argument pour expliquer qu'ils ne dériveraient pas d'un substrat local. Les études ultérieures ont affiné cette vue et ont établi que quelques minéraux des limons éoliens (épidote et hornblende) ont une origine nordique. Amenés pendant les périodes froides par des vents du nord probablement descendus de la calotte glaciaire scandinave, les limons ont été soulevés par la déflation sur les plaines de lavage glaciaire à chenaux tressés où ils étaient déposés par les eaux issues de la calotte glaciaire. Signalons enfin que certains dépôts limoneux de l'Ardenne ont une origine plus locale. Comme l'a montré E. Juvigné (1977) pour des limons reposant sur des terrasses de l'Ourthe et qui contiennent des minéraux caractéristiques des alluvions de cette rivière, ces sédiments ont été soufflés sur la plaine alluviale périglaciaire à chenaux tressés de cette rivière et accumulés localement sur les versants de la vallée.

En bref, des limons éoliens apportés pendant la dernière glaciation sont présents dans tous les dépôts superficiels de l'Ardenne. Ils passent généralement inaperçus car leurs caractères distinctifs ne sont pas immédiatement reconnaissables. Ils sont le plus souvent mélangés avec des éléments du substratum à la suite d'une part de leur remaniement sur les pentes par les agents de transport en masse, et d'autre part, de leur mobilisation par des phénomènes de cryoturbation.

5. LES VERSANTS PERIGLACIAIRES

Comme des conditions périglaciaires ont existé chez nous pendant la majeure partie du Quaternaire et comme d'autre part, les processus qui se sont exercés alors sur les versants ont été beaucoup plus rapides et efficaces que ceux qui agissent aujourd'hui, il est évident que les versants que nous observons maintenant ont été essentiellement façonnés sous ces conditions climatiques périglaciaires rigoureuses. Toutefois, très rares sont les versants qui présentent des caractères morphologiques particuliers, typiquement périglaciaires. Dans quelques cas cependant, des morphologies de versant ont été expliquées par des phénomènes périglaciaires, à savoir : 1) des aplanissements quaternaires, 2) des formes attribuées à la nivation, 3) des versants rectilignes.

5.1. LES APLANISSEMENTS QUATERNAIRES

Les aplanissements quaternaires ont été mis en évidence en Ardenne par J. Alexandre (1957, 1958b). Le plus bel exemple d'aplanissement quaternaire est fourni par la dépression de Focant à l'est de Beauraing (fig 8.5). Il s'agit d'une dépression longue de 10 km, large par endroit de 4 km et dont la pente longitudinale particulièrement faible (0,5%) est déve-

loppée uniquement sur les schistes purs de la Famenne. Les pentes douces de cette dépression ressemblent à des pédiments. Elles ne peuvent cependant avoir été façonnées sous des climats chauds car cette dépression est excavée jusqu'à l'altitude des basses terrasses de la Lesse, ce qui établit que son façonnement prit place au Pléistocène supérieur. On a suggéré de désigner ce type de pente sous le nom de "cryopédiment" (Seret et de Béthune, 1966).

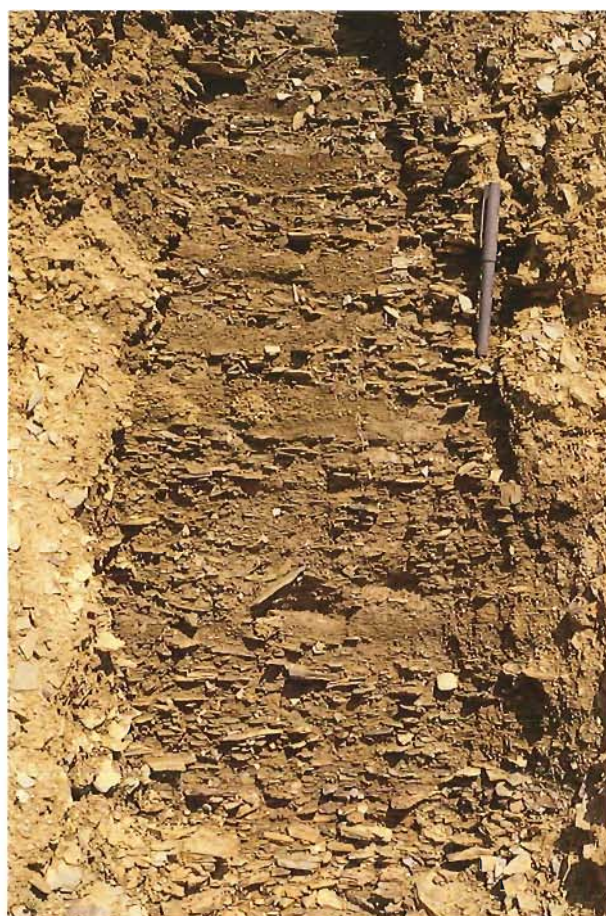


Fig. 8.6 - Gros plan sur le dépôt exposé dans la carrière de la briqueterie de Wanlin, et qu'on rapporta jadis, peut-être un peu abusivement, aux grèzes litées décrites en Charente. Ces dépôts typiquement périglaciaires, encore appelés éboulis ordonnés de façon plus générale, sont constitués de lits de petits débris de schistes, alternativement pourvus d'une matrice fine et dépourvus de toute matrice. Ceux-ci se seraient accumulés en bas de versant, ici dans un méandre abandonné de la Lesse, respectivement par ruissellement et par glissement individuel des débris sur une couverture neigeuse.

Les cryopédiments sont apparus sur les bancs les moins résistants à la gélivation, c'est-à-dire les roches schisteuses et calcaires. Leur inclinaison est d'autant plus faible que la taille des fragments libérés est réduite. Des pentes minimales inférieures à 1° sont façonnées sur les schistes de la Famenne; elles atteignent 1,5° sur les calcaires à petits bancs de la base du

LA GLACE DE SEGREGATION.

Dans un sol fin humide, gelant lentement, se forment des lentilles de glace de ségrégation. Autrement dit, l'eau migre en son sein, en direction du front de gel, où elle gèle en formant des lentilles de glace. Cette migration de l'eau est contrôlée par les forces capillaires et est en tout point semblable à la migration de l'eau qui se produit au sein d'un sol fin dont la surface est exposée aux rayons du soleil et qui s'assèche. L'assèchement ne se produit pas seulement à la surface du sol où prend place l'évaporation, mais également en profondeur, à la suite du déplacement de l'eau vers la surface par les films capillaires qui entourent les grains de petite taille. Dans le cas de l'évaporation, l'eau, en se transformant en vapeur, est soustraite au réseau capillaire où elle a transité; de la même manière, le gel en transformant l'eau en glace, c'est-à-dire en provoquant un changement de phase, la soustrait aux films capillaires. Dans le cas du gel cependant, l'eau ne quitte pas le sol, mais elle s'accumule près du front de gel.

Les conséquences de cette migration de l'eau et de la redistribution de celle-ci au sein du sol sont multiples. La première est que le sol où s'est accumulée la glace de ségrégation est sursaturé en eau lors du dégel. Il se transforme à ce moment en boue qui se déplace sur les pentes par des phénomènes de gélifluxion, c'est-à-dire en fluant. L'apparition de la glace de ségrégation entraîne d'une autre manière le déplacement du sol sur les pentes, à savoir par frost creep. Ce mouvement résulte du fait que le sol est soulevé perpendiculairement à la surface au moment du gel et retombe verticalement au dégel. Par ailleurs, la formation dans le sol de quantités importantes de glace de ségrégation peut soulever le sol de plusieurs mètres en donnant naissance à des palses.

Les modifications de volume engendrent des déplacements au sein de matériaux constitués d'éléments de granulométrie variable, processus qui intervient dans l'apparition et le développement de cryoturbations. La glace de ségrégation, en mobilisant l'eau capillaire, a aussi pour effet de provoquer une agrégation cryogénique, c'est-à-dire la formation d'agrégats au sein du sol, dont la préservation témoignera ultérieurement de l'existence d'un pergélisol.

Givétien, et même 2° ou 3° sur le calcaire (J. Alexandre, 1958b, 1960). Ces aplanissements ne se développent pas uniquement aux dépens des versants de la vallée principale, ils peuvent s'étendre quelquefois assez loin le long des cours d'eau secondaires. Enfin, ils sont associés étroitement à des lambeaux de terrasses. Les études des terrasses de l'Ourthe (J. Alexandre, 1957b; C. Ek, 1957), de la Lesse (G. Seret, 1957), de la Vesdre (A. Chapelier, 1957) puis de la Meuse (A.M. Clairbois, 1959) ont confirmé l'existence de ces aplanissements dans tout le territoire que nous considérons. J. Alexandre les a expliqués par un ensemble de processus périglaciaires qu'il appelle la "cryergie" en insistant en 1957 sur l'importance de la gélivation et de la solifluxion, et dès 1960, sur l'action du ruissellement. Actuellement, c'est à l'action de ce dernier facteur que l'on attribue l'essentiel de ces formes. C'est la désagrégation poussée due à la gélification qui a permis au ruissellement périglaciaire d'emporter les fragments libérés par le gel. Grâce à l'absence de végétation, il était en effet particulièrement efficace lors de la fonte des neiges. Cette érosion a abouti au façonnement de la dépression de la Fagne-Famenne, forme majeure du relief de l'Ardenne.

5.2. LES FORMES DE NIVATION

Le vent, dans les régions périglaciaires, répartit de manière très inégale la couverture neigeuse. La

neige est en effet accumulée en des endroits situés sous le vent et spécialement sous les crêtes en haut des versants. Cette neige, par un ensemble de processus réunis sous le nom de nivation (qui consiste seulement en une action plus efficace qu'ailleurs de la gélivation, du ruissellement et de la solifluxion), y détermine une érosion localisée qui donne naissance à des creux de nivation. Trois recherches ont signalé en Belgique des formes qui ont été attribuées à ce phénomène.

J. Alexandre (1958b) a décrit en Ardenne centrale le profil particulier de certaines vallées orientées vers le nord et le nord-est. "Celles-ci au lieu de posséder comme les autres une inclinaison diminuant progressivement vers l'aval, sont coupées en deux par une rupture de pente assez nette. La pente supérieure a une inclinaison très raide (en moyenne 10 à 20°) qui forme une espèce de cirque contournant la partie inférieure faiblement inclinée" (p. M311). F. Gullentops et ses collaborateurs (1966) signalent sur les versants supérieurs de la vallée de la Lienne, quatre encoches nettes et creusées chaque fois à la traversée de roches résistantes, dont seule la plus belle est exposée vers le nord-est. Des profils ont montré qu'elles consistaient en des pentes de 6 à 8° qui sont surmontées par des pentes de 15 à 23°, "nettement supérieures à ce que l'on attend à ces altitudes" (p. 195). Ces encoches ont été interprétées également comme des formes de nivation. E.



Fig. 8.7 - Aspect de surface de la coulée pierreuse qui encombre le fond de la vallée de la Soor moyenne, sur le flanc nord du plateau des Hautes-Fagnes. De telles coulées, caractérisées par la concentration des blocs au sommet et à l'extrémité aval du dépôt, se rencontrent dans de nombreuses vallées fagnardes.

Juvigné (1972) a également montré au cours d'une excursion, près de la route Barvaux-Hotton, au lieu-dit "Les Mignéés" une niche de nivation développée sur des schistes famenniens. Orientée vers l'est, cette forme se trouve à proximité d'une ligne de crête au-delà de laquelle s'étend une longue pente douce sur laquelle le déplacement de la neige par le vent a pu s'exercer efficacement.

Seuls des arguments morphologiques et d'orientation des encoches fournissent des arguments en faveur de ces interprétations. En l'absence de dépôts corrélatifs caractéristiques de la nivation (de tels dépôts ne sont pas connus!), la preuve de l'action de la neige ne pourra être apportée.

5.3. VERSANTS PARTICULIERS

Deux types de versants rectilignes périglaciaires ont été décrits dans le bassin de la Semois (A. Pissart, 1962) mais doivent se retrouver ailleurs, car tous deux correspondent à la limite d'action inférieure de processus périglaciaires, à savoir, pour des pentes supérieures à 25°, le transport par la seule gravité (ébou-

lis) et pour des pentes inférieures à 10°, le transport par la solifluxion en loupes (A. Pissart, 1966; Pissart et Gullentops, 1967). Des pentes rectilignes existent à des valeurs proches de ces limites.

Les premières d'entre elles sont proches de la valeur d'équilibre de l'éboulis, mais sans que nécessairement existe une accumulation de débris. Elles sont connues sous le nom de "versant de Richter". Elles sont façonnées en climat périglaciaire en raison de l'intensité de la désagrégation mécanique et ont été reconnues sur les versants de rive concave de la Semois où le substrat est attaqué perpendiculairement à la schistosité.

Le second type de pentes rectilignes, dont les valeurs sont généralement comprises entre 5 et 8°, correspondrait au passage de la solifluxion en loupes (plus rapide) à la solifluxion en nappe (plus lente). Elles apparaissent toujours sur des dépôts de solifluxion épais. Observés d'abord dans la vallée de la Semois, ceux-ci ont été ensuite retrouvés en de nombreux autres endroits de Haute Belgique.

6. LES DEPOTS DE VERSANTS

Comme un climat tempéré est revenu chez nous il y a seulement 10.000 ans (ce qui est géologiquement très récent), presque tous les dépôts de pente qui existent en Ardenne sont apparus sous un climat périglaciaire. Ces dépôts superficiels sont constitués de produits de désagrégation du substrat mélangés avec des limons éoliens. Il est impossible de distinguer dans ce mélange l'action du creep qui se produit toujours aujourd'hui, et celle du frost creep et de la gélifluxion qui étaient particulièrement actifs en climat froid. Lorsque la pente sur laquelle les débris ont transité est faible, le creep ne permet guère d'expliquer un déplacement important des éléments, aussi les accumulations de débris sont-elles alors attribuées à la gélifluxion (fig 8.8). Parfois, des dépôts de ruissellement plus ou moins bien classés peuvent aussi être distingués au pied des versants mais, bien peu de choses sont connues sur ces dépôts de pente au sein desquels des éléments de datation sont rarissimes, et pour lesquels aucune stratigraphie n'a été établie à ce jour.

Les dépôts de pente périglaciaires les plus typiques sont les dépôts lités qui, en Ardenne, se sont formés uniquement au détriment des schistes très gélifs de la Famenne (fig 8.6). Sur les pentes fortes, ces dépôts constitués de débris schisteux de très petite taille (quelques mm), souvent très faiblement émoussés, laissent apparaître un litage dû à l'alternance de couches sans matrice et de couches où les vides sont remplis de limon. Les particules schisteuses allongées sont le plus souvent disposées avec leur grand axe orienté suivant la ligne de plus grande pente. Sur des pentes fortes, l'inclinaison des couches peut s'élever jusqu'à 28°, soit jusqu'à une valeur qui correspond à l'action de la seule gravité. Si ces dépôts de pente remblaient une dépression, comme c'est le cas par exemple pour le méandre abandonné de la Lesse où se localise la briqueterie de Wanlin, l'inclinaison du litage varie, allant de 28° (pente la plus faible des éboulis) à quelques degrés vers le centre de la vallée, suivant un profil concave. Cette concavité résulte de l'action de divers processus, dont le principal est incontestablement le ruissellement.

La désagrégation extrêmement poussée des schistes de la Famenne est due à l'action du gel. Les cryoturbations et les traces de fentes de gel contemporaines du dépôt qui ont été retrouvées au sein de ces dépôts attestent de l'environnement froid qui existait au moment de leur formation. Très tôt, un parallélisme a été établi entre ces dépôts et les "grèzes litées" de Charente, en France, qui, à une latitude plus méridionale, ont été reconnues comme périglaciaires; ces dépôts ne sont cependant pas identiques et leur étude devrait être reprise.

Les dépôts stratifiés formés par la désagrégation des schistes de la Famenne ont été très souvent utilisés dans des briqueteries. Dans les briques qui en proviennent, on reconnaît les petits fragments de schistes de la formation originelle. A notre connaissance, une seule briqueterie, à savoir celle de Wanlin, exploite encore de nos jours en Ardenne ces formations particulières.

7. LES ACCUMULATIONS PIERREUSES

Un autre type de dépôt qui a retenu l'attention des chercheurs en Ardenne est constitué par les accumulations pierreuses. Elles ont été spécialement étudiées sur le plateau des Hautes-Fagnes (fig 8.7) car c'est dans cette région que, pour la première fois, K. Stamm en 1912 les a décrites en les interprétant comme des moraines plus ou moins remaniées; autrement dit, il les considérait comme des dépôts glaciaires établissant qu'une calotte glaciaire avait existé sur le haut plateau pendant le Quaternaire. Si, comme nous l'avons écrit plus haut, l'hypothèse de l'existence temporaire d'une petite calotte glaciaire peut toujours être envisagée, on ne pense plus aujourd'hui que les accumulations pierreuses soient des dépôts morainiques. On peut en effet constater que les accumulations de blocs se trouvent généralement dans les fonds de talweg où les agents de transport en masse ont pu naturellement les concentrer. Dans les Hautes-Fagnes, les blocs sont constitués de quartzite revinien qui résiste remarquablement à tous les processus d'altération, qu'ils soient chimiques ou mécaniques. Ils ont été conservés alors que l'altération, et spécialement l'altération chimique très efficace sous les climats chauds tertiaires, réduisait les roches voisines, et ont été libérés au moment où l'érosion a emporté le manteau d'altération dans lequel ils étaient compris.

Les accumulations pierreuses qui ont été observées dans le fond de certaines vallées du plateau des Hautes-Fagnes résultent cependant de l'activité d'un autre processus, à savoir des coulées boueuses. Il est en effet impossible d'expliquer sans faire appel à celles-ci que des matériaux très hétérométriques se soient déplacés sur plusieurs kilomètres sur une pente très faible dans le fond de la vallée de la Soor (sous-affluent de la Vesdre, descendant des Hautes-Fagnes vers Eupen). Ces dépôts, dont l'épaisseur dépasse localement 10 m, reposent sur un substratum nettement fauché lorsqu'il est constitué de phyllades désagrégés: des têtes de banc courbées vers l'aval prouvant l'action d'un mouvement de transport en masse ont été observées en une dizaine d'endroits de la vallée de la Soor. Ce dépôt est formé de matériaux très limoneux, non lavés, dont les caractères permettent d'exclure une origine fluviale. Enfin, les gros blocs qui constituent les coulées pierreuses se trouvent presque tous en surface et cette dis-

LES CRYOTURBATIONS ET LES SOLS STRUCTURAUX PERIGLACIAIRES.

Les actions de gel et de dégel donnent naissance dans les sols meubles dont la granulométrie est variée, et en présence d'une humidité suffisante, à des remaniements qui résultent principalement des variations de volume que subit le sédiment sous l'action du gel et que l'on appelle cryoturbation. L'accumulation de glace de ségrégation intervient d'une manière déterminante dans l'apparition de ces déformations, d'une part en engendrant des variations de volume considérables lors du gel et d'autre part en provoquant des sursaturations en eau et donc des passages à l'état boueux au moment des dégels. Cet état boueux peut permettre aussi la descente par gravité de poches de sédiments plus denses. Combinée avec d'autres processus, à savoir le soulèvement du sol par le gel, la migration des cailloux vers le front de gel, l'ouverture de fissures de dessiccation, l'action du gel fait apparaître dans les régions froides actuelles des sols structuraux périglaciaires: sols polygonaux, sols striés, cercles de pierres, etc...qui en profondeur correspondent à des cryoturbations. Actuellement, les traces de cryoturbations sont observées chez nous le plus souvent à la faveur de coupes verticales, et seulement très rarement dans un plan horizontal, suite à un décapage suivant une ancienne surface.

position ne résulte pas du soulèvement des blocs par le gel car, sous les blocs, des litages mal apparents ont été reconnus plusieurs fois.

L'ensemble des caractères observés ne peuvent être expliqués qu'en les rapportant à des coulées boueuses; celles-ci, très rapides si on compare leur vitesse de progression à celles du creep ou de la solifluxion, ont donc été mises en place quasi instantanément. Les descriptions des coulées boueuses qui ont été données (A.M. Johnson, 1970) ont établi avec certitude qu'au cours du déplacement, les éléments grossiers sortent de la coulée boueuse et s'accumulent au front et en surface de celle-ci. Le mécanisme responsable de ce triage a fait l'objet de nombreuses discussions. Les blocs transportés ayant une densité supérieure à celle de la masse de boue qui les supporte, on ne peut y trouver la raison de leur présence en surface, encore que les différences de densité fort réduites que présentent la masse des coulées et celle des blocs n'entravent guère leur accumulation à la surface (la densité des coulées peut atteindre des valeurs de 2,1 à 2,4 g/cm³). Quelques chercheurs ont prétendu que les gros blocs sont déplacés par des mouvements de turbulence qui se produisent au sein de la masse de boue. Cette théorie ne peut être conservée car il a été observé que dans de pareils écoulements, le mouvement est laminaire et non turbulent. Comme le propose A. Johnson (1970), une des causes de cette concentration des blocs doit être recherchée dans un mécanisme décrit par R. Bagnold (1954). Le concept de base de la théorie de Bagnold a été formulé pour expliquer des phénomènes de triage qui se produisent dans des masses de débris secs se déplaçant sur des pentes. Lorsque l'écoulement est limité d'un côté par une paroi rigide, les grains ne peuvent se déplacer que parallèlement à cette paroi ou en s'en éloignant. Les efforts des grains voulant se déplacer vers cette paroi, créent une force appelée "dispersive pressure" qui est responsable du triage. A. Johnson (1970) propose en outre qu'une force de résistance de la masse de boue s'opposant à l'enfoncement des blocs joue également un rôle.

De tels phénomènes de coulées boueuses n'ont pu se produire et se répéter qu'en l'absence de couverture végétale; ils prirent place dans un milieu typiquement périglaciaire, comme l'attestent quelques déterminations palynologiques de B. Bastin (Bastin *et al.*, 1972). Ces coulées de boue sont probablement l'équivalent des "debris flows" rares dans le temps mais cependant efficaces qui se produisent actuellement au Spitzberg (André, 1993). La découverte par E. Juvigné (Bastin *et al.*, 1972) dans les dépôts de la Soor de minéraux volcaniques (enstatite) provenant d'une éruption qui a eu lieu à une date mal précisée mais comprise entre 62.000 et 106.000 ans BP (E. Juvigné, 1993), a par ailleurs, montré que ces coulées boueuses sont apparues pendant la dernière glaciation. Toutefois à ce jour, aucun élément ne permet de mieux préciser le moment où elles se sont déclenchées.

Il est évident que de telles coulées boueuses se sont produites non seulement sur le plateau des Hautes-Fagnes mais dans toute l'Ardenne. Elles ont particulièrement attiré l'attention dans les Hautes-Fagnes en raison de la présence des gros blocs de quartzite extrêmement résistants qu'elles ont transportés et qui ont formé les coulées pierreuses. Des écoulements boueux rapides sont certainement survenus en d'autres endroits mais ils n'ont pas été reconnus à ce jour parce que la distinction entre dépôts de congélifluxion et dépôts de coulées boueuses est toujours impossible.

8. LES VALLEES ASYMETRIQUES

Un certain nombre de vallées ardennaises présentent dans leur partie tout à fait supérieure une asymétrie transversale marquée, un versant en pente forte faisant face à un versant faiblement incliné (fig 8.8). La meilleure étude de ces asymétries ardennaises a été réalisée par J. Alexandre en 1957. Selon lui, le facteur le plus important qui a déterminé l'apparition des asymétries est la quantité relative de matériaux descen-



Fig. 8.8 - Modelé d'un vallon condrusien hérité des périodes froides quaternaires régies par des conditions périglaciaires. Le volume considérable des débris livrés au ruisseau par la solifluxion sur un versant fort long et faiblement incliné (maintenant couvert de prairies) l'a repoussé contre l'autre versant (boisé), plus court et qui s'est raidi, engendrant une asymétrie nette du profil transversal du vallon. La Roche aux Faucons, Plainevaux.

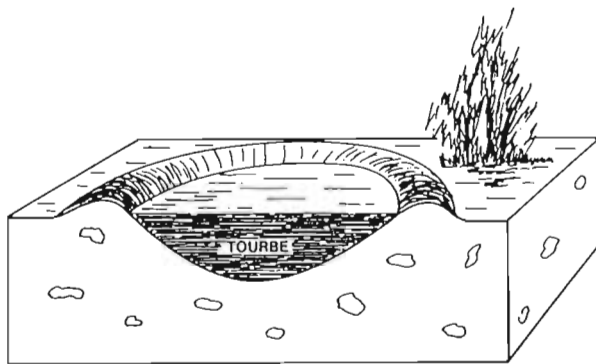


Fig. 8.9 - Bloc-diagramme montrant la morphologie d'un "vivier" typique des Hautes-Fagnes : dépression circulaire entourée d'un rempart et remplie de tourbe.

dus sous des conditions périglaciaires des deux versants opposés. Cette quantité ne dépend pas seulement de l'inclinaison de la pente, car de nombreux autres facteurs interviennent dans la production de débris à savoir la résistance des roches à la désagrégation (c'est-à-dire la nature du substratum), l'exposition du versant aux vents dominants mais aussi au soleil, et enfin sa longueur (un des versants peut être plus étendu ou plus élevé que celui qui lui fait face). En combinant ces facteurs, il est évident qu'un long versant en pente douce peut fournir beaucoup plus de débris qu'un versant plus court en pente forte. Ces débris plus abondants transportés par les agents de transport en masse périglaciaires, et spécialement par la gélifluxion, repoussent le cours d'eau latéralement vers le versant opposé qui est sapé et devient ainsi de plus en plus raide. Les asymétries de tête de vallée peuvent le plus souvent être aisément expliquées par ces phénomènes.

9. LES TRACES DE PALSES MINÉRALES DE L'ARDENNE

Les formes périglaciaires les plus spectaculaires de l'Ardenne sont les traces de paises qui existent par centaines sur le plateau des Hautes-Fagnes et en nombre plus réduit sur le plateau de la Baraque de Fraiture. Il s'agit de dépressions fermées remplies de tourbe et entourées d'un rempart (fig 8.9). Sur les surfaces horizontales, les dépressions ont tantôt une forme circulaire (fig 8.10), tantôt une forme irrégulière. Sur les versants, ces cuvettes s'allongent souvent parallèlement à la ligne de plus grande pente. Très fréquemment, elles restent alors ouvertes vers le haut de la pente, et le rempart présente en plan une forme de fer à cheval. Le diamètre des formes circulaires est voisin de 80 mètres; les formes allongées par contre ont une longueur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Comme les dépressions sont remplies de tourbe, c'est de l'extérieur que les remparts sont les plus apparents; ils peuvent s'élever de 5 mètres au dessus de la surface normale du sol. La profondeur des cuvettes remplies de tourbe est variable, allant de un à deux mètres, jusqu'à 7,5 mètres.

Dans certaines régions (fig. 8.12), les traces de paises sont extrêmement nombreuses et pratiquement contiguës. Il s'agit toujours de surfaces en faible pente car ces formes n'existent que lorsque l'inclinaison du sol est inférieure à 5%. Elles sont nombreuses sur les sommets et notamment sur une crête aplanie au SSE de Spa, la crête de Malchamps, dont la largeur ne dépasse pas 750 m.

Les plateaux où ont été observées ces dépressions fermées possèdent un substrat paléozoïque imperméable composé de quartzites et de phyllades profondément altérés. Une altération chimique intense y a



Fig. 8.10 - Les couleurs dont se pare la fagne en automne font bien ressortir les remparts circulaires des pales conservés en grand nombre dans la Brackvenn, au sommet des Hautes-Fagnes à l'ouest de Monschau (Monjoie).

LES BUTTES CRYOGENES.

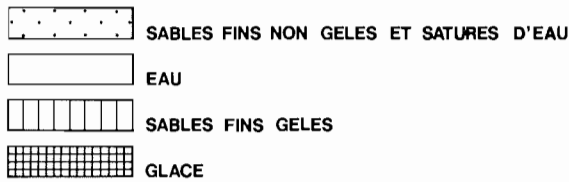
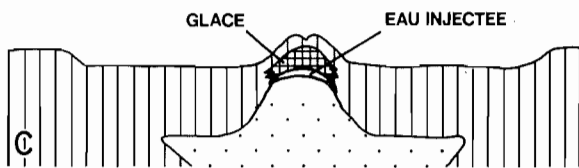
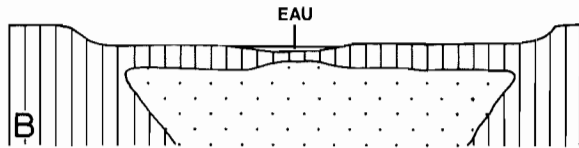
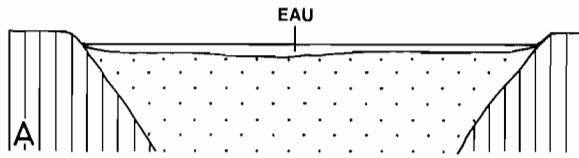
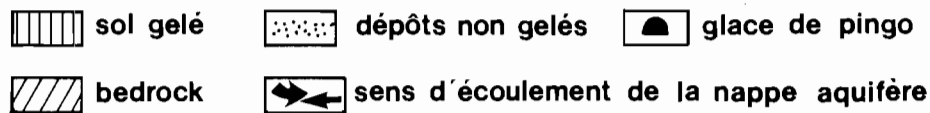


Fig. 8.11 - A. (à gauche). étapes du développement d'un pingo en système fermé. B. (ci-dessous). schéma de mise en place d'un pingo en système ouvert.



Deux grandes catégories de buttes cryogènes, c'est-à-dire formées par l'apparition de glace dans le sol, sont connues dans les régions périglaciaires actuelles. Il s'agit des pingos et des palses.

Les pingos résultent de l'apparition dans le sol de glace d'injection (on entend par là de la glace apparue par congélation d'une poche d'eau injectée dans le sol). L'injection d'eau peut être due à l'augmentation de volume de l'eau se transformant en glace, ce qui donne des pingos dits "en système fermé", ou résulter d'une simple mise en charge hydrostatique d'une nappe aquifère sur une pente, donnant naissance à des pingos "en système ouvert".

La figure 8.11a illustre l'origine des pingos nés en système fermé, dont il existe plus de 1.000 exemplaires dans le delta du Mackenzie, au Canada. Sous les nombreux lacs qui existent dans ce delta, les sédiments sableux ne sont pas gelés, car la profondeur d'eau est suffisante pour que la glace qui se forme à la surface ne se développe pas en hiver jusqu'au fond. Si le niveau du lac s'abaisse pour une cause quelconque (sédimentation ou vidange par érosion), le gel commence à pénétrer dans le fond du lac; l'augmentation de volume qui accompagne le gel de l'eau détermine dans le système fermé que constitue la poche de sédiments non gelés, une augmentation de pression qui va provoquer une injection d'eau vers le haut. Ce type de pingo nécessite l'existence d'un pergélisol profond, c'est-à-dire d'une température moyenne annuelle inférieure à -6°C .

Comme le montre la figure 8.11b, l'apparition de pingos en système ouvert nécessite des conditions climatiques moins rigoureuses (-2°C de température moyenne annuelle). Le pergélisol ici est peu épais et la pression nécessaire à l'injection d'eau est donnée par la mise en charge d'une nappe aquifère enfermée sous le pergélisol.

Alors que les pingos peuvent atteindre une élévation de 50 m, les paises sont des buttes plus réduites en altitude puisqu'elles ne dépassent pas une dizaine de mètres. Elles sont dues à l'apparition de glace de ségrégation au sein du sol, glace qui soulève le sol progressivement, soit sous forme de buttes isolées, soit sur une large étendue (plateau palsique). Les paises constituent les premiers îlots de pergélisol que l'on rencontre à la limite méridionale (dans l'hémisphère nord) du pergélisol discontinu. Elles apparaissent dans les tourbières, c'est-à-dire sous des couches de tourbe qui, sèches en été, constituent un bon isolant thermique, mais qui, gelées en hiver, sont meilleures conductrices de la chaleur. Une fois apparues, les paises sont plus exposées aux vents que les territoires horizontaux voisins. La couche de neige qui constitue un excellent isolant thermique l'hiver, y est de ce fait moins épaisse et le gel du sol y est plus important, facilitant leur croissance.

Des paises minérales apparues dans un sol non recouvert de tourbe ont été décrites à la bordure septentrionale du pergélisol discontinu. Elles semblent se former quand la température moyenne annuelle est comprise entre -4 et -6°C .

Les "viviers" des Hautes-Fagnes ont d'abord été expliqués comme des traces de pingos. Le progrès des connaissances concernant ces buttes cryogènes (pingos et paises) permet maintenant de les reconnaître comme des traces de paises minérales.

transformé sur plusieurs mètres d'épaisseur les bancs de phyllade en masses d'argile imperméables et, localement, les quartzites ont été réduits en des arènes sableuses plus perméables. Au-dessus de ces formations existe en quelques endroits (par exemple sur la crête de Malchamps au SE de Spa) de l'argile à silex, résidu d'altération des craies abandonnées par la transgression crétacique. Partout des limons éoliens, plus ou moins mélangés avec des éléments provenant du substratum, constituent la couverture superficielle.

L'origine naturelle de ces dépressions n'a pas été immédiatement reconnue et des hypothèses diverses, toutes anthropiques, furent d'abord avancées pour expliquer les formes que nous venons de décrire. L'une d'elles, qui consistait à considérer ces cuvettes comme des viviers de pisciculture, est à l'origine du nom de "vivier" qui est souvent utilisé pour les désigner.

Bien avant que soit établie l'origine périglaciaire des viviers, les palynologues se sont attachés à dater les remplissages de ces dépressions. Les premiers résultats obtenus par F. Florschütz (1937) lui ont permis de conclure que les plus anciens sédiments tourbeux de

remplissage qui pouvaient être datés remontaient au Dryas Récent (± 10.500 BP) et que le colmatage s'était poursuivi jusqu'à nos jours. Depuis lors, toutes les études palynologiques effectuées en vue de dater le colmatage des viviers ont abouti à des résultats similaires, aussi bien sur le plateau des Hautes-Fagnes que sur le plateau des Tailles (Bastin *et al.*, 1974). Seule G. Woillard (1975) a décrit dans un vivier de la Konnerzvenn un diagramme pollinique remontant au Dryas Ancien, mais il s'agissait probablement d'une erreur d'interprétation liée à des prélèvements inadéquats.

Des coupes dégagées à travers une dizaine de remparts de viviers du plateau des Hautes-Fagnes ont dévoilé la structure de ceux-ci. La figure 8.14a en donne un exemple caractéristique (Pissart et Juvigné, 1980); elle établit que les remparts sont nés de l'action de deux processus différents, à savoir 1) le soulèvement des matériaux à la suite de la croissance de glace au sein du sol et 2) la descente des matériaux, emportés par des agents de transport en masse sur la pente des buttes périglaciaires. La figure 8.14b décrit comment le rempart s'est constitué et indique que la couche de tourbe

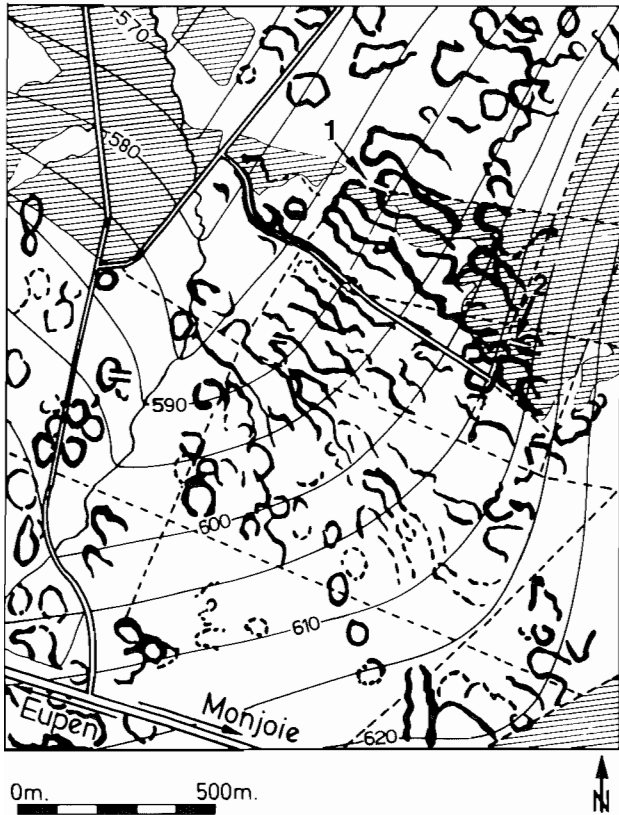


Fig. 8.12 - Distribution des remparts (en noir) dans une zone du plateau des Hautes-Fagnes située entre la Konnerzvenn et la Brackvenn.

enfouie sous le rempart, est antérieure à la croissance de celui-ci. Elle a été déformée à la suite du soulèvement du sol obliquement lors de l'apparition de la masse de glace, puis s'est affaissée verticalement lors de la fusion de cette dernière. Ce phénomène donne un épaissement des couches soulevées à l'emplacement du rempart. Si la majorité des remparts présentent une structure identique à celle de la coupe 8.14a, quelques-uns ont

cependant une allure différente: la figure 8.13 montre clairement que certains d'entre eux peuvent résulter de l'empilement de langues de solifluxion (Pissart, 1983).

Des datations ^{14}C de tourbe sous-jacente à un rempart de la Fagne de la Konnerzvenn près de Monschau (Monjoie), et aussi la reconnaissance d'un niveau de poussières volcaniques en son sein ont établi que la butte a grandi au cours du Dryas le plus récent (il y a 10 à 11.000 ans). L'étude palynologique (B. Bastin, 1985) a montré que la couche de tourbe considérée s'est formée au cours du Bolling et de l'Alleröd. Des datations ^{14}C faites sur du matériel organique provenant d'un autre rempart, et la reconnaissance de poussières volcaniques existant dans cinq autres formes ont toutes indiqué la même époque d'apparition, à savoir le dernier Dryas (Juvigné, 1983). Nous pensons donc actuellement que les buttes cryogènes dont nous retrouvons les traces en Ardenne sont toutes apparues durant une période froide très courte (moins de 1000 ans), lors du dernier coup de froid de la dernière glaciation.

La première hypothèse périglaciaire expliquant les viviers des Hautes-Fagnes comme des traces de buttes cryogènes les considérait comme des traces de pingos (A. Pissart, 1953). L'ensemble des connaissances rassemblées aujourd'hui permet d'y voir plutôt des traces de palses minérales. La différence est importante car les mécanismes qui donnent naissance à ces deux types de buttes cryogènes ne sont pas les mêmes. En effet, les pingos apparaissent à la suite de la mise sous pression de l'eau d'une nappe aquifère soit par l'action du gel, soit par une mise en charge hydrostatique sur un versant. Ce sont des phénomènes d'injection d'eau vers les couches gelées superficielles, où cette eau se transforme en glace, qui sont à l'origine des pingos. Par contre, les palses apparaissent par cryosuction, l'eau étant attirée par les forces capillaires vers les endroits où se forment des lentilles de glace de ségrégation. Les conditions climatiques sous lesquelles apparaissent pin-

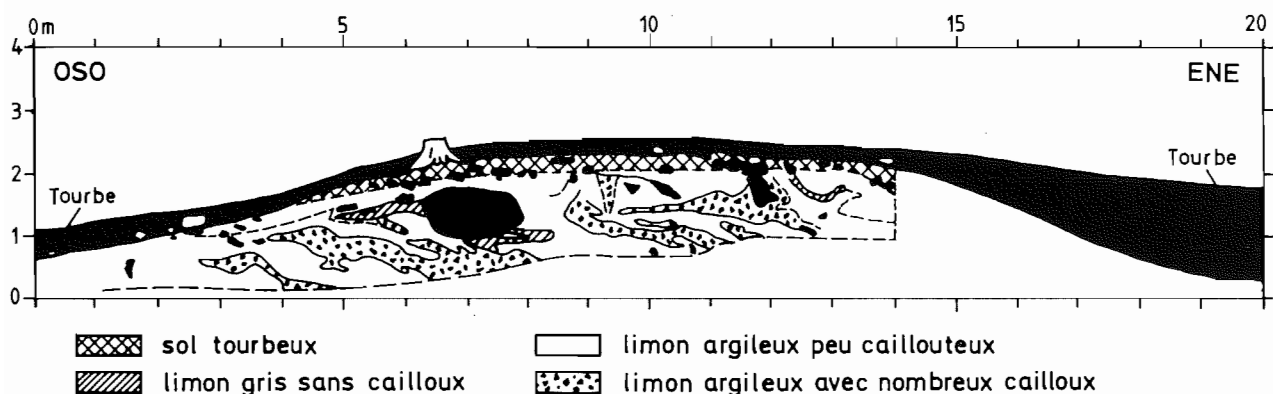
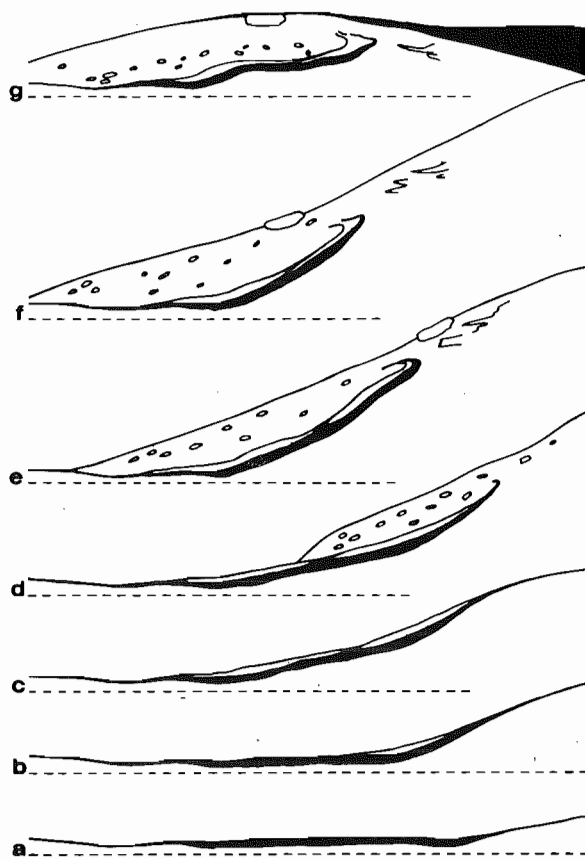
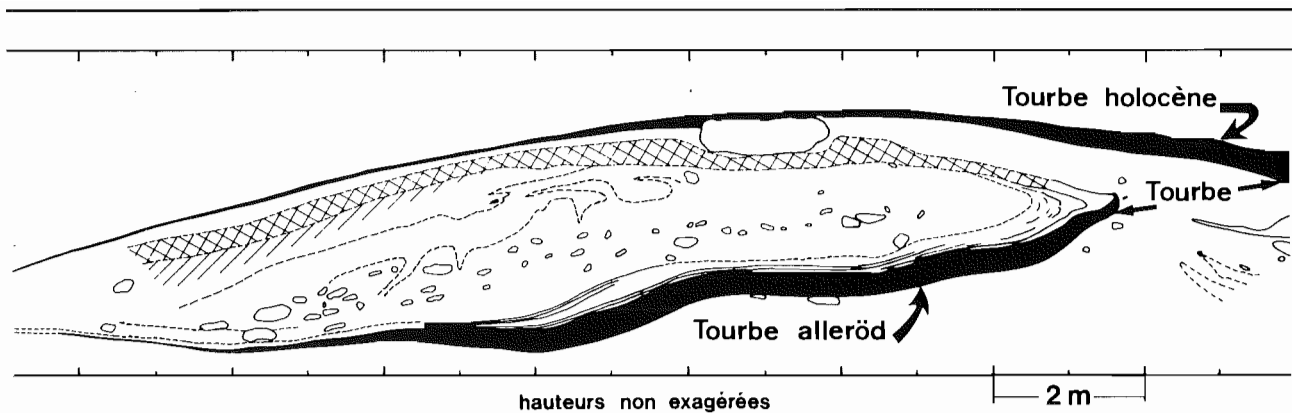


Fig. 8.13 - Coupe dans le rempart d'un "vivier" des Hautes-Fagnes localisé sur la figure 8.12 par le chiffre 2. La structure du rempart est différente de celle qui a été observée dans une dizaine d'autres coupes dégagées dans les Hautes-Fagnes: le rempart est constitué par l'empilement de coulées de solifluxion.



8.14 - A (ci-dessus), coupe dans le rempart d'un "vivier" de la Konnerzvenn. La localisation de cette coupe est indiquée sur la figure 8.12 par le chiffre 1. Quatre datations ^{14}C de la tourbe Alleröd ont été réalisées. Les dates 11.030 ± 160 B.P. (G.N.8891) et 10.820 ± 150 B.P. (LV-1011) correspondent au niveau de poussières volcaniques. La base de la tourbe a été datée de 12.170 ± 90 B.P. (G.N.8891) et 12.710 ± 180 B.P. (LV-1012). Ces datations sont données dans Pissart et Juvigné (1980) et Bastin (1985). B (à gauche). Schéma indiquant comment s'est constitué le rempart du "vivier" donné ci-dessus. Le premier schéma (a) représente la topographie avant la croissance de la butte cryogène: de la tourbe s'accumule dans une légère dépression; en (b) et (c), des processus de ruissellement apportent les premiers sédiments recouvrant la tourbe; en (d), (e) et (f), des phénomènes de solifluxion construisent la masse principale du rempart; en (g), après la fusion de la glace sous-jacente, le rempart présente la structure actuelle.

gos et paises ne sont pas identiques. Les pingos en système fermé ne grandissent que lorsqu'existe un pergélisol profond, c'est-à-dire dans des conditions climatiques très rigoureuses. Par contre les paises se forment dans des zones de pergélisol discontinu où la température moyenne annuelle est beaucoup moins basse. Les arguments principaux qui permettent de reconnaître comme des restes de paises les traces de buttes cryogènes reconnues en Ardenne, sont :

1. La forte densité au km^2 des viviers des Hautes-Fagnes. Cette densité est identique à celle qui se présente dans les champs de paises, mais n'a jamais été

observée pour les pingos, quel que soit leur mode d'apparition.

2. L'absence de sables en profondeur dans les zones à viviers, sables qui auraient recelé la nappe d'eau nécessaire pour qu'apparaisse de la glace d'injection.

3. La brièveté de la période (le dernier Dryas a duré moins de 1000 ans) au cours de laquelle les formes étudiées sont apparues. Or, en raison de leur mécanisme de formation, les paises apparaissent beaucoup plus vite que les pingos.

4. L'impossibilité pour les viviers typiques situés sur des sommets (et par exemple sur la crête de Malchamps près de Spa) d'être nés par injections d'eau car celles-ci ne peuvent provenir ni de systèmes fermés (il n'a jamais existé de lac sur ces crêtes), ni de systèmes ouverts (aucune pente susceptible de mettre l'eau en charge ne les surmonte). On ne connaît donc pas dans la nature actuelle de mécanisme susceptible de donner des pingos dans des conditions lithologiques et topographiques semblables à celles du plateau des Hautes-Fagnes.

En revanche, des buttes cryogènes actuelles semblables à celles qui ont existé sur le plateau des Hautes-Fagnes, quoique rarement décrites, existent. Les formes les plus voisines que l'on connaisse ont été observées dans le Québec septentrional près de la baie d'Ungava (Pissart et Gangloff, 1984), et en Laponie suédoise (Akerman et Malstrom, 1986). Il s'agit chaque fois de régions de pergélisol discontinu où la température moyenne annuelle est voisine de -4°C .

10. POUR CONCLURE

Les traces de phénomènes périglaciaires quaternaires sont donc très nombreuses sur le massif ardennais quoique le plus souvent elles n'apparaissent qu'à des chercheurs attentifs. Il est en effet presque impossible de creuser une excavation en Ardenne sans rencontrer des formations qui se sont mises en place pendant les périodes froides. Partout existent des limons éoliens déposés sous des conditions périglaciaires. Pratiquement tous les dépôts de pente qui jalonnent les pieds des versants résultent de phénomènes de frost creep et de congélifluxion. De même, le stock de cailloux qui se trouve dans les plaines alluviales paraît avoir été détaché des versants pendant les glaciations. C'est que, comme nous l'avons dit précédemment, il y a seulement 10.000 ans que la dernière glaciation s'est terminée, ce qui représente géologiquement un passé extrêmement proche.

L'ENCAISSEMENT DES RIVIERES ARDENNAISES AU COURS DU QUATERNAIRE

YVES CORNET

1. INTRODUCTION

Les terrasses fluviales, et plus particulièrement celles de la Meuse ont constitué un sujet d'études géomorphologiques précoce. La thèse de J. Hol consacrée à ces terrasses démontrait dès 1916 un soulèvement du Massif de Rocroi au cours du Quaternaire. Ultérieurement, les travaux de P. Fourmarier (1926, 1931) et de M. Rigo (1934, 1935) ont également contribué à approfondir la connaissance des terrasses fluviales quaternaires de la Meuse et du bassin de l'Ourthe, dans le premier cas, et de la Semois, dans le second. A l'époque, l'intérêt de telles études était principalement attendu dans le domaine de la néotectonique, car l'origine eustatique des terrasses n'était pas encore envisagée; les variations du niveau de la mer n'avaient été évoquées que dans le seul cas du développement de quatre niveaux de terrasses de la Somme, en relation évidente avec des niveaux de plages (de Lamothe, 1901, 1916).

En 1939, P. Macar a démontré pour la Meuse inférieure, soit en aval de Liège, que le nombre de niveaux de terrasses était bien supérieur à celui connu jusqu'alors: il en reconnaissait une dizaine. Après la guerre, sous sa houlette, ses élèves ont étudié les terrasses de la Meuse et de ses affluents à l'amont de Liège. Ils ont ainsi apporté la confirmation de l'existence d'une dizaine de niveaux de terrasses pour ces rivières. Présentant le résultat de ces travaux en 1957, P. Macar discute l'origine de ces terrasses. Les idées avaient évolué et l'on admettait alors que les terrasses avaient une origine climatique, c'est-à-dire que les variations du climat au cours du Quaternaire avaient déterminé des phases pendant lesquelles l'érosion verticale était arrêtée, tandis que l'érosion latérale se poursuivait. En 1957, les écoles de Liège et de Louvain s'opposaient; la première défendait l'idée de terrasses périglaciaires, la seconde celle de terrasses interglaciaires.

Depuis lors, les opinions se sont rapprochées, et on admet que la majorité des terrasses sont apparues pendant les périodes froides du Quaternaire. Cependant, E. Paulissen (1973) signale l'existence d'une terrasse interglaciaire dont il a découvert un lambeau dans la

région de Maastricht, la terrasse holstein (interglaciaire Mindel-Riss) de Lanaken. A un moment où l'on se rend toujours mieux compte de la complexité des variations climatiques quaternaires, il est maintenant évident que les schémas d'évolution ne sont pas aussi simples.

Bien entendu, l'encaissement saccadé des rivières et les terrasses qui en résultent ne peuvent être dus aux seules fluctuations climatiques. Le soulèvement de l'Ardenne a évidemment déterminé l'enfoncement des rivières, ainsi que le prouvent amplement les profondes vallées ardennaises. Un soulèvement saccadé entrecoupé par des périodes d'arrêt permettant la formation de plaines alluviales est la seule alternative à l'hypothèse d'une origine climatique des terrasses. A l'heure actuelle, aucun argument concret ne vient cependant conforter cette hypothèse d'une tectonique par à-coups. Il paraît dès lors préférable d'admettre un soulèvement continu, quoique s'accéléralant sans doute au cours du Quaternaire, combiné à un contrôle climatique de la genèse des terrasses. Une difficulté à admettre ce schéma réside dans le fait que les rivières actuelles ne paraissent pas s'encaisser, mais cela résulterait simplement du fait que le stock de cailloux amenés lors de la dernière glaciation n'a pas encore été évacué.

Les recherches effectuées depuis 1960 ont fait apparaître peu à peu que le nombre de niveaux de terrasses est sans doute plus élevé encore que ne le supposait P. Macar. Déjà en 1960, A. Pissart décrit 3 niveaux proches qui constituaient sans doute la "terrasse principale" de la Meuse à Hermée. En Famenne, E. Juvigné (1963) trouve 12 niveaux de terrasses pour l'Ourthe; dans la Meuse liégeoise, F. Renard (1980) puis E. Juvigné et F. Renard (1992) signalent l'existence de 23 niveaux de terrasses; de même, dans l'Ourthe inférieure, Y. Cornet (1987) en renseigne 21....

La réalité est-elle encore plus complexe et le schéma défendu est-il erroné? Nul ne peut l'affirmer actuellement sauf sans doute pour la Meuse inférieure, à la sortie de la région qui nous préoccupe dans cet ouvrage. Soulignons cependant que les dépôts alluviaux décrits dans cette région reposent sur des formations secondaires et tertiaires moins résistantes que les roches

PLAINE ALLUVIALE ET TERRASSES.

Une vallée, plus ou moins large en fonction du bassin versant drainé, de l'importance du cours d'eau qui y coule, de la durée de son incision dans le substratum en conditions par ailleurs stables et de la résistance des roches traversées, peut se subdiviser en deux entités (fig 9.1). La première est la plaine alluviale actuelle (fig 9.2), constituée d'un lit mineur correspondant aux chenaux où s'écoule la rivière en période d'étiage et d'un lit majeur inondé lors des crues. La seconde entité correspond aux versants, le long desquels on peut retrouver des replats étagés qui, souvent, constituent des témoins de plaines alluviales anciennes, ou lambeaux de terrasses fluviales (fig 9.3) que P. Fourmarier (1932, in M. Rigo, 1934) définissait dans les termes suivants:

“Au point de vue géographique, la terrasse apparaît comme un replat interrompant la continuité des versants de la vallée; la terrasse se marque ainsi nettement dans le paysage, et il semble tout indiqué de la définir par l'altitude même du replat topographique par rapport au thalweg actuel ou à la plaine alluviale du fond de la vallée. Au point de vue géologique, la terrasse est couverte d'alluvions marquant l'ancien profil de remblaiement, et ces alluvions comprennent généralement des dépôts grossiers à la base et des limons au sommet.

Si aucune érosion ne s'était manifestée, il serait rationnel, du point de vue géologique comme du point de vue topographique, de définir la terrasse par sa partie supérieure supposée plane; en effet, cette surface, dans ce cas, marque la fin du remblaiement et la reprise du creusement vertical de la vallée; elle correspond ainsi à un stade important de l'évolution géologique et géographique du pays, mais une condition est indispensable: il faut que la terrasse n'ait subi aucune érosion ou remaniement. Or il est exceptionnel qu'il en soit ainsi, sauf pour les terrasses de date toute récente. Dans ces conditions, il peut paraître utile de chercher un point de comparaison plus stable; le seul qui soit à envisager est alors l'ancien bed-rock sur lequel reposent les alluvions. Il représente le moment où fut réalisé le profil d'équilibre, stade suivi aussitôt par la période de remblaiement plus ou moins prolongée”.

Cette description n'est pas exhaustive. En effet, elle ne rend pas compte de la diversité des morphologies fluviales. Elle s'applique plus particulièrement aux terrasses d'accumulation car le stade d'érosion est suivi d'un stade de remblaiement, alors que l'on connaît également des terrasses d'érosion et des terrasses polygéniques (fig 9.4). Les premières, les plus fréquentes en Ardenne, sont caractérisées par une épaisseur d'alluvions qui peut être totalement mobilisée par la rivière. Les secondes ont été définies comme le résultat de l'action combinée et simultanée des érosions latérale et verticale. Elles se rencontrent donc le plus souvent le long des versants de rives convexes. Théoriquement, dans ce cas, le sommet du bed-rock sous-jacent devrait présenter une pente régulière vers le fond de vallée; cependant c'est surtout l'aspect de surface qui est régulier (fig 9.5) et qui, en Ardenne, résulte en fait généralement de remaniements ultérieurs: solifluxion, ruissellement, accumulations éoliennes. Cet aspect superficiel fait parfois qualifier de terrasse polygénique ce qui n'est qu'un ensemble de terrasses clairement distinctes mais extérieurement fondues en une pente douce et homogène sous l'action de ces agents de remaniement.

paléozoïques ardennaises; l'érosion y est donc plus facile et de ce fait, les niveaux locaux peuvent y être plus nombreux. Par ailleurs, les recoupements de méandres et la capture qui se sont produits en cet endroit (E. Juvigné et F. Renard, 1992) viennent obscurcir le schéma évolutif. Enfin rappelons que cette région se trouve dans la zone de flexure entre l'Ardenne, qui se soulève, et les Pays-Bas, qui s'affaissent. Cette tectonique peut engendrer des effets complexes.

En Ardenne, par ailleurs, il serait bon de pouvoir distinguer les restes de plaines alluviales étendues des dépôts alluviaux dont l'extension limitée témoigne de terrasses locales ayant une moindre signification géomorphologique. Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut malheureusement pas souvent trancher ces questions et le présent chapitre ne peut donc

que refléter les résultats, mais aussi les incertitudes des travaux publiés à ce jour.

2. L'ETAGEMENT DES TERRASSES ET L'ASPECT DE LEUR PROFIL EN LONG

Comme nous le rappelle le bref panorama historique évoqué ci-dessus, les niveaux de terrasses élaborés par les rivières ardennaises au Quaternaire ont été multipliés au fil des recherches. Par ailleurs, si P. Macar (1957a) a réalisé une première synthèse sur les niveaux de terrasses de la Meuse, de l'Ourthe, de la Vesdre et de la Lesse, une certaine incertitude subsiste quant aux raccords entre les niveaux des différentes rivières. Seule la “terrasse principale” de P. Macar se suit assez facilement, grâce à son développement et au



Fig. 9.1 - La vallée de la Vesdre en aval de Verviers. A la plaine alluviale largement occupée par l'industrie, l'habitat et les voies de communication s'opposent les versants, interrompus par les vastes replats de terrasse de la Vesdre. A l'arrière-plan, on distingue le paléoversant de la vallée, contre lequel butait l'ancienne plaine alluviale maintenant en position de terrasse.

grand nombre de lambeaux témoins qui persistent. Cependant, ce niveau repère de la terrasse principale a depuis lors été rejeté, pour la Meuse inférieure, par E Juvigné et F. Renard (1992) qui le considèrent dans cette région comme peu fiable, car il n'a selon eux qu'une signification locale.

La méthodologie d'étude des terrasses peut-elle être dès lors incriminée? Les axes sur lesquels la projection des lambeaux est effectuée sont-ils représentatifs du tracé des rivières, surtout quand elles se sont déplacées par érosion latérale - ceci étant particulièrement vrai pour les cours inférieurs des rivières principales, la Meuse en aval de Liège, par exemple? L'encaissement des rivières est-il continu dans le temps et l'espace? La conservation des lambeaux de terrasses ou témoins de plaines alluviales anciennes n'est-elle pas très aléatoire et n'expliquerait-elle pas que l'on soit amené à proposer des raccords entre lambeaux d'âge différent? L'influence de phénomènes locaux tels que des recoupements de méandres (voir infra) ou des captures entraînant des reprises d'érosion et donc la formation de terrasses locales, n'altère-t-elle pas ces raccords? N'est-il pas dès lors abusif de parler du nombre de niveaux de terrasses à l'échelle d'un bassin? Ces nombreuses interrogations expliquent peut-être la croissance continue du nombre de niveaux avec l'amplification des investigations et sa variation d'une étude à l'autre.

L'élargissement des recherches à d'autres rivières, les raccords entre les niveaux observés le long des affluents et sous-affluents ont cependant permis d'apporter d'importantes informations chrono-stratigraphiques et altimétriques.

A l'exception de la Moselle, l'Oise, la Sûre et ses affluents, les rivières du massif ardennais appartiennent au bassin de la Meuse. C'est donc par cette rivière que nous allons commencer la présentation des différents niveaux retrouvés car elle constitue le niveau de base qui détermine l'évolution de tous ses affluents et sous-affluents.

2.1. L'ETAGEMENT DES TERRASSES

2.1.1. Les terrasses de la Meuse

Dès son entrée en Ardenne à Mézières, et jusqu'à Haybes (Fig 7.5), la Meuse laisse apparaître 7 niveaux de terrasses (A. Pissart, 1961, 1974b). A partir de la confluence avec la Semois, la pente des niveaux de terrasses successifs augmente fortement car, d'une part, les roches paléozoïques de l'Ardenne sont plus résistantes que celles du Bassin parisien traversé en amont de Mézières et, d'autre part, la Semois apporte une charge importante qui doit être évacuée par la Meuse.

PROFIL EN LONG, NIVEAU DE BASE, POINT ORIGINE ET EROSION REGRESSIVE.

Le profil en long d'un cours d'eau (fig 9.8) est obtenu par nivellement topographique du fond du lit mineur ou du sommet de la plaine alluviale, par exemple. Les altitudes mesurées sont ensuite reportées sur un graphique représentant, dans un système de référence cartésien, l'altitude de chaque point en fonction de son éloignement par rapport à l'origine du nivellement, le plus souvent une des extrémités de la zone étudiée. Cet éloignement est la distance mesurée selon le tracé en plan du lit mineur ou selon l'axe de la plaine alluviale.

L'analyse d'un profil en long de rivière montre l'existence d'une succession de courbes concaves vers le haut et s'approchant de l'horizontale d'amont en aval. Ces segments de courbe successifs se raccordent en des points remarquables, caractérisés par une rupture de pente nette. Celle-ci correspond à l'augmentation brusque vers l'aval de la pente du profil, par exemple à l'endroit d'une confluence ou à la traversée par la rivière de couches résistantes à l'érosion. Les altitudes de ces points remarquables constituent autant de niveaux de base partiels du cours d'eau. Leur position planimétrique marque des points origines. Quant à l'extrémité aval de la rivière, elle représente son niveau de base. Toutes autres conditions (débit, sections transversales des chenaux) étant égales par ailleurs, un déplacement du point origine vers l'amont à niveau de base constant ou un abaissement du niveau de base à point origine constant provoquent une reprise d'érosion (fig 9.6). A l'inverse le déplacement du point origine vers l'aval à niveau de base constant ou une remontée de ce niveau de base à point origine constant provoquera un remblaiement. Une combinaison de déplacements des point origine et niveau de base pourra se traduire par l'un ou l'autre des phénomènes en fonction de l'importance relative de chacun des déplacements. Nous illustrons plus loin les effets d'un abaissement du niveau de base par l'exemple de la capture du Trô-Marêt et ceux d'un déplacement du point origine vers l'amont et donc d'une réduction de longueur du profil en long par le cas de la capture de type Sainte Austreberte de Botassart. Un autre cas de réduction de longueur du profil en long peut se rencontrer lors du phénomène de recouplement de méandre; ses conséquences sont bien visibles sur l'Amblève où la cascade de Coo résulte d'un tel phénomène.

Celle-ci n'a donc d'autre solution que d'accroître sa pente afin d'augmenter les vitesses d'écoulement qui lui permettent d'évacuer ces sédiments plus grossiers.

Dans cette région, la terrasse 4' de A. Pissart (1961, 1974b) est corrélée par cet auteur à la "terrasse principale" de P. Macar (1957a). En suivant les raccords proposés par A.M. Clairbois (1959), il la prolonge jus-

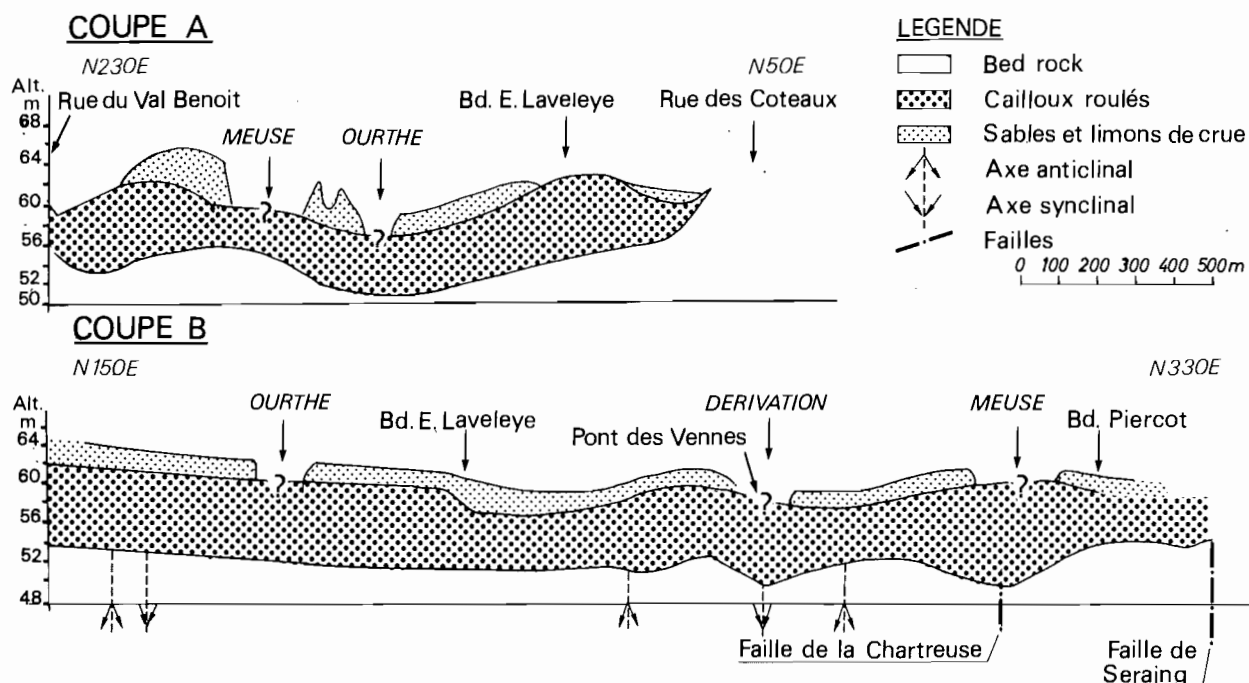


Fig. 9.2 - Coupes transversale et longitudinale dans une plaine alluviale actuelle (Carte géotechnique de Liège).

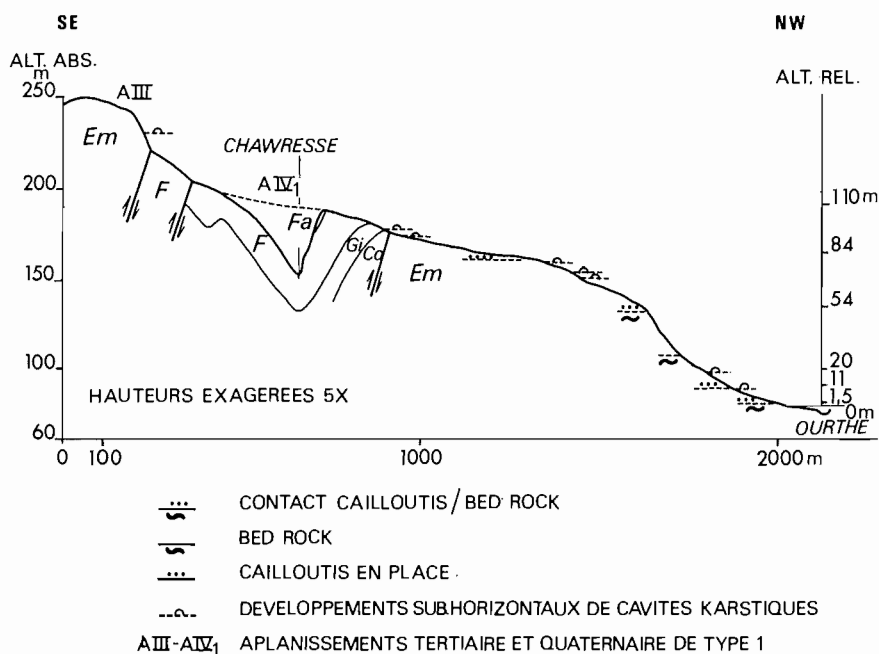


Fig. 9.3 - Coupe transversale dans une vallée, où apparaissent plaine alluviale, terrasses quaternaires et niveaux d'aplanissement sommitaux (au haut du versant). Em: Emsien. Co: Couvinién. Gi: Givetien. F: Frasnien. Fa: Famennien.

qu'à Liège où il la retrouve 50 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle (A. Pissart, 1974b). Les terrasses plus récentes, donc inférieures à cette "terrasse principale", disparaissent en amont de Mézières: ceci est expliqué par la capture de la Moselle, détournée par un affluent du Rhin à Toul, ce qui aurait provoqué une diminution de débit de la Meuse, entravant ainsi son creusement ultérieur. Par ailleurs, les roches paléozoïques plus résistantes traversées par la Meuse entre Vireux et Monthermé constituent un niveau de base partiel où l'érosion régressive de la Meuse de Dinant a été stoppée et en amont duquel la plaine alluviale de la Meuse s'est élargie et présente une pente longitudinale plus faible (A. Pissart, 1961, 1974a). En amont de Mézières, la Meuse ne s'est pratiquement pas encaissée depuis la capture de la Moselle, comme en témoignent les alluvions des basses terrasses qui, à Warcq, près de Mézières, contiennent de nombreux cailloux de granite amenés par la Moselle depuis les Vosges. A Liège, par contre, la Meuse se serait encore encaissée de 50 m (A. Pissart, 1974a) après cette capture. Cependant, des études plus récentes tendent à réduire cette différence d'encaissement entre ces deux tronçons. En aval de Liège, le dernier niveau où l'on retrouve des minéraux provenant de la Moselle (J. Zonneveld, 1956; Bustamante-Santa Cruz, 1974) se situe beaucoup plus bas, soit à 20 m d'altitude relative (E. Juvigné et F. Renard, 1992; L. Krook, 1993): il s'agit du niveau correspondant au lambeau de Caberg. Cette observation jette le plus grand doute sur la validité des raccords des terrasses proposés entre Mézières et Liège.

Entre Haybes et Namur, les 7 niveaux de terrasses repérés à l'amont ont également été reconnus. L'aspect de leur profil longitudinal permet cependant de

supposer un soulèvement récent du sol sous l'effet de la tectonique (A. Pissart, 1961; Demoulin, ce vol.). Celui-ci serait maximum dans la région de Givet où il a déformé les terrasses supérieures de telle façon que leur pente longitudinale s'est inversée, alors que les profils en long des niveaux inférieurs ont été moins perturbés: ils sont horizontaux.

En aval de Namur, la Meuse sort de la zone ardennaise. Cependant, les raccords de proche en proche jusque Liège et même plus en aval permettent de corréler des observations réalisées dans ce tronçon ou même sur des affluents qui s'y raccordent (Ourthe, Vesdre, Amblève), avec des observations réalisées en amont. Ainsi, dans ce tronçon, A.M. Clairbois (1959) reconnaît 11 niveaux de terrasses jusque Liège et, en aval de Liège, E. Juvigné et F. Renard (1992) ont mis en évidence 23 niveaux. Certains d'entre eux trouvent néanmoins leur origine dans l'influence de facteurs locaux. Ainsi, la terrasse de Hermée, qui est constituée de 3 niveaux altimétriquement très proches peut résulter de recouvrements de méandres provoquant des chutes à partir desquelles l'érosion régressive entraîne la formation de niveaux de terrasses proches. E. Juvigné et F. Renard (1992) invoquent également la possibilité de raccorder des lambeaux de terrasse selon une pente apparente de la terrasse plus forte que celle de la plaine alluviale actuelle en faisant appel à la formation de méandres provoquant l'allongement du cours de la rivière et diminuant les pentes réelles. C'est le cas du raccord qu'ils proposent entre le lambeau de Hermée et celui de Lanaye-Romont. Semblables influences sont bien entendu plus fréquentes dans la partie aval des cours d'eau, où la plaine alluviale s'élargit et où la sinuosité au sein de celle-ci est importante.

RESTITUTION DES PROFILS DE TERRASSES: RACCORDS DE PROCHE EN PROCHE ET AUTRES TECHNIQUES.

La localisation des replats topographiques à partir de cartes ou de photographies aériennes (photo-interprétation) est la première étape de l'étude des terrasses. Elle peut être complétée par la reconnaissance d'autres indicateurs géomorphologiques de stabilité du réseau hydrographique, comme, par exemple, les différents étages et développements sub-horizontaux des cavités karstiques ou grottes (C. Ek, 1961) et les niveaux d'aplanissement quaternaires.

Bien visible en surface, un aplanissement quaternaire consiste en un versant en pente douce développé transversalement à un axe hydrographique, auquel il se raccorde. La valeur de la pente est déterminée par la dimension des matériaux meubles qui résultent de l'altération du substratum et qui couvrent la surface. Estimée à 1% sur schiste et 2% sur calcaire (J. Alexandre, 1957a), elle est d'autant plus élevée que le matériau est grossier. Au moment de leur développement, le niveau de base des aplanissements est constitué par une plaine alluviale. Ils se raccordaient donc au sommet de celle-ci.

Deux processus extrêmement importants sont intervenus dans le façonnement de ces formes, à savoir, le ruissellement et la gélifluxion. Sur les schistes de la Famenne, c'est le ruissellement qui a joué le rôle essentiel; les pentes qui en résultent peuvent s'abaisser jusque 1 ou 2%. Lorsque les pentes sont plus fortes, la gélifluxion a également pu intervenir.

L'étape suivante de l'étude des terrasses consiste en un contrôle sur le terrain subdivisé en 4 phases:

1. recherche des dépôts typiques de plaine alluviale;
2. caractérisation pétrographique et texturale de ces dépôts;
3. mesure de leur épaisseur et recherche de la présence éventuelle de dépôts ultérieurs sus-jacents, notamment des accumulations éoliennes et des colluvions;
4. localisation altimétrique de la base du dépôt alluvial et de son contact avec le bed-rock sous-jacent.

Dès que les dépôts fluviatiles en place ont été retrouvés, le replat peut être défini comme un lambeau de terrasse fluviale; il est cartographié.

Ensuite, on cherche à reconstituer les profils en long des anciennes plaines alluviales par le raccord entre lambeaux d'amont en aval. La première technique proposée est celle des raccords de proche en proche. On réalise, selon un axe passant par le milieu de la plaine alluviale actuelle, un profil en long du sommet de celle-ci. Ensuite, c'est par rapport à ce profil que l'on reporte l'altitude du contact cailloutis/bed-rock pour chaque lambeau de terrasse repéré. Sur ce graphique, l'abscisse, distance mesurée le long de l'axe passant par le centre de la plaine alluviale actuelle, est déterminée par la projection orthogonale ou phénoménologique (fig 9.7) du lambeau de terrasse sur cet axe. Enfin, les raccords se font prioritairement au départ des niveaux les mieux conservés (fig 9.8).

Cette façon de procéder est cependant loin de satisfaire les géomorphologues car le profil longitudinal du fond d'un lit de rivière (auquel peuvent être assimilés les contacts cailloutis/bedrock utilisés pour les raccords, si ce fond est rocheux) n'est pas aussi régulier qu'on le postule (fig 9.2). Par ailleurs, la projection d'un lambeau de terrasse sur l'axe de la plaine alluviale actuelle est d'autant plus critiquable que le lambeau en est éloigné et que la pente longitudinale de la terrasse est forte. De plus, le choix même de cet axe ne rend pas compte des variations de longueur du cours d'eau qui se produisent à la suite du développement ou quelquefois du recoupement des méandres. La longueur réelle du profil d'un cours d'eau n'est pas connue pour les époques anciennes, pour lesquelles on ne dispose que d'informations éparées.

Dès lors, d'autres méthodes ont été proposées. Parmi celles-ci, citons la recherche de marqueurs lithologiques au niveau du cailloutis, tels que la proportion de cailloux de quartz. En raison d'une altération moins rapide des quartz par rapport aux autres éléments du cailloutis, cette proportion augmente depuis les basses et récentes terrasses vers les terrasses hautes et plus anciennes, soumises depuis plus longtemps aux actions climatiques et pédologiques et remaniant les résidus de l'altération chimique qui s'est produite sous les climats chauds du Tertiaire.

Cependant, au sein d'une même plaine alluviale, la variation de la composition pétrographique du cailloutis sur quelques centaines de mètres de distance peut être très importante (F. Duchesne et A. Pissart, 1985). De plus, généralement, les différences enregistrées entre deux niveaux successifs ne sont pas significatives d'un point de vue statistique (E. Paulissen, 1973) et ne permettent pas de les distinguer.

Dans cette même voie sédimentologique, d'autres chercheurs (E. Juvigné, 1973, 1979) ont exploité les retombées de poussières volcaniques dispersées par voie aérienne (Téphra), dont la composition minéralogique caractérise une éruption déterminée et dont l'âge peut être précisé par d'autres méthodes d'investigation (datations isotopiques, basées sur la mesure de la désintégration au cours du temps d'isotopes radioactifs). Malheureusement, cette méthode ne peut être appliquée qu'aux très basses terrasses.

D'autres analyses, par exemple paléontologiques (J.M. Cordy *et al*, 1993) ou palynologiques (B. Bastin et E. Juvigné, 1978), ont été effectuées occasionnellement. Souvent, ces analyses ont une portée locale. Elles constituent un complément utile à la méthode des raccords de proche en proche et permettent de confirmer ou d'infirmer des corrélations établies entre dépôts très éloignés les uns des autres.

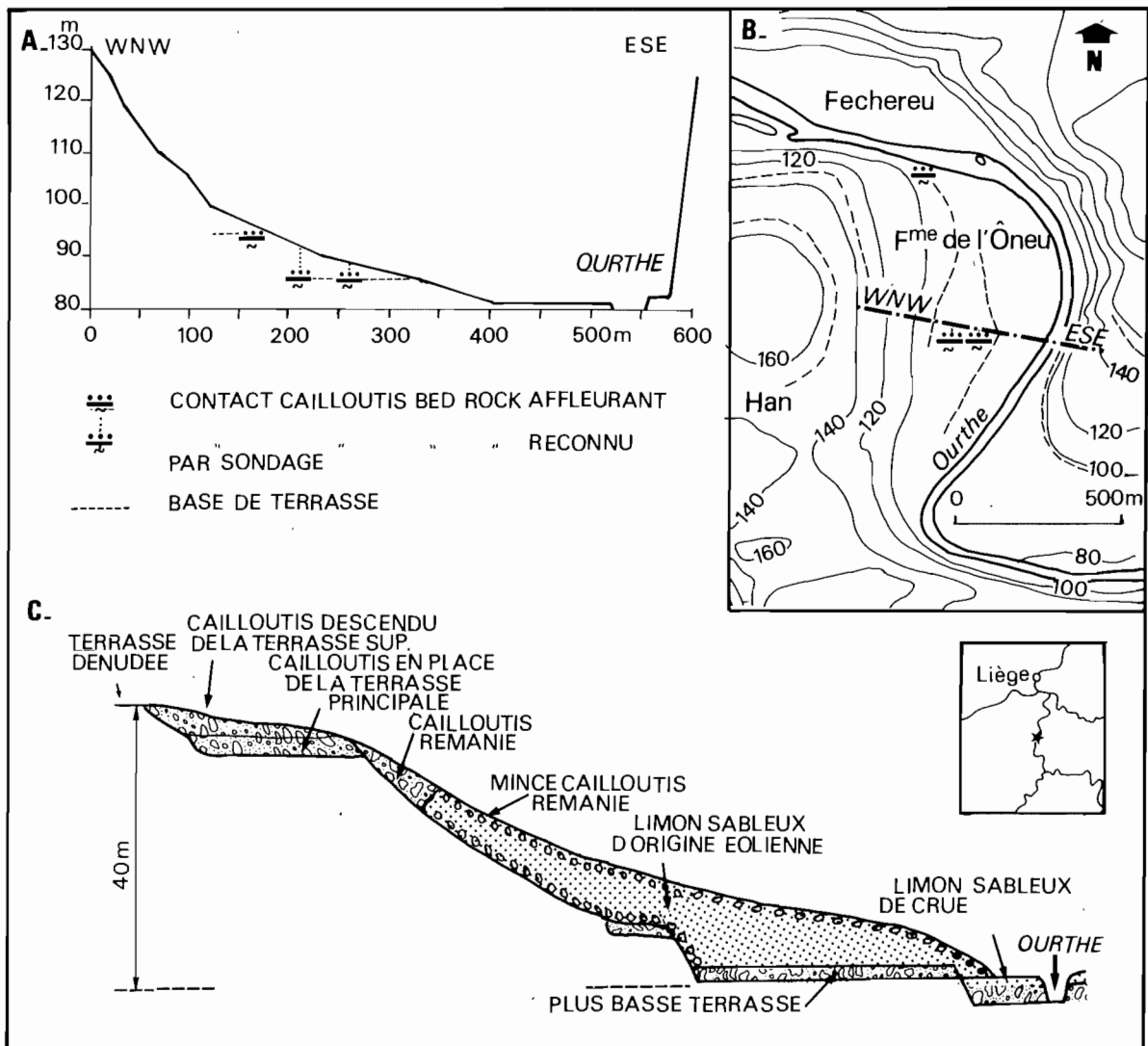


Fig. 9.4 - Localisation en rive convexe (B) et coupe schématique transversale d'une "terrasse polygénique" (A-C).

Parmi les 23 niveaux reconnus par E. Juvigné et F. Renard, la base de trois d'entre eux se trouve, aux Pays-Bas, sous le sommet de la plaine alluviale actuelle. Deux d'entre eux ont été identifiés en région liégeoise:

- la terrasse de Vivegnis située 4 m au dessus de la base de la plaine alluviale actuelle et correspondant à la terrasse d'Eisden-Lanklaar (Saale-Warthe ou Riss II, soit 125 à 175 ka BP);

- la terrasse de Herstal, située 9 m au dessus de la base de la plaine alluviale.

2.1.2. La Semois

La Semois supérieure s'écoule en terrains jurassiques. Elle se situe en dehors du massif ardennais, n'y pénétrant que momentanément, 4 km en amont de Chiny; ensuite, elle divague de part et d'autre de la limite Ardenne - Lorraine avant de s'écouler définitivement sur le substratum primaire à partir de Sainte-Cécile.

Dans le Jurassique, A. Hufty (1957) distingue 6 niveaux de terrasses quaternaires, qui, à la confluence Semois - Vierre, culminent respectivement aux altitudes relatives (ou altitudes mesurées par rapport à la plaine alluviale actuelle) suivantes: 6, 11, 21, 27, 39 et 47 m. Par contre, il attribue, au Tertiaire, un niveau situé à 54 m d'altitude relative.

Dans le tronçon ardennais de la Semois, le nombre de niveaux de terrasses est égal à celui reconnu dans la vallée de la Meuse, soit 7 niveaux. Cependant, un niveau plus élevé a été observé le long de la Semois, qui n'a pas d'équivalent le long de la Meuse. Sa présence est liée à l'évolution du réseau hydrographique de la Meuse pendant la fin du Tertiaire (A. Pissart, 1961).

A ce moment, la Meuse supérieure s'écoulait vers l'ouest dans le Bassin parisien. La Semois qui développait son niveau élevé traversait d'est en ouest la zone occupée actuellement par la vallée de la Meuse et se jetait dans la Meuse supérieure au delà du Col de Sècheval, qui se trouve dans le prolongement de cette terrasse supérieure à l'ouest de la vallée de la Meuse actuelle (Grimbérieux *et al.*, ce vol.).

La Semois, comme la Meuse qui constitue son niveau de base, ne s'est pratiquement pas encaissée verticalement depuis la capture de la Moselle.

2.1.3. La Lesse

Après avoir traversé les schistes et grès du Dévonien inférieur puis les calcaires du Dévonien moyen, les schistes et psammites du Dévonien supérieur et enfin des calcaires carbonifères, la Lesse conflue avec la Meuse à Anseremme. A cet endroit, A. Pissart (1961) a reconnu 6 niveaux de terrasses pour la Meuse, et c'est quelques kilomètres en amont qu'il décrit la déformation de leurs profils en long par l'effet de la tectonique. En aval d'Anseremme, A.M. Clairbois (1959) reconnaît 11 niveaux à la Meuse.

La Lesse, étudiée par J. Alexandre (1957b) et G. Seret (1957), révèle un nombre variable de niveaux de terrasses en fonction de la région traversée. Certains sont reconstitués grâce à l'étude des aplanissements quaternaires. Dans la région ardennaise sensu stricto, quatre niveaux ont été reconnus. En Famenne, où les roches sont moins résistantes à l'érosion et où l'énergie du relief est moins importante que dans les régions voisines situées en amont et en aval, la Lesse a, au cours de son évolution, développé une large plaine alluviale. Le nombre de niveaux retrouvés s'y élève à 10. Par contre, au Condroz, les niveaux inférieurs sont moins bien

Fig. 9.5 - Une terrasse polygénique de l'Ourthe, sur la rive convexe du méandre de Han, au nord d'Esneux. Les gradins estompés qui apparaissent sur cette rive laissent suspecter que la terrasse polygénique doit être décomposée en plusieurs niveaux bien individualisés, mais seuls des sondages permettraient d'en déterminer le nombre et la position exacte.



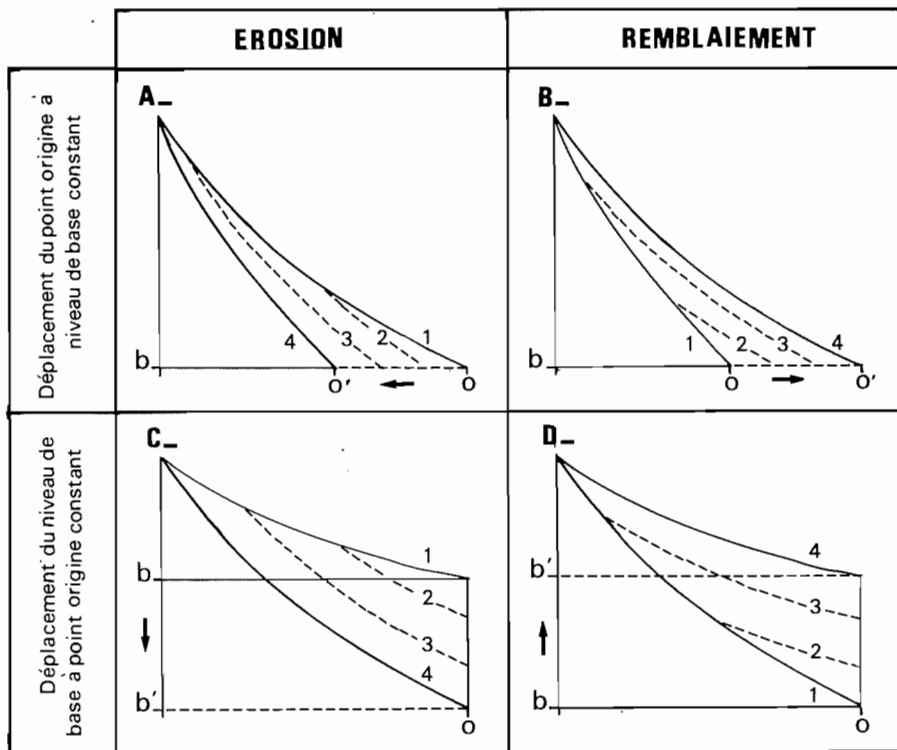


Fig. 9.6 - Evolution du profil en long d'un cours d'eau sous l'effet du déplacement de son point origine et de son niveau de base (d'après A. Pissart, 1961).

représentés, seulement 7 niveaux peuvent être prolongés avec certitude jusqu'à la confluence avec la Meuse.

Les différents niveaux de terrasses reconstitués dans la partie aval du bassin de la Lesse, soit en Famenne et dans le Condroz, sont parallèles entre eux. En Ardenne, la pente de la plaine alluviale actuelle augmente fortement vers l'amont. Cette plaine alluviale converge vers les niveaux de terrasses. Elle les rejoint successivement, des plus jeunes aux plus anciens.

2.1.4. La Sambre

A la bordure nord-occidentale du massif ardennais, la Sambre développe son cours depuis la région de Novion-en-Thiérache jusqu'à sa confluence avec la Meuse, à Namur. Elle s'écoule du Bassin parisien vers le synclinal de Namur, où affleurent les schistes houillers, après une brève traversée du massif ardennais.

F. Libotte (1960) y retrouve 11 niveaux de terrasses, le même nombre que celui observé par A.M. Clairbois (1959) le long de la Meuse. Contrairement à la tendance généralement observée en Ardenne, les niveaux supérieurs divergent vers l'amont. Dans leur cours inférieur, leur pente est très faible, confirmant l'hypothèse du basculement quaternaire de l'Ardenne nord-occidentale dans la direction ouest-nord-ouest. Ce

basculement soulève le tronçon aval par rapport au tronçon amont de la rivière.

2.1.5. L'Ourthe et ses affluents

A Liège, l'Ourthe, qui résulte de la confluence de deux cours d'eau à Nisramont, l'Ourthe occidentale et l'Ourthe orientale, se jette dans la Meuse. L'Ourthe orientale prend sa source sur les hauteurs au NE de Houffalize, tandis que l'Ourthe occidentale naît sur le plateau de Libramont. C'est après un trajet d'un peu plus de 100 km qu'elle se jette dans la Meuse après avoir collecté les eaux de plusieurs rivières qui seront évoquées ci-dessous: la Lienne, l'Amblève, ses affluents et sous-affluents (Warche, Warchenne, Trô-Marêt), la Vesdre.

L'Ourthe

L'Ourthe développe son cours sur un substratum très diversifié pouvant être subdivisé en cinq tronçons: le tronçon ardennais, des sources à Hotton; le tronçon de la Famenne schisteuse, de Hotton à Vieuxville; le tronçon de la région des calcaires givetiens de Vieuxville à Hamoir; le tronçon condrusien, de Hamoir à Esneux; et, enfin, la traversée de l'Ardenne condrusienne jusque Liège.

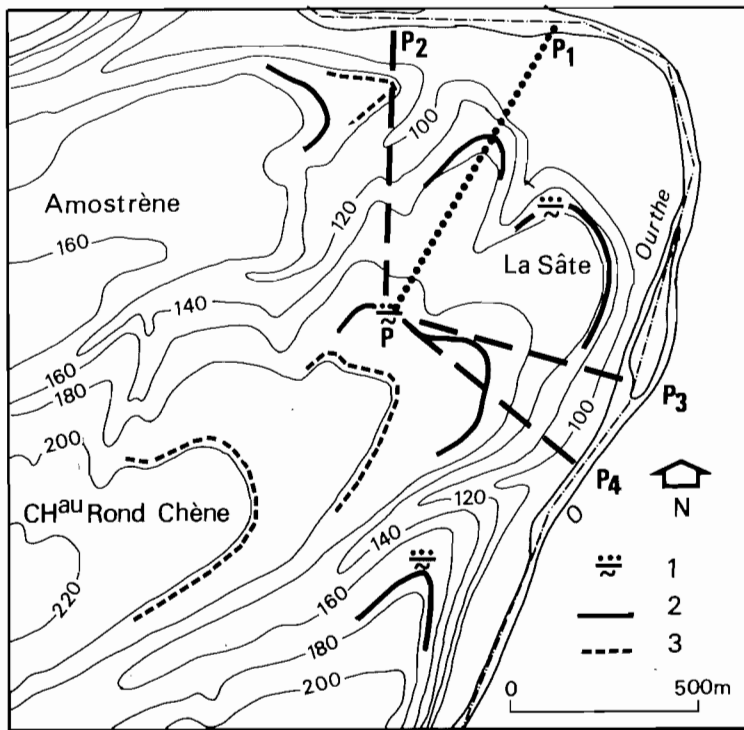


Fig. 9.7 - Projection d'un lambeau de terrasse selon le principe de la projection orthogonale ou en fonction de l'évolution des phénomènes fluviaux. 1: contact cailloutis/bedrock. 2: limite de lambeau de terrasse (base reconnue). 3: limite de lambeau de terrasse (base non reconnue). P1: projection phénoménologique. P2-P4: projections orthogonales.

En Ardenne, jusqu'à Laroche, J. Alexandre (1957b) n'a retrouvé que les témoins de la plus haute et très ancienne terrasse quaternaire. A partir de Laroche, il décrit 6 niveaux, tous antérieurs ou contemporains de la "terrasse principale" de la Meuse.

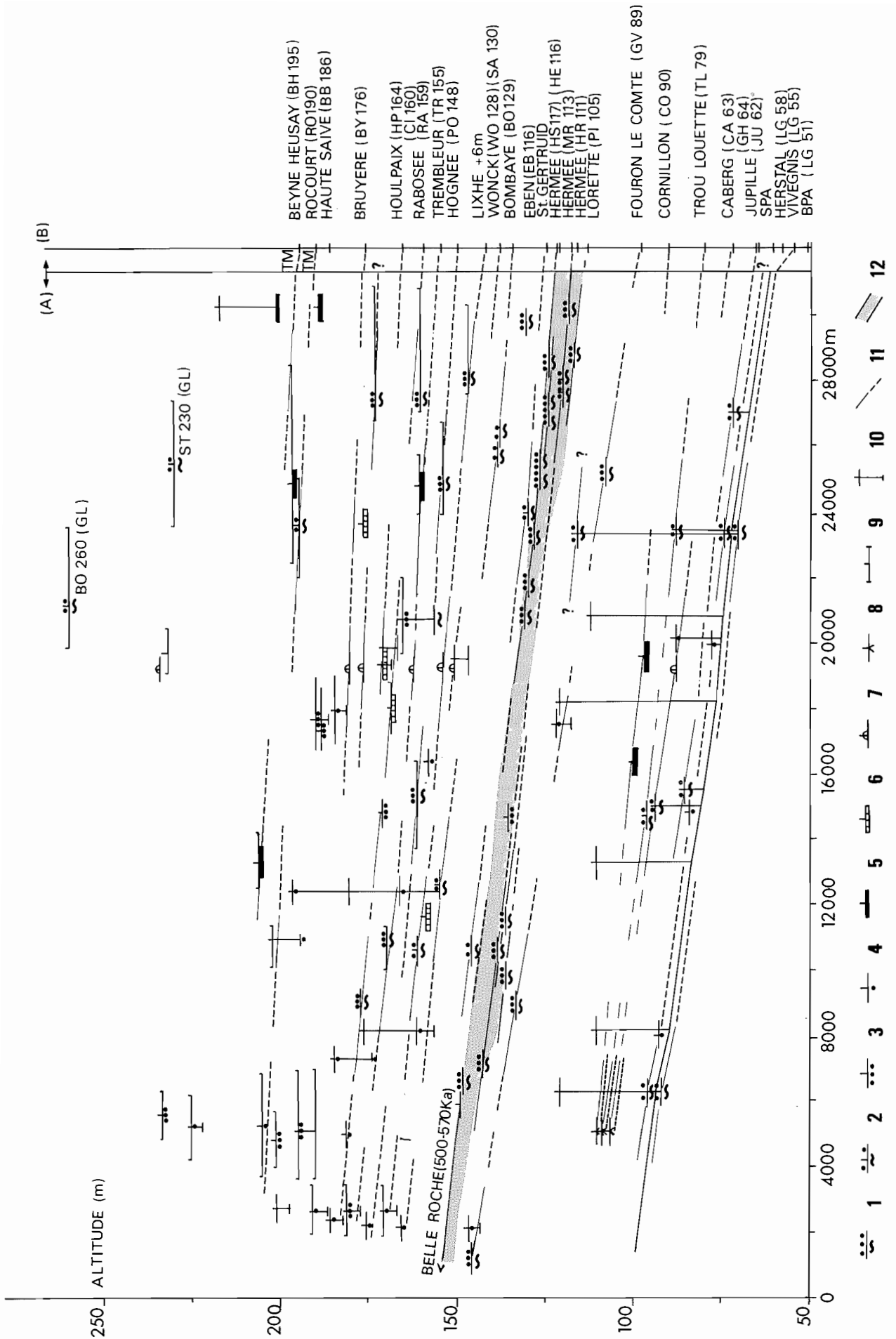
En Famenne, région schisteuse où l'Ourthe élargit sa plaine alluviale, E. Juvigné (1963) reconnaît douze niveaux de terrasses parmi lesquels les basses et très basses terrasses sont particulièrement bien représentées. C'est également à partir de la Famenne, au niveau du coude de Noisieux, que la pente des terrasses diminue brutalement. Ce changement de pente conforte l'hypothèse d'un basculement tectonique quaternaire de l'Ardenne dans la direction ouest-nord-ouest (A. Pissart, 1974b), basculement déjà apparent à l'analyse du profil en long des terrasses de la Meuse.

En aval de Bomal, C. Ek (1957) décrit le long de l'Ourthe inférieure 9 niveaux de terrasses. Cependant, en 1973, E. Juvigné retrouve à Tilff, dans une excavation creusée dans la plaine alluviale, un niveau de terrasse dont l'altitude relative par rapport au

sommet de la plaine alluviale actuelle est de -1.5 m. E. Juvigné y a retrouvé des minéraux volcaniques appartenant à la téphra de Rocourt. La mise en place de la terrasse est donc postérieure à cette retombée datant de 61 à 106 ka BP. Cette observation démontre que la rivière s'est très peu encaissée depuis plusieurs dizaines de milliers d'années et probablement depuis le début de la dernière glaciation. L'étude détaillée de l'Ourthe inférieure entre les confluences Amblève-Ourthe et Ourthe-Meuse a permis à Y. Cornet (1987) de reconnaître 21 niveaux et donc de démontrer que les niveaux de terrasses de l'Ourthe sont visiblement en nombre supérieur à celui mentionné par C. Ek (fig 9.8), tout comme F. Renard (1980) et E. Juvigné et F. Renard (1992) l'ont démontré pour les terrasses de la Meuse entre Cointe et Lixhe par rapport au nombre de niveaux reconnus par P. Macar (1957a) antérieurement.

Cependant, comme l'illustre le profil longitudinal de la figure 9.8, il convient de reconnaître que le nombre de lambeaux par niveau de terrasse identifié est parfois faible. Par ailleurs, la fiabilité altitudinale des témoins de stabilité de l'Ourthe est très variable en fonc-

Fig. 9.8 - Profil en long de l'Ourthe inférieure avec l'ensemble des témoins de stabilité exploitables. 1. contact cailloutis/bedrock d'un lambeau étendu. 2. idem pour un lambeau de petite dimension. 3. cailloutis en place sur un replat étendu. 4. idem sur un replat de petite dimension. 5. replat dénudé sur substrat schisto-gréseux. 6. idem sur substrat calcaire. 7. développement subhorizontal de conduit karstique. 8. aplanissement quaternaire. 9. incertitude de projection. 10. incertitude altitudinale. 11. profil longitudinal probable et interpolé. 12. "terrasse principale". GL: graviers liégeois. TM: traînée mosane. SPA: sommet de la plaine alluviale. BPA: base de la plaine alluviale. (A) d'après Y. Cornet, 1987. (B) d'après E. Juvigné et F. Renard, 1992.



tion de leur qualité: lambeaux de terrasse dont le contact cailloutis/bed-rock a été observé, lambeaux couverts d'un cailloutis dont la base n'a pas été positionnée avec précision, replats dépourvus de toute couverture alluviale, développements sub-horizontaux de conduits karstiques et enfin, niveaux d'aplanissement. Les caractéristiques du substrat peuvent également influencer la validité de l'information altitudinale.

L'extension des témoins d'anciennes plaines alluviales est également très variable. Par exemple, pour un ensemble de niveaux de l'Ourthe correspondant vraisemblablement aux terrasses mosanes de Hermée et de Lorette, la concentration en lambeaux de grande superficie est très élevée: ces niveaux rendent compte d'une période pendant laquelle la plaine alluviale s'est fortement étalée latéralement. Des lambeaux moins vastes sont par contre moins significatifs. Souvent couverts de dépôts moins épais, ils sont susceptibles de correspondre à des niveaux locaux développés au cours de l'encaissement de la rivière et conservés par la suite de façon aléatoire. De tels niveaux, qui n'ont évidemment aucune signification globale, sont notamment signalés dans la vallée de l'Ourthe par les lambeaux apparaissant entre les niveaux assimilés respectivement aux terrasses mosanes de Lorette et de Cornillon.

De façon plus générale, nous pouvons considérer que les terrasses inférieures de l'Ourthe présentent un profil fiable grâce aux nombreux lambeaux que l'on retrouve en rive convexe des différents méandres actuels de la rivière. Leurs raccords avec les terrasses de la Meuse, réalisés en prolongeant jusqu'à la confluence Ourthe-Meuse la pente des niveaux décrits par E. Juvigné et F. Renard (1992), paraissent d'ailleurs acceptables. Le groupe de niveaux que nous avons mis en correspondance avec les terrasses de Lorette et Hermée marque un stade d'évolution de la rivière bien caractérisé tout au long de l'Ourthe inférieure. Cet épisode précéda une reprise d'érosion verticale très marquée après laquelle l'Ourthe ne connut plus d'extension latérale importante. D'autre part, le niveau supérieur appartenant à ce groupe de terrasses constitue un repère chronostratigraphique intéressant car, en amont, il se rattache très probablement au niveau de terrasse de la Belle-Roche dans la vallée de l'Amblève, alors qu'à l'aval, il est très certainement plus récent que le niveau d'Eben-St Geertruid et pourrait correspondre au niveau supérieur de Hermée. Enfin, étant donné les incertitudes de projection qui s'ajoutent aux incertitudes altitudinales et au nombre peu élevé de lambeaux par niveau, les raccords reconstruisant les terrasses supérieures à celle de Hermée sont peu fiables sur l'Ourthe.

L'Amblève et la Lienne

Le long de l'Amblève inférieure, C. Ek (1957) distingue 6 niveaux de terrasses. A proximité de

sa confluence avec l'Ourthe, à Pont de Scay, un paléokarst a été retrouvé dans la carrière de la Belle Roche (J.M. Cordy, 1981; J.M. Cordy *et al.*, 1993) à l'altitude de 163 m, soit 55 m au dessus de la plaine alluviale actuelle. A cet endroit, C. Ek (1957) avait délimité des lambeaux de terrasse appartenant à ses quatrième et sixième niveaux, situés respectivement 90 et 52 m au dessus de la plaine alluviale actuelle de l'Amblève. L'altitude relative de 55 m correspond par ailleurs au niveau 5 de C. Ek, qui n'en avait mentionné aucune trace à la Belle-Roche. Les dépôts fluviaux de l'Amblève que l'on retrouve à la base du remblaiement du paléokarst reposent sur des limons éoliens remaniés. Ils sont couverts d'un complexe détritico-limoneux et d'un complexe de ruissellement. L'examen du magnétisme rémanent dans le dépôt attribue un âge maximum de 730 ka à ce dernier. Par datation U-Th d'un plancher stalagmitique, l'âge du complexe de ruissellement a été estimé à plus de 350 ka. Par ailleurs, une étude du pollen du dépôt montre, de bas en haut, la succession d'une période périglaciaire à caractéristiques steppiques et d'une période interglaciaire avec couverture forestière. Dans cette partie supérieure, des artefacts d'une industrie archaïque du Paléolithique inférieur qui a persisté jusqu'à l'interglaciaire Holstein (ou Mindel-Riss) ont été retrouvés. De plus, les restes de faune présents dans ces dépôts sont caractéristiques de l'interglaciaire Cromerien supérieur (ou Günz-Mindel supérieur). On y retrouve en effet l'ours de Deninger, le lion primitif des cavernes, la panthère de Gombaszög, le loup de Mosbach (une sorte de chien sauvage), le cheval de Mosbach, le thar et le rhinocéros étrusque, ainsi que des rongeurs tels que le campagnol grégaire et le campagnol terrestre primitif. La biozone à laquelle appartiennent ces fossiles peut être corrélée avec les stades isotopiques 13 et peut-être 15 (J.M. Cordy, 1982 et 1992, in J.M. Cordy *et al.*, 1993). Selon les datations proposées pour ces stades, l'âge de ces dépôts fossilifères serait de l'ordre de 500 ± 70 ka (J.M. Cordy *et al.*, 1993).

Ainsi, nous disposons à la Belle-Roche d'une information chrono-stratigraphique intéressante. Le dépôt fluvial de l'Amblève que l'on y retrouve a été mis en place avant le dépôt fossilifère sus-jacent, soit avant 500 ± 70 ka, et après le début de la période à polarité positive du champ magnétique terrestre, soit 730 ka. Sa position stratigraphique sur des dépôts éoliens est cependant étrange car elle suggère à une même altitude une période d'action éolienne précédant l'action fluviale.

L'étude des affluents de l'Amblève confirme la diminution du nombre de vestiges de terrasses fluviales dans la partie amont des bassins versants. Ainsi, selon P. Vaneetveld (1959), la Lienne n'a développé que 5 niveaux de terrasses quaternaires.



Fig. 9.9 - Cryoturbations syngénétiques affectant les dépôts du lambeau de terrasse mosane à Hermée (Hauts Sarts). Sous l'effet du gel lors d'une période froide, les structures sédimentaires fluviales furent perturbées. Ces perturbations furent ensuite fossilisées sous de nouvelles alluvions. Ceci démontre la contemporanéité de la sédimentation et de l'action du gel et, par voie de conséquence, le développement de la terrasse lors d'une période froide quaternaire.

La Vesdre

Les terrasses de la Vesdre ont été étudiées en 1957 par A. Chapelier. Elle y a retrouvé au moins dix niveaux. Leur aspect est conforme à la tendance observée le long de la plupart des autres rivières ardennaises: les profils en long successifs divergent vers l'aval et les deux plus basses terrasses apparaissent dans le cours inférieur uniquement.

Cependant, par une étude détaillée d'un tronçon de 7 km compris entre Eupen et Limbourg, où la rivière recoupe perpendiculairement une série de failles radiales néogènes, A. Demoulin (1987b) a mis en évidence des déformations locales des profils en long des basses terrasses de la Vesdre. En 1957, A. Chapelier y avait reconnu six niveaux dont les deux plus jeunes seulement pouvaient être suivis de façon continue. Dans l'intervalle altimétrique qui contient ces deux derniers niveaux, A. Demoulin en dénombre 6. Il constate par ailleurs une relation nette entre l'élargissement de la plaine alluviale, la formation d'une terrasse locale de remblaiement et l'influence de la disposition et du mouvement quaternaire du complexe de fracturation radiale néogène. L'analyse des déformations imposées par l'action tectonique sur les profils en long des différents niveaux lui a permis d'établir une succession chronologique des mouvements et d'en estimer l'importance. Par ailleurs, des études téphrostratigraphiques réalisées par F. Gullentops (1954) et E. Juvigné (1979) à Béthane et Eupen ont permis de dater des niveaux de terrasses. En effet, les minéraux de la téphra de Rocourt (Brørup) y ont été identifiés. Ces datations ont permis de préciser le moment des mouvements des différentes failles traversées par la rivière. La très récente activité de l'une d'elles a même influencé le profil en long de l'actuel fond du lit mineur de la Vesdre (Demoulin, 1987).

2.2. L'ASPECT DU PROFIL EN LONG DES TERRASSES

Indépendamment des particularités locales, les terrasses des rivières ardennaises présentent un profil en long comparable. Leur pente longitudinale augmente généralement des hautes vers les basses terrasses. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer cette disposition (G. De Moor et A. Pissart, 1992). Ces explications ne sont d'ailleurs pas contradictoires et peuvent être combinées pour rendre compte des faits observés.

Une première proposition fait appel à l'adaptation progressive de la compétence des rivières. Au cours de leur encaissement, celles-ci voient leurs versants s'allonger. Les apports de ces derniers vers le fond du talweg augmentent en volume et en dimension. Pour éliminer ces matériaux plus nombreux et plus grossiers, les rivières doivent alors accroître leur pente pour accélérer leur vitesse d'écoulement et ainsi augmenter leur compétence (Macar, 1946).

Une seconde hypothèse, avancée par des chercheurs allemands, consiste en une augmentation de pente liée à une érosion plus importante dans la partie aval du bassin des rivières, en relation avec le principe de l'établissement de leur profil en long par érosion régressive (Quitrow, 1974). Cette érosion importante de la partie aval serait à l'origine d'une décharge significative et d'un réajustement isostasique plus marqué dans cette zone où le soulèvement des plaines alluviales successives en terrasses aurait été de plus grande envergure.

Enfin, la prise en compte du développement des méandres au fil de l'évolution, et de l'encaissement, d'une rivière peut partiellement justifier une apparence

TEPHRA, TEPHROLOGIE, TEPHROSTRATIGRAPHIE ET TEPHROCHRONOLOGIE

Une téphra est définie comme l'ensemble des éléments projetés dans l'atmosphère lors d'une explosion volcanique. Le terme est indépendant de tout caractère particulier des projections: taille, composition, faciès... (E. Juvigné, 1990).

Lors des explosions volcaniques et à l'échelle des temps géologiques, ces éléments sont émis instantanément dans l'atmosphère et la stratosphère. Ils se disséminent éventuellement par cette voie dans la totalité de l'hémisphère d'émission. Ces poussières sédimentent et contaminent les dépôts-hôtes au sein desquels elles constituent une couche ou une lamine si elles ne sont pas remaniées. Par contre, s'il y a remaniement après sédimentation, le dépôt-hôte constituera alors un horizon téphrique. Il s'agit d'une couche de matériaux de composition mixte contenant entre autres de la téphra (E. Juvigné, 1990).

L'étude de l'origine de ces poussières, de leur dispersion et de leur dépôt au sein de sédiments-hôtes constitue l'objet de la téphrologie. L'analyse des retombées volcaniques dans le but de déterminer la succession chronologique des sédiments dans lesquels elles sont piégées, et leur raccord sur de grandes surfaces constituent l'objet de la téphrochronologie et de la téphrostratigraphie.

En Belgique, les téphra de Remouchamps, de Rocourt, d'Eltville et du Laacher See sont exploitées à des fins chronostratigraphiques. Seules les téphra du Laacher See et d'Eltville ont été observées en place (E. Juvigné, 1990). Dans les alluvions fluviales où elles ont été retrouvées, les téphra ont toujours été remaniées; ces alluvions constituent donc des horizons téphriques.

Téphra de Remouchamps

Elle a été identifiée par M. Gewalt et E. Juvigné (1986) lors de l'analyse de spéléothèmes (stalagmites et stalagmites) provenant de 2 grottes, à Bohon et Remouchamps. Elle est composée de phénocristaux d'une amphibole verte et d'hypersthène. Ce dernier minéral caractérise la téphra de Remouchamps. Il fait partie de la famille des pyroxènes orthorhombiques ou orthopyroxènes. L'âge de cette téphra, déterminé par datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de la calcite-hôte, est de l'ordre de 106 ± 6 ka BP. Cette téphra n'a malheureusement aucune signification géomorphologique car elle n'a été retrouvée dans aucun autre milieu sédimentaire (E. Juvigné, 1992).

Téphra de Rocourt

D'origine inconnue à ce jour, et toujours observée à l'état remanié, la téphra de Rocourt est composée d'augite (de la famille des clinopyroxènes, ou pyroxènes monocliniques), d'enstatite et d'une amphibole brune (E. Juvigné, 1990). L'enstatite est typique de la téphra de Rocourt; c'est un orthopyroxène dont la formule chimique est Mg SiO_3 .

L'âge de cette téphra a pu être estimé à la première partie de la glaciation Vistule (E. Juvigné, 1977a), plus précisément entre 61.5 et 106 ka BP (E. Juvigné, 1992).

Téphra d'Eltville

Portant le nom d'un bourg sur la rive droite du Main où elle fut découverte pour la première fois, à peu de distance de Francfort, elle est constituée d'un clinopyroxène, la fassaïte alumineuse, minéral proche de l'augite; d'olivine et d'une amphibole brune. L'olivine, de formule $(\text{Mg, Fe})_2 \text{SiO}_4$, est ici caractéristique. L'âge de la téphra d'Eltville, déterminé par thermo-luminescence et ^{14}C , est compris entre 16 et 30 ka BP (E. Juvigné, 1992).

Téphra du Laacher See

Produit d'un épisode explosif majeur ayant donné naissance au lac de cratère du Laacher See en Eifel oriental, elle date du dernier Dryas, à l'extrême fin de la dernière glaciation, soit 11 ka BP, et consiste en poussières de clinopyroxènes, d'amphibole brune et de sphène. Celui-ci, typique de la téphra du Laacher See, est un silicate de Ti et de Ca.

La zone de dispersion de ces téphras est généralement suffisamment étendue pour qu'elles soient exploitées comme marqueurs chrono-stratigraphiques régionaux. La présence de telles traces au sein de dépôts alluviaux témoigne ainsi de leur mise en place contemporaine ou postérieure à l'éruption. Leur exploitation a donné des résultats très importants pour les dépôts vistuliens et holocènes.

augmentation de sa pente longitudinale depuis l'établissement des terrasses les plus anciennes. Cette augmentation apparente résulterait en fait de la projection d'un profil longitudinal ancien moins sinueux, et donc plus court, sur le profil actuel à méandres bien développés. Cette distorsion lors de la projection engendre en réalité une diminution fictive de la pente réelle des profils longitudinaux les plus anciens.

3. L'ORIGINE DES TERRASSES

La présence des terrasses fluviales est une évidence dans le paysage de toutes les vallées ardennaises. Par ailleurs, les exemples cités dans le paragraphe précédent montrent combien les rivières ont incisé l'Ardenne et que cet encaissement s'est fait par saccades.

Cependant, comme nous l'avons déjà fait remarquer précédemment, l'origine de ces terrasses est loin d'être élucidée malgré de nombreuses observations qui permettent d'émettre des hypothèses explicatives de leur formation. Dans les lignes qui suivent nous allons illustrer l'état des connaissances actuelles à ce sujet en présentant les arguments en faveur de ces différentes hypothèses: la tectonique, le glacio-eustatisme, les fluctuations climatiques.

3.1. L'INFLUENCE TECTONIQUE

Invoquée par J. Hol (1916), M. Rigo (1935), J. Tricart (1952), P. Macar (1957a) ou A. Pissart (1961, 1974b), l'hypothèse tectonique, faisant appel à un soulèvement saccadé du sol, semble constituer l'explication la plus simple de l'origine des terrasses. Ce soulèvement est à l'origine de l'encaissement des rivières et, grâce à la comparaison de nivellements (A. Pissart et P. Lambot, 1989), il a pu être évalué dans la région qui nous intéresse. Mais, la vitesse de ce soulèvement constatée sur quelques décennies est très rapide. Comme celui-ci n'a pas pu se prolonger très loin dans le passé avec la même vitesse, il semble possible d'invoquer l'existence d'un mouvement saccadé au cours duquel les périodes de soulèvement auraient été caractérisées par une incision verticale des rivières et les périodes de stabilité auraient permis l'érosion latérale et le développement de plaines alluviales portées en terrasses sous l'action d'une nouvelle période de soulèvement.

Toutefois, une telle déduction, basée sur une aussi courte période d'observation, est fort hasardeuse (G. De Moor et A. Pissart, 1992), d'autant plus que l'important soulèvement actuel ne semble pas être accompagné d'un encaissement des rivières.

Il est cependant évident que les mouvements différentiels du sol ont été enregistrés par les niveaux de terrasses qui ont été déformés et que le soulèvement général du massif, à caractère épéirogénique (déformation à grand rayon de courbure), a joué un rôle important sur l'encaissement observé à l'échelle de toute la région ardennaise.

3.2. LES VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER

Au début du siècle, on pensait que le niveau de la mer s'était abaissé par saccades et que les rivières auraient, par érosion régressive, adapté leur profil d'équilibre aux niveaux de base et points origines définis par les traits de côte correspondant à ces différents

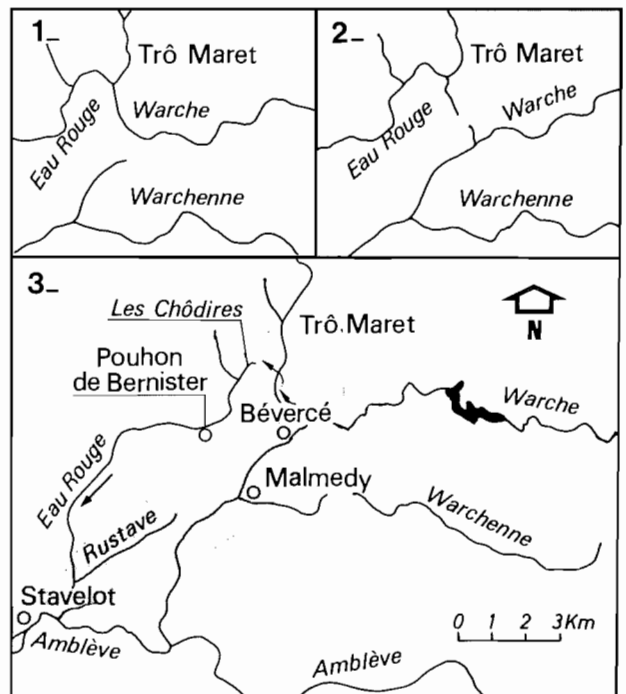


Fig. 9.10 - Carte de localisation de la Warche, du Trô-Marêt, du ruisseau des Chôdières et de l'Eau Rouge, et des dépôts de terrasse de la Warche. Les zones d'affleurement du poudingue de Malmédy sont figurées en grisé.

niveaux marins. Il est admis actuellement que ce type d'adaptation du profil demande un temps extrêmement long, pendant lequel le niveau marin n'est certainement pas resté stable. Au cours du Quaternaire et en relation avec les glaciations qui ont caractérisé le climat de cette époque, la quantité d'eau stockée sous forme de glace sur les continents a fortement fluctué. Par conséquent, le niveau des mers a également varié (glacio-eustatisme). Si dans certains cas, des cours d'eau ont, à proximité de leur embouchure, subi l'influence de ce glacio-eustatisme, ce ne fut certes pas le cas des rivières ardennaises: la Meuse à Liège, à 200 km de son embouchure, n'a subi aucune influence de la baisse du niveau marin de plus de 100 m (G. De Moor et A. Pissart, 1992) enregistrée à la fin de la glaciation Vistule (18 ka). De plus, cette érosion régressive inexorable est incompatible avec les nombreux niveaux de base partiels qui, à la faveur de la traversée de roches plus résistantes, par exemple, perturbent le profil en long de nos rivières

Par ailleurs, cet ajustement du profil en long aurait provoqué une érosion en périodes glaciaires, alors qu'au contraire, comme nous allons le montrer, les argu-

ments sédimentologiques en faveur d'un arrêt de l'érosion verticale pendant ces périodes sont convaincants.

3.3. L'INFLUENCE CLIMATIQUE

En Ardenne, lors des périodes les plus froides du Quaternaire, la diminution drastique de la température a provoqué une forte réduction de la couverture végétale sur les versants des rivières qui s'encaissaient dans le substratum. Cette réduction de la couverture végétale s'accompagnant de la disparition de la strate arbustive a pu être mise en évidence grâce à l'étude des pollens conservés dans les dépôts périglaciaires de Haute Belgique (B. Bastin et E. Juvigné, 1978; A. Pissart *et al.*, 1975). La composition spécifique de la flore se rapprochait alors de celle des régions arctiques et alpines.

Le schéma actuel pour la majorité des terrasses propose qu'elles seraient apparues pendant ces périodes froides qui ont d'ailleurs donné naissance à d'autres morphologies directement liées à la formation des terrasses. Ainsi, pendant ces périodes, l'appauvrissement de la couverture végétale a été à l'origine de

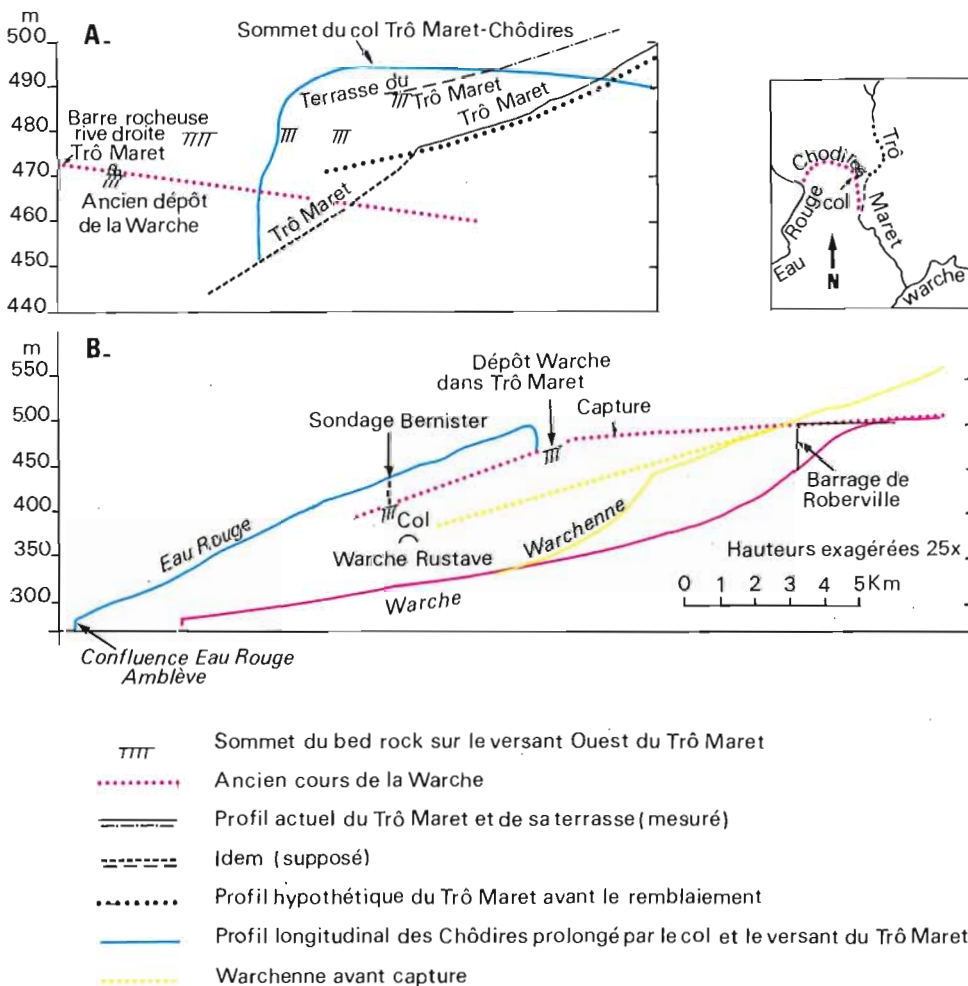


Fig. 9.11 - A. Profils longitudinaux du Trô-Marêt, de la Warche avant sa capture, et de la partie supérieure de la vallée des Chôdires, d'après A. Pissart et E. Juvigné, 1982. B. Profils longitudinaux actuels de la Warche, de l'Eau-Rouge et de la Warchenne avant la capture et maintenant, d'après A. Pissart et E. Juvigné, 1982.

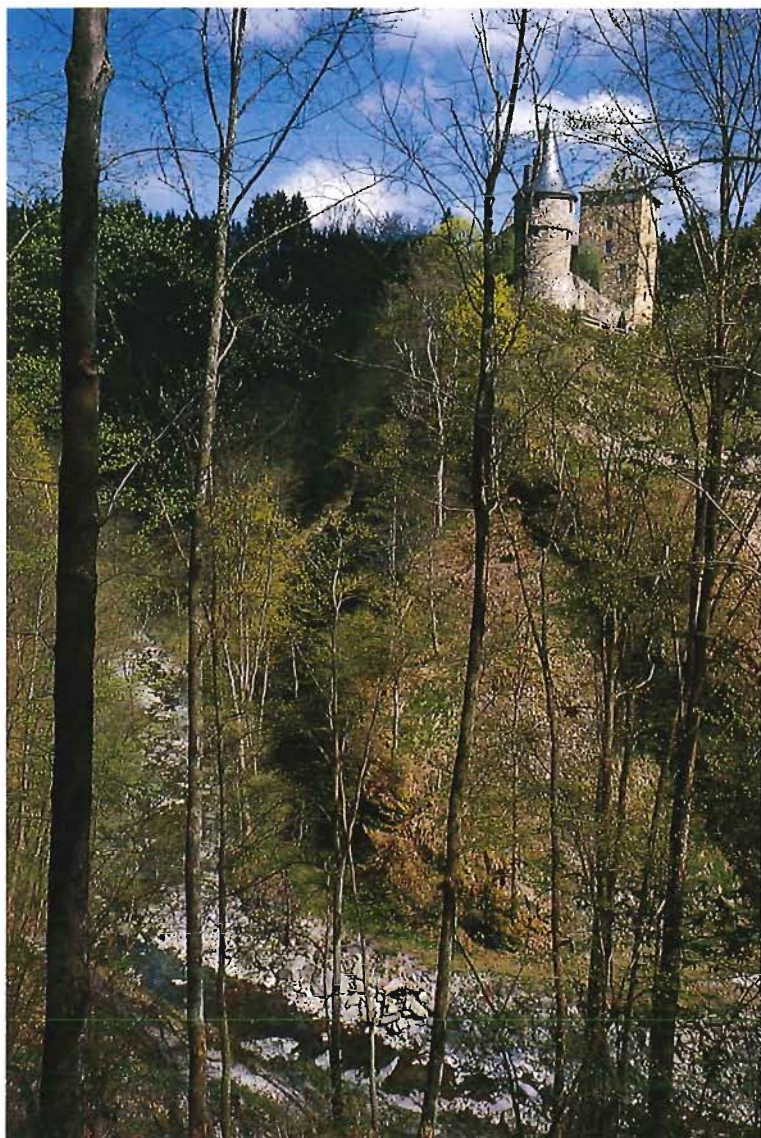


Fig. 9.12 - L'encaissement considérable de la vallée de la Warche à hauteur du château de Reinhardstein, en amont de Malmédy, témoigne de l'importance de l'érosion régressive qui se développe en contrecoup de la capture qui détourna la rivière à Bévercé il y a probablement moins de 100.000 ans.

l'accroissement de l'efficacité des processus de transport en masse qui ont favorisé la formation d'aplanissements quaternaires. Presque toujours, transversalement par rapport à l'axe de la vallée, ces aplanissements se raccordent à des niveaux de terrasses fluviales d'une rivière principale ou à un niveau de stabilité de ses affluents. En remontant le profil en long du fond du vallon de Chanxhe, par exemple, on peut retrouver plusieurs traces de tels aplanissements (R. Michel, 1971). Au contraire de leurs cousins tertiaires, leur formation sous l'influence de la cryergie et leur position altimétrique établissent que ces formes ont été façonnées au Quaternaire.

Par ailleurs, au sein des dépôts de 7 niveaux de terrasse de la Meuse en aval de Liège, des indices sédimentologiques de climat froid (fig 9.9) ont été identifiés (P. Macar, 1957a; A. Pissart *et al.*, 1970; G. De Moor et A. Pissart, 1992). Il s'agit de gros blocs de roches paléozoïques, de dimension métrique, qui consti-

tuent des blocs glaciels ou Lyells. Leur taille dépasse largement celle correspondant à la compétence de la rivière et, seul un transport par radeau de glace peut expliquer leur présence à cet endroit. Au nord de Maastricht, E. Paulissen (1973) a identifié cinq niveaux de terrasses de remblaiement de la Meuse inférieurs à la terrasse de Campine. Sur base des caractères de la sédimentation, il considère que quatre de ces niveaux auraient été mis en place pendant des périodes à climat périglaciaire; elles présentent en effet des cryoturbations syngénétiques du dépôt. Quant au cinquième niveau, celui de Lanaken, il serait interglaciaire.

Sous climat froid, solifluxion et ruissellement ont provoqué une accélération de l'érosion des versants. Pendant les périodes périglaciaires, la quantité des matériaux arrivant dans les fonds des vallées ardennaises a fortement augmenté. Or, à ces périodes, pendant une grande partie de l'année, une importante quantité d'eau était immobilisée sous forme de glace. Ainsi, sauf lors

Age	Rivière	Chercheurs	Lieu où l'altitude relative est estimée	Altitude relative * approximative
Transition Tertiaire - Quaternaire (2.3 Ma)	Meuse	E. Juvigné et F. Renard, 1992	En aval de Liège T. Trembleur (T. Simpelveld) ou un peu plus haut	+112 m
Plus de 730 ka (de 620 à 1100 ka et peut-être plus de 1100 ka)	Meuse	E. Juvigné et F. Renard, 1992	Eben Emael (St Geertruid) (cône correspondant à un ancêtre aujourd'hui disparu du plateau de Campine)	+78 m
Probablement plus de 730 ka (de 620 à 1100 ka)	Meuse	A. Pissart <i>et al.</i> , 1970; E. Juvigné et F. Renard, 1992	T. de Hermée (3 sous-niveaux) (T4-4' de P. Macar) (un ancêtre aujourd'hui disparu du plateau de Campine) (T. de Cadier en Keer)	+67 m (niv. inf.)
Peut-être plus de 730 ka	Meuse	E. Juvigné et F. Renard, 1992	T. de Lorette (T. de St Pietersberg)	+59 m
Cromer (interglaciaire Günz - Mindel)	Meuse	G. De Moor et A. Pissart, 1992	T. du plateau de Campine	+63 m**
Plus de 270 ka	Meuse	Pissart, 1961, 1974; A. Pissart <i>et al.</i> , 1970	Mézières	0 m (T4)(SPA)
Moins de 270 ka Saale I (Riss I)	Meuse	J. Zonneveld, 1956; A. Pissart, 1974; E. Juvigné et F. Renard, 1992; G. De Moor et A. Pissart, 1992	T. de Caberg Pietersen	+20 m
De 125 à 175 ka Saale II (Riss II)	Meuse	E. Juvigné et F. Renard, 1992; G. De Moor et A. Pissart, 1992	T. de Vivegnis (T. de Eisden Lanklaar)	+4 m
Moins de 70 ka Vistule (Würm)	Meuse	E. Paulissen, 1973, in E. Juvigné et F. Renard, 1992; G. De Moor et A. Pissart, 1992	T. de Maasmechelen	sous le SPA
Tardiglaciaire	Meuse	G. De Moor et A. Pissart, 1992	T. de Geistingen	sous le SPA
Plus de 110 ka	Semois	E. Juvigné, 1979	Jamoigne	0 m (PAA)
Pré-Eemien (pré interglaciaire Würm-Riss)	Lesse	E. Juvigné, 1979	Wanlin	+2.5 m
De 70 à 110 ka Vistule 1	Lesse	E. Juvigné, 1979	Wanlin	0 m (PAA)
De 70 à 110 ka Vistule 1 (Würm 1)	Ourthe	E. Juvigné, 1973	Tilff	1.5 m sous le SPA
De 70 à 110 ka Vistule 1 (Würm 1)	Ourthe	E. Juvigné, 1979	Noiseux	0 m (PAA)
Plus de 430 à 570 ka et moins de 730 ka Cromer (interglaciaire Günz-Mindel)	Amblève	J.M. Cordy, 1981; J.M. Cordy <i>et al.</i> , 1993	Belle-Roche	+55 m (SPA)
De 70 à 110 ka Vistule 1 (Würm 1)	Amblève	E. Juvigné, 1979	Coo (méandre abandonné)	2m sous le SPA
De 70 à 110 ka Vistule 1 (Würm 1)	Trô-Marêt et Warche	A. Pissart et E. Juvigné, 1982; E. Juvigné, 1985	Bévercé - Malmédy	+100 m (SPA)
De 70 à 110 ka Vistule 1 (Würm 1)	Vesdre	F. Gullentops, 1954; E. Juvigné, 1979	Eupen	0 m (PAA)

de brèves périodes de crue estivale, le débit des rivières était faible. Celles-ci ne pouvaient donc pas éliminer les matériaux arrivant de leurs versants. Leur pouvoir érosif vertical était annihilé. Elles déposaient alors des alluvions au sommet desquelles se développaient des chenaux tressés, ou nombreux bras de rivières qui se séparent et se réunissent fréquemment et présentent des sens d'écoulement qui peuvent fortement varier sur de faibles distances. Or, les caractères particuliers de la sédimentation reconnus dans les accumulations caillouteuses du lambeau de terrasse de Hermée (A. Pissart *et al.*, 1970) ou de ceux décrits par E. Paulissen (1973, in A. Pissart, 1974b) sur la rive gauche de la Meuse en aval de Maastricht témoignent de ce développement de nombreux bras de rivière, et donc du contexte périglaciaire dans lequel s'établirent ces terrasses.

La disposition étagée des dépôts de terrasses sur les versants peut donc s'expliquer, pour la majorité des terrasses, par l'alternance de périodes froides et plus tempérées. Lors des périodes froides à climat périglaciaire, un alluvionnement important favorisait la formation de plaines alluviales bien développées. Par contre, lors des périodes plus tempérées, les conditions climatiques impliquaient une modification des facteurs morphogénétiques par rapport à ceux que la région connaissait auparavant: changement des débits liquide et solide et densification de la couverture végétale. L'érosion verticale redevenait dès lors possible.

En dehors des causes locales, il semble donc que l'on puisse expliquer de manière satisfaisante la succession des terrasses fluviales ardennaises en combinant un soulèvement continu du massif avec des fluctuations climatiques (G. De Moor et A. Pissart, 1992).

4. L'ÂGE DES TERRASSES ET L'ENCAISSEMENT DES RIVIÈRES ARDENNAISES AU COURS DU QUATERNAIRE

4.1. L'ÂGE DES TERRASSES

Le tracé des niveaux de terrasses constitue une première approche pour tenter de reconnaître l'évolution géomorphologique de la région au Quaternaire. Un pas fondamental dans la connaissance chronologique de l'évolution des rivières sera franchi si l'on peut un jour, dans toute la région, donner un âge à chaque niveau. Ce n'est qu'à partir de ce moment que l'import-

tance de l'érosion verticale des rivières au cours du Quaternaire pourra être déterminée. Malheureusement, aujourd'hui, seules quelques observations ponctuelles permettent de proposer la datation absolue de niveaux de terrasses, et cet âge ne peut que très dangereusement être généralisé à l'entièreté du bassin versant par la technique des raccords de proche en proche.

Dans le tableau 9.1, nous avons repris quelques grands repères stratigraphiques dont on dispose en Ardenne et dans les régions voisines.

Comme le montre ce tableau, c'est surtout pour les périodes très récentes que nous disposons d'informations chronologiques fiables. De nombreuses études portant sur l'analyse des minéraux denses inclus dans différents types de dépôts quaternaires, dont des alluvions de terrasses (F. Gullentops, 1954; L. Bustamante-Santa Cruz, 1974; E. Juvigné, 1973, 1979; A. Pissart et E. Juvigné, 1982), ont permis l'identification d'associations de minéraux volcaniques. Celles-ci correspondent respectivement à 4 téphras, ou retombées de poussières volcaniques, qui se sont succédé dans le temps, les téphras de Remouchamps, de Rocourt, d'Eltville et du Laacher See. En ce qui concerne les autres données chronologiques, elles sont fournies par le rattachement des terrasses de la Meuse à celles du Rhin qui ont été datées par la méthode K/Ar dans la région de l'Eifel (G. De Moor et A. Pissart, 1992). Mais l'on sait combien ce raccord en descendant le Rhin puis en remontant la Meuse et ses affluents est aléatoire. Par ailleurs, le paléomagnétisme, la paléontologie, l'altération différentielle du cailloutis sont les trois autres sources d'information chronologique énumérées dans les recherches citées dans le tableau 9.1.

4.2. L'ENCAISSEMENT DES RIVIÈRES AU COURS DU QUATERNAIRE

4.2.1. L'importance de la téphrostratigraphie

Au terme d'une recherche systématique de la téphra de Rocourt au sein des dépôts de basses terrasses et des plaines alluviales de plusieurs rivières, E. Juvigné (1979) estima l'encaissement de l'Ourthe famennienne depuis cette retombée à moins de 5 m et celui de l'Ourthe inférieure, entre 6 et 11 m. Pendant le même laps de temps, l'encaissement de l'Amblève entre Coö et Aywaille aurait été compris entre 1 et 6 m, alors que celui de la Lesse à Wanlin, serait négligeable. Quant à la

Tableau 9.1: Quelques repères chronologiques et altimétriques relatifs à l'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire (J.-M. Cordy, 1981; J.-M. Cordy *et al.*, 1993; G. De Moor et A. Pissart, 1992; F. Gullentops, 1954; E. Juvigné, 1973, 1979; E. Juvigné et F. Renard, 1992; E. Paulissen, 1973; A. Pissart, 1961, 1974; A. Pissart *et al.*, 1970; A. Pissart et E. Juvigné, 1982; J. Zonneveld, 1956). *Altitudes relatives de la base des cailloutis données par rapport à la base de la plaine alluviale actuelle. SPA: sommet de la plaine alluviale. PAA: plaine alluviale actuelle. **Altitude relative du sommet des sédiments fluviales par rapport au SPA.

Vesdre à Eupen, elle se serait encaissée de 2.5 à 10 m. L'importance de l'érosion verticale de la Semois à Jamoigne serait, depuis cette retombée, très faible et indéterminable sans connaître les positions des bases respectives de la très basse terrasse et de la plaine alluviale actuelle.

En 1992, le même auteur réalise une nouvelle synthèse qui porte sur l'ensemble des téphras connus en Ardenne. Il confirme l'encaissement post-Alleröd négligeable des rivières ardennaises alors qu'il revoit à la baisse, soit à 2 m, l'encaissement vistulien des cours moyens de l'Ourthe, de l'Amblève et de la Vesdre et estime cet encaissement à un maximum de 5 m à Liège.

Une étude des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor, sur le versant nord du plateau des Hautes-Fagnes (A. Pissart, ce vol.), dépôts qui atteignent localement plus de 10 m d'épaisseur, a démontré la présence de la téphra de Rocourt jusqu'à la base de l'accumulation. Cette présence permet d'affirmer que celle-ci est totalement vistulienne. Après la mise en place du dépôt, la Soor s'y est encaissée rapidement en y développant des terrasses d'érosion locales. Aujourd'hui, elle a atteint à nouveau le bed-rock.

Le tableau 9.1 et les exemples qui précèdent nous forcent à constater que les facteurs qui expliquent l'évolution des rivières à l'échelle des temps géologiques sont des plus variés. A ce titre, le cas de la Warche et du Trô-Marêt, étudié par plusieurs chercheurs (A. Pissart, 1953; Bastin et Juvigné, 1979; Pissart et Juvigné, 1982; Juvigné et Schumacker, 1985) compte parmi les plus remarquables.

4.2.2. La Warche et le Trô-Marêt, un "appétit érosif" féroce!

En 1953, A. Pissart constata l'encaissement extraordinaire du cours inférieur du Trô-Marêt, petit ruisseau qui descend du plateau des Hautes-Fagnes vers Bévercé où il se jette dans la Warche. En même temps, il remarquait la largeur surdimensionnée de la vallée du ruisseau des Chôdières, qui s'écoule vers l'Eau-Rouge depuis un col situé au sommet du versant de rive droite du Trô-Marêt. Enfin, il observa une brusque diminution de pente de l'Eau Rouge en aval de sa confluence avec ce ruisseau des Chôdières (fig 9.10).

Ces observations indiquent que la vallée des Chôdières, puis celle de l'Eau Rouge inférieure ont dû être façonnées par un cours d'eau plus important. Selon A. Pissart (1953), le Trô-Marêt aurait pu être ce cours d'eau. Il expliquait alors l'abandon de cette vallée par un détournement du Trô-Marêt à la suite de sa capture par un affluent de rive droite de la Warche dont l'érosion régressive aurait rapidement progressé à partir de Bévercé.

S'ils considèrent que cette interprétation reste partiellement valable, A. Pissart et E. Juvigné (1982) ont cependant souligné le fait qu'elle ne rend compte que d'un épisode de l'histoire géomorphologique de la région. Ainsi, la large vallée des Chôdières se prolonge vers le SE (fig 9.11a) sous la forme d'une terrasse couverte d'une épaisse couche de dépôts meubles qui suit le cours inférieur du Trô-Marêt sur quelques centaines de mètres au-delà du col des Chôdières. L'existence de cette terrasse explique la disparition bien avant le haut du versant de rive droite du Trô-Marêt des arêtes de quartzite qui apparaissent dans sa partie basse. Par ailleurs, les ravins qui découpent ce versant mettent à jour de nombreux cailloux roulés à émoussé fluvial. Ceux-ci témoignent de la présence d'une terrasse dont le dépôt épais de 2 m repose sur le bed-rock à une altitude de 470.5 m, soit 23.5 m au dessus du lit mineur actuel du Trô-Marêt (fig 9.11a). Des cailloux d'arkose et de roches violettes sont présents au sein de ce dépôt. Or, ces roches n'existent pas dans le bassin versant du Trô-Marêt. Elles proviennent en fait des formations gedinniennes et salmiennes affleurant dans les environs de

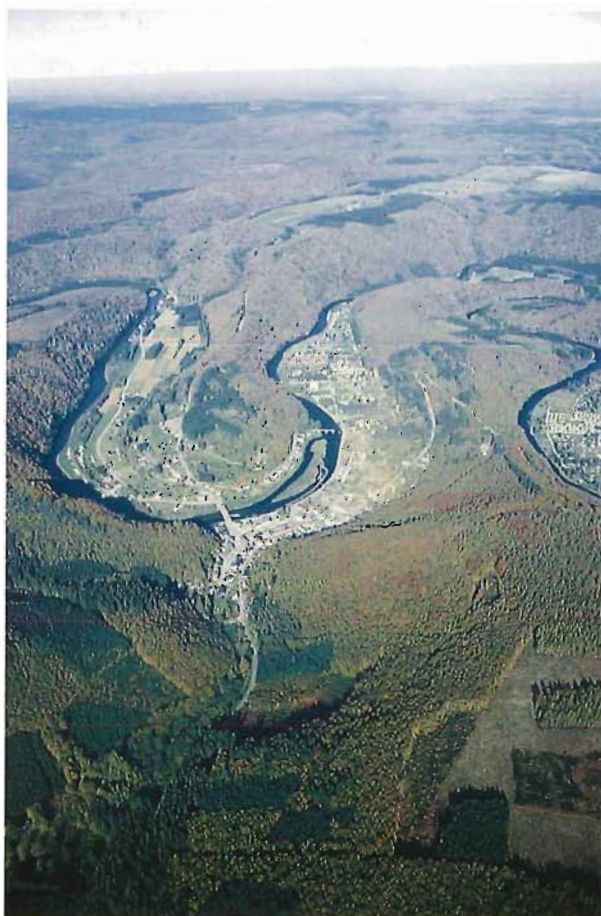


Fig. 9.13 - A sa traversée du massif ardennais, la Semois développe de beaux méandres, nettement allongés du nord au sud, soit perpendiculairement à la direction de la schistosité affectant les roches éodévonniennes. Bohan.



Fig. 9.14 - Le méandre abandonné de la Meuse à Profondeville. La Meuse décrivait jadis à Profondeville une large boucle dont le développement a entraîné le recouplement. Il n'en subsiste plus maintenant qu'une vallée abandonnée en forme de fer à cheval autour d'un relief que l'on qualifie de "pépin" du méandre. Cette vallée abandonnée depuis plusieurs centaines de milliers d'années n'ayant plus évolué, si ce n'est pour subir un certain remblaiement par les matériaux descendus des versants, se retrouve maintenant perchée haut au-dessus de la plaine alluviale actuelle du fleuve.

Robertville. Leur présence dans ces sédiments témoigne ainsi de leur mise en place par un écoulement provenant de l'est et du sud-est. A. Pissart et E. Juvigné conclurent donc qu'initialement, c'était la Warche qui empruntait dans le sens Sud-Nord le tracé de l'actuel Trô-Marêt inférieur, avant d'obliquer à l'ouest dans la vallée des Chôdières, puis de poursuivre sa boucle par la vallée de l'Eau Rouge inférieure.

Puis, un jour, la Warche aurait été détournée vers son tracé actuel à la suite de sa capture par un affluent de la Warchenne qui, s'écoulant dans le poudingue permien moins résistant, faisait montre d'une capacité érosive plus élevée. Mais, à la suite de l'abandon par la Warche de l'actuelle vallée des Chôdières, les matériaux apportés par le Trô-Marêt ne pouvaient plus être évacués faute d'un cours d'eau suffisamment important. D'autre part, la brusque diminution de pente du profil en long du Trô-Marêt à son arrivée dans cette vallée provoquait une diminution de vitesse d'écoulement et donc une forte diminution de capacité de ce ruisseau qui ne pouvait, à lui seul, assurer l'élimination de ses propres sédiments. Il développa donc un vaste cône de déjection à cet endroit, tandis qu'au même moment, les vallées des Chôdières et de l'Eau Rouge inférieure étaient fortement remblayées.

Ensuite, le Trô-Marêt s'écoula le long de l'extrémité orientale, la plus basse, de son propre cône de déjection. L'épaisseur de celui-ci et du remblaiement de la vallée des Chôdières est à l'origine du déversement du Trô-Marêt vers un affluent de rive droite de la Warche actuelle, le Trô-Marêt inférieur. Grâce à une érosion régressive favorisée par un niveau de base proche et bas situé à Bévercé, la tête de vallée de ce dernier a remonté l'ancienne vallée de la Warche vers le Trô-Marêt supérieur. Après son déversement, celui-ci s'est alors encaissé au droit de cette partie de l'ancien cours de la Warche (fig 9.10 et 9.11a).

Que sait-on par ailleurs de l'âge de ces captures? Une étude des minéraux denses des alluvions de l'ancienne Warche révèle la présence à l'état remanié de la téphra de Rocourt. Cette observation est en faveur d'une capture de la Warche après la retombée des poussières volcaniques, datée de 61.5 à 106 ka (E. Juvigné, 1992). L'étude des pollens d'un horizon humifère inclus dans le remblaiement de la vallée des Chôdières (B. Bastin et E. Juvigné, 1978) confirme ces observations et permet d'attribuer à cette capture un âge Vistule Ia. Cet âge est encore affirmé par la datation ^{14}C d'un dépôt palustre postérieur à la capture et recelant des macro-

restes végétaux finement stratifiés dans une matrice limono-argileuse. L'âge de ce dépôt palustre est supérieur à 51 ka: le spectre pollinique qui le caractérise le situe après la fin de la période tempérée de Saint-Germain II (Juvigné et Schumacker, 1985). Ce dépôt est donc plus récent que environ 70 ka BP.

Ainsi, depuis la capture de la Warche et le détournement du Trô-Marêt, soit depuis 61.5 ka, au moins, et 106 ka, au maximum, ces deux rivières se seraient encaissées, au niveau de Bévercé, de 100 m, soit de 125 cm/millénaire en moyenne pendant le Vistulien (fig 9.12). Pendant la même période, et même peut-être pendant une période un peu plus longue, 106000 ans au maximum (E. Juvigné, 1979), l'Amblève se serait seulement encaissée de 1 à 6 m dans son tronçon Coo-Aywaille, c'est-à-dire seulement quelques dizaines de km en aval.

5. L'INFLUENCE DE PHENOMENES LOCAUX SUR L'EVOLUTION DES COURS D'EAU

Comme nous venons de le démontrer par l'exemple des captures de la Warche et du Trô-Marêt, l'évolution du profil longitudinal des cours d'eau ardennais n'est pas uniquement dirigée par les influences climatiques régionales ou des mouvements épéirogéniques.

Ainsi, comme l'a décrit A. Demoulin (1987b) le long du cours moyen de la Vesdre, les mouvements tectoniques locaux qui se traduisent par le rejeu de failles provoquent des réajustements du profil en long des rivières traversant ces zones de fractures.

Cependant, d'autres processus géomorphologiques locaux expliquent parfois la formation de terrasses locales. C'est le cas de la capture de type Sainte-Austreberte du Grand Ruisseau par la Semois à Botassart, décrite par A. Pissart en 1961.

Les recoupements de méandre constituent également une cause de développement de terrasses locales (Juvigné et Renard, 1992) qui peuvent donc être à l'origine de la multiplication du nombre de niveaux de terrasses observés le long des rivières.

Par ailleurs, des dépôts fluviaux locaux, moins épais et correspondant à des replats moins étendus peuvent être conservés sur les versants des vallées alors qu'ils ne témoignent pas nécessairement d'un stade de stabilité des rivières. Ces dépôts peuvent également contribuer à accroître le nombre de niveaux de terrasses, alors que leur signification géomorphologique n'a aucune portée régionale.

5.1. LA CAPTURE DE TYPE SAINTE-AUSTREBERTE DU GRAND RUISSEAU PAR LA SEMOIS A BOTASSART

Comme l'a démontré A.N. Strahler (1946) pour la Conodoguinet creek en Virginie (USA), en région schisteuse, les méandres des rivières ont tendance à s'allonger perpendiculairement à la direction de la schistosité de la roche. Pour expliquer l'étirement sans augmentation de rayon de courbure des méandres, ce chercheur a invoqué le fait que les schistes offrent une moindre résistance à l'érosion fluviale lorsqu'ils sont attaqués par le travers des plaquettes que par leur fil. Des observations compatibles avec celles de A.N. Strahler ont été faites en Belgique par J. Alexandre (1956) le long de l'Ourthe; par G. Seret (1957) pour la Lesse et par A. Pissart (1961) pour la Semois.

Au SO de Botassart (fig 9.13), le déplacement du méandre du Tombeau du Géant au cours du Quaternaire a causé le déversement du Grand-Ruisseau dans la Semois à l'extrémité nord de ce méandre. En fait, avant cette capture (qualifiée de Sainte Austreberte car le principe en a d'abord été décrit à l'exemple du ruisseau de Sainte Austreberte, petit affluent de la Seine) et comme en témoigne la vallée morte qui existe dans le prolongement du ruisseau au col situé au SE de Wardon (275 m d'altitude), le Grand Ruisseau se jetait dans la Semois, 3 km en aval de leur confluence actuelle. A ce moment, à hauteur du méandre qui nous intéresse, le Grand Ruisseau s'écoulait en contre-haut de la Semois, car la pente longitudinale d'un petit cours d'eau affluent est toujours plus forte que celle de la rivière principale, au débit plus important. La Semois a donc pu aisément détourner les eaux de son affluent lors de la migration latérale de son méandre. Les eaux du Grand-Ruisseau ainsi détournées ont abandonné la partie aval de son cours originel, où persiste une vallée morte, témoin d'un "niveau de terrasse" de ce ruisseau. Cette capture a provoqué une diminution de longueur du ruisseau et un accroissement de sa pente vers l'aval, à l'origine d'une vague d'érosion régressive qui a propagé l'incision du Grand Ruisseau vers l'amont. Cet accroissement de pente a par ailleurs été accentué par l'encaissement de la Semois après la capture. A cet endroit, A. Pissart (1961) constate que, depuis celle-ci, la Semois s'est encaissée de 50 m alors que son versant de rive concave n'a progressé vers le nord que d'une dizaine de mètres.

5.2. LES RECOUPEMENTS DE MEANDRES

Lorsque l'on parle de recoupements de méandres, il faut distinguer les recoupements des méandres libres et ceux des méandres encaissés.

Les plus beaux et plus nombreux recoupements de méandres libres existent dans les tronçons de rivières dont la plaine alluviale est large et où les

méandres peuvent divaguer. Dans le massif ardennais, ces tronçons sont limités à la région de la Famenne schisteuse. Ce type de recoupement de méandres ne laisse généralement aucune trace. Au nord du massif ardennais, la Meuse présente un bel exemple d'élargissement de plaine alluviale au niveau de la terrasse d'Hermée (altitude relative comprise entre 65 et 70 m). Au sein de ce lambeau, E. Juvigné et F. Renard (1992) distinguent 3 sous-niveaux qui peuvent s'expliquer par le recouplement de méandres libres (voir supra). En effet, de tels recouplements provoquent un raccourcissement du profil en long et l'apparition d'une chute qui est plus ou moins importante en fonction de la pente longitudinale et de la longueur du méandre recoupé. Cette chute est à l'origine d'une vague d'érosion régressive permettant le réajustement du profil en long à ces nouvelles conditions.

Les recouplements de méandres encaissés sont aussi fréquents dans les régions schisteuses, qui favorisent la migration latérale des méandres, leur allongement transversal (fig 9.13) et l'avancée vers l'aval des trains de méandres. Ce second type de recouplement laisse une empreinte considérable dans le paysage. La région de la Semois inférieure déjà évoquée au para-

graphe précédent a vu un grand nombre de ses méandres encaissés se recouper sous l'effet de leur allongement, commandé par l'influence de la schistosité. Ces recouplements ont eu lieu à tout moment de l'évolution de la rivière, car les méandres abandonnés peuvent être rattachés à différents niveaux de terrasses quaternaires de la rivière (A. Pissart, 1961) (fig 9.14). Par ailleurs, nous ne pouvons pas passer sous silence le cas de la cascade de Coo qui résulte du recouplement du méandre de l'Amblève, aujourd'hui occupé par le lac inférieur de la centrale hydro-électrique. Ce recouplement d'aspect très didactique est cependant artificiel. En effet, c'est une communauté monacale qui, au Moyen-Age, l'a provoqué par l'élimination de l'interfluve séparant les tronçons de la rivière situés en amont et en aval de la zone aujourd'hui abandonnée, et ce afin de disposer d'une source d'énergie hydraulique, fournie par la chute d'eau. Cet exemple de recouplement anthropique est unique et, généralement, c'est la nature seule qui produit ce type de phénomène. Ainsi, dans le bassin de la Meuse, il existe plus de 50 cas recensés de méandres encaissés et recoupés qui marquent le paysage de leur mamelon central et du méandre abandonné qui le conscrit.

GROTTES ET RIVIERES DES REGIONS CALCAIRES

CAMILLE EK

“On peut faire des réserves sur la conception d’un “relief granitique”, d’un “relief gréseux”; aucune discussion n’est possible sur la légitimité de l’expression de relief calcaire”.

Emmanuel de Martonne

1. L’ORIGINALITE DES REGIONS CALCAIRES

Autour de l’Ardenne comme dans le reste du monde, ce sont certes les grottes qui marquent le plus, aux yeux d’un chacun, l’originalité des régions calcaires. Sombre royaume des rivières souterraines, des concrétions fantasmagoriques, des éboulis inquiétants et des chauves-souris, les cavernes abondent dans les parages septentrionaux de l’Ardenne, de Dinant à Comblain-au-Pont. Elles jalonnent plus particulièrement sa bordure nord proprement dite, de Couvin à Remouchamps en passant par Pétigny, Beauraing, Han, Rochefort, Marche, Hotton, Sy, et bien d’autres lieux. Premier habitat connu de l’homme aux abords de l’Ardenne, il y a plus de trois cent mille ans, elles ont aussi été son ultime refuge dans des guerres récentes, et jusqu’en 1944 pour des résistants armés d’Esneux et d’ailleurs, comme pour des civils réfugiés à la grotte de Dinant par exemple.

Les grottes ne sont pourtant pas le seul trait caractéristique des régions calcaires. Les dolines (petites dépressions fermées) et les chantoirs (points d’engouffrement de l’eau sous terre), qui sont les abris traditionnels des nutons, sottais et autres nains de la mythologie ardennaise en même temps que les abreuvoirs du bétail ou du gibier, sont aussi des phénomènes typiques des régions calcaires.

Des traits morphologiques de plus grande ampleur marquent aussi le paysage calcaire: ce sont, par exemple, les sections localement sèches des grandes vallées comme la Chavée à Han-sur-Lesse, les vallées sèches plus modestes des dépressions calcaires comme le vallon des chantoirs à Remouchamps, et les parois calcaires de la vallée de la Meuse et de certains de ses affluents.

Mais il n’y a pas que le relief qui soit marqué par ce type de roche: la végétation, par exemple, l’est profondément: les pelouses calcaires sont constituées d’une flore très particulière, xérophile et thermophile.

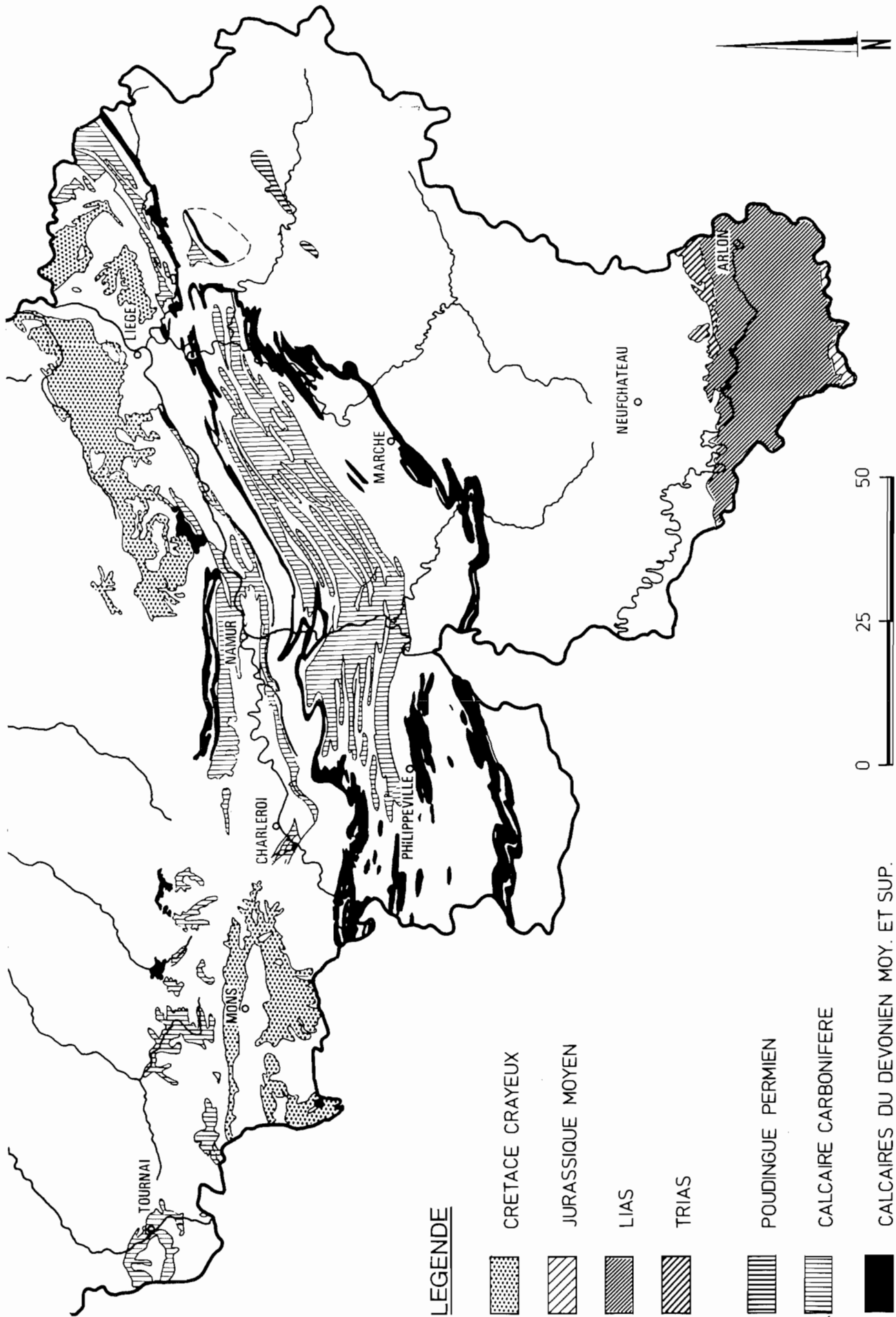
Le trait morphologique commun des régions calcaires est la disparition de l’eau, son enfouissement sous la surface du sol. Que ce soit par des ponors (nos chantoirs) ou par des dolines tapissées de sédiments meubles, les eaux pénètrent sous terre, dans des grottes s’il y en a, ou dans des fissures et des cavités souterraines impénétrables à l’homme. Exploitant les fissures - et parfois des puits et galeries - l’eau s’enfouit en effet et dissout les parois de ses conduits, élargissant progressivement ceux-ci. C’est ce processus qui distingue les calcaires et autres roches solubles - les roches karstiques - de toutes les autres formations géologiques. Sans dissolution, en effet, il n’est pas possible d’élargir les étroites fissures qui constituent les conduits primitifs de l’eau dans les roches. C’est la mise en solution de portions des roches des parois qui permet, avec l’élargissement des passages, une accélération progressive de l’eau et une circulation en conduits nettement plus rapide que la circulation de l’eau dans les pores et les fissures primitives non élargies.

D’où l’utilité de commencer l’étude du Karst par une revue des roches solubles de la région étudiée.

2. LA REPARTITION DES ROCHES SOLUBLES ET DES REGIONS KARSTIQUES

Les deux seules roches solubles qui affleurent en grand en Belgique sont les calcaires et craies et leurs cousines les dolomies. Ni l’une ni l’autre de ces roches n’affleure d’ailleurs en Ardenne proprement dite, si ce

Fig. 10.1 - Les affleurements des formations de roches solubles autour de l’Ardenne (Ek, 1985).



LE KARST

Karst est le nom (en allemand) d'une région calcaire de l'Adriatique; il s'étend à travers l'ancienne Yougoslavie dans les Monts Dinariques: il longe la côte adriatique et va de l'Italie au nord jusqu'à l'Albanie au sud, sur une largeur de 100 à 180 km; partout, le substratum calcaire y donne lieu à un même paysage, marqué par des gorges, des grottes, des vallées sèches, des dépressions fermées de toutes tailles et, souvent, par de la roche nue ciselée par la corrosion.

En fait, le nom de la région et de ce type de paysage, en serbo-croate, la langue du pays, est Krs ou Kras. Mais cette région a fait l'objet d'une attention particulière des géographes et géologues au XIXe siècle, sous l'Empire austro-hongrois: l'allemand était alors là la langue des lettrés et la version germanique Karst est passée dans l'usage. Les géographes de l'Empire austro-hongrois voyaient bien l'originalité du relief de cette région, marquée par les actions de dissolution de l'eau sur le calcaire. De ces études, qui allèrent de pair à l'époque avec un engouement marqué des gens cultivés pour le Karst, sont restés en usage un grand nombre de mots pris au vocabulaire serbo-croate pour désigner des éléments du relief: doline (petite dépression fermée, souvent en forme d'assiette ou d'entonnoir), ponor (point d'enfouissement d'un ruisseau, perte), etc. C'est de là aussi qu'est venu l'adjectif karstique pour désigner ce qui est typique des régions calcaires: roche karstique (roche soluble, comme les calcaires suffisamment purs), paysage karstique (paysage exprimant l'action de l'eau sur le calcaire), relief karstique (relief manifestant les effets des actions dissolvantes sur le calcaire) ...

Ainsi, la région de Han-sur-Lesse, avec sa belle résurgence, sa vallée sèche, la région de Remouchamps, avec le vallon des chantoirs - encore une vallée sèche -, la Meuse de Dinant, avec ses grandes parois calcaires exhibant des vestiges de passages de grottes, sont en Belgique autant de paysages karstiques.

n'est sous forme de bancs isolés bien incapables de donner lieu au moindre phénomène karstique, ou sous la forme du poudingue de Malmédy qui, tout en étant en Ardenne, est post-hercynien. Il en va tout autrement si l'on considère les régions qui entourent l'Ardenne (fig 10.1).

2.1. AU NORD DE L'ARDENNE: LES CALCAIRES ET DOLOMIES DEVONIENS ET DINANTIENS

Parmi les roches solubles du Paléozoïque des abords de l'Ardenne, le Dévonien moyen et supérieur et le Dinantien sont les formations les plus riches en calcaires et en dolomies couvrant d'importantes superficies: répartis sur 6000 km², leurs affleurements représentent un peu plus de 1600 km², dans le synclinorium de Dinant, le synclinal de Namur, le massif de la Vesdre et la fenêtre de Theux.

Les calcaires et dolomies dévoniens sont présents dans chacune des quatre unités citées, mais leur plus grand développement correspond assurément à la bande calcaire qui constitue la bordure sud du synclinorium de Dinant. On trouve là des calcaires couviniens, givetiens et frasnien, totalisant par endroits, dans la partie occidentale de la bande calcaire, nettement plus de 1000 m de calcaires et dolomies, fréquemment purs (c'est-à-dire constitués de plus de 90% de carbonate de calcium ou calcium et magnésium). Ces trois étages diminuent de puissance vers l'est et, à l'extrémité orientale du synclinorium de Dinant, la bande calcaire est mince et comporte peu de calcaires givetiens, et plus du tout de calcaires couviniens.

Les calcaires dévoniens affleurent aussi, mais en épaisseur modeste, dans le nord du synclinorium de Dinant et dans les trois autres unités citées plus haut (synclinal de Namur, massif de la Vesdre, fenêtre de Theux): la puissance du calcaire est cependant très inférieure à 500 m partout dans ces régions.

Les calcaires sont moins résistants à l'érosion que les formations du Dévonien inférieur de l'Ardenne: ces dernières dominent généralement la topographie, et les calcaires dévoniens reçoivent les eaux du Dévonien inférieur, eaux très douces vu la grande pauvreté de l'Ardenne en calcaire, et acides comme beaucoup de roches du Dévonien inférieur.

Les calcaires et dolomies du Dinantien sont présents dans les mêmes unités structurales que le Dévonien moyen et supérieur. C'est dans le synclinorium de Dinant qu'ils affleurent le plus largement et présentent les puissances les plus importantes: quelque 1000 m de calcaires et dolomies, très généralement purs, pour l'ensemble du Dinantien: Tournaisien et Viséen. Ces formations sont généralement dominées, dans la topographie, par les roches gréseuses du Famennien supérieur, très résistantes. Cette situation est fréquente, mais particulièrement typique dans le synclinorium de Dinant où les grès constituent les crêtes (les "tiges") qui dominent les roches carbonatées (fig 10.2). Mais, contrairement aux formations du Dévonien inférieur, les grès famenniens sont riches en calcaire ($\pm 10\%$) et fournissent dès lors actuellement aux calcaires du Dinantien des eaux assez dures, et peu susceptibles de dissoudre encore des carbonates. La situation des calcaires dinan-

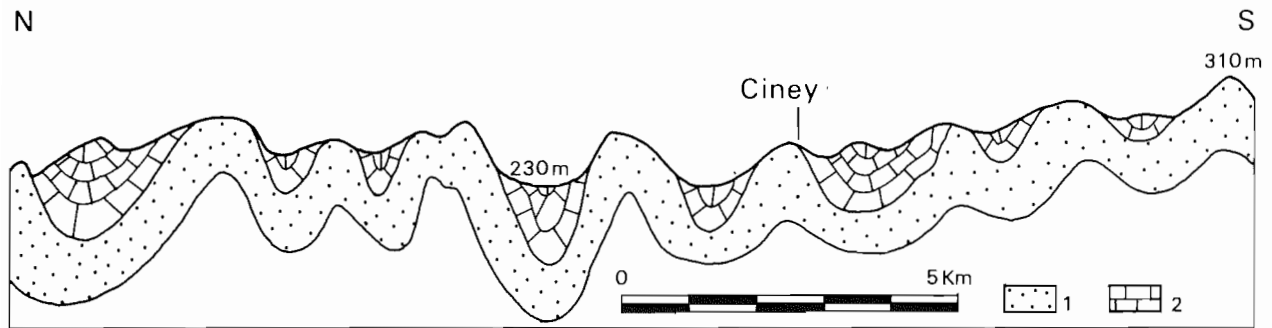


Fig. 10.2 - Le Condroz, coupe géologique nord-sud passant par Ciney (Ek, 1976). 1: psammites fameniens. 2: calcaires dinantiens.

tiens est donc très différente, à cet égard, de celle des calcaires dévoniens.

2.2. ENCLAVE DANS L'ARDENNE: LE POUDINGUE PERMIEN DE MALMEDY

C'est après les plissements hercyniens que s'est mis en place au Permien un épais conglomérat niché dans un repli du relief ardennais. Cette formation est divisée en trois "assises"; l'assise moyenne, épaisse par endroits de 150 m, comporte beaucoup de cailloux calcaires. Elle présente une morphologie karstique favorisée par le fait que le conglomérat occupe une dépression alimentée par les formations cambriennes du massif de Stavelot en eaux très douces et donc potentiellement agressives. C'est à A. Ozer (1971) que l'on doit la découverte des principaux phénomènes karstiques de cette zone.

2.3. A LA PERIPHERIE DE LA REGION ETUDIEE: DES FORMATIONS CARBONATEES MESOZOIQUES

Au nord et au sud de la région étudiée, des roches solubles très différentes des précédentes affleurent; certes, elles sont pour la plupart en dehors des limites de la région étudiée, mais leurs caractères originaux nous incitent à les présenter très brièvement. Il s'agit des roches marines mésozoïques qui ont partiellement recouvert les bordures de l'Ardenne et des régions voisines au sud, à l'ouest et au nord.

La retombée méridionale de l'Ardenne est recouverte de formations triasiques et jurassiques dont certaines comportent des roches solubles. Si le Trias montre seulement quelques bancs de dolomie et de grès calcaireux, le Lias comporte par contre, au Sinémurien en particulier, sous la forme des calcaires sableux (et des

LES ROCHES SOLUBLES

Les roches solubles les plus abondantes en Belgique, et du reste les plus fréquentes dans le monde, sont les calcaires, constitués de carbonate de calcium, CaCO_3 , et les dolomies, carbonate de calcium et de magnésium, $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$. Les calcaires blancs et friables que sont les craies ont la même composition chimique. Les calcaires susceptibles de prendre un beau poli sont couramment appelés marbres au sens général du terme; les géologues, eux, réservent toutefois, dans leur vocabulaire, le nom de marbre aux calcaires cristallins, métamorphiques, dont on n'a pas d'exemple autour de l'Ardenne.

Les calcaires et marbres sont solubles dans les eaux acides; c'est ce qui les distingue de la plupart des autres roches et leur donne une morphologie particulière: la morphologie karstique.

Les calcaires et dolomies sont, autour de l'Ardenne, abondants dans certaines formations paléozoïques (surtout au Dévonien moyen et supérieur et au Carboniférien) et dans le Mésozoïque (au Jurassique essentiellement). Les craies dominent dans la partie supérieure du Mésozoïque, au Crétacé.

Mais une autre roche soluble est maintenant connue dans le sous-sol de nos régions: c'est l'anhydrite, CaSO_4 . Un sondage profond à Saint-Ghislain, près de Mons, a traversé de 2410 à 2680 mètres de profondeur un aquifère karstique dans de l'anhydrite au sommet du calcaire carbonifère (Delmer, 1978). Cette formation d'anhydrite n'était pas connue en surface; elle est creusée de grottes et fournit une eau chaude (70°C) abondante ($90 \text{ m}^3/\text{h}$). Au point de vue de la solubilité, l'anhydrite diffère du calcaire et de la dolomie en ce qu'elle est soluble dans l'eau indépendamment de l'acidité de celle-ci: il n'est besoin ni de dioxyde de carbone ni d'autre élément acidifiant pour la dissoudre.



Fig. 10.3 - Les dolines s'alignent fréquemment en chapelets orientés par la disposition des diaclases et autres fractures qui affectent le substrat calcaire. Ces zones constituent en effet des lieux de pénétration plus aisée des eaux au sein de la masse rocheuse, et leur élargissement par dissolution engendre le développement de dépressions en surface. Heusy, près de Verviers.

grès calcaires) de Florenville et d'Orval, des dépôts dont à peu près la moitié des constituants sont solubles. Le Jurassique moyen, avec le calcaire bajocien, est lui aussi susceptible de renfermer des circulations aquifères karstiques, bien que le modelé ne manifeste que peu la présence du karst; mais ces régions sortent en fait du cadre de ce volume. Il en est de même pour la plupart des dépôts de craie, autre roche soluble, qui ont recouvert au Crétacé le socle paléozoïque plissé qui affleure au nord de l'Ardenne: le bassin de Mons comme le sud de la Hesbaye et le pays de Herve, ont été le siège d'une sédimentation marine crayeuse dont les dépôts subhorizontaux peuvent atteindre plus de 100 m de puissance et localement 200. Dans les craies du Crétacé comme dans les formations carbonatées du Jurassique, les circulations d'eau ont parfois un caractère karstique. Si, dans le Jurassique, c'est l'impureté ou parfois la trop faible puissance des formations calcaires qui limite le caractère karstique des circulations, dans la craie du Crétacé, qui est parfois très pure sur de nombreuses dizaines de mètres de puissance, c'est la friabilité de la roche qui inhibe la formation de grandes cavités karstiques ou qui en empêche la subsistance. Ici encore, nous sommes le plus souvent juste au-delà des limites de notre étude et nous n'en dirons pas plus.

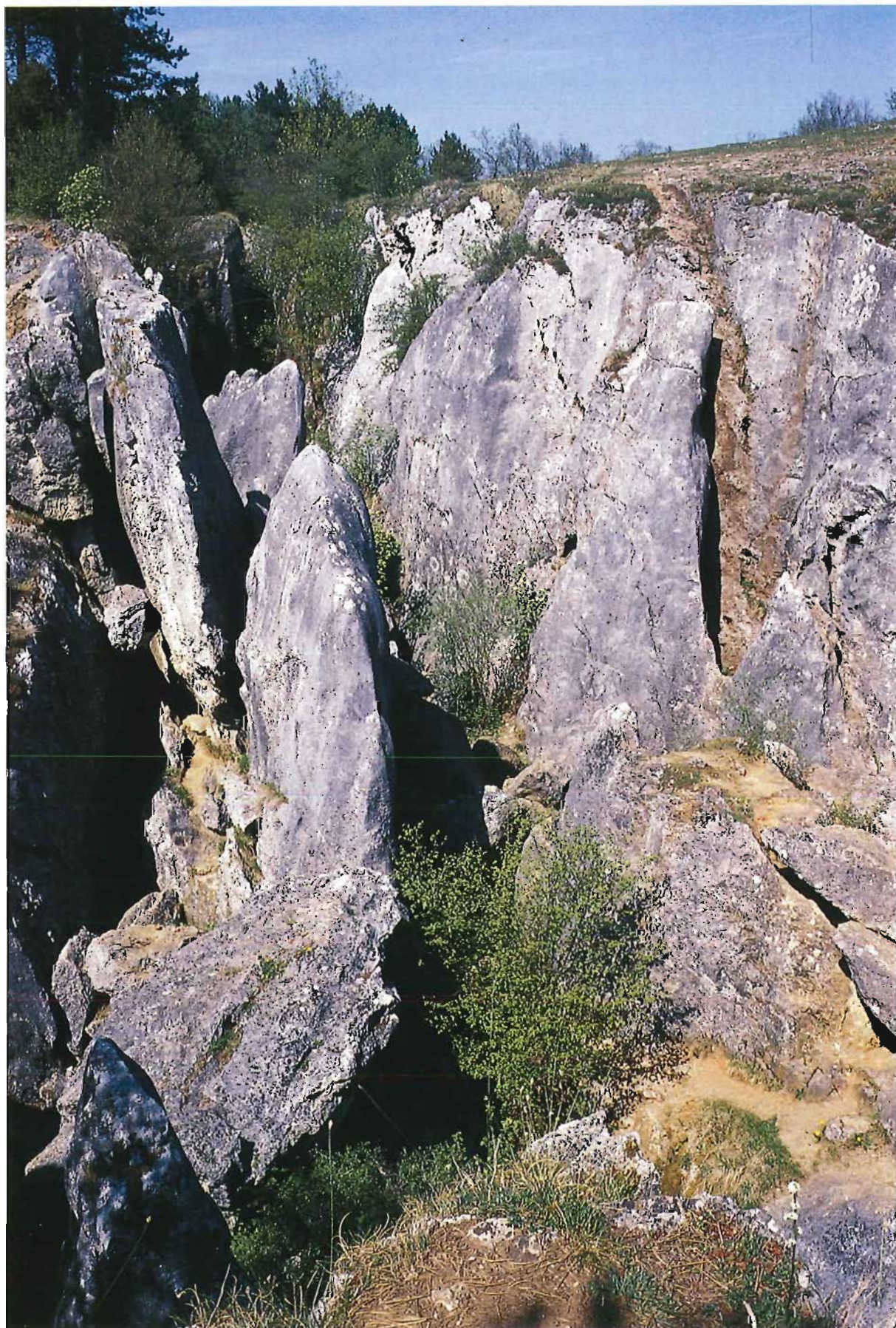
3. UN MODELE PARTICULIER: LES DEPRESSIONS FERMEES

Dans les calcaires comme dans d'autres roches, les eaux des précipitations et les eaux qui ruissellent peuvent s'infiltrer, non seulement par les pores de la pierre, mais aussi par des fissures. Mais en outre, dans les calcaires et autres roches solubles, l'eau est susceptible d'élargir ces fissures. Ceci a une conséquence très importante en distinguant radicalement les roches karstiques des autres car l'agrandissement des fissures permet progressivement à la pierre d'absorber toute l'eau de pluie ou de ruissellement, qui, s'engouffrant sous le sol par un trou, crée progressivement une dépression fermée ou doline. Les eaux de cette dépression sont ainsi soustraites à l'écoulement superficiel.

Les dolines peuvent être isolées; plus souvent elles s'alignent le long d'un drain souterrain et constituent une sorte de chapelet de points d'absorption (fig 10.3). Parfois encore, elles constituent un véritable champ de dolines criblant toute la surface d'un massif soluble.

Les pentes fortes des versants facilitent le ruissellement; celui-ci se fait au détriment de l'infiltra-

Fig. 10.4 - Les abannets, monument naturel pittoresque de Nismes, près de Couvin, constituent une morphologie karstique particulièrement spectaculaire. Trouant littéralement le plateau, ce sont des dépressions aux parois subverticales, développées par dissolution sous une couverture sableuse tertiaire perméable. Ce mode de formation les assimile à un cryptolapiez.



DOLINE, OUVALA, POLJE

L'existence de dépressions fermées distingue le relief karstique du relief dû à l'érosion normale par les rivières. Les dépressions fermées peuvent être de grandeur très variable, depuis la modeste fissure élargie jusqu'au vaste creux de plusieurs dizaines de km².

Les dépressions les plus élémentaires sont appelées dolines (du serbo-croate dolina). Les dolines ont souvent une forme en plan circulaire, mais parfois la structure leur impose une forme allongée, elliptique ou carrément en fente. En trois dimensions la forme peut être celle d'un entonnoir, celle d'une assiette, celle d'un bol...

Les dolines peuvent être dues à la dissolution seule mais sont plus souvent l'effet de la dissolution conjuguée à une descente en masse du sol vers le fond de la doline ou encore d'une dissolution en profondeur conjuguée avec un effondrement se propageant vers la surface.

Les ouvalas (mot emprunté au serbo-croate: ouvala) sont des dépressions fermées complexes constituées par la coalescence de plusieurs dolines. Les ouvalas peuvent atteindre plusieurs km².

Enfin les poljés (mot serbo-croate également) sont de vastes dépressions karstiques à fond plat. Le mot poljé désigne d'ailleurs en serbo-croate uniquement ce fond plat, généralement cultivé, à l'exclusion des pentes fortes qui le dominent, et sur lesquelles le sol est rare sinon absent. Les poljés sont en général des dépressions de plusieurs km² et correspondent souvent à des entités structurales (synclinal, ligne de faille...). R. Souchez (1963) pense que la dépression calcaire de Couvin-Nismes provient de l'évolution d'un poljé datant du Tertiaire et L. Swysen (1968) a confirmé cette opinion.

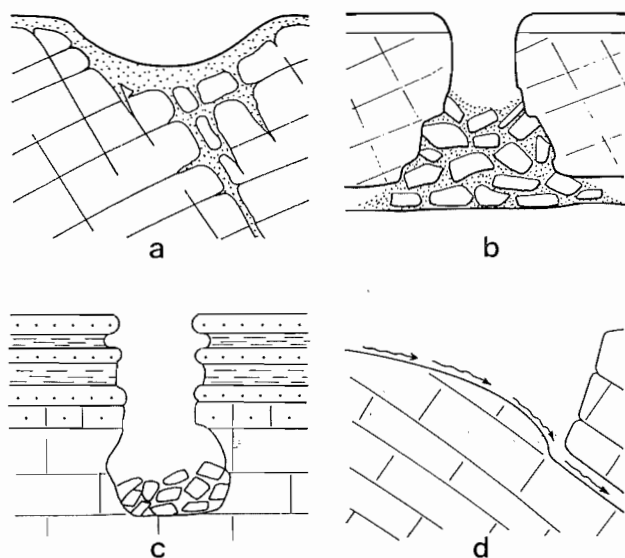


Fig. 10.5 - Quelques types de dolines: (a) doline de dissolution et tassement; (b) doline d'effondrement; (c) doline d'effondrement dans un karst couvert; (d) doline-perle.

tion; au contraire, sur des pentes faibles, l'infiltration est favorisée, et c'est en effet sur les pentes faibles que les dolines s'observent en plus grand nombre. Dans une étude statistique du vallon de Beauregard (Esneux et Plainevaux), M. Bay (1968) a constaté que les dolines, densément réparties sur les pentes faibles, étaient moins nombreuses sur les pentes comprises entre 5 et 10°, devenaient rares sur les pentes plus fortes et ne se produisaient pratiquement pas du tout sur les pentes de plus de 14°.

Les dolines constituent un élément très caractéristique de la morphologie karstique dont elles augmentent l'attrait paysager.

Il faut enfin, en matière de dépressions fermées, faire une place à part aux célèbres abanets de la région de Couvin (fig 10.4). Ces grands creux aux parois abruptes sont nombreux dans les calcaires dévoniens entre Couvin et Dourbes. La surface du sol de la bande calcaire apparaît criblée de trous qui sont autant de gouffres. Ces dépressions étaient jadis comblées de

sables oligocènes et également de minerai de fer (en partie sous forme de limonite), dont on peut encore retrouver des vestiges épars. E. Van den Broeck, E. Martel et E. Rahir (1910) considéraient que les abannets étaient antérieurs à leur remplissage, et donc pré-oligocènes; ils voyaient dans ces trous les fonds d'abîmes très anciens, des paléogouffres. L'étude en fut reprise par R. Fourneau (1985, 1992) qui montra que les abannets étaient plutôt des formes résultant d'une importante corrosion qui s'était déroulée sous la couverture des sables oligocènes; la surface des roches calcaires est en effet parfois burinée par l'action dissolvante des eaux et est

alors sculptée en formes variées appelées lapiés, ou lapiez. Les lapiés peuvent se développer en surface, sous l'action directe de l'eau de pluie ou de ruissellement, ou bien être formés sous une couverture (ici, en l'occurrence, les sables oligocènes), sous l'action des eaux d'infiltration. Telle est l'hypothèse explicative développée par R. Fourneau, et appuyée par ses observations dans d'autres régions (en particulier la Marlagne calcaire) où il avait observé déjà de gigantesques lapiés (Fourneau, 1972, 1982). Si l'on accepte cette hypothèse, les abannets ne sont alors plus antérieurs au dépôt des sables oligocènes.

PERTE, VALLEE SECHE, RESURGENCE

L'association de ces trois éléments représente une expression géomorphologique parfaitement typique du karst.

a) Perte

Les points d'enfouissement de l'eau peuvent être localisés (ponors) ou diffus. Ils peuvent être multiples, et peuvent n'être pas tous actifs en permanence, en fonction du régime (crue, étiage).

La localisation des points de perte évolue généralement au cours du temps: les pertes se produisent de plus en plus en amont, jusqu'à ce qu'elles soient localisées à la limite amont du calcaire.

b) Vallée sèche

Les vallées sèches sont un signe de l'évolution géomorphologique "vers" le karst (puisque'il y a eu antérieurement écoulement fluvial).

En amont de la vallée sèche, il y a parfois - mais non toujours - une vallée aveugle. Lorsque l'eau d'une vallée - ou d'un vallon - est absorbée sous terre, la partie du cours d'eau située en amont de la perte continue souvent à éroder verticalement son lit. Celui-ci s'encaisse donc, mais l'incision se termine évidemment, vers l'aval, au point de perte, et le ponor (le "chantoir", comme on dit fréquemment en Belgique) est aussi l'endroit où un ressaut marque l'extrémité aval de la partie de la vallée restée active. C'est à cause de ce ressaut, qui est parfois élevé de plusieurs mètres, qu'on dit que la partie amont où l'écoulement superficiel persiste est une vallée aveugle.

Les vallées sèches sont souvent jalonnées de dolines.

c) Résurgence

Source karstique faisant revenir au jour un cours d'eau qui s'est enfoui à l'amont; par opposition, on appelle exurgence une source karstique qui n'est pas alimentée par des cours d'eau superficiels, mais par des réserves souterraines. Les termes émergence, source karstique et exutoire karstique embrassent les deux précédents.

Les résurgences peuvent être localisées ou diffuses, pérennes ou temporaires; elles sont parfois sous-fluviales ou sous-marines.

Les sources karstiques peuvent présenter de forts débits. Ainsi, la Fontaine de Vaucluse (source siphonnante) débite le plus souvent entre 8 et 80 m³/sec, mais peut, en crue, atteindre 150 m³/sec.

L'importance des débits des sources karstiques en fait le fournisseur principal d'eau de beaucoup de populations et, dans certains cas, une importante source d'énergie hydro-électrique.



Fig. 10.6 - La "Chavée", ou section sèche de la vallée de la Lesse, juste en amont de Han. Cette portion de la vallée s'assécha lorsque les eaux de la rivière commencèrent à se perdre dans le "gouffre de Belvaux", qui succéda à une autre perte, autrefois active quelque peu en aval. Actuellement, il faut des crues exceptionnelles pour que le gouffre de Belvaux ne puisse plus absorber toute l'eau de la rivière et qu'un écoulement superficiel parcourt à nouveau, très temporairement, la Chavée. On notera également, à gauche sur la photo et séparé de la Chavée par un talus boisé, la présence d'un vaste replat sous prairie; il s'agit d'un lambeau de terrasse de la Lesse.

4. LES VALLEES DES REGIONS CALCAIRES, VALLEES SECHES, VALLEES AVEUGLES

Les grandes vallées surimposées qui incisent l'Ardenne et les régions voisines recoupent les calcaires dans des directions variées. Ceci a donné naissance à des morphologies karstiques très diverses dans les vallées. Les parois calcaires montrent souvent une grande influence des diaclases dans leur façonnement: la fissuration des calcaires paléozoïques est souvent très importante. Les larges dalles parfois verticales des calcaires dévoniens et dinantiens servent ainsi fréquemment de parois d'escalade, comme à Freyr et en plusieurs autres lieux de la Meuse de Dinant.

Parfois, dans un méandre, une partie de l'eau de la rivière (comme la Lesse à Chaleux ou l'Ourthe à Durbuy et à Bohon) ou même la totalité, comme la Lesse à Han, se perd sous terre et prend un raccourci souterrain qui recoupe le méandre. Le grand méandre de la Lesse à Han, dit la Chavée, est ainsi totalement sec la plupart du temps (fig 10.6). A l'entrée de la boucle, la Lesse disparaît en effet au gouffre de

Belvaux, pour ressortir à Han, à l'aval du méandre. Ce n'est que lorsque son débit dépasse 40 m³/s que la rivière envahit à nouveau le méandre de la Chavée (Deflandre, 1989).

Le Vallon des Chantoirs qui s'étend sur quelque 8 km de Louveigné à Remouchamps est un type de vallée sèche très différent. Le calcaire y est en dépression entre des hauteurs ardennaises et les psammites du Condroz, et le vallon structural absorbe à leur arrivée sur le calcaire les eaux venant de l'Ardenne et celles qui descendent du Condroz (fig 10.7); le fond du vallon est sec sur toute sa longueur, sauf les jours d'orages exceptionnels, où les chantoirs ne peuvent absorber toutes les eaux des précipitations. Un torrent très temporaire dévale alors la dépression.

Dans les synclinaux de Calcaire Carbonifère du Condroz, nombreux sont les vallons secs structuraux, coïncidant avec l'axe du synclinal dans lequel ils sont logés, et absorbant par de nombreux chantoirs les eaux venant des tiges condruisiens. Ces vallons ont parfois plus de 10 km de long et leurs eaux résurgent dans les



Fig. 10.7 - Le chantoir du Rouge Thier, à Louveigné.

grandes rivières qui recoupent les structures synclinales. Le vallon sec de Sprimont à Chanxhe (fig 10.9) en est un exemple.

5. LES GROTTES

A part quelques rares cavités dans le Jurassique de la Gaume, les grottes des régions de l'Ardenne sont toutes localisées dans les formations paléozoïques. On en trouve dans le Dévonien, dans le Carbonifère et dans le Permien. Le Crétacé de nos régions semble bien ne pas en receler: probablement la craie est-elle trop friable, insuffisamment cohérente, pour permettre le développement de cavités de taille suffisante pour que l'homme y accède. De petits conduits karstiques sont pourtant fréquents dans les carrières de craie du Crétacé.

5.1 MORPHOLOGIE

La morphologie des grottes de nos régions comporte essentiellement des formes dues à l'action de l'eau et d'autres dues à celle de la seule gravité: les effondrements.

5.1.1. Les formes dues à l'action de l'eau

Les fissures sont les formes les plus élémentaires observées de l'action de l'eau. La plupart des fissures étroites doivent leur aspect à l'action de ruissellement: elles présentent souvent des sillons ou des ondulations allongés verticalement et, par temps humide, des suintements plus ou moins abondants. D'autres fissures, souvent plus larges, sont dues au mouvement latéral de l'eau occupant tous les interstices d'un réseau noyé. C'est le sens dans lequel on emploie le mot dans l'expression "réseau de fissures" et plus encore dans l'expression anglo-saxonne de "fissure cave".

La morphologie des puits est, dans beaucoup de cas, due à l'action de l'eau qui dévale, comme en témoignent les larges cannelures ou les sillons hélicoï-

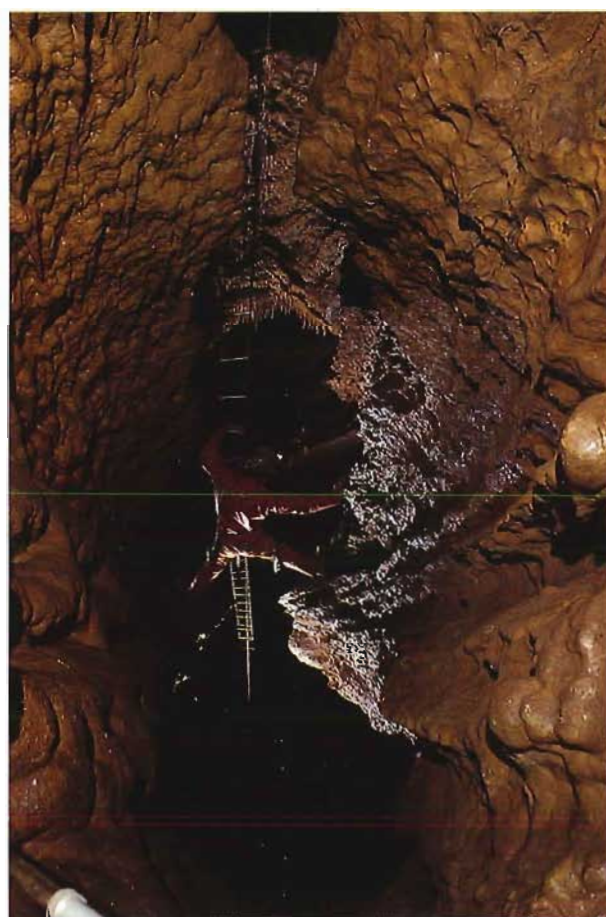


Fig. 10.8 - L'abîme de Beaumont, à Esneux. Entre son entrée et le fond de la grotte, au niveau de l'Ourthe, l'abîme de Beaumont présente une dénivellation de plusieurs dizaines de mètres. Le puits exploite une diaclase verticale dont l'axe coïncide pratiquement avec l'échelle souple, au milieu de la photo. La stratification, que l'on distingue dans le bas de l'image, est très inclinée, assez proche de la verticale. Les larges cannelures du puits y correspondent; elles représentent les effets de l'érosion différentielle. Elles ont été marquées de nombreux "coups de gouge" que l'on distingue bien au-dessus du spéléologue (photo J. Godissart).

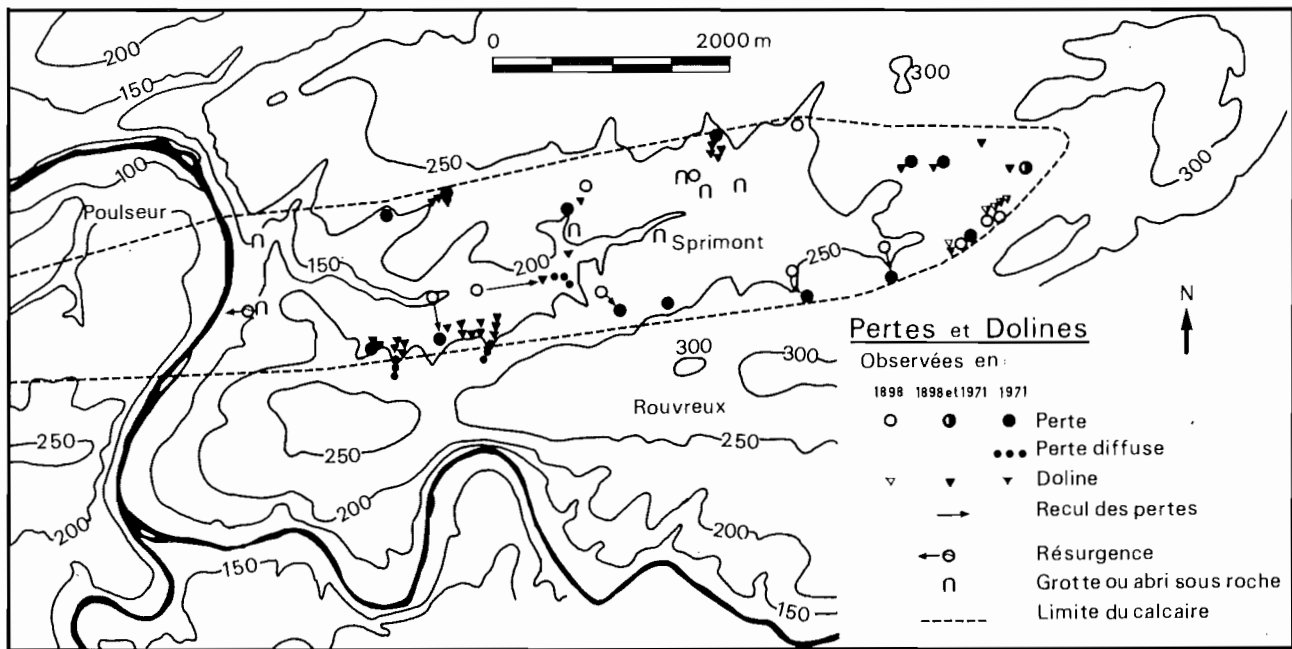


Fig. 10.9 - La vallée sèche du synclinal de Sprimont. Evolution des phénomènes karstiques entre 1898 et 1971. Le trait interrompu délimite le synclinal calcaire de Sprimont (Ek, 1976, d'après une cartographie de R. Michel).

daux qui s'y observent parfois (fig 10.8). Ce processus explique que beaucoup de puits soient plus larges en bas qu'en haut, par augmentation de l'énergie cinétique avec la hauteur de chute.

D'autre part, des puits peuvent se former aussi par propagation progressive vers le haut d'effondrements de plafond de salle de grotte.

Les conduits tubulaires sont dus à une circulation forcée de l'eau les remplissant intégralement, du moins pour autant qu'il s'agisse de conduits s'étendant sur une certaine distance en conservant un diamètre constant. Les conduites forcées "en tubes" peuvent présenter toutes les pentes (et contre-pentes) de 0 à 90°.

Les conduits de rivières souterraines sont ceux qui sont parcourus par un véritable cours d'eau présentant une surface libre et susceptible d'éroder verticalement ou latéralement et de transporter une charge, en suspension ou autrement (fig 10.11). Les vraies "rivières" souterraines ont, comme leurs soeurs épiées, tendance à régulariser leur profil en long et à se créer une section dont la surface est plus ou moins constante. Cependant, les rivières hypogées se distinguent des rivières épiées par la présence possible de siphons.

Les cavités phréatiques sont celles qui se développent sous la surface de l'aquifère; elles sont alors noyées et sont donc caractérisées par une morphologie finement différentielle d'eau calme (fig 10.10). On voit alors parfois se développer sur les parois des trous innombrables et irréguliers créés par la dissolution des

parties les plus facilement solubles: cette structure irrégulière de la paroi est appelée par les auteurs américains spongework (structure en éponge). En d'autres endroits, les veines de calcite qui sillonnent la roche sont mises en évidence (car elles résistent à la dissolution) par rapport à la masse de la roche qui se laisse creuser par la corrosion. Le creusement des parties calcaires situées entre les veines de calcite donne alors une structure en casiers, le boxwork des auteurs anglo-saxons.

On le voit, les formes dues à l'action souterraine de l'eau sont multiples. Cependant, même en l'absence d'eau, un autre facteur peut donner naissance à une morphologie déterminée: c'est la gravité, provoquant des effondrements.

5.1.2. Les effondrements

La grande majorité des salles des grottes ont leur plancher jonché d'éboulis (fig 10.12). Et plus la salle est vaste, plus la présence d'éboulis est fréquente. La Grotte du Père Noël à Wavreille (Belgique) comporte ainsi plus de 6000 m² d'éboulis d'un seul tenant.

Certes, tout éboulement suppose la présence préalable d'un vide au moins égal au volume éboulé, et généralement plus grand; en ce sens, une cavité a tendance à "disparaître" par les écroulements. Mais un éboulement modeste peut se produire dans un vide restreint, et les eaux peuvent emporter les débris en solution par exemple, et faire ainsi la place pour un éboulement plus important susceptible d'amener par

gravité une matière divisée (fût-ce en gros blocs) à l'endroit où l'eau courante est susceptible de l'évacuer.

Les blocs éboulés présentent parfois des faces formées par cassure (sauf les plans de stratification) et le plafond au-dessus d'eux apparaît lui-même sillonné de fractures. Mais, parfois, des traces indubitables de corrosion se présentent sur certaines faces des blocs. Ceci permet de distinguer des effondrements d'origine essentiellement mécanique (séismes, trop grande portée du plafond, gélivation,...) et des effondrements provoqués (ou largement préparés) par des actions de dissolution.

5.2. LES GROTTES DU DEVONIEN

C'est le long de la bande calcaire qui forme un palier entre l'Ardenne et la Famenne que se sont développées les plus grandes grottes du pays. Ceci est probablement lié notamment au caractère acide des eaux venant d'Ardenne. C'est le long de cette bande calcaire qu'on trouvera, par exemple, les grottes de Han, de Rochefort, de Hotton. A son extrémité orientale qui correspond au vallon des Chantoirs, la bande n'est plus en relief comme une marche entre l'Ardenne et la Famenne: elle constitue le fond même d'une dépression; le drainage souterrain de cette dépression aboutit à la grotte de Remouchamps.

La grotte de Han est un cas typique de recouplement souterrain de méandre (Quinif, 1977). La Lesse, venant de l'Ardenne, se perd dans la bande calcaire, y abandonnant son ancienne vallée maintenant sèche. La Lesse jadis s'engouffrait au Trou au Salpêtre, qui est situé au coeur de la bande calcaire. Mais l'ouverture progressive d'une fissure plus en amont, devenue le Trou d'Enfaule, a fait reculer de 100 m le point de perte.

Plus récemment s'est ouvert et développé le Gouffre de Belvaux qui absorbe en général la totalité de la rivière, et qui est situé à 500 m en amont du précédent, et d'autre part à 500 m seulement à vol d'oiseau de la limite entre la bande calcaire et l'Ardenne.

Du gouffre de Belvaux, la Lesse, devenue souterraine, plonge d'abord en un siphon de 40 m de profondeur avant de resurgir dans la grotte pour replonger en un second siphon et reparaitre dans la salle d'Armes puis dans la gigantesque salle du Dôme, avant de retourner au jour. Pour les touristes, la sortie par la résurgence de la Lesse est d'ailleurs l'occasion d'une brève mais combien plaisante promenade en barque. La salle du Dôme est affectée par un important pli-faille et par un pli coffré (un pli dont un flanc est sensiblement horizontal et l'autre sensiblement vertical, avec entre eux une charnière étroite et de très petit rayon de courbure). La grotte de Han comporte un réseau très complexe de galeries dont beaucoup sont riches en concrétions volumineuses. En outre, la grotte fait partie d'un système caveux incluant d'autres grottes - grotte du Père Noël, trou des Crevés,... - qui ne sont actuellement accessibles que par d'autres entrées, mais qui font ou ont fait assurément partie d'un même réseau hydrologique.

La grotte de Rochefort est à ce jour la seconde du pays par son développement. Ses deux issues naturelles actuelles sont situées au fond de deux dolines, sous un large replat dominant la rive gauche de la Lomme. La grotte est essentiellement constituée de quelques grandes salles formées par effondrement; la salle du Sabbat a une quarantaine de mètres de haut et sa longueur, si on y inclut le Trou Marie Sac-Attrape qui la prolonge, est d'environ 140 m. Ce complexe est relié aux autres grandes salles de la grotte par des passages

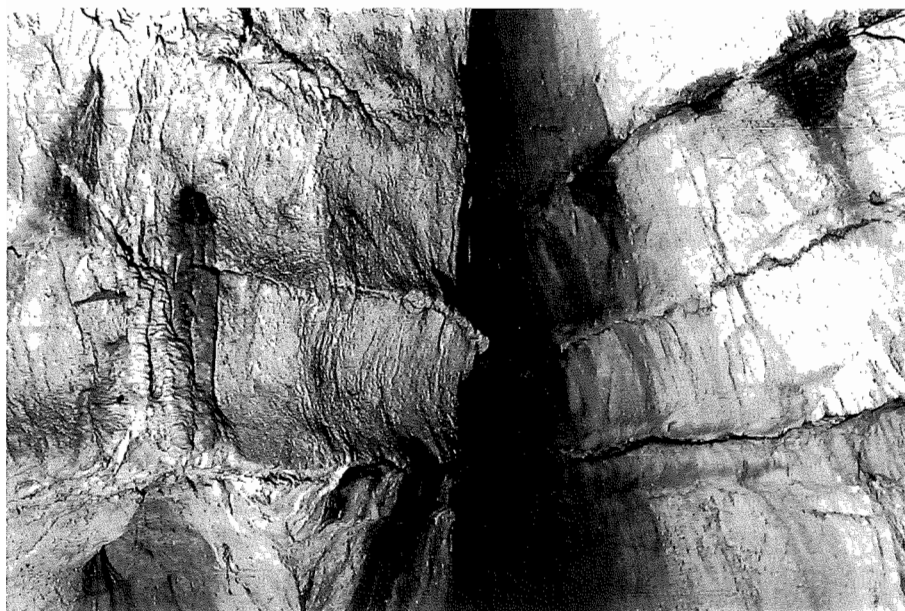


Fig. 10.10 - Fissure dans une galerie de l'étage moyen de la grotte de Remouchamps. On distingue l'aspect concave des bancs qui indique que leur milieu est plus sensible à la dissolution que leurs base et sommet. C'est la présence d'un peu plus d'argile (quelques % seulement) au sommet et à la base des bancs, ou de modestes différences de structure du calcaire qui expliquent cette différenciation. Les cristaux de calcite plus grands, par exemple, résistent mieux à la corrosion que les cristaux plus petits.



Fig. 10.11 - La grotte Sainte-Anne, à Tilff (Esneux). Cette galerie de l'étage moyen est maintenant sèche, mais son profil elliptique, à l'avant-plan, est typique de l'action de la rivière souterraine qui l'a creusé. Cet affluent souterrain de l'Ourthe était, lorsqu'il coulait à ce niveau, contemporain de la terrasse fluviale de l'Ourthe située à 10 m au-dessus de la plaine alluviale actuelle de la rivière. A l'arrière-plan, la section de la galerie, évoquant un trou de serrure inversé, résulte de la combinaison d'une galerie en tranchée et d'un couloir elliptique. Mais l'image ne permet pas de dire laquelle des deux sections s'est formée antérieurement à l'autre. Le sol, nonobstant la présence de quelques blocs rocheux, est surtout constitué de sédiments d'eau courante, parmi lesquels dominent ici sables et limons (photo J. Godissart).

tortueux, eux aussi au sein d'éboulis. Néanmoins, en bordure des grandes salles et dans certains diverticules s'observent encore très bien les traces de l'action de l'eau, et notamment des "tubes" de conduites forcées; la rivière souterraine actuelle, un bras souterrain de la Lomme, est d'ailleurs visible en plusieurs endroits. Les éboulements ont dû se produire à plusieurs reprises car, si la plupart sont dépourvus de couverture de concrétions, il en est un au moins qui est richement orné de stalagmites: c'est la salle du Sabbat, qui se différencie ainsi des autres éboulements en annonçant un âge plus ancien puisqu'elle a eu le temps d'être abondamment décorée.

Les grottes de Hotton et de Remouchamps se placent dans des sites différents des deux précédentes, qui conduisent les eaux d'une grande rivière (la Lesse à Han) ou d'une partie d'une rivière importante (la Lomme à Rochefort). Les eaux des grottes de Hotton et de Remouchamps proviennent des nombreux chantoirs (points de perte) qui absorbent le débit des affluents d'un vallon affluent de l'Ourthe (à Hotton) ou de l'Amblève (à Remouchamps). La grotte de Hotton comporte plusieurs niveaux de galeries dont deux au moins

sont très développés, en plus du niveau actuellement parcouru par la rivière. Les galeries créées par le cours d'eau souterrain sont dans l'ensemble assez bien calibrées; vers l'aval toutefois, les deux étages supérieurs se sont écroulés sur le niveau actuel et constituent alors une magnifique galerie-canyon de plusieurs dizaines de mètres de haut, que les visiteurs peuvent admirer d'un "balcon" très bien placé.

La grotte de Remouchamps est également située à l'aval d'un grand vallon sec, le vallon des Chantoirs, aux innombrables pertes. Un étage sec, anciennement parcouru par l'eau, surmonte d'une dizaine de mètres le niveau actuel de la rivière souterraine (Ek, 1961). La grotte de Remouchamps offre de magnifiques vues sur ce qui est (à l'étage inférieur) et ce qui fut (à l'étage supérieur) un couloir de rivière souterraine, avec ses méandres, ses encoches d'érosion, ses dépôts de limon, de sable et de cailloux. En outre, à l'extrémité amont de la grotte, la Cathédrale (fig 10.12), avec ses 37 m de vide au-dessus de l'éboulis, représente en fait une cavité de 60 m de haut si on mesure la hauteur depuis le plafond jusqu'au pied de l'éboulis situé au niveau de la rivière souterraine (Ek, 1970).

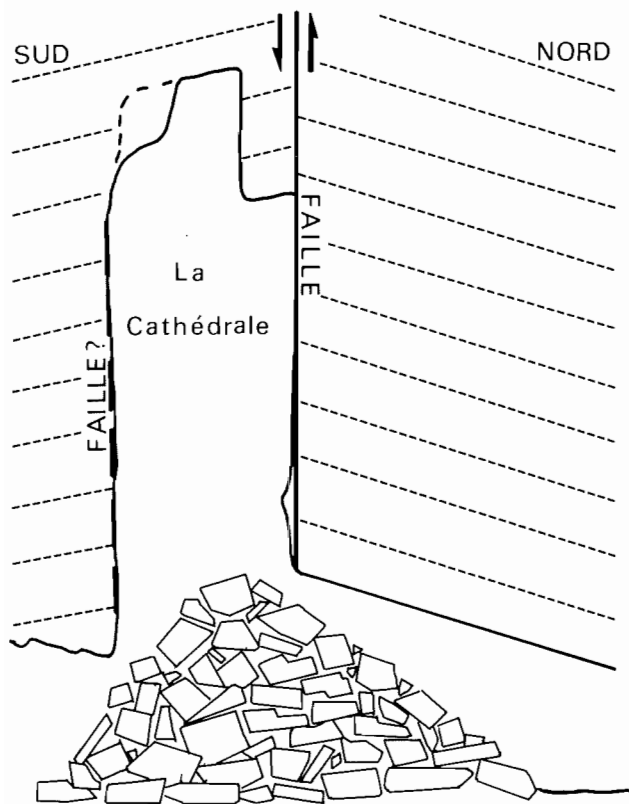


Fig. 10.12 - La Cathédrale, dans la grotte de Remouchamps: morphologie d'éboulis sur quelque 60 m de hauteur.

Bien d'autres grottes du Dévonien - il y en a des centaines - mériteraient d'être citées et décrites, mais la place nous fait défaut. Les unes sont des réseaux de recoupement de méandre, les autres des réseaux chantoirs-résurgence, mais certaines ont en outre l'originalité d'être développées en hauteur, soit sous forme de puits dévalant à partir d'une perte vers le niveau de l'aquifère, soit sous forme de fissure importante ouverte en bordure d'un massif par la décompression des roches liées à l'approfondissement des vallées.

5.3. LES GROTTES DU DINANTIEN

Le Dinantien, ou Calcaire Carbonifère, est aussi très riche en cavités souterraines. Toutefois, comme cet étage géologique affleure fréquemment dans les synclinaux du Condroz, on trouve là des grottes à caractère parfois très différent des précédentes.

La grotte Merveilleuse, à Dinant, présente un dédale de galeries aboutissant à une grande salle jonchée d'éboulis. Les parois des conduits montrent surtout les traces d'une fine corrosion différentielle; les eaux ont attaqué les parties les plus solubles de la roche, laissant en relief les autres, et particulièrement les veines de calcite cristalline, plus lentes à se dissoudre. Ces formes attestent de l'action dissolvante d'une eau calme ne bri-

sant rien, probablement l'eau de la zone phréatique. Des petits chenaux creusés par place dans le plafond de la grotte attestent par ailleurs que l'eau a dû circuler contre le plafond, au sommet d'un remplissage imperméable qui scellait plusieurs salles après les avoir totalement remblayées à certains moments du Quaternaire.

La Merveilleuse comporte également un puits profond d'une vingtaine de mètres au fond duquel s'observe une nappe d'eau. En période de crue, cette nappe remonte parfois de quatorze mètres.

La grotte et l'abîme de Comblain-au-Pont sont également situés dans le calcaire carbonifère. L'abîme, par une verticale de 22 m, donne un accès naturel à la grotte, qui s'allonge d'est en ouest. Elle est constituée d'un chapelet d'une dizaine de belles salles, richement décorées de concrétions. Plusieurs de ces salles sont d'anciennes entrées d'eau dans la grotte: des chantoirs ont dû alimenter la grotte, tous situés au sud de celle-ci et on distingue clairement que l'abîme représente le premier, le plus ancien de ces chantoirs, et que le recul des chantoirs successifs a permis à la grotte de se

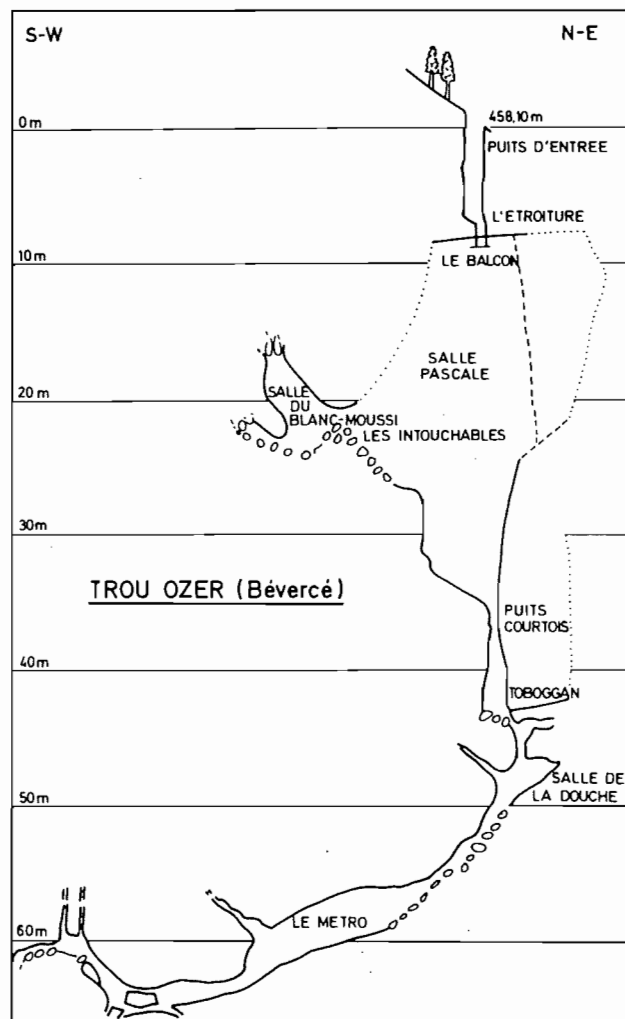


Fig. 10.13 - Le trou Ozer, à Bévécé. Coupe verticale (Ozer, 1971).

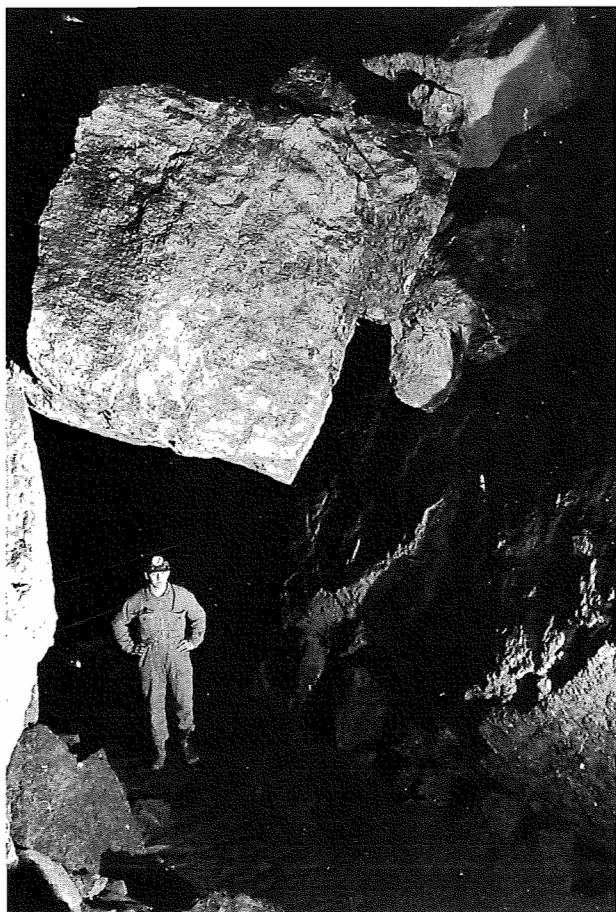


Fig. 10.14 - Gros bloc éboulé coincé entre deux parois dans la grotte de Remouchamps. Lorsque l'eau déserte une galerie pour circuler aux étages inférieurs, tous les processus géomorphologiques ne s'arrêtent pas pour autant: des éboulements tendent à combler progressivement les cavités. Le bloc visible au-dessus du spéléologue pèse plus de 40 tonnes. Dans le bas de la photo, à droite, on voit des stries de faille dans la paroi. Le bloc s'est en effet détaché du plafond dans une zone faillée.

développer d'est en ouest. Les parois des salles montrent beaucoup de formes de fine dissolution différentielle, indiquant que des réserves d'eau souterraines considérables ont parfois rempli la grotte. Mais la morphologie des plafonds montre la proximité des chantoirs au-dessus de la grotte, et d'autre part, au fond des siphons qui relient les unes aux autres les salles de la grotte s'observent parfois du sable ou même des cailloux roulés qui indiquent que par moments au moins de l'eau courante assez rapide a parcouru le fond de la grotte (Ek et Quinif, 1988).

Nombreuses sont les cavités du Calcaire Carbonifère que l'on pourrait encore décrire, en y incluant aussi des grottes dans le Tournaisien comme la grotte du Pont d'Arcole à Hastière. Mais il nous faut bien passer maintenant à des cavités dans une formation plus récente du Paléozoïque.

5.4. LES GROTTES DU PERMIEN

Le poudingue de Malmédy est d'âge permien. Son assise médiane est très calcaire et il s'y est même développé une grotte importante, le Trou Ozer, à Bévercé, étudié par A. Ozer (1971). Cette grotte, qui fut explorée lors de sa découverte jusqu'à la profondeur de 60 m (fig 10.13), est maintenant connue jusque 70 m. C'est essentiellement une succession de deux gouffres dominant des galeries en forte pente. L'action de la dissolution et celle de l'érosion mécanique sont toutes deux évidentes dans la genèse du gouffre. la dissolution a mis localement en évidence les éléments les moins vite dissous: ciment, certains fossiles;... et l'érosion mécanique a détaché de nombreux cailloux solubles ou non, et les a accumulés au fond du puits.

Ainsi, quelque peu inhibés en surface par la couverture meuble, les phénomènes karstiques du poudingue de Malmédy ont localement une grande ampleur en profondeur, non sans relation avec la verticalité des diaclases qui permet l'évacuation vers le bas du matériel érodé. Plusieurs grottes de dimensions plus modestes que le Trou Ozer sont du reste connues dans le Poudingue.

6. LES PROCESSUS KARSTIQUES ACTUELS

Les points de perte, nous l'avons dit, ne sont pas immuables au fil du temps: ils se déplacent au cours des siècles et, le plus souvent, un chantoir est remplacé par un autre qui s'ouvre en amont du précédent. Ceci marque la tendance de l'eau à s'enfouir, ainsi que l'avaient déjà si bien mis en évidence E. Van den Broeck, E. Martel et E. Rahir (1910).

Pour ne citer qu'un seul exemple de ce phénomène, très répandu au nord de l'Ardenne, nous prendrons le cas du vallon sec de Sprimont à Chanxhe, qui s'allonge dans un synclinal de calcaire carbonifère traversé par l'Ourthe à Chanxhe (fig 10.9). Ce vallon est criblé de dolines et de chantoirs, et nos observations y ont été confirmées par une étude de R. Michel (1971) qui a montré que plusieurs pertes ont reculé en moins d'un siècle (de 1898 à 1971) d'une centaine de mètres et parfois bien davantage: le phénomène est donc actuellement extraordinairement rapide. Probablement faut-il chercher des influences anthropiques pour justifier une évolution aussi accélérée: l'extrapolation sur quelques millénaires serait en effet bien embarrassante! Mais le fait est clairement établi. Il témoigne de l'actuelle rapidité d'évolution du réseau hydrographique karstique et des problèmes que pose chez nous la circulation des eaux dans les régions calcaires.

Si les pertes se déplacent notablement à l'échelle du siècle et même de la décennie, certaines dolines évoluent bien plus vite encore et de façon plus

spectaculaire. Nous voulons parler de dolines d'effondrement qu'on a appelées "puits naturels", et qui se situent en fait dans des zones où la surface de l'aquifère souterrain change fortement de niveau, ou bien dans des zones de circulation active des réserves d'eau souterraines. Les puits naturels, particulièrement abondants dans le Tournaisis ces cinquante dernières années, sont des effondrements généralement cylindriques pouvant atteindre d'un seul coup une dizaine de mètres de profondeur ou même un peu plus, sur une ou plusieurs dizaines de mètres de diamètre. Ces puits apparaissent en surface par la propagation, à travers une couverture non karstique, d'effondrements de roches dans des cavités karstiques profondes du calcaire carbonifère. Leur formation a été fortement accélérée par le rabattement de la nappe aquifère, provoqué par le pompage abusif des industries dans la nappe de la région de Lille-Roubaix-Tourcoing. Un tel puits s'est ouvert en 1977 dans la cour d'une école à Kain, engloutissant plus de 100 m³ de terre. Le même jour, un trou de 275 m³ a coupé un chemin et mis en porte-à-faux un gazoduc sur une douzaine de mètres de long, et un autre encore s'ouvrait en bordure même de l'Escaut, créant un trou de 2800 m³ et avalant une partie du débit du fleuve (de Roubaix *et al.*, 1979).

Les eaux de ruissellement et les rivières exercent une action corrosive importante, mais difficile à mesurer; sur les pierres calcaires des barrages, dont on connaît évidemment l'année de construction, M. Kupper (1975) a mesuré des rigoles creusées par l'eau à la vitesse de 30 mm par siècle et même, dans les eaux acides d'une rivière ardennaise, la Soor, de 90 mm par siècle.

Une autre action météorique sur le calcaire est celle du gel: plaçant des nappes de plastique au pied de parois calcaires, R. Michel (1978) a recueilli, durant l'hiver 1970-1971, les débris calcaires tombés de la roche; aux endroits de l'expérience, il a pu calculer que les gélifracfs représentaient un volume de 40 cm³/m² de paroi en un hiver. Si on extrapole cette donnée, on constate qu'elle équivaut à un recul de la paroi rocheuse de 4 mm par siècle.

Sous terre aussi, la dissolution est très active: elle y dépasse de loin en importance les transports de matière solide voyageant dans l'eau en suspension ou sur le fond du lit. Les transports solides sont en effet contrariés dans les grottes par les siphons, les étroitures et les anastomoses des cours d'eau souterrains. La dissolution est surtout énergique aux endroits où l'eau entre dans les chantoirs, chargée de gaz carbonique: c'est lors du premier contact avec le calcaire que l'eau agressive dissout le plus.

Quant aux effondrements, ils sont parfois impressionnants sous terre (fig 10.14): presque toutes les grandes salles des grottes sont jonchées d'éboulis. A la grotte du Père Noël, à Wavreille, dans le massif de Han-sur-Lesse, par exemple, la région de la Salle du Bivouac présente quelque 6000 m² d'éboulis d'un seul tenant, incluant de nombreux blocs de plusieurs dizaines de tonnes. Certaines grottes présentent des cassures d'aspect frais sur leurs parois et, à la grotte de Rochefort, dans une partie de la cavité fermée au tourisme depuis longtemps, un gros bloc de calcaire est tombé quelques semaines après un tremblement de terre.

On le voit, le milieu karstique est actuellement mouvant et en pleine évolution. Il est caractérisé par la vitesse de circulation des eaux, infiniment plus grande que dans les autres roches. La grande perméabilité hydraulique des aquifères karstiques est à l'origine de l'exploitation intensive des eaux des calcaires, qui représentent à elles seules 80% des eaux souterraines exploitées en Belgique! Mais la rapidité de circulation des eaux est aussi la cause de la transmission des pollutions et de la quasi inexistence de filtration naturelle dans beaucoup d'aquifères calcaires. Et c'est un non-sens dont il a existé de nombreux exemples autour de l'Ardenne que d'utiliser les réseaux souterrains karstiques à la fois comme moyen d'alimentation en eau... et comme égouts naturels. Les eaux des terrains solubles méritent d'être traitées avec plus d'égards (Ek, 1985).

RÉGIME HYDROLOGIQUE ET DYNAMIQUE FLUVIALE DES RIVIÈRES ARDENNAISES

FRANÇOIS PETIT

1. CARACTERISATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

1.1. BREVE DESCRIPTION DU CONTEXTE REGIONAL

La pente longitudinale des rivières a toute son importance car elle conditionne l'énergie mise à la disposition de la rivière et donc sa possibilité d'effectuer toute une série de travaux, tels que l'érosion et le transport de sédiments ou encore les modifications de son cours. Une autre composante de l'activité des rivières sera évidemment son régime, à la fois en quantité d'eau écoulée mais aussi en importance des débits de pointe. De façon générale, le profil longitudinal des rivières présente une concavité orientée vers le haut, si bien que les valeurs des pentes sont fonction de la distance à la source ou en d'autres termes de la dimension de la rivière dont le descripteur le plus couramment utilisé est la taille de son bassin hydrographique. Le profil longitudinal est également conditionné par l'énergie du relief et la localisation du niveau de base des rivières. Pour la grande majorité des rivières ardennaises, ce dernier est guidé par la position de la Meuse mais ces rivières peuvent cependant présenter des pentes très différentes. Ainsi, dans le sud de l'Ardenne, elles sont relativement modérées étant donné l'absence d'incision récente de la Semois liée aux phénomènes de capture évoqués par ailleurs (Cornet, ce vol.). Cette situation contraste par rapport aux rivières de Lorraine telles que le Ton et ses affluents, qui sont tributaires de la Chiers creusée dans les roches tendres du Bassin parisien et qui constitue un niveau de base plus proche. Les pentes très marquées des rivières des Hautes-Fagnes résultent à la fois de l'énergie du relief mais aussi de la proximité de la Meuse. Il en est de même, mais à une moindre échelle, pour les rivières du Pays de Herve (Berwinne, Magne) alors que les rivières de Hesbaye (le Geer) ont des pentes peu marquées du fait de la faible énergie du relief. Ce schéma général souffre cependant d'exceptions locales, notamment à la traversée de roches plus résistantes

Le régime des rivières est conditionné par la pluviosité, par l'affectation du sol mais également par la lithologie de leur bassin hydrographique, lithologie qui intervient également quant à la nature du matériel qui

constitue le lit (la charge de fond). L'Ardenne (s.s.), constituée d'un substratum schisto-gréseux imperméable, voit se développer des rivières à charge caillouteuse et à pente relativement forte alors que dans la dépression de Famenne taillée dans les schistes tendres du Dévonien supérieur, les rivières présentent un substrat imperméable et une charge caillouteuse relativement réduite. Le Condroz se caractérise par des rivières à charge caillouteuse, à pente forte, développées principalement sur les calcaires du Carbonifère; ce sont des rivières à débit de base dominant et à régime peu contrasté tout comme les rivières du Pays de Herve. Globalement, les rivières ardennaises présentent donc un régime des débits accusé (à l'exception du Condroz), des pentes généralement marquées et une charge de fond caillouteuse, éléments qui tranchent nettement avec les régions encadrant l'Ardenne et où les rivières sont pauvres en matériel caillouteux, avec d'une part la Hesbaye au nord dont le substrat constitué de craies du Secondaire et de sables tertiaires est majoritairement perméable et d'autre part la Lorraine belge au sud, avec des rivières à charge sableuse développées surtout sur les grès calcaires du Jurassique.

1.2. LE CONCEPT DU BASSIN VERSANT

Le bassin versant d'une rivière déterminé en un point de son cours, généralement son exutoire, représente l'aire de drainage limitée par le périmètre à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers ce point de la rivière. Si le substrat est imperméable, les limites du bassin sont définies topographiquement par la ligne de crête le séparant d'un bassin adjacent. Toutefois, en présence d'un substrat perméable et en fonction de la disposition des couches, l'écoulement superficiel et l'écoulement souterrain peuvent ne pas correspondre aux mêmes zones d'alimentation si bien que le bassin hydrogéologique qui se rapporte à l'écoulement souterrain et aux réserves aquifères, diffère alors du bassin déterminé sur base topographique. Les bassins versants peuvent être caractérisés par leur morphologie (forme, relief, réseau de drainage), la nature de leur substrat et leur affectation du sol, ces différents facteurs conditionnant la transformation des pluies en écoulement. Le

ANALYSE D'UN RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

L'analyse du réseau de chenaux la plus couramment utilisée, est la technique d'ordination de Strahler. La convention est de qualifier tous les cours d'eau de tête de bassin jusqu'à leur première confluence, de cours d'eau de premier ordre ou de rang 1. La rencontre de deux cours d'eau de premier ordre forme un cours d'eau de second ordre; la confluence de deux cours d'eau de second ordre produit un cours d'eau de troisième ordre et ainsi de suite (fig. 11.1). Dans un bassin déterminé, le nombre de cours d'eau d'ordre inférieur est nettement plus élevé que le nombre de cours d'eau de l'ordre juste supérieur. Le nombre de cours d'eau d'ordres successifs croissants forme ainsi une série géométrique inverse (rapport de confluence). En revanche, les longueurs moyennes des thalwegs d'ordres successifs croissants, forment une série géométrique directe (rapport de longueur). Enfin, la densité de drainage, représente la longueur cumulée des thalwegs de tous ordres divisée par la superficie du bassin hydrographique. Le chevelu hydrographique de la Schwalm est schématisé à la figure 11.1 ainsi que les rapports de longueur et de confluence (Molitor, 1991). Les valeurs mises en évidence, respectivement 3,60 et 1,82, semblent assez caractéristiques des rivières ardennaises de cette dimension. Par contre, pour l'Hermeton dont le bassin s'étend en majorité sur les schistes peu résistants de la Fagne, L. Montès (1989) trouve un rapport de confluence égal à 7,41 et un rapport de longueur égal à 1,86 tandis que dans la Molinee principalement développée sur les Calcaires du Carbonifère, ces rapports valent respectivement 2,03 et 1,38. D'autre part, la densité de drainage est au moins partiellement fonction de la lithologie des bassins; elle oscille généralement autour de 1 km/km² mais avec des valeurs légèrement supérieures en Ardenne et en Fagne-Famenne (1,14 pour la Houille et la Vierre, 1,16 pour l'Hermeton) et légèrement moindre dans le Condroz (0,8 pour la Molinee et le Bocq). Dans les Hautes-Fagnes, la densité de drainage naturelle, supérieure à 2 km/km², a été multipliée par deux, et même par trois dans le cas de la Helle, du fait de l'installation d'un réseau de drainage anthropique, ce qui entraîne une réponse des débits aux précipitations beaucoup plus rapide (Mbuyu, 1989).

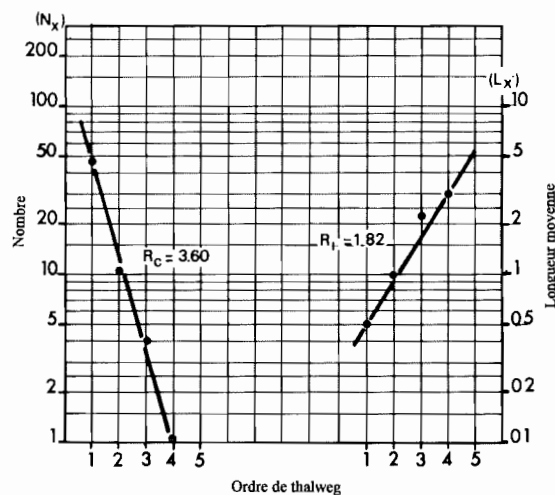
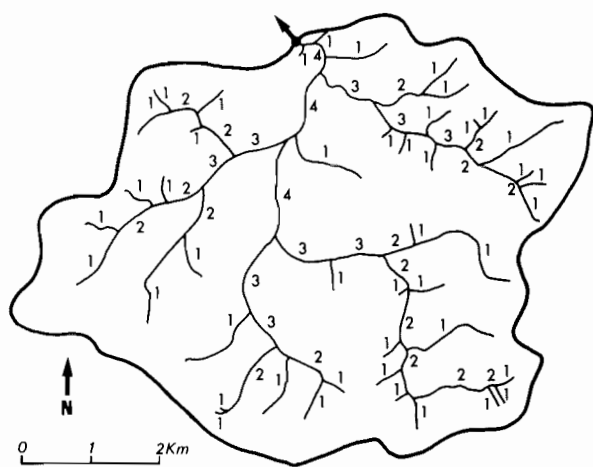


Fig. 11.1 - Schéma des ordres des thalwegs, avec les rapports de longueur (R_l) et de confluence (R_c). Bassin de la Schwalm (Molitor, 1991).

nombre de chenaux élémentaires, d'embranchements et de confluences dans un bassin hydrographique sont en étroite relation avec les caractéristiques de l'écoulement. L'analyse quantitative du réseau de chenaux se justifie car il conditionne non seulement la fourniture d'eau mais aussi celle de matériaux depuis les versants jusqu'au cours d'eau principal et à l'embouchure.

2. L'ALIMENTATION DES RIVIERES - LE BILAN HYDROLOGIQUE

Dans le cycle que forme l'eau, que ce soit au niveau planétaire ou au niveau d'une unité élémentaire telle qu'un bassin versant, l'écoulement à l'exutoire d'un bassin ne représente qu'une des composantes du

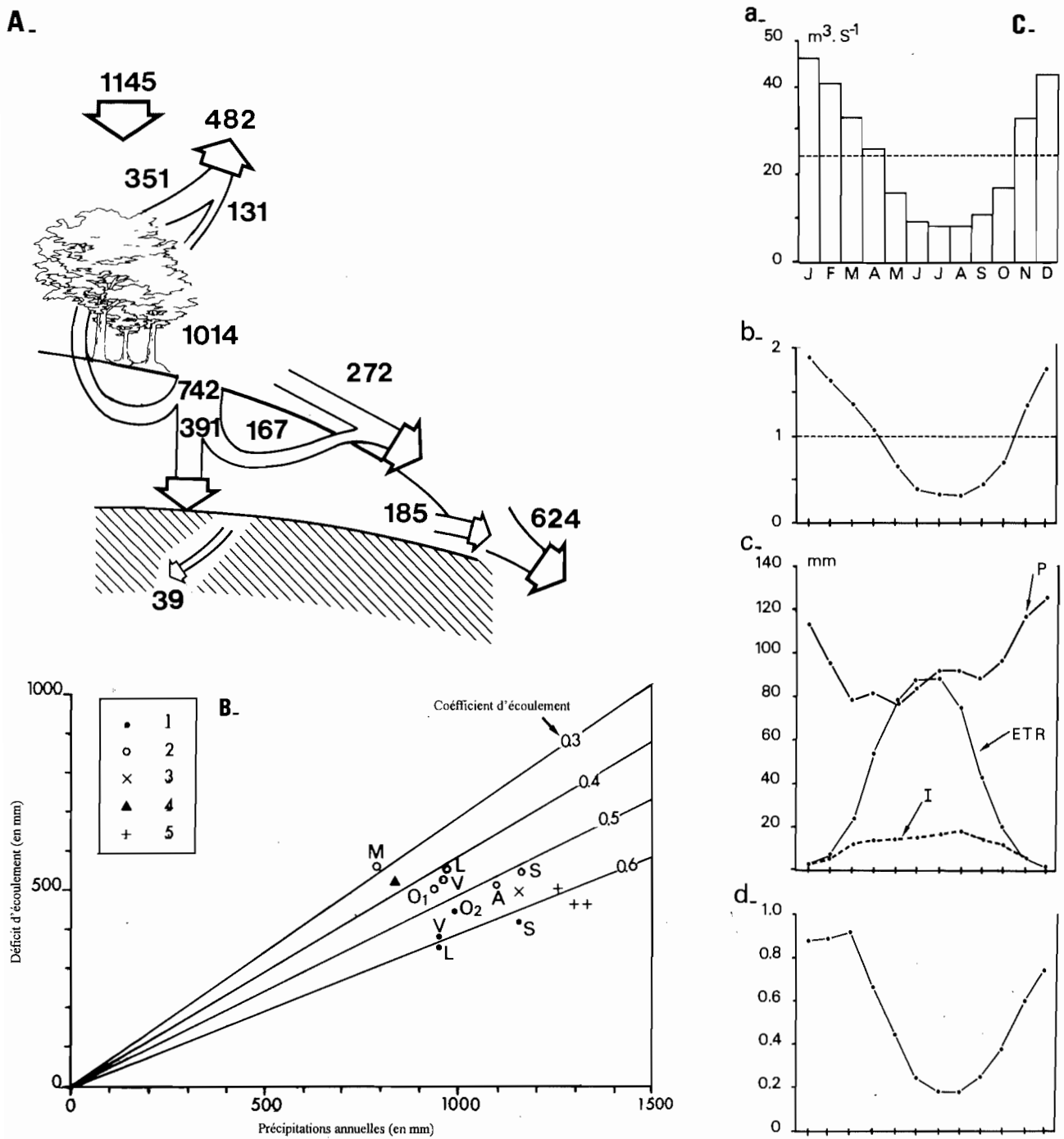


Fig. 11.2 - A. Bilan hydrologique annuel du bassin de la Semois à Membre (période 1901-1974), d'après Bultot et Dupriez (1976). B. Déficit d'écoulement et coefficient d'écoulement en fonction des précipitations pour différents bassins hydrographiques. (1) d'après Vereerstraeten (1970). (2) d'après Annuaire Hydrologique (période 1967-1981). (3) La Semois d'après Bultot et Dupriez (1976). (4) La Sambre d'après Wemans (1980). (5) rivières des Hautes-Fagnes d'après Mbuyu (1989). O1: Ourthe à Hamoir, O2: Ourthe à Angleur, M: Méhaigne à Moha, V: Viroin à Vierves, L: Lesse à Gendron-Celle, A: Amblève à Martinrive, S: Semois à Membre. C. Caractérisation du régime de la Semois à Membre (d'après Bultot et Dupriez, 1976): (a) débit moyen mensuel. (b) coefficient mensuel des débits. (c) précipitations, évapotranspiration réelle et interception moyennes mensuelles. (d) coefficient d'écoulement mensuel.

bilan hydrologique. La seule alimentation extérieure du bassin est assurée par les précipitations (P) qui en fonction de différentes caractéristiques - climatiques, lithologiques ou encore liées à l'affectation du sol - vont se

répartir en évapotranspiration (ETR) et en écoulement à l'exutoire (Q), avec des postes de stockage transitoire dans le sol (ΔS) et dans les nappes (ΔR); de telle sorte on peut établir l'équation du bilan hydrologique :

$$P = Q + ETR + \Delta S + \Delta R$$

Peu de bilans hydrologiques complets ont été effectués dans des bassins hydrographiques ardennais, spécialement sur de longues périodes, les recherches portant plus sur certains processus du bilan qui nécessitent des mesures fines in situ, uniquement réalisables sur des périodes limitées dans le temps. Toutefois, Bultot et Dupriez (1976) ont proposé un bilan du bassin de la Semois en appliquant un modèle hydrologique conceptuel fonctionnant à pas de temps journalier (fig. 11.2a). Ce modèle simule les transferts d'eau à partir des précipitations jusqu'à l'écoulement à l'exutoire, en tenant compte d'une série de processus tels que l'interception (et l'évaporation) à partir de la cime des arbres, l'évapotranspiration à partir de différentes couches de la zone d'aération dans le sol et la partition de la pluie utile entre l'infiltration, le ruissellement de surface et l'écoulement de subsurface. La lame d'eau précipitée sur l'ensemble de ce bassin s'élève à 1145 mm en moyenne pour l'ensemble de la période étudiée (1901-1974). Un peu plus de 10% de ces précipitations sont interceptés par le couvert végétal qui, dans le bassin de la Semois, est représenté par 40% de forêts, dont une majorité de feuillus (32%); cette lame d'eau interceptée dont on devrait retirer l'écoulement le long des troncs, est directement évaporée. La grande majorité des précipitations arrive à la surface du bassin versant, mais seule une faible part (272 mm) gagne l'exutoire sous forme d'écoulement rapide de crue (ruissellement), avec un temps de transfert relativement court. La majorité des précipitations qui atteignent le bassin (742 mm) s'infiltré dans le sol, mais pour des durées très variables: 351 mm sont sollicités par la végétation, parfois plusieurs mois après l'infiltration, et sont transpirés, s'ajoutant aux valeurs déjà interceptées et formant d'ailleurs le gros de l'évapotranspiration réelle; 167 mm sont transférés assez rapidement à l'exutoire du bassin sous forme d'un écoulement de subsurface, écoulement qui met cependant plus de temps que le ruissellement. Finalement 224 mm s'infiltré et alimentent les nappes aquifères. Indépendamment des éventuelles fluctuations du niveau des réserves, cette lame d'eau infiltrée resurgit à l'émergence des nappes et contribue finalement à l'écoulement à l'exutoire sous forme d'un écoulement dit de base. Le retard de cet écoulement qui correspond en fait à la vidange des nappes aquifères, est plus ou moins marqué en fonction des caractéristiques d'épaisseur et de perméabilité des terrains contenant ces aquifères. Dans le cas du bassin de la Semois, une partie non négligeable de cette eau infiltrée (39 mm), est transférée vers d'autres bassins hydrographiques, ce qui résulte de la disposition et de la nature des couches géologiques qui favorisent un écoulement souterrain vers des bassins adjacents tels que celui du Ton. Il ressort du bilan proposé par Bultot et Dupriez (1976), que le coefficient d'écoulement (rapport entre le module annuel et la somme moyenne annuelle des précipitations, soit Q/P) vaut 0,54. Un tiers seulement de cet écoulement à l'exutoire est assuré par l'écoulement de base, c'est à dire par la vidange des réserves aquifères.

L'interception des précipitations par la couverture végétale dépend de l'intensité des précipitations, du pouvoir évaporant de l'air et de la quantité d'eau accumulée dans la strate végétale au cours des jours précédents. Elle dépend également de la nature du couvert végétal - espèce, âge, caractéristiques du peuplement liées aux pratiques d'exploitation - et est surtout le fait du couvert forestier. Il existe certes une interception par la strate herbacée mais elle n'est généralement considérée, un peu arbitrairement d'ailleurs, que comme représentant la moitié de l'interception par les couvertures forestières (Bultot et Dupriez, 1976). Un des éléments les plus importants qui influence l'importance de l'interception des couverts forestiers est un facteur saisonnier, ce qui se conçoit aisément pour les peuplements de feuillus selon qu'ils sont ou non en phénophase feuillée, mais le facteur essentiel reste cependant la quantité d'énergie disponible pour assurer l'évaporation des lames d'eau qui limite spécialement l'interception en période hivernale même pour les résineux. Différentes études ont porté sur la comparaison entre l'interception des résineux et des feuillus : la variabilité des résultats obtenus tient notamment au fait que les peuplements étudiés présentent des caractéristiques parfois très différentes quant à leur âge ou à leur mode d'exploitation, quant à la densité et à la disposition du réseau de mesures installé sous couvert forestier et enfin quant à la dimension des parcelles expérimentales. En outre, les périodes d'observations sont parfois fort différentes, ce qui intervient dans les résultats, notamment par le biais du caractère plus ou moins exceptionnel des périodes d'observations. Noirfalise (1959, 1962) a proposé une interception estivale des pessières variant de 23% à 38% des précipitations à la cime, suivant la densité de ces peuplements. Bultot et Dupriez (1976) montrent de fortes variations saisonnières de l'interception des résineux, de 20% en période hivernale à 40% en période estivale. Dans les Hautes-Fagnes, l'interception estivale des pessières varie entre 34% et 42% selon l'âge et se maintient respectivement à 32% et 40% en période hivernale (Petit et Kalombo, 1984). Pour une hêtraie en phénophase feuillée Bultot et Dupriez (1976) ont mis en évidence une interception moyenne de l'ordre de 20 à 25% et de 10% en phénophase défeuillée alors que Noirfalise (1959) trouvait 25% en phénophase feuillée. L'interception d'une hêtraie de l'Hertogenwald âgée de plus de 150 ans a été mesurée pendant trois années consécutives. Il résulte de ces mesures que l'interception de la hêtraie en phénophase feuillée représente 35% des pluies recueillies en site dégagé et un peu moins de 30% en phénophase non feuillée mais dont on doit alors retirer une fraction importante d'écoulement le long des troncs. Ce dernier poste, trop souvent oublié dans le bilan hydrologique, est cependant loin d'être négligeable puisque dans les hêtraies défeuillées les lames d'eau détournées par cette voie atteignent près de 10% des précipitations à la cime (Petit et Kalombo, 1984). Des mesures d'écoulement le long des troncs effectuées dans d'autres types de peuplements ont tout

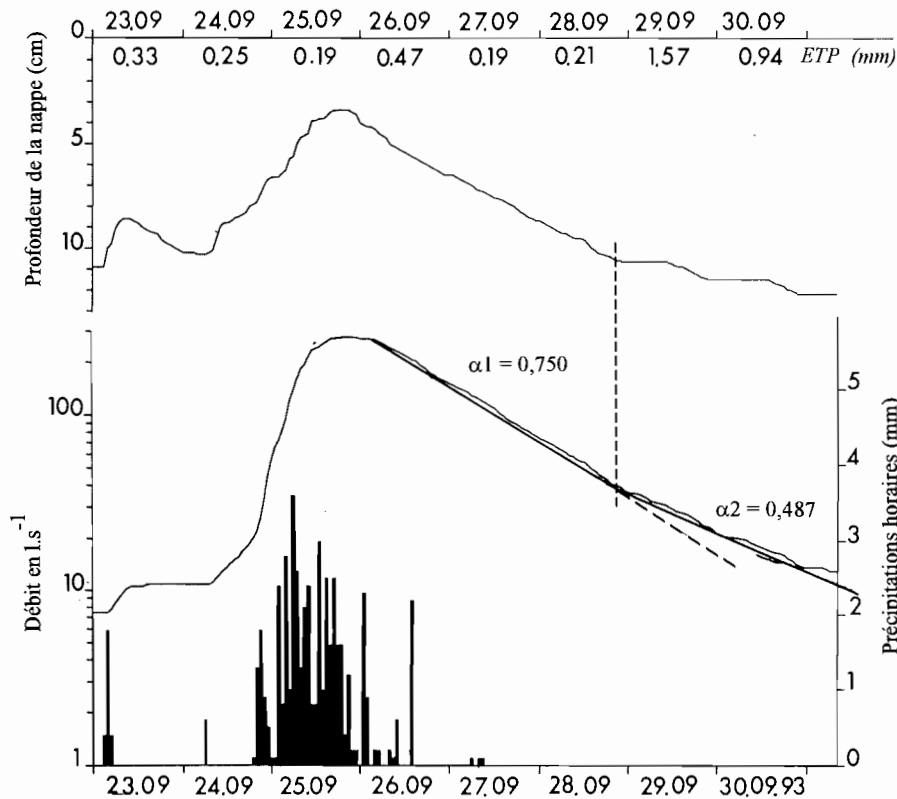


Fig. 11.3 - Evolution des débits et de la nappe en réponse aux précipitations et à l'évapotranspiration dans une tourbière dégradée située dans la Fagne des Deux Séries (Hautes-Fagnes). Il s'individualise deux courbes de décroissance (échelle semi-logarithmique); le point d'inflexion entre ces deux droites correspond à un arrêt bien marqué de la descente de la nappe, cette dernière s'abaissant ensuite du fait de l'évapotranspiration. Ceci se marque le mieux l'après-midi (données aimablement communiquées par C. Wastiaux).

d'abord montré que ce dernier est conditionné par la silhouette des arbres et la rugosité de leur écorce : il représente à peine 1 à 2% pour les épicéas et les chênes. L'importance de cet écoulement est également fonction de l'intensité des pluies et il devient de plus en plus important au fur et à mesure que l'intensité des pluies s'accroît, au contraire de l'interception qui présente une capacité maximale.

Si la mesure des lames d'eau interceptées par le couvert forestier est relativement aisée, il n'en est pas de même pour les lames d'eau transpirées par les végétaux. Ces mesures in situ sont difficiles, et c'est pourquoi, dans l'élaboration des bilans hydrologiques, on estime conjointement l'évaporation directe de lame d'eau interceptée par le couvert végétal et la transpiration des végétaux (suivie bien entendu d'une évaporation) grâce à des formules qui ont été établies à partir d'expériences menées avec des bacs évaporatoires. Ces formules permettent en fait d'estimer l'évapotranspiration potentielle (ETP), c'est-à-dire la quantité maximale de vapeur d'eau qui peut être absorbée par l'air (et qui dès lors peut être évaporée directement ou être transpirée par les végétaux), compte tenu de l'énergie fournie à la surface évaporante d'une part, du déficit de saturation et de la turbulence de l'air d'autre part. Ce sont donc les quantités de vapeur d'eau que l'air peut absorber qui sont ainsi calculées et pas nécessairement celles qu'il absorbe réellement. Une des méthodes les plus élaborées, la formule de Penman, fait intervenir outre la température et l'humidité de l'air, l'énergie disponible

par un bilan approché et une fonction advective où interviennent la turbulence et le déficit de saturation de l'air. Ces différents paramètres sont généralement mesurés en parcelle météorologique, sur surface gazonnée, mais l'introduction de certaines fonctions de transfert (l'albédo principalement) permet d'appliquer cette méthode aux feuillus ou aux résineux. Ainsi, Bultot et Dupriez (1973) ont montré que l'ETP de ces derniers peuplements représentait respectivement 109% et 116% de l'ETP d'une surface gazonnée. Les variations saisonnières de l'énergie disponible et des températures moyennes de l'air expliquent que l'ETP mensuelle atteigne à peine 10 mm et souvent moins en hiver alors qu'elle dépasse 100 mm en été. Les stations situées dans la dépression de Fagne-Famenne présentent des valeurs annuelles de l'ETP systématiquement plus faibles (de l'ordre de 480 mm), ce qui pourrait résulter du fait que des inversions de température y sont plus fréquentes vu leur position topographique (Erpicum, 1979), tandis que les valeurs plus élevées observées dans le sud de l'Ardenne et en Lorraine seraient à mettre en relation avec une insolation plus importante (Alexandre *et al.*, 1992). Par ailleurs, tenant compte de la différence régionale des ETP gazon d'une part, tenant compte des différences d'ETP suivant la nature des couvertures végétales et de leur répartition par bassin d'autre part, Bultot et Dupriez (1973) ont mis en évidence une ETP annuelle légèrement inférieure à 500 mm dans les bassins du Viroin et de la Méhaigne, voisine de 525 mm dans le bassin de l'Ourthe, proche de 550 mm dans les bassins de la Semois, de la Lesse et de l'Amblève. Des

valeurs légèrement supérieures ont été mises en évidence par L. Montès (1989), mais dans trois bassins à dominante forestière : 559 mm pour le bassin de la Molignée, 547 mm pour celui de la Houille et 576 mm pour le bassin de l'Hermeton, la valeur plus importante de ce dernier bassin se justifiant par le fait qu'il est couvert par 75% de forêts avec une large majorité de conifères.

Rappelons que les valeurs proposées ci-dessus concernent les quantités de vapeur d'eau que l'air peut emmagasiner (ETP) et non les lames d'eau effectivement évapotranspirées (évapotranspiration réelle = ETR). Pour avoir égalité entre les deux il faut qu'à tout moment de l'eau soit disponible en suffisance. Dans un bilan hydrologique c'est évidemment l'ETR qui présente le plus d'intérêt mais elle est difficile à mesurer. Il existe certes une méthode, celle du bilan global d'énergie, mais elle nécessite la mesure de l'énergie disponible, du gradient de température et d'humidité au dessus de la surface évaporante, ce qui requiert la mise en oeuvre d'un équipement lourd et le traitement d'un nombre considérable de données, le calcul s'effectuant au pas de temps journalier avec des mesures subcontinues. Les campagnes de mesure, généralement de courte durée, sont donc menées dans des sites ponctuels. Une autre approche est basée sur le déficit d'écoulement. En effet, à l'échelle d'un bassin hydrographique, la différence entre les précipitations et les lames d'eau écoulées à l'exutoire (P-Q) apparaît comme une approximation assez correcte de l'évapotranspiration réelle annuelle, du fait que les variations interannuelles des stocks d'humidité dans le sol ΔS et de l'état des réserves aquifères (ΔR) sont généralement négligeables vis-à-vis de l'importance des autres postes du bilan. Par ailleurs il existe des modèles qui donnent une approximation de l'ETR en fonction de l'ETP et de la disponibilité en eau dans le sol; un des plus simples d'application est celui proposé par Thornthwaite mais d'autres modèles tels que celui mis au point par Bultot et Dupriez (1976) font intervenir une série de paramètres de transfert. C'est en appliquant ce dernier modèle que Mbuyu (1989) a établi l'équation générale du bilan hydrologique dans trois bassins des Hautes-Fagnes sur une période de vingt ans. L'évapotranspiration réelle y est relativement réduite, avec des valeurs annuelles de l'ordre de 470 mm pour les bassins de la Getz et de la Helle et à peine plus pour celui de la Vesdre (490 mm), ce qui résulterait essentiellement de l'effet de l'altitude même si ces bassins sont en grande partie forestiers ou couverts de landes tourbeuses. D'autre part, au terme d'un bilan effectué dans un bassin du plateau des Tailles, Y. Cosan (1976) a mis en évidence des valeurs anormalement faibles de l'ETR (moins de 780 mm pour les trois années que représentait la période d'observation), ce qu'il attribue au fait que ce bassin est presque entièrement couvert de prairies dont le pouvoir d'évapotranspiration est nettement plus faible que celui des zones boisées, et qu'il se trouve à une altitude relativement élevée (entre 500 et 580 m), impliquant une restriction à l'évapotranspiration par le biais

de la température moyenne du bassin qui décroît en fonction de l'altitude.

Des valeurs de déficit d'écoulement de différents bassins ont été publiées dans l'Annuaire Hydrologique de Belgique entre 1967 et 1981. Ces valeurs sont reportées à la figure 11.2b conjointement aux valeurs des coefficients d'écoulement. Le déficit d'écoulement atteint 500 mm pour le bassin de l'Ourthe à Hamoir, 530 mm pour celui du Viroin à Treignes et de l'Amblève à Martinrive, et est supérieur à 550 mm pour le bassin de la Semois à Membre, de la Lesse à Gendron et de la Méhaigne à Moha. En fonction des lames d'eau précipitées, ceci donne des coefficients d'écoulement légèrement supérieurs à 0,50 pour la Semois et l'Amblève, de 0,40 à 0,45 pour l'Ourthe, le Viroin et la Lesse, nettement plus faible pour la Méhaigne (0,27). Ces valeurs diffèrent sensiblement de celles mises en évidence par Vereerstraeten (1970) mais sur base d'une période de mesures différente et légèrement plus courte (1954-1963), avec des coefficients d'écoulement de 0,54 pour l'Ourthe à Angleur, 0,60 pour le Viroin et 0,64 pour la Lesse et la Semois. Ces dernières valeurs sont toutefois jugées trop élevées par Vereerstraeten lui-même (1970), et de fait elles impliquent des valeurs de déficit d'écoulement particulièrement faibles (voisines de 400 mm). Pour le bassin de la Sambre, Wemans (1984) a mis en évidence un coefficient d'écoulement de 0,39 (calculé sur trente ans). Cette valeur anormalement faible déjà évoquée par Tison et Tison (1963) résulte de la disposition hydrogéologique qui favorise des transferts d'eaux souterraines à partir du bassin de la Sambre et de certains de ses affluents vers des bassins adjacents. Trois types de transferts s'individualiseraient, le principal se produisant à partir des sous-bassins de l'Orneau et du Tintia (affluent du Piéton) respectivement vers le bassin de la Dyle et celui de la Senne. A l'appui de cette hypothèse, Wemans note que l'Orneau et le Tintia présentent des débits spécifiques moyens annuels anormalement faibles (inférieurs à 10 l/s.km² et le plus souvent voisins de 5 l/s.km²). Le second transfert se ferait au travers des calcaires dinantiens vers le bassin de la Molignée. Enfin un troisième transfert se produirait de la Thiérache vers le Bassin parisien au profit de l'Escaut et de l'Oise.

3. LE REGIME ET L'ÉCOULEMENT DES RIVIERES ARDENNAISES

Si l'on examine les valeurs mensuelles des différents postes du bilan hydrologique proposé par Bultot et Dupriez pour la Semois (fig. 11.2c), on note tout d'abord que les précipitations estivales sont plus faibles que les précipitations hivernales. Ceci est cependant loin d'être un schéma général applicable à l'ensemble du massif ardennais puisque sur le versant nord de l'Ardenne et dans les Hautes-Fagnes, le maximum des précipitations se présente en été. Une telle différen-

ciation régionale ressort d'ailleurs clairement de la typologie mise au point par H. Lagiewska (1981) sur base de l'analyse harmonique des précipitations. En ce qui concerne le régime des cours d'eau, caractérisé par l'évolution du coefficient mensuel des débits (rapport entre le débit moyen mensuel et le module annuel), les valeurs les plus faibles se présentent systématiquement en été, tant sur le versant septentrional que méridional de l'Ardenne. Le minimum estival est donc indépendant du régime des précipitations et est conditionné essentiellement par l'importance de l'évapotranspiration. Le maximum se présente en hiver, généralement en janvier mais son occurrence mensuelle montre une grande variabilité interannuelle. Toutefois, l'analyse des débits caractéristiques de la Semois exprimés en coefficients de débit (c'est-à-dire divisés par le module annuel) révèle une pondération du régime; en effet le débit caractéristique de crue (DCM ou encore DC10, débit atteint ou dépassé 10 jours par an) atteint seulement 3,81 tandis que le débit caractéristique d'étiage (DCE = débit atteint ou dépassé 355 jours par an) est de 0,14. Un minimum estival dû à l'évapotranspiration, un maximum hivernal mais très variable d'une année à l'autre, une certaine modération du régime ressortant des valeurs de DCM (rarement supérieures à 5) et de DCE (oscillant généralement aux alentours de 0,15-0,20), telles sont les caractéristiques d'un régime qui, dans la typologie génétique de Pardé, est qualifié de pluvial océanique. Ce type de régime se rencontre dans les fleuves et rivières de la plaine océanique ou de basses montagnes telles que la Seine, la Saône, la Meuse et d'autres rivières du Massif Central, du nord de l'Allemagne et du sud de la Scandinavie.

Globalement on retrouve ce type de régime pour l'ensemble des rivières ardennaises (s.l.) mais ceci mérite d'être nuancé, tout d'abord en fonction des quantités précipitées et de leur régime dont on a vu qu'il y avait des différenciations régionales, mais également en fonction de l'importance de l'évapotranspiration qui varie suivant l'altitude et l'affectation du sol et enfin en fonction du temps de retard des précipitations, révélateur du mode d'alimentation et donc de la lithologie du bassin. Ainsi le rapport entre les coefficients mensuels extrêmes atteint 7,9 et 8,5 respectivement pour l'Hermeton et la Houille contre 5,76 pour la Semois et seulement 2,84 dans la Moline et 1,34 pour le Geer, ce qui résulte du fait que dans ces deux derniers bassins, les terrains, majoritairement perméables, jouent un rôle tampon quant à la réponse des débits aux précipitations. Ces différenciations ressortent mieux encore des valeurs de DCM et de DCE, toujours exprimées en coefficient de débit. Dans les rivières du sud de l'Ardenne, telles la Rulles, la Sûre et la Vierre les valeurs sont évidemment très proches de celles mises en évidence sur la Semois avec des DCE voisins de 0,15 et des DCM variant de 3,5 à 3,8. Sur le versant septentrional de l'Ardenne, ces valeurs sont assez semblables mais l'immodération des rivières des Hautes-Fagnes ressort clairement, avec des

DCE inférieurs à 0,10 dans la Helle, la Getz et la Vesdre, tandis que les DCM y dépassent largement 5. Le contraste est frappant avec les rivières du Condroz, telles la Moline et le Bocq (DCE de l'ordre de 0,45, DCM voisins de 2,2), du Pays de Herve (0,21 et 2,99 pour la Berwinne) et de Hesbaye (0,48 et 1,90 pour le Geer).

La relative modération du régime pluvial océanique n'exclut cependant pas une nette variabilité interannuelle des modules annuels, variabilité que l'on caractérise généralement par le rapport des modules extrêmes mesurés sur une longue période. Ce rapport atteint 3,8 pour la Semois à Membre (période 1929-1991), avec un module minimum de 10,8 m³/s enregistré en 1976 et un module maximum de 40,8 m³/s en 1966. Ces variations dépendent surtout des conditions hydroclimatiques générales mais d'autres facteurs peuvent également intervenir. Ainsi, en suivant l'évolution des débits du Ruisseau de la Gileppe depuis 1880 jusqu'en 1947, J. Sporck (1951) a montré que les coefficients annuels d'écoulement variaient du simple au double (de 0,36 à 0,71 pour une moyenne égale à 0,55). Comme l'indique cet auteur, l'analyse de ces coefficients laisse apparaître une évolution qui se traduit tout d'abord par une augmentation du coefficient d'écoulement, depuis 1890 jusqu'en 1910, suivie par une diminution progressive jusqu'en 1930 et un retour à la valeur initiale. J. Sporck attribue cette évolution aux modifications dans le mode d'écoulement des eaux qui sont survenues à la suite des travaux d'assainissement réalisés dans les fagnes du bassin de la Gileppe en vue de la plantation d'épicéas. Mais cette évolution serait plus le fait des travaux effectués en vue de cette transformation que du changement de couverture végétale lui-même. Les fossés de drainage qui furent creusés créèrent en effet un réseau hydrographique artificiel extrêmement dense, accélérant ainsi l'écoulement des eaux et réduisant l'importance de l'évaporation. Mais au fil du temps, les épicéas comblèrent la plupart des fossés de telle sorte que l'écoulement des eaux à nouveau ralenti, a permis à l'évaporation de reprendre une importance égale à sa valeur initiale. Certes l'évolution mise en évidence par J. Sporck s'inscrit dans un contexte plus large où, comme on le verra ci-dessous, des variations hydroclimatiques ont été mises en évidence, mais en dépit de ce fait l'interprétation donnée par cet auteur subsiste et trouve d'ailleurs une confirmation dans deux études plus récentes. Tout d'abord, Mbuyu (1989) en se basant sur une analyse comparative de trois bassins des Hautes-Fagnes qui fait appel aux hydrogrammes unitaires, a montré que la Helle, où le réseau de drainage artificiel est le plus dense, répond plus vite avec des pics mieux marqués, ceci en dépit du fait que ce bassin présente une forme plus allongée que celle des deux autres bassins, ce qui aurait dû au contraire retarder l'écoulement. D'autre part, Assani et Petit (1995) ont montré que la prolifération d'embâcles végétaux dans les drains augmente la rugosité dans des proportions appréciables, ce qui ralentit sensiblement le transfert à l'exutoire.

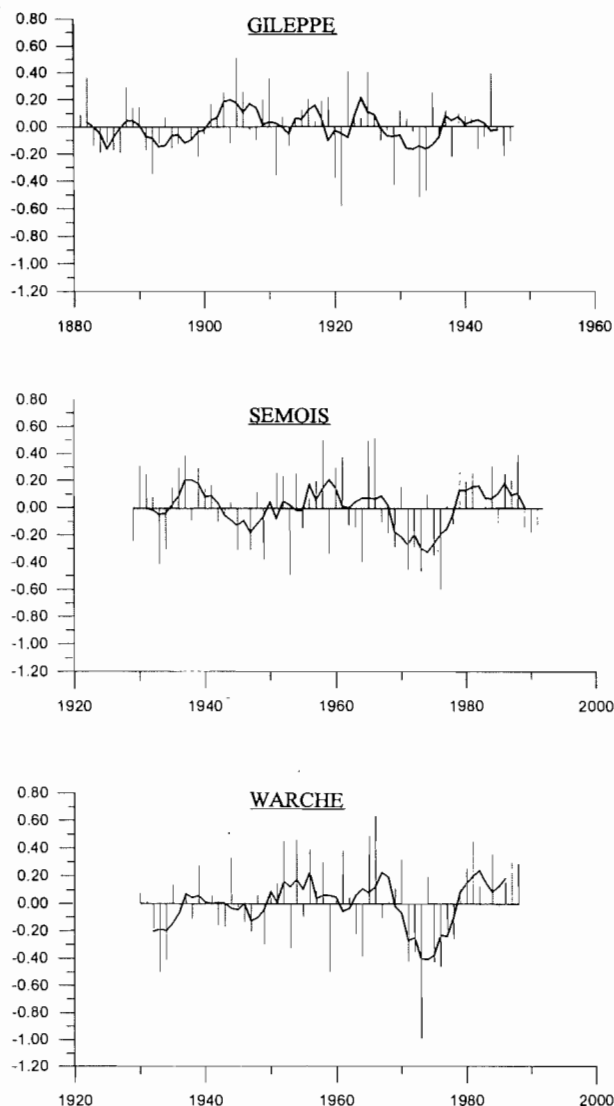


Fig. 11.4 - Variation interannuelle des débits moyens de la Gileppe, de la Semois et de la Warche (données filtrées, voir texte pour explication). Débits de la Gileppe sur base des données de J. Sporck (1947); débits de la Semois à Membre communiqués par le Service d'Etudes hydrologiques du Ministère Wallon de l'Équipement et des Transports (SETHYMET); série des débits de la Warche à Butgenbach reconstituée par Assani à partir des données communiquées par Electrabel.

Par ailleurs, différentes études réalisées dans les Hautes-Fagnes permettent de mieux cerner le rôle joué par les tourbières dans le bilan hydrologique. Ainsi les débits mesurés en période de tarissement à l'exutoire d'une tourbière active (la Fagne Wallonne), ont été mis en relation avec les fluctuations de la nappe suivies grâce à tout un réseau de piézomètres (Ancion, 1977). Il en résulte que même en période de sécheresse les tourbières ne rétrocèdent finalement que peu d'eau à l'exutoire du bassin, à peine 2 ou 3% du montant des réserves, l'essentiel de ces dernières étant consommé par évapotranspiration. Et de fait, les mesures d'évapo-

transpiration réelle effectuées par P. Everbecq (1977), également dans la Fagne Wallonne, montrent bien qu'en relation avec la forte rétention en eau dans les tourbières, l'évapotranspiration peut y atteindre des montants très élevés (5 mm/j). Par ailleurs, à l'issue d'un bilan comparatif effectué dans deux bassins élémentaires des Hautes-Fagnes se différenciant notamment par l'épaisseur de la tourbe, Mbuyu et Petit (1990) ont montré un comportement différent à la recharge, c'est-à-dire en période de réalimentation. En effet, en présence de précipitations succédant à une période d'intense évapotranspiration, il ne se déclenche pas d'écoulement rapide de crue dans le bassin où l'épaisseur de tourbe est importante, les précipitations servant prioritairement à reconstituer le stock d'eau sollicité par l'évapotranspiration. D'autre part, les fluctuations du niveau de la nappe suivies par C. Wastiaux (1990) dans une tourbière dégradée, montrent bien qu'en période hivernale la nappe subit des oscillations rapides en réponse aux précipitations, mais ceci seulement dans les quinze premiers centimètres. Par contre en période estivale, la nappe varie fortement en relation avec l'évapotranspiration, l'amplitude moyenne annuelle dans les piézomètres atteignant près de 50 cm. En d'autres termes, les fluctuations de la nappe dans les tourbières et, partant, la diminution des réserves en eau, sont commandées par l'évapotranspiration et non par une rétrocession à l'exutoire sous forme d'un écoulement de base. La séparation des écoulements mesurés à l'exutoire de ce bassin en période de décrue a permis d'identifier un écoulement rapide de crue qui se produit à l'interface végétation/tourbe, dans un horizon épais de 10 à 15 cm, fortement dégradé par les racines de molinie (fig. 11.3). Cet écoulement assure l'essentiel de l'évacuation de la lame d'eau utile (précipitations moins évaporation); par exemple, 33 mm pour une pluie utile de 45 mm, dont moins de 10% sont collectés par les drains sous forme d'un ruissellement concentré. Il s'individualise également un écoulement de subsurface localisé dans la couche sous-jacente qui, dans le cas pris en exemple, exporte encore 7 mm. Ces deux types d'écoulement liés à des conductivités hydrauliques nettement supérieures à celles des couches de tourbe plus profondes, sont responsables des variations rapides de la nappe dans les quinze premiers centimètres. L'écoulement de base rechargeant l'aquifère sous-jacent au manteau tourbeux ne représente ici que 5 mm.

Par ailleurs, A. Monjoie et O. Cajot (1987) analysant une crue dans différents bassins du rebord septentrional des Hautes-Fagnes où les couvertures tourbeuses sont peu épaisses, ont montré que l'essentiel des précipitations participait à l'écoulement rapide de crue (entre le tiers et les deux tiers de ruissellement selon la nature des terrains, le reste participant à un écoulement de subsurface dans le manteau d'altération) et qu'une part peu importante des précipitations contribuait à la réalimentation des nappes (4 à 9 mm en réponse à une pluie de 60 mm).

4. LES MODIFICATIONS DU REGIME - VARIATIONS DES MODULES ANNUELS

Ce type d'analyse permet de cerner d'éventuelles modifications du régime résultant soit de causes hydroclimatiques soit de causes anthropiques, mais nécessite des séries de mesures particulièrement longues, ce qui limite évidemment son champ d'application. Comme la variable utilisée - le débit moyen annuel - présente des variations interannuelles très larges, il est recommandé d'utiliser un filtre, ce qui permet, outre l'élimination du bruit de fond des variations annuelles, la comparaison entre des rivières de taille différente. Différentes méthodes existent, mais un des filtres les plus couramment utilisés (Probst et Tardy, 1985) consiste tout d'abord à calculer les moyennes mobiles (X_i) sur un pas de temps relativement large (cinq ans en général) et ensuite de les pondérer en utilisant une déviation d/X_m où $d = (X_i - X_m)$ à partir de la valeur interannuelle de la moyenne (X_m).

Nous avons appliqué cette méthode aux débits de la Gileppe, de la Semois à Membre et de la Warche à Butgenbach (fig. 11.4). En ce qui concerne le ruisseau de la Gileppe, on note tout d'abord une phase sèche en 1890-1900 suivie d'une période humide qui schématiquement se poursuit jusqu'en 1930 mais qui culmine entre 1900 et 1910 d'une part, dans les années vingt d'autre part. Vient alors une période sèche dans les années trente et un épisode un peu plus humide dans les années quarante. La sécheresse des années trente se retrouve sur la Warche, ainsi que la reprise un peu plus humide des années quarante. Par la suite il s'y individualise un épisode humide dans les années soixante, une sécheresse marquée dans les années septante et une nouvelle période humide dans les années quatre-vingts. On note un bon parallélisme pour la Semois, bien que le pic humide des années quarante y soit nettement plus marqué. On retrouve ainsi, à quelques nuances près, les grandes variations de régimes liées à des causes hydroclimatiques, variations mises en évidence par Probst (1989) dans des grands fleuves européens et qui peuvent être schématisées comme suit : période sèche de 1860 à 1910 avec un petit épisode humide aux alentours des années 1880; période humide de 1910 à 1940 suivie d'une période sèche de 1940 à 1957 avec une occurrence plus humide en 1951 et 1952; période modérément humide de 1957 à 1970, suivie de la sécheresse marquée des années septante et enfin retour à une période plus humide à partir de 1979.

D'autre part, en se basant sur le modèle conceptuel déjà évoqué précédemment, Bultot et ses collaborateurs (1988) ont simulé l'impact sur le régime de différentes rivières, de l'augmentation de la température liée à un accroissement de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère. Les modifications du régime seraient étroitement liées aux processus d'alimentation de ces bassins et donc à leurs caractéristiques lithologiques et

physiographiques. Ainsi dans les bassins où l'infiltration prédomine et où les aquifères sont puissants (la Dyle, et dans une moindre mesure la Berwinne), il y aurait un accroissement sensible du débit de base. En revanche, dans les bassins où les écoulements superficiels prévalent (la Semois par exemple), les crues hivernales seraient plus fréquentes et les étiages plus marqués (Gellens, 1991).

5. COURBE DE TARISSEMENT ET EVALUATION DES RESERVES

De façon générale, l'analyse des hydrogrammes en période de non-réalimentation permet de cerner la vidange des différents réservoirs aquifères et de calculer les caractéristiques de rétrocession des lames d'eau liées aux différents modes d'écoulement. Ces coefficients α_i peuvent être calculés en appliquant la loi de Maillet qui se présente sous la forme d'une équation de type :

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

où Q_0 est le débit initial de la période considérée et Q_t le débit après un temps t . En diagramme semi-logarithmique, le coefficient α correspond au coefficient angulaire de la droite de tarissement mais, en général, des segments de droite successifs s'individualisent nettement, séparés par des points d'inflexion (fig. 11.3). Ces valeurs successives dénotent en fait des modes d'alimentation de nature différente : les valeurs les plus élevées représentent la vidange de réservoirs d'écoulement rapide de crue (ruissellement et écoulement de subsurface), tandis que les valeurs les plus faibles révèlent la vidange de nappes situées dans le manteau d'altération ou dans la zone de fissures. L'importance des réserves alimentant les sources est inversement proportionnelle à la valeur du coefficient de tarissement, de telle sorte que ce dernier donne une idée de l'importance des eaux souterraines alimentant les sources. Toutes choses étant égales, plus la valeur de ce coefficient est faible, plus les réserves sont importantes.

De façon générale, il s'individualise à l'exutoire d'un bassin une batterie de trois coefficients, mais qui, en fonction des caractéristiques lithologiques du bassin, ont des valeurs parfois différentes, révélatrices des types d'aquifères qui les caractérisent. Considérons d'abord la succession des coefficients dans le tableau 11.1: α_1 est généralement considéré comme étant l'écoulement hypodermique, α_2 le tarissement de nappes situées dans la roche en place altérée et α_3 le tarissement de nappes de fissures dans la roche en place. En Ardenne, le coefficient d'écoulement hypodermique α_1 est généralement supérieur à 0,1 et même plus en présence de bassins pentus tels que ceux des Hautes-Fagnes, bien que pour ces rivières les coefficients soient probablement altérés du fait que les drains fort nombreux détournent une partie de l'écoulement de subsurface en

	α_1	α_2	α_3	
ARDENNE				
Houille	0,080	0,034	0,018	MONTÈS, 1989
R Belleva	0,24	0,078	0,016	MERCENIER, 1973
Ourthe Oc.		0,061	0,020/0,005	MBUYU, 1985
Ourthe Or.		0,069	0,023/0,006	MBUYU, 1985
Rulles	0,103	0,059	0,031	PETIT, 1983
HAUTES -FAGNES				
Robinette	0,5	0,15		MONJOIE et CAJOT, 1985
Waidages	0,48	0,05	0,018	MBUYU et PETIT, 1990
Fagne Wallonne	0,32	0,10	0,06	MBUYU et PETIT, 1989
Helle	0,25	0,124	0,029	MBUYU, 1989
Getz	0,18	0,128	(0,019)	MBUYU, 1989
Vesdre	0,32	0,119	0,018	MBUYU, 1989
CONDROZ				
Molignée	0,038	0,015	0,012	MONTÈS, 1989
FAGNE-FAMENNE				
Hermeton	0,053	0,035	0,024	MONTÈS, 1989
LORRAINE				
Rouge Eau			0,003	PETIT, 1986

Tableau 11.1: coefficient de décrue et de tarissement de quelques rivières de Haute Belgique.

ruissellement concentré (Sorée, 1980; Jonlet, 1981). Toujours pour l'Ardenne (s.s.), les valeurs des coefficients de tarissement peuvent être schématisées comme suit : α_2 variant entre 0,05 et 0,10 et α_3 voisin de 0,02.

A l'exutoire d'une tourbière active située dans les Hautes-Fagnes (la Fagne Wallonne), trois familles de droites se détachent : l'une avec des valeurs de 0,3/j correspondant à l'écoulement hypodermique dans la tourbe, l'autre avec des valeurs oscillant autour de 0,10/j et la dernière avec des valeurs de l'ordre de 0,06. Dans un bassin versant situé lui aussi dans les Hautes-Fagnes (le Rû des Waidages) mais avec une couverture de tourbe très peu épaisse et la présence de loess, trois familles de droites apparaissent également: écoulement hypodermique avec des valeurs proches de 0,5, écoulement de base avec des valeurs de 0,05 et beaucoup plus faible encore (0,02) (Mbuyu et Petit, 1990). Ceci cadre assez bien avec les valeurs proposées par A. Monjoie et O. Cajot (1985) qui distinguent quatre types d'aquifères dans le massif des Hautes-Fagnes: les nappes de fissures dans les zones failleuses ou altérées caractérisées par des coefficients de tarissement généralement faibles (0,05 à 0,10/j), des nappes logées dans le manteau d'altération avec des coefficients de tarissement de l'ordre de 0,4 à 0,6/j et qui pourraient éventuellement représenter une forme d'écoulement de subsurface, des petites nappes logées dans les dépôts tertiaires, et enfin une nappe des formations tourbeuses avec des coefficients assez variables (0,1 à 0,4/j).

Les valeurs assez élevées des coefficients de tarissement de l'Hermeton dénotent l'imperméabilité de son bassin, tandis que les valeurs nettement plus faibles dans le Condroz, y démontrent la présence d'aquifères importants dans les calcaires. Par ailleurs, notons l'importance des ressources aquifères de la Lorraine, ce qui ressortait déjà de l'analyse des régimes des rivières alimentées par un aquifère puissant dans les grès calcareux de la cuesta sinémurienne et où le temps de réponse des débits aux précipitations est particulièrement long, vu l'influence tampon du substrat (Petit et Ericum, 1987). Les réserves aquifères peuvent encore y être considérables même au terme d'une période de sécheresse marquée. En août 1976 par exemple, ces réserves atteignaient encore largement plus de 50 mm dans le bassin de la Rouge Eau (sous-affluent du Ton) alors qu'à la même époque elles ne s'élevaient plus qu'à 2 à 3 mm dans le bassin de la Rulles en Forêt d'Anlier.

6. REPONSE DES DEBITS AUX PRECIPITATIONS - GENESE DES CRUES

Les précipitations de forte intensité interviennent évidemment dans la genèse des crues et une différenciation régionale des pluies de récurrence donnée a été tentée à partir des traitements effectués par Bultot et Dupriez (1967, 1968, 1971, 1972, 1973, 1975) dans trente stations situées en Haute Belgique. Bien que ces stations soient judicieusement disposées dans les diffé-

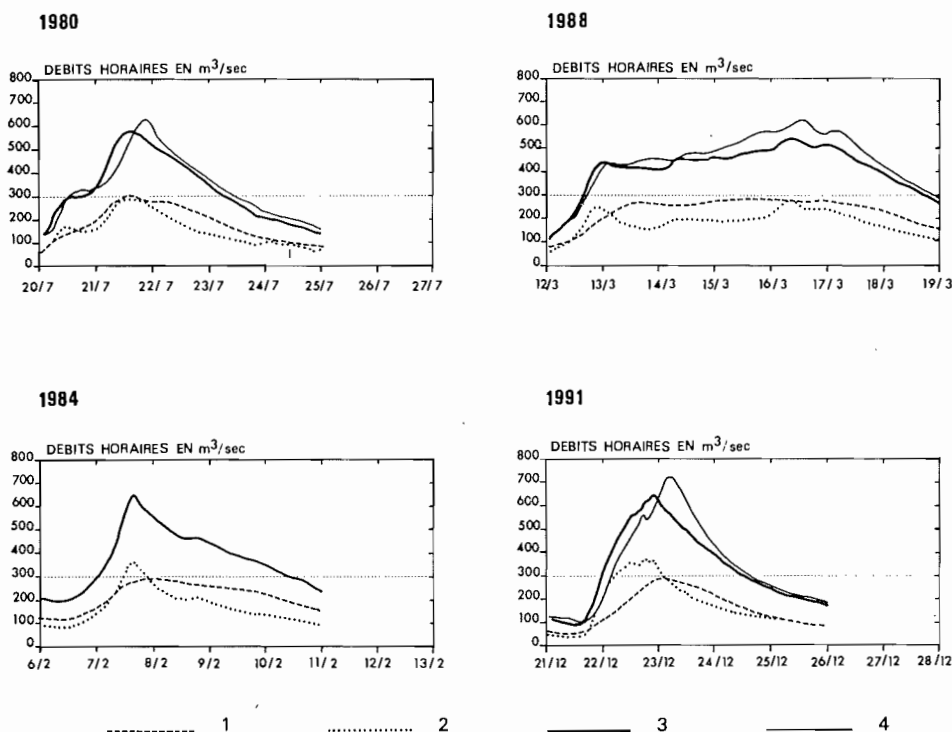


Fig. 11.5 - Hydrogrammes de quatre crues importantes mesurées aux stations de (1) Tabreux (Ourthe avant sa confluence avec l'Ambève), (2) Martinrive (Ambève), et reconstituées (3) à la confluence Ourthe-Ambève et (4) à la station de Sauheid (Ourthe inférieure). $Q_b = 300 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur du débit à pleins bords de l'Ourthe inférieure. (Source MET-SETHY, in Pauquet et Petit, 1993).

rents bassins, elles sont toutefois trop peu nombreuses pour pouvoir tracer des courbes d'égale intensité. Pour la pluie décennale, un maximum s'individualise nettement dans les Hautes-Fagnes avec des valeurs de 70 mm/j ; le Pays de Herve (avec malheureusement une seule station) présente également des valeurs élevées. En Ardenne (s.s), les valeurs restent toujours supérieures à 50 mm./j voire à 60 mm./j , mais on note un gradient orienté du NO vers le SE. D'autre part, il s'individualise un maximum secondaire au sud de l'Ardenne (région de Chiny et sud de la Croix Scaille). En revanche, un creux très net se marque en Fagne-Famenne avec des valeurs inférieures à 50 mm./j . Pour les pluies cinquantiennes, on retrouve ce même découpage régional, à quelques nuances près : un maximum dans les Hautes-Fagnes avec des pluies de 90 mm/j et des valeurs toujours fort élevées dans le Pays de Herve; le gradient NO-SE persiste, avec des valeurs de moins de 60 mm/j dans le Condroz à plus de 80 mm/j dans la région de Saint Hubert. Enfin on retrouve le minimum de Fagne-Famenne mais on note un renforcement des pluies au niveau de l'Ambève supérieure.

Le rôle des précipitations de forte intensité sur la genèse des crues peut être illustré par deux exemples. Ainsi en janvier 1993, une pluie de 94 mm a été recueillie en 24 heures à la station de Libramont - ce qui correspond schématiquement à une pluie centennale - provoquant des crues de la Semois et de la Lesse. Toutefois, comme les pluies d'une telle intensité ont été fort localisées, les crues ont été relativement modestes et sans commune mesure avec les inondations catastrophiques de décembre 1993 qui ont affecté ces mêmes rivières et plus spécialement la Semois avec une crue

jugée plus que centennale. Ces inondations résultaient de pluies qui, en terme d'intensité, furent certes de moindre importance mais dont le caractère exceptionnel résidait dans leur persistance. En effet, près de 200 mm sont alors tombés en dix jours consécutifs sur le plateau de Recogne et plus de 210 mm en Lorraine belge. De tels événements sont rares puisque Bultot et Dupriez (1968) estiment qu'une lame d'eau de 160 mm recueillie en 10 jours consécutifs sur l'ensemble du bassin de la Semois constitue un événement qui se présente en moyenne tous les 10 ans alors que 192 mm en 10 jours consécutifs représentent un événement dont la période de retour est de 50 ans. Ce caractère exceptionnel lié à la persistance ressort mieux encore lorsque l'on envisage un pas de temps plus large. Ainsi les lames d'eau recueillies en 30 jours consécutifs, se sont élevées à 400 mm en Lorraine et à 427 mm sur le plateau de Recogne, ce qui, suivant Bultot et Dupriez (1968), représenterait un événement largement plus que cinquantiennal ($330 \text{ mm} = 50 \text{ ans}$). A noter que les précipitations ont surtout affecté le versant sud de l'Ardenne (moins de 350 mm dans les Hautes-Fagnes et seulement 200 mm dans le Condroz en 30 jours), ce qui explique que les inondations de décembre 1993 ont été moins marquées sur l'Ourthe et sur l'Ambève que sur la Semois.

Les pluies de forte intensité, qui par nature sont très localisées, peuvent cependant provoquer des crues catastrophiques sur de petits bassins versants. C'est ainsi qu'en juillet 1985, des pluies d'intensité exceptionnelle se sont abattues sur l'Hertogenwald : 86 mm en sept heures mais avec des intensités maximales de 20 mm en trente minutes ou encore de 30 mm en 60 minutes, ce qui, d'après les courbes intensité/durée/fré-

quence proposées par A. Laurant (1974), donne des récurrences respectives de 20 ans et de près de 40 ans. En réponse à des pluies d'une telle intensité, la Getz a atteint un débit de 80 m³/s, la Helle et la Vesdre 100 m³/s, débits qui doivent être considérés comme représentant une crue pluricentennale (Petit et Schumacker, 1985). De telles crues estivales sont relativement rares dans le régime des rivières ardennaises, mais elles se sont présentées à plusieurs reprises sur le versant septentrional des Hautes-Fagnes. A. Pissart (1961) en rapporte d'ailleurs plusieurs exemples et notamment dans la Soor avec un débit de 60 m³/s en juin 1953 et de 70 m³/s en juillet 1952, ce qui représente des débits spécifiques de crue exceptionnels (respectivement 3090 l/s.km² et 3600 l/s.km²).

L'importance des inondations est aussi liée à d'autres influences et notamment aux caractéristiques géomorphologiques des rivières. Ceci ressort de la comparaison entre les débits horaires de l'Ourthe mesurés à Tabreux (Hamoir) et de l'Amblève à Martinrive, ces derniers influençant clairement l'évolution des débits de l'Ourthe inférieure (fig. 11.5). Les apports importants de l'Amblève, avec des pics bien marqués, peuvent tout d'abord s'expliquer par la pente assez forte de la rivière, par le fait aussi que tout au long de son cours, le champ d'inondation est relativement restreint et enfin par la proximité de reliefs marqués qui peuvent jouer un rôle quant à la quantité de précipitations mais aussi quant au stockage d'une couverture de neige importante. A l'inverse, l'allure aplatie des débits horaires de l'Ourthe à la station de Tabreux pourrait notamment résulter des débordements de cette rivière en Famenne, où la largeur de la plaine alluviale est considérable, permettant dès lors un stockage appréciable des eaux lorsqu'il y a inondation. Cette influence du stockage en inondation sur le ralentissement de la transmission de l'onde de crue a d'ailleurs été mise en évidence sur d'autres rivières telles que la Semois (Bultot et Dupriez, 1976) et le Geer (Mabille et Petit, 1987).

7. LA FREQUENCE DES INONDATIONS

7.1. LE DEBIT A PLEINS BORDS ET SA RECURRENCE

Parmi les débits caractéristiques qu'il convient de prendre en compte dans l'analyse du régime des rivières et pour lesquels il est intéressant de connaître la fréquence de retour (ou encore période de récurrence), le débit à pleins bords est d'intérêt considérable pour trois raisons majeures. Il se présente en effet comme une des approches les plus rationnelles pour estimer et quantifier la fréquence de submersion du lit majeur et donc évaluer ainsi les risques d'inondation dans la plaine alluviale avec ce que cela comporte comme intérêt d'un point de vue aménagement du territoire. D'un point de vue géomorphologique, le débit à

pleins bords apparaît également comme un débit caractéristique, car il représente le débit au-delà duquel des phénomènes de sédimentation commencent à se manifester dans le lit majeur; de même certains phénomènes d'érosion qui affectent le tracé du lit et son évolution ne peuvent survenir que pour des débits supérieurs au débit à pleins bords. Enfin, comme on vient de le voir, il est intéressant de connaître la valeur du débit à pleins bords d'un point de vue hydrologique, notamment pour des raisons de ralentissement de la propagation des ondes de crue dû au stockage d'une masse d'eau dans le lit majeur.

En général, on identifie le débit à pleins bords pour un tronçon de rivière grâce à des observations de terrain lors de crues débordantes ou non (avec dans ce dernier cas une estimation par défaut de la valeur du débit à pleins bords) mais aussi à partir d'analyses systématiques de documents d'archives. On confronte ensuite ces différentes observations aux débits mesurés à la station limnigraphique la plus proche. Une même rivière a évidemment des valeurs du débit à pleins bords différentes selon sa dimension, valeur qui augmentera lorsque l'on progresse de l'amont vers l'aval, de telle sorte que le débit à pleins bords doit être identifié sur différents tronçons d'une même rivière, essentiellement en fonction de la disposition de ses confluentes. C'est en suivant une telle méthodologie que le débit à pleins bords a été identifié sur une quarantaine de tronçons de rivière de Moyenne et Haute Belgique (Petit et Daxhelet 1989; Pauquet et Petit, 1993; Petit *et al.*, 1994). Il se vérifie que la valeur du débit à pleins bords augmente avec la taille du bassin versant (fig. 11.6a). Cette relation établie pour les seules rivières à charge de fond caillouteuse développées sur substrat imperméable, appelle cependant un certain nombre de commentaires. Ainsi, les rivières dont le bassin versant se situe uniquement en Famenne, ont des valeurs du débit à pleins bords généralement plus élevées, résultant du fait que ces rivières sont en contact avec une roche en place particulièrement friable qui permet une incision des lits tout en ne produisant qu'une charge caillouteuse limitée. D'autre part, les rivières à charge caillouteuse et à débit de base dominant (rivières du Condroz, du pays de Herve, de Hesbaye lorsqu'elles recoupent les terrains du Primaire ou se trouvent à proximité des plus hautes terrasses de la Meuse) ont une contenance du lit moindre et donc des valeurs du débit à pleins bords plus faibles. Enfin, il existe des différences entre les rivières issues des Hautes-Fagnes (spécialement la Vesdre) et les autres rivières ardennaises. Ceci résulterait de l'influence des deux barrages qui sont situés en tête du bassin de la Vesdre et de ses principaux affluents et qui bloquent l'essentiel de la charge de fond caillouteuse provenant du rebord septentrional des Hautes-Fagnes. La réduction de la quantité de matériel caillouteux favoriserait ainsi un approfondissement du lit mineur et donc une augmentation de la contenance du lit avant débordement. A

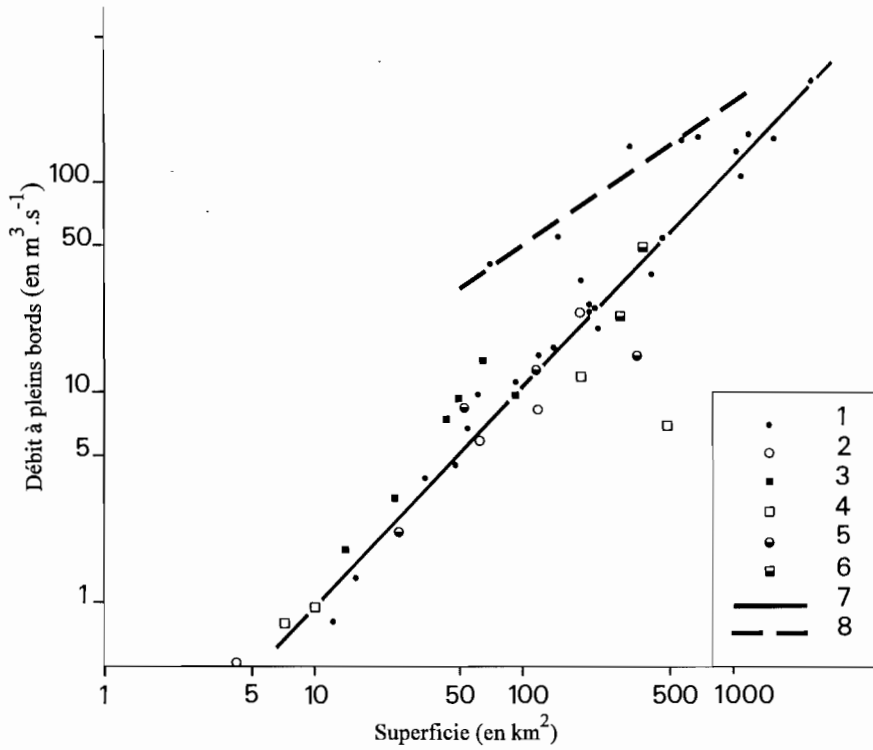
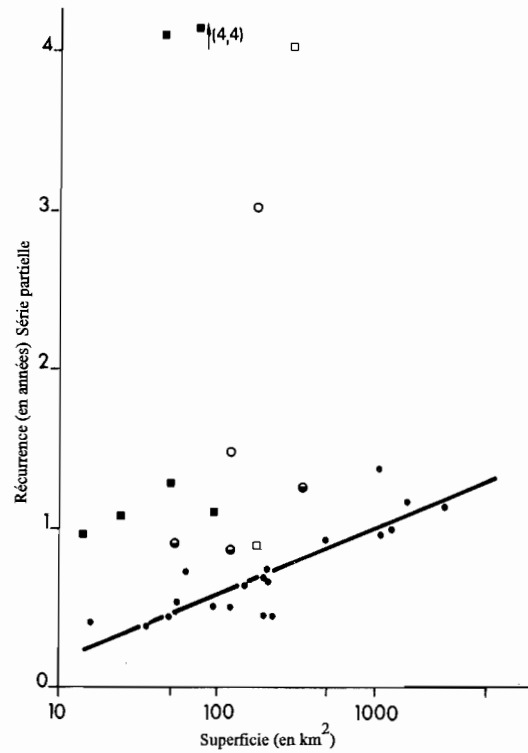
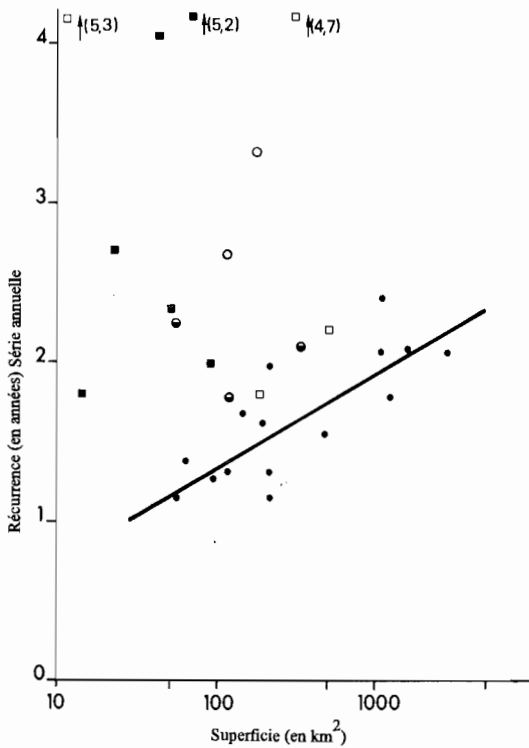


Fig. 11.6 - A. Relation entre la valeur du débit à plein bord et la taille du bassin versant (d'après Petit et Daxhelet, 1989; Petit *et al*, 1994). (1) rivière à charge caillouteuse sur substrat imperméable (Ardenne). (2) idem, sur substrat perméable (Condroz). (3) rivière à charge peu caillouteuse sur substrat imperméable (Famenne). (4) rivière à charge sablo-limoneuse sur substrat perméable (Lorraine, Hesbaye). (5) rivière à charge caillouteuse sur substrat partiellement perméable. (6) idem pour rivière à charge sablo-limoneuse. (7) relation pour rivières à charge caillouteuse sur substrat imperméable (sauf la Vesdre). (8) relation pour la Vesdre. B. Relation entre la récurrence du débit à plein bord (sur base de la série annuelle des débits) et la superficie du bassin versant. C. idem, sur base de la série partielle des débits.



l'appui de cette hypothèse, on constate que le surcalibrage du lit de la Vesdre s'estompe vers l'aval, du fait qu'elle reçoit des apports de ses affluents et spécialement de la Hoëgne. Par ailleurs, la contenance plus importante de la Vesdre au niveau du débit à pleins bords pourrait être révélatrice du fait que cette rivière tend à s'inciser dans sa plaine alluviale, étant donné qu'elle se trouve dans une région tectoniquement active

(Pissart et Lambot, 1989) où des traces de soulèvement ont d'ailleurs été mises en évidence (Demoulin, 1987b).

Par rapport aux équations similaires établies dans des contextes géographiques différents, notamment par Nixon (1959) et par Hey (in Richards, 1982) en Angleterre et au Pays de Galles ainsi que par Andrews (1980) aux USA, il ressort que les valeurs du débit à

pleins bords des rivières ardennaises de dimension modeste sont nettement plus faibles, ce qui traduit une moindre contenance du lit. Des études de dynamique fluviale menées sur ce type de rivières montrent que cette moindre contenance du lit résulte d'un problème d'adéquation entre la taille et l'abondance de la charge de fond mobilisable d'une part et la compétence effective de ces rivières d'autre part (Petit, 1987a). Il en résulte une édification de seuils d'accumulation à des niveaux altimétriques élevés de telle sorte qu'ils font office de barrage et favorisent ainsi des débordements pour des débits anormalement faibles. Ce type de dynamique a été mis en évidence dans plusieurs rivières ardennaises telles que la Lienne (Masson, 1971), la Rulles (Petit, 1983) et la Schwalm (Molitor, 1991).

L'influence des caractéristiques du lit est évidemment primordiale pour sa contenance, et donc pour la valeur du débit avant débordement puisque la contenance du lit est fonction de la largeur et de la profondeur, qui toutes deux sont étroitement associées aux paramètres sédimentologiques. En principe, il existe de bonnes relations entre la taille des sédiments et la valeur du débit à pleins bords: les rivières à charge de fond sableuse voire limoneuse sont en général plus profondes, ce qui impliquerait des valeurs plus élevées du débit à pleins bords, d'autant plus que, dans le cas de rivières à charge sableuse, l'édification de levées naturelles en marge du lit mineur, tend à accroître la contenance du chenal. En revanche, lorsque le lit est tapissé de matériel grossier, l'érosion verticale est entravée et le lit est moins profond, favorisant ainsi les débordements pour des débits anormalement faibles.

Lorsque le débit à pleins bords est connu aux différentes stations, il est alors possible de traiter la série des débits afin d'en connaître la période de retour (ou récurrence). Sur base des crues maximales annuelles, il se dessine une relation assez fiable pour les rivières de

type ardennais, la récurrence augmentant avec la taille du bassin et donc avec la dimension de la rivière (fig. 11.6b). Dans le détail, quelques précisions doivent cependant être apportées : tout d'abord pour des rivières ardennaises dont la taille du bassin est inférieure à 500 km², la récurrence du débit à pleins bords est de l'ordre de 1 an, c'est-à-dire proche de la limite inférieure que l'on peut obtenir en effectuant le traitement à partir des crues annuelles. Pour des rivières de type ardennais plus importantes telles que la Lesse, l'Ourthe l'Amblève et la Semois, la récurrence du débit à pleins bords atteint 1,5 à 2 ans. Pour les rivières de Famenne dont la contenance du lit était généralement plus importante, cette récurrence est encore plus élevée, avec des valeurs de l'ordre de 2 à 3 ans. Enfin, pour les rivières développées sur des terrains perméables et dont le régime est caractérisé par une dominance du débit de base, la récurrence du débit à pleins bords est elle aussi plus importante; il s'agit notamment des rivières du Condroz, du Pays de Herve, de Hesbaye et de Lorraine.

Toutefois, en présence de périodes d'observation relativement courtes, il est recommandé d'effectuer ce type d'analyse en utilisant la série partielle des débits car elle permet d'avoir une estimation beaucoup plus précise des événements qui ont une période de retour inférieure à dix ans (Richards, 1982; Dunne et Léopold, 1978). Les résultats pour les rivières citées plus haut sont présentés à la figure 11.6c. On constate tout d'abord que les rivières de type ardennais dont le bassin hydrographique est inférieur à 500 km², ont une récurrence de l'ordre de 0,4 à 0,7 ans; c'est-à-dire que ces événements ont une probabilité de retour de l'ordre de 2 fois par an. Pour les rivières ardennaises plus importantes, cette récurrence est de l'ordre de 1,2 ans. Par ailleurs, on retrouve les mêmes différences pour les rivières de Famenne et les rivières à débit de base dominant.

LA SERIE PARTIELLE DES DEBITS

La série partielle des débits consiste à prendre en considération tous les débits maximums supérieurs à un seuil fixé, pourvu qu'ils soient indépendants les uns des autres. Ceci contribue à accroître la population de l'échantillon mais pose un double problème, celui de la définition du débit-seuil d'une part, de la définition de l'indépendance des événements d'autre part. Comme seuil, on retient généralement une valeur voisine de 0,5 fois le débit à pleins bords. Quant à l'indépendance des débits maximaux, elle dépend non seulement de la taille de la rivière ou de son bassin hydrographique mais également d'autres facteurs qui régissent son régime, tels que l'imperméabilité ou la pente de son bassin, de telle sorte qu'il n'existe pas de règles bien définies et qu'il est nécessaire d'effectuer un certain nombre de tests préalables (Pauquet, 1992). Il est normal qu'il existe un écart entre les périodes de retour obtenues par la série annuelle et par la série partielle. A cet égard Richards (1982) a proposé la relation $T_a = T_p + 0,5$ (où T_a représente la récurrence calculée par la série annuelle et T_p la récurrence calculée sur les séries partielles). Toutefois dans le détail de cette relation on note des écarts plus importants pour les événements de faible récurrence. Ward (1978) signale par ailleurs que les différences entre les périodes de retour calculées par les séries partielles et annuelles sont plus grandes pour les plus faibles valeurs de période de retour.

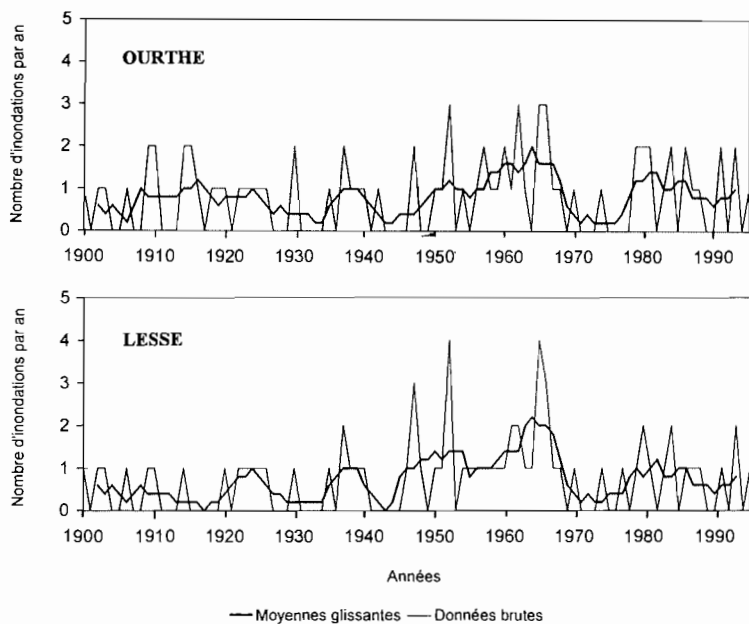


Fig. 11.7 - Nombre d'inondations par an d'après les sources écrites, pour l'Ourthe inférieure (Pauquet, 1992) et la Lesse en Famenne (Franchimont, 1993). Moyenne mobile à pas de cinq ans.

7.2. L'ÉVOLUTION DES INONDATIONS DANS LE TEMPS

Il est d'un grand intérêt de suivre l'évolution de la fréquence des débits à pleins bords dans le temps mais les séries de débits disponibles sont généralement trop courtes. Ce type d'étude a cependant été réalisé pour l'Ourthe et la Lesse, à partir d'une analyse systématique des documents écrits susceptibles de relater les inondations, ceci depuis le début de ce siècle (Pauquet, 1992; Franchimont, 1993). Ce type d'analyse donne cependant une estimation par défaut, ce qui a toute son importance quant à la portée des résultats.

Le nombre d'événements par an obtenus par dépouillement des sources écrites pour l'Ourthe et la Lesse, est présenté sous forme d'une moyenne mobile à pas de 5 ans (fig. 11.7). On reconnaît des périodes où les inondations sont nettement plus fréquentes et d'autres où elles sont plus rares et on retrouve à quelques nuances près les grandes périodes sèches et humides mises en évidence sur la Semois. L'absence d'aggravation récente des inondations - d'autant plus justifiée que la fréquence des inondations dans le passé était estimée par défaut - montre que les modifications qui ont affecté ces bassins depuis le début du XXe siècle - changements d'affectation du sol, imperméabilisation du bassin suite à une urbanisation croissante - n'ont eu qu'un impact limité sur l'évolution de la fréquence des inondations. Par ailleurs, lorsqu'on examine dans le détail l'évolution des inondations de l'Ourthe par exemple, on constate qu'indépendamment de la sécheresse des années septante, la fréquence des inondations n'est pas plus élevée à l'heure actuelle que dans les années soixante et qu'au contraire elle tend à diminuer. Comme il ressort de l'analyse de l'évolution des événements hydroclimatiques générateurs d'inondation effectuée par Pauquet

(1992) sur l'ensemble du bassin de l'Ourthe, cette diminution des inondations ne résulte pas d'une modification de l'importance des précipitations ; elle est liée à certains travaux d'aménagement récents qui ont au moins localement contribué à améliorer les conditions d'écoulement dans le lit mineur et à accroître ainsi la contenance du lit avant débordement (Petit *et al.*, 1994).

8. LE CONTEXTE LIT MINEUR - LIT MAJEUR

8.1. LIMITE, ÉPAISSEUR ET COMPOSITION DE LA PLAINE ALLUVIALE

En terme d'aménagement du territoire, le lit majeur a pris récemment une importance considérable, car il est synonyme de zones susceptibles d'être périodiquement inondées. D'un point de vue géomorphologique, cette notion d'inondabilité est d'ailleurs un des caractères qui définit le lit majeur, mais y est également liée la notion de dépôt alluvial car les rivières en période d'inondation abandonnent des sédiments qui participent à l'édification du lit majeur. Ainsi, à l'heure actuelle, on peut définir le lit majeur de la façon suivante (Bravard et Gilvear, 1993): "Les rivières qui coulent sur un remplissage sédimentaire sont séparées des versants par une étendue de terrains plats appelée lit majeur ou plaine d'inondation. Cette plaine d'inondation est une surface adjacente au chenal (- le lit mineur -) construite avec des matériaux déposés par les régimes actuels des cours d'eau".

De façon générale, la largeur du lit majeur est corrélée avec le débit des rivières et donc avec la taille de leur bassin hydrographique. Ainsi dans les têtes de vallée, pour les thalwegs élémentaires, le lit majeur est

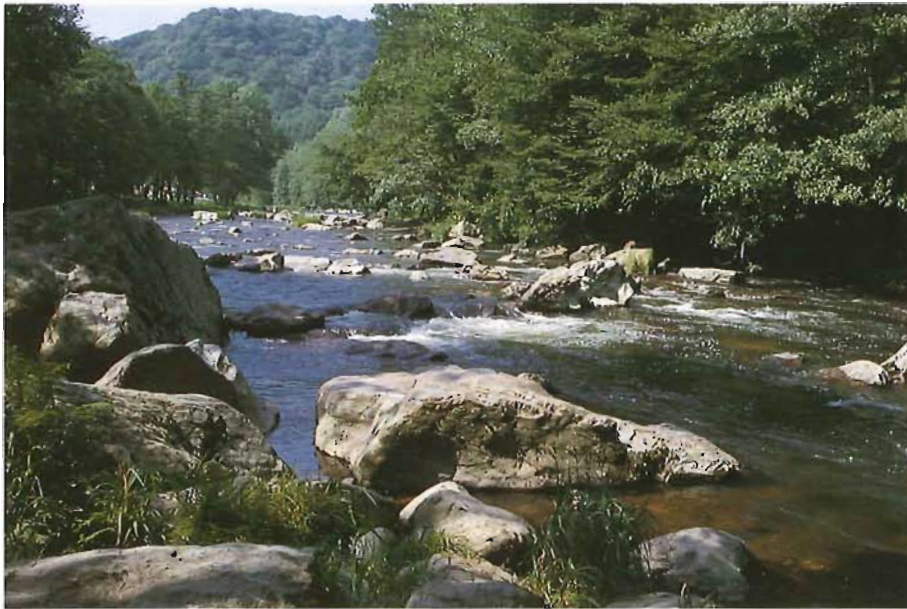


Fig. 11.8 - L'Amblève aux Fonds de Quarreux.

quasi inexistant. Il ne commence à bien s'individualiser que pour des rivières dont la superficie du bassin versant dépasse 4 à 5 km², atteignant une dizaine de mètres de largeur pour des bassins hydrographiques de l'ordre de 10 km² et 30 à 40 m pour des bassins de l'ordre de 20 km² alors que des rivières plus importantes telles que l'Ourthe en Famenne, voient se développer une plaine alluviale de plusieurs centaines de mètres de large. Il faut cependant nuancer cette relation entre largeur du lit majeur et taille de la rivière, ceci notamment en fonction de la lithologie des versants et donc de leur résistance à l'érosion. Ainsi l'Amblève dans les fonds de Quarreux n'a pas de plaine alluviale car elle est enserrée dans des versants raides constitués par les quartzites cambriens, versants qui lui fournissent d'ailleurs des blocs de dimension métrique qui encombrant son lit (fig. 11.8).

De même la Lesse au sortir de l'Ardenne, traverse des barres calcaires résistantes où son érosion latérale a été fortement freinée. Elle n'a pu développer une large plaine alluviale adjacente, de telle sorte qu'en période de fort débit, il ne peut y avoir étalement du flux et les niveaux d'eau atteignent alors 5 à 6 mètres de hauteur par rapport au niveau moyen, comme en atteste la présence de dépôts sableux perchés, édifiés en zone d'abri. Toutefois, ces deux exemples apparaissent plutôt comme des exceptions et le schéma général des rivières de Moyenne et de Haute Belgique montre bien des rivières avec plaine d'inondation adjacente.

Les notions de limite et d'épaisseur de la plaine alluviale peuvent être résumées sur le schéma présenté à la figure 9.2. Précisons d'emblée que ce schéma

Fig. 11.9 - Vue aérienne oblique du méandre de l'Ourthe à Esneux lors de la crue de décembre 1993. On note la présence de basses terrasses qui ont été partiellement sous eau lors de cette crue très importante.



n'est applicable qu'à notre seul contexte géographique car le concept de lit majeur doit être nuancé suivant des modifications géographiques telles que le système climatique ou l'héritage géomorphologique. Dans le cas des rivières de Moyenne et Haute Belgique, on note tout d'abord l'allure subhorizontale du lit majeur, l'incision de la vallée dans la roche en place mais avec un remplissage par des dépôts alluviaux. Le contact entre le lit majeur et le pied des versants est généralement net mais il peut être atténué soit par la présence de dépôts de pente, soit par des accumulations éoliennes datant de la dernière période froide (Juvigné, 1977). Les basses terrasses dont la mise en place résulte le plus souvent d'un paléorégime hydroclimatique, délimitent également le lit majeur. Elles sont situées parfois à quelques mètres seulement au dessus de la plaine d'inondation mais cette légère surélévation suffit néanmoins à réduire la fréquence de leur submersion, cette dernière ne se produisant que pour des crues exceptionnelles (fig. 11.9). De même les cônes de déjection édifiés par des affluents échappent aux inondations fréquentes, délimitant ainsi l'extension du lit majeur. En Haute Belgique, les dépôts des plaines alluviales sont composés d'une nappe de cailloutis surmontée par des limons dont la dimension granulométrique oscille entre 30 et 50 microns. Ces limons, appelés limons de crue, résultent de l'accumulation du matériel transporté en suspension par la rivière, matériel qui, en période de crue débordante, se décante dans les zones où les vitesses sont moins élevées.

Les rivières ne sont que rarement en contact avec la roche en place et coulent le plus souvent sur du matériel caillouteux. Ce matériel est hérité de la dernière période froide, à une époque où notre pays connaissait un climat de type périglaciaire caractérisé notamment par des alternances de gel et de dégel responsables d'une fracturation intense des roches et par un tapis végétal très pauvre ne couvrant que partiellement le sol et le protégeant mal (Pissart, ce vol;). Ces conditions permettaient une production considérable de matériel caillouteux qui, par différents processus tels que le frost creep et la solifluxion et, pour les cailloux les plus petits, le ruissellement en nappe, était amené dans les plaines alluviales où il était pris en charge par les rivières. Mais celles-ci, encombrées de ce matériel surabondant, s'écoulaient en chenaux multiples et n'ont pas pu en évacuer la totalité. De telles épaisseurs d'accumulations se retrouvent dans l'Ourthe, par exemple. Certes la rivière est localement en contact avec la roche en place, spécialement lorsqu'elle se trouve à proximité du bas des versants, mais le plus souvent elle coule sur une nappe de cailloutis hérité qui, comme l'ont montré différents sondages, peut atteindre 3 à 4 mètres d'épaisseur. Il apparaît ainsi que le matériel caillouteux hérité de la dernière période froide est loin d'être complètement évacué et qu'un stock considérable de matériel reste encore à la disposition de la rivière. Ceci démontre éga-

lement que l'incision depuis la fin de la dernière période froide est loin d'être généralisée.

Par ailleurs, il y a interaction entre la dynamique du lit mineur et l'évolution du lit majeur, l'érosion latérale du lit mineur conditionnant le balayage et l'édification de la plaine alluviale. L'importance de l'érosion latérale dépend de la dynamique et donc de l'énergie de la rivière mais aussi de l'abondance et de la taille du matériel constituant le fond du lit, c'est-à-dire de sa charge de fond. Celle-ci conditionne au moins partiellement les dimensions du lit : une charge de fond trop grossière ou trop abondante limite l'érosion verticale et provoque un élargissement du lit. La divagation du lit mineur délaisse sur sa marge un ensemble de bancs exhausés et d'anciens chenaux à des stades de remblaiement plus ou moins avancés et où le colmatage s'effectue avec du matériel de plus en plus fin. Il en résulte une mosaïque de formes de fond de vallée dont la diversité est fonction de la production et de la destruction de mésoformes lors des épisodes de crues et de la fréquence d'occurrence de ces processus. Dans cette optique, il est clair que la dynamique de formation et de recoupement de méandres participe à l'évolution de la plaine alluviale et cette dynamique des méandres obéit à des cycles très variables quant à leur durée, allant de quelques dizaines d'années à plusieurs siècles, ceci en fonction du taux d'activité des rivières et donc de l'énergie qu'elles développent.

8.2. L'ACTIVITE DES RIVIERES DANS LE LIT MAJEUR

L'activité des rivières dans le lit majeur ne s'exerce qu'en période d'inondation et est donc relativement peu fréquente puisque ce type d'événement ne se produit qu'un nombre limité de fois par an. Tout d'abord, on observe des phénomènes d'érosion telle que l'érosion du tapis végétal (scalping), généralement localisés à proximité du contact lit mineur/lit majeur et qui témoignent de vitesses élevées du courant puisqu'elles doivent être de l'ordre de 1,5 m/s pour pouvoir arracher un tapis végétal constitué d'une végétation de type prairial (Petit, 1988). Ce processus, en découpant le tapis végétal protecteur, favorise l'érosion et le retrait des berges. Par ailleurs, comme cela a été mis en évidence dans des rivières ardennaises de dimension modeste, ce scalping du tapis végétal conditionne également l'individualisation de chenaux de recoupement au travers des pédoncules des méandres, activant ainsi la dynamique de recoupement de méandres par débordement (Petit, 1991b).

Toutefois les phénomènes d'érosion dans le lit majeur sont relativement peu fréquents et ne se manifestent que lors de crues importantes dont la récurrence est au moins quinquennale sinon décennale. Aussi la plupart des phénomènes actifs dans le lit majeur sont-ils des processus d'accumulation. Tout d'abord il s'agit des phénomènes de sédimentation sableuse en position de

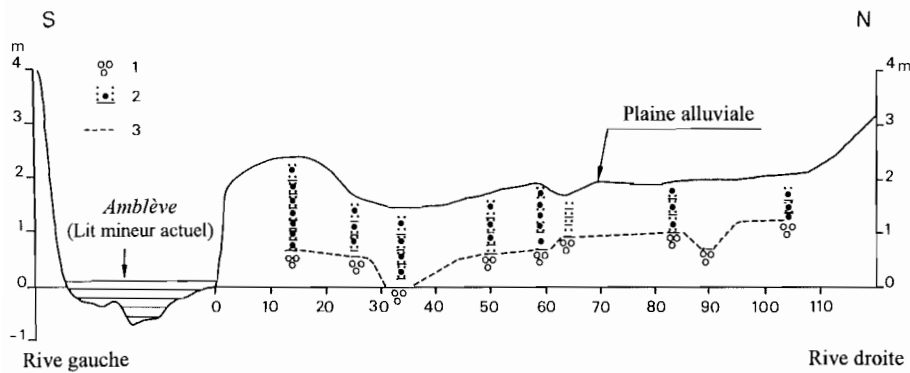


Fig. 11.10 - Coupe transversale de l'Ambève (2 km en amont de sa confluence avec l'Ourthe) montrant l'importance de l'érosion latérale depuis le milieu du XIIIe siècle, moment où l'industrie métallurgique s'est installée dans les plaines alluviales (d'après Henrottay, 1973). (1) cailloutis de base. (2) scories microscopiques, billes et plaquettes, résidus de la métallurgie ancienne. (3) limite supérieure du cailloutis de base (hauteurs exagérées dix fois).

levées naturelles, à la limite du lit mineur et du lit majeur là où la diminution brusque du courant et l'effet de peigne provoqué par la végétation permettent une sédimentation du matériel le plus grossier transporté en suspension (les sables). Toutefois, dans les rivières de type ardennais cette édification de levées naturelles est relativement peu importante du fait que le matériel sableux mis à la disposition de ces rivières est relativement peu abondant. Finalement, le phénomène d'accumulation le plus actif est la sédimentation limoneuse dans les zones abritées, situées en marge du lit majeur là où les vitesses faibles même lors de crues importantes permettent la décantation du matériel fin transporté lui aussi en suspension. C'est cette accumulation de limon de crue qui conditionne en fait l'édification de la plaine alluviale et donc du lit majeur.

8.3. EDIFICATION DE LA PLAINE ALLUVIALE ET EROSION LATÉRALE

Certaines estimations quant à la vitesse d'édification de la plaine alluviale ont pu être avancées grâce à l'identification de marqueurs stratigraphiques. L'un de ces marqueurs, reconnu par Henrottay (1973), consiste en scories, témoins de l'industrie métallurgique d'autrefois qui s'est installée dans les vallées ardennaises à partir du milieu du XIIIe siècle. Les débris de cette industrie ont été rejetés dans les rivières, si bien que, lorsque ces scories microscopiques sont présentes dans un dépôt fluvial, elles attestent que ce dernier s'est édifié après le milieu du XIIIe siècle. Ainsi, comme on peut le voir à la figure 11.10 qui se rapporte à la vallée de l'Ambève, l'ensemble des limons de crue contiennent des scories microscopiques et ont donc été déposés après le milieu du XIIIe siècle, ceci sur toute la largeur de la plaine alluviale. Ceci permet de dire que l'accumulation des limons de crue a dépassé 1 m à 1,5 m d'épaisseur en sept siècles, soit de l'ordre de 20 cm par siècle. Par ailleurs il faut noter que les limons sans scories, antérieurs au XIIIe siècle, ont complètement disparu. Ceci implique qu'ils ont été érodés par la rivière et que cette dernière a donc balayé, depuis cette époque, au moins une fois toute sa plaine alluviale sur une largeur

de 100 m. Ceci nous fournit une indication précieuse quant à la vitesse d'érosion latérale de la rivière; dans le cas présent on atteint une vitesse moyenne d'érosion latérale de 16 mètres par siècle. Henrottay (1973) a recherché ces scories dans les plaines alluviales de différentes rivières d'Ardenne et du Condroz. Contrairement à l'Ambève, l'Ourthe inférieure n'a pas systématiquement balayé l'ensemble de sa plaine alluviale puisqu'on retrouve des traces de limon ancien mais ceci permet néanmoins de constater une érosion latérale moyenne dépassant 0,10 m/an. Des valeurs aussi importantes de l'érosion latérale moyenne ressortent également de la comparaison des documents cartographiques anciens effectuée notamment par E. Juvigné (1964) pour l'Ourthe en Famenne. De telles comparaisons ont en outre permis de cerner les processus et la vitesse des recoupements des méandres libres ainsi que les éventuelles modifications de la sinuosité. Dans le cas étudié par E. Juvigné, les recoupements des méandres libres ne se font pas uniquement par tangence mais également par déversement au travers des pédoncules des méandres. Par ailleurs, en septante ans tout un méandre s'est fait recouper alors qu'en quarante ans trois méandres se sont formés. D'autres études de cartes anciennes réalisées sur plusieurs rivières de Haute Belgique ont mis en évidence des valeurs de l'érosion latérale comparables, avec des maximums plus importants encore, localement 0,9 m/an pour la Berwinne (Parotte, 1991).

8.4. L'INCISION DES RIVIERES AU COURS DE LA PERIODE HISTORIQUE

Différents indices ont permis de se faire une opinion quant à l'incision des rivières au cours de la période historique. Une première méthode est basée sur les vestiges d'orpaillage en Ardenne. Différentes sources historiques, analysées notamment par Bastin (1911) et Gillet (1976), indiquent en effet que déjà à l'époque celtique, il était connu que des paillettes et de petites pépites d'or se trouvaient dans les alluvions de certains ruisseaux ardennais. La prospection de cet or nécessitait l'extraction et le triage des graviers qui constituaient le lit de ces rivières. Ils étaient ensuite



Fig. 11.11 - Buttes d'orpaillage dans les troufferies de Libin.

rejetés dans le lit majeur, de telle sorte qu'à l'heure actuelle, il en subsiste des vestiges sous formes de tertres ou de petites buttes qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de long et quelques mètres de hauteur (fig. 11.11). On en retrouve notamment dans les vallées de la Warche et de l'Amblève (Godefroid, 1981) ainsi que dans des ruisseaux s'écoulant à partir du Massif du Serpont (Wavreille, 1987). Dans ces derniers sites (les troufferies de Libin), l'origine celtique des premières buttes d'orpaillage a été confirmée par des datations au ^{14}C . (Dumont, 1979, 1980). L'intérêt de ces études d'un point de vue fluvial réside dans la comparaison entre la disposition des tertres (et principalement de leur base qui donne le niveau de l'ancien lit majeur) et le niveau actuel de la rivière. Ainsi étudiant les rivières autour du massif du Serpont, où plus d'une centaine de tertres ont été dénombrés, B. Wavreille (1987) a constaté que l'incision des ruisseaux par rapport à la base de ces tertres atteignait exceptionnellement un mètre, mais était le plus souvent imperceptible, démontrant ainsi que l'incision des ruisseaux en tête de bassin a été très faible depuis deux mille ans.

Cette faible incision des rivières a été confirmée par une toute autre approche effectuée sur une rivière du sud de l'Ardenne, approche basée sur la mise en relation de dépôts anciens qui constituent la plaine alluviale avec la dynamique de la rivière. Des processus de recouplement de méandres par déversement y ont été mis en évidence, processus qui permettent le court-circuit, l'abandon et enfin le colmatage de parties de méandres et même de trains de méandres complets (Petit, 1984). A l'origine, de tels secteurs de rivières étaient tapissés par une charge de fond caillouteuse mais, à la suite de leur recouplement, ils ont été colmatés par du matériel de plus en plus fin, si bien qu'à la longue, la trace de l'ancien lit devient imperceptible

dans la topographie de la plaine alluviale. Par érosion latérale, la rivière dégage de petites lentilles caillouteuses qui affleurent dans les berges, et qui sont en réalité des traces d'anciens chenaux recoupés jadis et ensuite colmatés. La position altimétrique de ces lentilles alluviales, identique à celle du lit actuel, a ainsi permis de voir qu'il n'y avait pas eu incision ni remblaiement de la rivière pendant une période fort longue. En effet des troncs d'arbres anciens datés par ^{14}C du XIIe siècle et disposés horizontalement au sein même des alluvions (Petit, 1988b), établissent que l'érosion verticale a été quasi inexistante depuis cette époque. Par ailleurs la taille des éléments qui constituent les lentilles alluviales est identique à celle des éléments qui sont actuellement mobilisables, montrant que la compétence de cette rivière s'est peu modifiée.

Il ressort de ces études que la dynamique des rivières ardennaises a peu changé au cours des derniers siècles, ce que Suttor (1989) avait mis en évidence dans la Meuse en faisant appel à une toute autre approche, cet auteur montrant notamment que l'emplacement des gués - c'est-à-dire les seuils - s'était peu modifié depuis le XVIIIe siècle.

9. CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DES RIVIERES

Certains paramètres de forme permettent d'appréhender la dynamique de la rivière car ils dénotent l'interaction entre l'activité dans le lit mineur et l'édification de formes qui participeront à la construction du lit majeur, comme par exemple l'édification de bancs latéraux en liaison avec la migration des méandres. D'autre part, l'évolution d'amont en aval des paramètres géométriques de la rivière apparaît comme une adaptation du lit en réponse à l'augmentation vers l'aval de

deux variables indépendantes (contraintes qui ne peuvent s'adapter en milieu naturel) à savoir l'augmentation du débit liquide et l'augmentation de la charge. Plusieurs types de relations ont été mis en évidence et principalement celles qui lient les caractéristiques du lit mineur (largeur et profondeur) à la taille de la rivière dont le descripteur généralement utilisé est le débit à pleins bords. Il existe également des relations qui lient la dimension des méandres (longueur d'onde et amplitude) au débit à pleins bords, ce qui donne par ailleurs une bonne estimation de l'intervalle entre les formes au sein même du lit puisque la distance séparant les seuils et les mouilles correspond généralement à la demi-longueur d'onde des méandres (fig. 11.12).

Des relations de ce type ont été élaborées pour une vingtaine de rivières de Haute Belgique. La relation qui lie la largeur du lit au débit à pleins bords se présente sous la forme $w = a.Qb^b$, avec $a = 3,41$ et $b = 0,45$ valeurs voisines de celles mises en évidence par différents auteurs dans des contextes géographiques assez proches des nôtres, a variant de 2,8 à 3,7 et b de 0,44 à 0,56 (Emett, 1975; Charlton *et al.*, 1978; Ferguson, 1981; Hey, 1986). La relation entre la profondeur et le débit à pleins bords se présente sous une forme similaire $d = a.Qb^b$ mais avec des valeurs de a oscillant autour de 1 et de b autour de 0,20. Les rivières de Haute Belgique respectent le plus souvent ces relations de façon très satisfaisante, démontrant ainsi leur homogénéité. Toutefois, des rivières de Famenne telles que la Wimbe et le Vachaux ont une largeur plus faible et une profondeur plus importante, dans la mesure où elles peuvent s'inciser plus facilement vu l'absence de charge caillouteuse et la présence d'un substrat friable. A l'inverse les rivières débouchant de l'Ardenne en Famenne, présentent un système différent car la charge de fond abondante héritée de leur trajet ardennais y provoque un blocage de l'érosion verticale et une érosion latérale marquée, vu la moindre résistance de la roche encaissante. D'autre part, il ressort de ces relations que la largeur des rivières augmente de façon plus marquée que la profondeur, si bien que le rapport largeur/profondeur (w/d) augmente lui aussi en fonction de la dimension de la rivière. Ainsi dans la Rulles en forêt d'Anlier, ce rapport est égal à 4 alors que dans l'Ourthe inférieure il atteint 15. Mais dans certaines rivières, ces rapports s'écartent sensiblement de la relation proposée; il s'agit des rivières de Famenne qui présentent un rapport beaucoup plus faible, en fonction des remarques émises ci-dessus. En revanche, les rivières des Hautes-Fagnes caractérisées par une charge de fond grossière et abondante, ont un rapport w/d plus élevé.

Les relations qui lient la longueur d'onde des méandres et le débit à pleins bords sont généralement très bonnes dans la mesure où le façonnement des méandres résulte de l'action de ce type de débit. De telles relations sont couramment utilisées en paléohydrologie, notamment pour reconstituer les débits au cours de l'Holocène et du Quaternaire récent. La relation mise en évidence à partir d'une vingtaine de rivières ardennaises se présente sous la forme $l = 16,5 Qb^{0,60}$ (avec l la longueur d'onde exprimée en m).

10. LA DYNAMIQUE ACTUELLE DES RIVIERES

10.1. PARAMETRES HYDRAULIQUES ET RUGOSITE

Dans un chenal, l'eau est soumise à deux forces principales : la gravité d'une part responsable de l'écoulement de l'eau vers l'aval, les forces de friction d'autre part qui résultent de la rugosité du fond liée à la taille des particules et aux microformes dues à l'agencement des particules, de la présence d'obstacles tels que la végétation, de freinages provoqués par la différenciation du tracé du lit (courbure et méandres) et par le développement de formes du lit (alternance entre les seuils et les mouilles), mais aussi de frictions internes du courant. Ces différents frottements qui engendrent des



Fig. 11.12 - La Schwalm vue du rocher du Biele; la rivière dessine un lit à méandres avec une alternance régulière de seuils et de mouilles soulignée par des ruptures du plan d'eau, bien visibles sur la photographie.

RUGOSITE, FORCE TRACTRICE ET PUISSANCE SPECIFIQUE

La formule de Manning se présente de la façon suivante: $v = (R^{0.67} S^{0.5})/n$, avec n le coefficient de rugosité de Manning qui englobe la rugosité résultant non seulement du matériel qui constitue le fond du lit mais également d'autres effets de rugosité tels que l'irrégularité du chenal, l'influence de la végétation aquatique, les effets d'obstruction et le degré de méandration. R représente le rayon hydraulique (rapport entre la section mouillée et le périmètre mouillé) et S la pente de la ligne d'énergie; cette dernière qui représente les pertes de charge est évaluée à partir de la pente du plan d'eau et de la variation longitudinale du terme $(\alpha v^2)/2g$ où v représente la vitesse moyenne du courant.

La force tractrice ou encore force du courant définie par Du Boys en 1879, a été reconnue par la suite comme étant la tension tangentielle à la paroi définie en dynamique des fluides moderne (Larras, 1972). Cette notion relativement ancienne n'a cependant été pleinement utilisable qu'à partir du moment où ont été définies les valeurs des forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement et au transport de particules d'un diamètre déterminé (force tractrice critique). L'équation de la force tractrice se présente de la façon suivante: $\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot S$, où ρ représente la masse volumique du fluide, g l'accélération de la pesanteur, R le rayon hydraulique et S la pente de la ligne d'énergie. Cette force tractrice totale doit être séparée en deux composantes (i) la première, représentant une force tractrice due à la seule résistance des particules qui serait observée si le lit était plat et qui est la seule responsable du transport de la charge de fond; (ii) la seconde, une force tractrice supplémentaire due à la résistance provoquée par les irrégularités du chenal et des berges. Ajoutons que la force tractrice peut également être évaluée par une autre approche basée sur la distribution des vitesses à proximité du fond du lit.

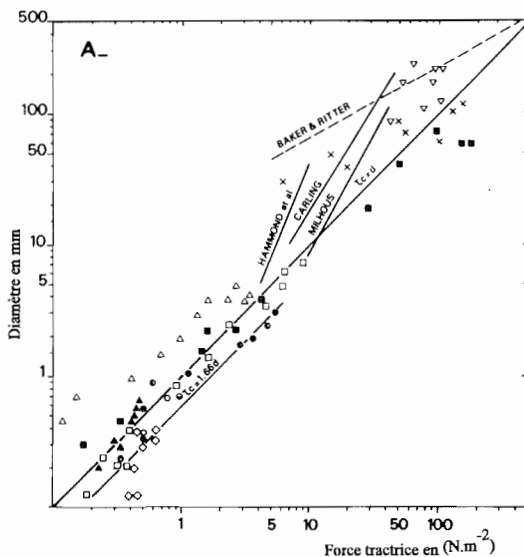


Fig. 11.13 - Force tractrice critique en fonction du diamètre des particules: relations proposées par différents auteurs (d'après Petit, 1989).

En ce qui concerne les forces tractrices critiques, celles nécessaires à la mise en mouvement d'une particule d'un diamètre déterminé, la relation linéaire $\tau = d$ a prévalu jusqu'il y a peu (fig. 11.13). Toutefois, cette relation a été remise en question récemment (Andrews, 1983; Komar, 1987) et des relations qui prennent en compte la taille de la particule considérée (D_i) par rapport à celle du matériel qui constitue le lit (D_{50}) ont été proposées. Elles présentent la fonction d'entraînement de Shields (θ_c) sous la forme $\theta_c = a(D_i/D_{50})^b$, avec des valeurs de a oscillant de 0,04 à 0,09 et de b allant de -0,7 à -0,9 (Petit, 1994b). Ceci a permis de formuler l'effet de saillie (lorsque la particule considérée est nettement plus grande que celles qui forment le lit) et celui opposé de protection, nécessitant dans ce dernier cas, des forces tractrices de début d'entraînement plus importantes que celles qui auraient été nécessaires si la particule avait eu la même dimension que celle du lit.

Une notion introduite récemment par Bagnold (1966, 1977), la puissance spécifique des rivières, se présente sous la forme : $\omega = (\rho g Q S)/w$ ou encore par transformation $\omega = \tau u$, avec Q le débit généralement considéré comme le débit à pleins bords afin de permettre des comparaisons entre rivières différentes, et w la largeur du lit mineur entre berges. Initialement, la puissance spécifique visait essentiellement à estimer les quantités de sédiments transportés par les rivières mais, comme on le verra ci-dessous, elle a depuis lors trouvé d'autres champs d'application.

perdes d'énergie, s'intègrent dans la notion de rugosité qui est elle-même estimée par différentes formules, dont celle de Manning. La rugosité est plus importante dans les rivières de dimension modeste mais dans une même rivière, elle varie en fonction du tracé et des sites et en fonction du débit: elle diminue lorsque le débit augmente et tend à atteindre une valeur presque constante au niveau du débit à pleins bords. Dans la Rulles par exemple, rivière de dimension modeste à charge caillouteuse avec des méandres bien développés et une végétation aquatique abondante, le coefficient de rugosité de Manning dépasse 0,300 lors d'étiages marqués, se maintient à des valeurs voisines de 0,150 pour le débit moyen, mais n'atteint plus que 0,100 pour le débit à pleins bords et 0,080 lors de la crue annuelle (Petit, 1991a). Il varie cependant de 0,090 dans les systèmes rectilignes à 0,120 dans les méandres avec des différenciations selon les formes, le coefficient de rugosité étant systématiquement plus faible sur les seuils que dans les mouilles. Dans des rivières de dimension plus importante, telle que l'Ourthe inférieure, le coefficient de rugosité de Manning ne dépasse pas 0,050 pour le débit à pleins bords (Yali, 1989; Petit *et al.*, 1994) et 0,060 dans la Lesse en Famenne (Franchimont, 1993). La Rouge Eau, rivière sableuse de Lorraine à méandration assez bien développée mais avec une végétation aquatique peu importante, montre des coefficients de rugosité de Manning proches de 0,070. Ce coefficient est nettement plus faible (0,045) dans des rivières à charge limoneuse et à méandration modérée telles que le Geer.

10.2. VITESSE CRITIQUE D'ÉROSION ET FORCE TRACTRICE

La notion de vitesse moyenne d'écoulement qui correspond au début d'entraînement des granulats par charriage est le plus souvent représentée sous forme d'une relation établie par Hjulström; y sont également reportées les vitesses critiques d'érosion des particules sableuses et limoneuses (compactées ou non), ainsi que les vitesses d'arrêt de transport (sédimentation); tout ceci en sachant que la vitesse d'entraînement varie en fonction des hauteurs d'eau. L'utilisation de telles courbes en milieu naturel doit cependant être nuancée dans certaines circonstances, notamment quant au rôle protecteur de la végétation mais surtout quant à la sur-estimation des vitesses critiques dans le cas de matériel grossier se présentant en saillie sur le fond du lit ou à l'inverse quant à la sous-estimation des vitesses cri-

tiques pour des particules dont la dimension est plus petite que celle du lit. Pour ces différentes raisons, on utilise de plus en plus la notion de force tractrice, ou force de cisaillement exercée sur le fond du lit et qui détermine l'entraînement des particules, car elle permet de prendre en compte l'effet de certains de ces phénomènes.

De nombreuses observations et expériences ont été menées sur la Rulles afin d'y mesurer les forces tractrices par différentes approches (fig. 11.14). Lors de faibles débits, les forces tractrices sont plus importantes sur les seuils que dans les mouilles; elles augmentent avec le débit dans les deux types de sites mais à des degrés divers, l'augmentation la plus sensible se produisant dans les mouilles, de telle sorte que pour des débits proches de $0,8 Q_b$, les forces tractrices deviennent au moins localement plus importantes dans les mouilles que sur les seuils, ce qui conditionne bien sûr la balance érosion/sédimentation dans le système seuil/mouille. Ainsi pour des débits proches du débit moyen ($0,3 Q_b$), les forces tractrices sont encore trop faibles quel que soit le site pour permettre des modifications morphologiques importantes. Des modifications sensibles ne se manifestent que pour des débits voisins du débit à pleins bords : érosion de matériel de 20 à 30 mm dans les mouilles alors que sur les seuils, les forces tractrices sont trop faibles pour permettre le passage d'éléments dont le diamètre est supérieur à 10 mm; il faut attendre des débits supérieurs au débit à pleins bords pour que des éléments de l'ordre de 15 mm puissent franchir ces derniers. De tels éléments représentent la compétence effective de la rivière, c'est-à-dire la dimension maximum des particules que la rivière peut transporter. Les seuils jouent donc un rôle de filtre et apparaissent comme des sites d'accumulation pour les éléments qui dépassent la compétence effective de la rivière; de cette façon, la dimension des éléments qui tapissent les seuils donne une estimation (par excès) de la compétence effective de la rivière. En revanche, la compétence maximale s'exerce dans le fond des mouilles lors des crues importantes là où les forces tractrices sont les plus élevées. Ainsi lors d'une crue quinquennale de la Rulles, les forces tractrices totales ont dépassé 50 N/m^2 , mais elles n'ont pas suffi à déstabiliser les éléments les plus grossiers qui tapissaient le fond des mouilles (10 cm de diamètre). La taille de ce matériel donne donc une estimation (également par excès) de la compétence maximale de la rivière. Par ailleurs, ce matériel grossier

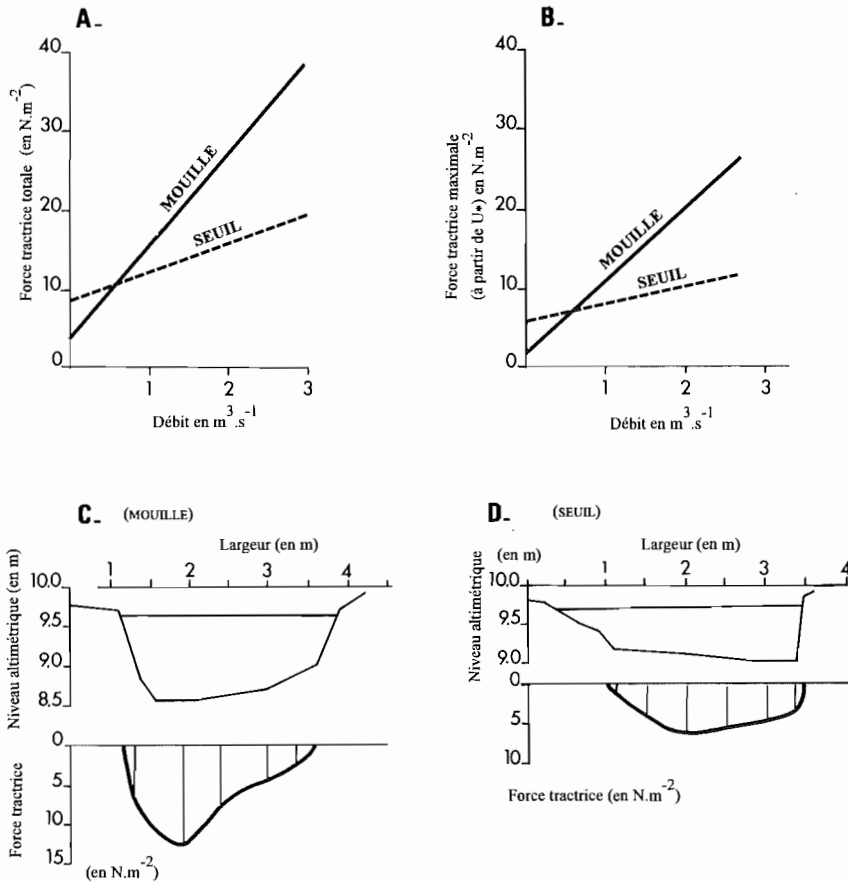


Fig. 11.14 - **A.** Synthèse de l'évolution des forces tractrices totales en fonction du débit, dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles; Q50 = débit médian; Q = débit moyen, Qb = débit à pleins bords, Q/an = crue dont la récurrence est d'un an (Petit, 1991c). **B.** Synthèse de l'évolution en fonction des débits des forces tractrices maximales à un profil transversal donné, évaluées par les vitesses de cisaillement, dans les mouilles et sur les seuils de la Rulles. **C-D.** Répartition transversale des forces tractrices évaluées par les vitesses de cisaillement dans une mouille et sur un seuil de la Rulles (Q voisin de 0,7 à 0,8 Qb)

- le plancher alluvial probablement hérité de la dernière période froide - ne semble pas être mobilisable sauf peut-être lors de crues exceptionnelles, ce qui confirme bien l'absence d'incision significative de ce type de rivière.

Etant donné la forte différenciation topographique du fond du lit liée à la dimension même de ces rivières et à la présence de seuils se trouvant à des niveaux altimétriques élevés, les variations longitudinales des forces tractrices sont beaucoup plus importantes dans des rivières à charge caillouteuse de dimension modeste - telles que la Rulles, la Berwinne (Parotte 1991) ou la Schwalm (Molitor, 1991) - que dans des rivières sableuses (Petit, 1986) ou dans des rivières caillouteuses de grande dimension (Franchimont, 1993). Par ailleurs dans ces dernières rivières, les forces tractrices totales n'atteignent pas des valeurs exceptionnellement élevées lors des crues importantes. Ainsi sur l'Ourthe inférieure, les forces tractrices totales n'ont pas dépassé $50 N/m^2$ lors d'une crue plus que trentennale; toutefois, comme la majeure partie de ces forces tractrices est utilisable pour la mise en mouvement des éléments du fond du lit, elles ont été capables de mobiliser du matériel de plus de 80 mm de diamètre (Petit *et al.*, 1994).

10.3. PUISSANCE SPECIFIQUE

Le taux d'activité et l'énergie des rivières peuvent être appréhendés en utilisant la puissance spécifique des rivières. Des études réalisées en Angleterre, au Danemark et en France ont clairement montré la relation entre la puissance spécifique et le comportement des rivières (Ferguson, 1981; Brookes, 1988; Bravard, 1991). Ainsi, les rivières dont la puissance ne dépasse pas $15 W/m^2$ se caractérisent généralement par des chenaux inactifs; les rivières qui ne développent qu'une faible énergie, inférieure à $35 W/m^2$, sont incapables d'un auto-ajustement suite à des aménagements ou à des contraintes extérieures. Par contre, les rivières où la puissance dépasse $100 W/m^2$ ont une dynamique de modification de tracé fort active, avec des processus pouvant même aboutir à la multiplication des chenaux et à la formation du tressage, ceci dépendant également de la taille du matériel qui constitue le fond du lit (Richards, 1982). Par ailleurs, dans ces rivières à forte énergie, le cycle apparition/disparition des méandres se réduit à une vingtaine d'années (Bravard, 1991).

Si l'on examine l'évolution des deux paramètres qui conditionnent l'importance de la puissance - le débit et la pente - en fonction de la taille du

bassin hydrographique, on constate que dans les têtes de bassin, la pente longitudinale est souvent importante mais les débits faibles, ce qui ne donne finalement que des puissances modérées. A un accroissement de la dimension du bassin, correspondent généralement une diminution de la pente longitudinale et une augmentation du débit. L'évolution divergente de ces deux paramètres se traduit par un maximum de puissance pour les rivières dont le bassin hydrographique serait de l'ordre de 100 à 500 km² (Ferguson, 1981). Ce schéma défendable dans des milieux homogènes quant à l'énergie de leur relief et quant aux conditions hydroclimatiques génératrices des débits est cependant moins clair dans un contexte régional aussi diversifié que celui de l'Ardenne. Par ailleurs, rappelons que dans les thalwegs élémentaires se situant en tête de bassin, la prolifération des embâcles végétaux réduit fortement la puissance disponible (Assani et Petit, 1995; Storder, 1994).

Appliquée aux rivières de Moyenne et de Haute Belgique, cette notion de puissance spécifique permet une ébauche de typologie régionale. Ainsi des rivières de Hesbaye, telles que le Geer, se caractérisent par des puissances extrêmement faibles, à peine supérieures à 10 W/m². Et effectivement on retrouve une très grande stabilité de leur lit, puisque le tracé apparaissant sur les cartes les plus anciennes qui remontent au XVIII^e siècle, est très proche du tracé actuel de la rivière, sans changement notoire au niveau des méandres si ce n'est un léger accroissement de la sinuosité (Petit, 1975). Ce n'est pas le cas de rivières telles que l'Ourthe où, comme l'a bien démontré la comparaison des cartes anciennes, le cycle d'apparition/disparition des méandres est nettement inférieur à un siècle et avoisine même le demi-siècle. Par ailleurs, comme il ressort des travaux de Targé (1970) on remarque que d'un point de vue morphologique, l'Ourthe évolue localement vers une ébauche de tressage. De même, des rivières comme la Lesse et la Lomme en Famenne, qui développent des puissances importantes (de l'ordre de 70 W/m²), font preuve d'une activité marquée puisque l'on observe des déplacements de méandres sur des distances de 30 à 40 mètres en vingt ans (Petiau, comm. pers.). Les rivières du Pays de Herve qui développent elles aussi des puissances assez importantes (60 à 70 W/m²), font effectivement preuve d'une dynamique d'érosion importante puisque des érosions latérales atteignant 0,5 m/an ont été observées notamment sur la Berwinne (Parotte, 1991). Assez paradoxalement les rivières du Sud de l'Ardenne développent des puissances moindres (de l'ordre de 40 W/m² pour la Rulles), ce qui se marque par une évolution moins rapide du cycle des méandres, estimée nettement supérieure au demi-siècle, et par une compétence effective relativement limitée puisque les éléments les plus grossiers susceptibles de se déplacer sur de grandes distances n'atteignent que 15 mm de diamètre (Petit 1987). Par contre les rivières descendant des Hautes-Fagnes se caractérisent par des puissances spécifiques fort importantes, nette-

ment supérieures à 100 W/m², ce qui se marque notamment par une compétence de ces rivières beaucoup plus importante, des blocs de plus de 1,5 m de longueur pouvant être mobilisés (Pissart in Bastin *et al.*, 1972).

11. DENUDATION DES BASSINS VERSANTS

Les rivières apparaissent comme un intégrateur de la dénudation de leur bassin hydrographique à un exutoire déterminé. Le flux des sédiments se fait selon trois modes de transport : le transport en solution, le transport en suspension et le transport de la charge de fond; ce dernier se fait par progression du matériel sur le fond du lit, soit par roulage des particules individuelles avec éventuellement des sauts, soit par charriage, c'est-à-dire par progression en paquet de l'ensemble du matériel constituant le fond du lit, processus relativement rare qui nécessite des conditions hydrauliques exceptionnelles.

L'importance relative de ces trois modes de transport est tout d'abord fonction du système morphoclimatique où l'on se trouve, c'est-à-dire des différents processus qui permettent la production de sédiments et leur arrivée jusqu'aux rivières, ces dernières apparaissant en fait bien plus comme un agent d'évacuation du matériel produit par d'autres processus que comme un agent d'érosion au niveau de leur bassin versant. Le type de charge dépend aussi de l'affectation du sol (protection ou non par la végétation) et de la lithologie du bassin versant. Toutefois de façon globale, la charge de fond, alors qu'elle joue un rôle considérable dans les problèmes de profil d'équilibre et de stabilité des lits, n'entre que pour une part négligeable dans le montant des sédiments transportés, si ce n'est dans des conditions particulières (les torrents de montagne par exemple). En revanche, les transports de charge en solution et, dans une moindre mesure, les transports en suspension exportent une quantité appréciable de matériel hors du bassin versant mais n'interviennent pas dans l'évolution des lits fluviaux.

11.1. TRANSPORTS EN SOLUTION

L'importance de la charge dissoute évacuée par les rivières est en étroite relation avec la lithologie de leur bassin versant et il est clair que c'est à l'exutoire de bassins développés sur des calcaires que ces concentrations sont les plus élevées. En effet, des études menées dans le Grand-Duché de Luxembourg montrent que les roches de type ardennais ne peuvent libérer que 4,9 m³/km² par an (Verstraeten, 1977) Ceci ressort des analyses physico-chimiques réalisées par Fabri et Leclercq (1977,1984) dans 151 stations réparties dans des rivières et ruisseaux des bassins de la Roer, de la Vesdre, de l'Amblève et de l'Our, qui montrent une faible minéralisation de ces eaux de l'ordre de 10 mg/l

L'ANALYSE GRANULOMETRIQUE D'UN SEDIMENT

La granulométrie étudie la plus ou moins grande fréquence des éléments selon leurs dimensions. Les limites des différentes fractions granulométriques mentionnées ci-dessous sont les plus couramment utilisées : argile < 0,002 mm, limon (silt) < 0,05 mm; sable < 2 mm; gravier < 20 mm; cailloux > 20 mm. Les méthodes d'analyse varient en fonction de la taille des éléments considérés. Les résultats des analyses granulométriques sont le plus souvent représentés sous forme de courbes cumulatives permettant le calcul d'un certain nombre d'indices, tels que par exemple les indices de classement qui peuvent être révélateurs du mode de transport des sédiments. Dans le domaine fluvial, c'est principalement le D_{50} et le D_{90} qui sont utilisés (fig 11.15).

L'étude de la morphométrie (caractéristiques de forme des cailloux) porte sur un grand nombre d'éléments d'une même formation, en prenant en compte des mesures individuelles effectuées sur des éléments d'une nature déterminée, après en avoir préalablement effectué un tri par classes de taille, car les résultats varient avec la taille et la nature des cailloux.

- L'indice d'aplatissement = $(A+B)/2C$, avec A = la plus grande longueur du caillou, B = la plus grande largeur perpendiculaire à la longueur (axe intermédiaire), C = la plus grande épaisseur perpendiculaire au plan comprenant A et B.

- L'indice d'émoissé = $(2 R/A).1000$ où R = le plus petit rayon de courbure mesuré sur le caillou posé à plat sur une cible.

Les rivières donnent rapidement aux galets un émoissé caractéristique, généralement après quelques kilomètres, et, une fois cette valeur atteinte, elle n'évoluera plus guère vers l'aval.

La disposition collective des éléments au sein d'un dépôt donne des indications fort intéressantes. Ainsi un chenal colmaté par des dépôts et dont la stratification est inclinée montre clairement le sens d'écoulement au moment du colmatage. L'orientation des galets (valeur de l'angle que fait avec la direction du nord, le plus grand axe du caillou) permet de reconstituer l'orientation du courant au moment du dépôt. En effet, le courant fluvial dispose les cailloux perpendiculairement à la direction du mouvement. L'inclinaison constitue le complément indispensable des mesures d'orientation. Dans le cas d'un dépôt fluvial, le sens de l'inclinaison renseigne sur le sens de l'écoulement, alors que l'orientation donne seulement une direction. Dans les dépôts d'eau courante, la majorité des éléments sont inclinés vers l'amont (effet de tuilage); plus l'aplatissement est faible, moins l'inclinaison est marquée.

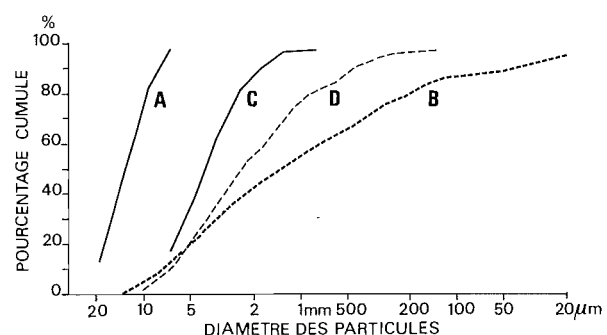


Fig. 11.15 - Courbes granulométriques de sédiments prélevés dans la Rulles. A. dans le dallage de surface d'un seuil d'accumulation: $D_{50} = 1,28$ cm; indice de classement (Dyer) = 0,53. B. sous le dallage de surface du même seuil: $D_{50} = 0,14$ cm; indice de classement = 2,70. C. dans le dallage de surface d'un seuil oblique: $D_{50} = 0,40$ cm; indice de classement = 0,85. D. sous le dallage de surface du même seuil: $D_{50} = 0,25$ cm; indice de classement = 1,57.

de Ca^{+2} . E. Rosen (1993) a mis en évidence des valeurs assez semblables dans une dizaine de sources situées sur les différentes assises du Dévonien inférieur selon un transect allant de Malmédy à Butgenbach. En revanche, les analyses effectuées par Closkin (1991) sur des sources du Condroz et de l'Ardenne condrusienne montrent des teneurs en carbonates beaucoup plus impor-

tantes: de l'ordre de 20 mg/l sur les grès et poudingues de l'Emsien, supérieures à 100 mg/l sur les psammites famenniens et voisines de 200 mg/l sur les calcaires givetiens et viséens.

De façon générale, la concentration des matières dissoutes (Cd) transportées par les rivières diminue quand leur débit augmente. En l'absence de

pluie, les rivières sont alimentées par les nappes qui présentent généralement des taux de minéralisation plus importants puisque les eaux ont séjourné au contact de la roche. Ce principe ressort bien des mesures effectuées par J.F. Close-Lecocq et C. Ek (1985) dans la Meuse, effluent majeur des karst belges, avec un tiers de son bassin couvert de roches solubles. La concentration moyenne en solution (bicarbonates et autres sels) est légèrement supérieure à 200 mg/l. La concentration augmente lorsque le débit diminue, cette relation se vérifiant surtout pour des débits compris entre 100 et 2000 m³/s ; la teneur est sensiblement constante pour des débits inférieurs à 100 m³/s, montrant que la dureté atteint un seuil lorsque l'alimentation est uniquement assurée par les réserves aquifères souterraines, ces eaux, proches de la saturation, présentant une dureté assez forte.

Même si la concentration de la charge en solution (C_d) diminue avec le débit, le débit solide total transporté en solution ($Q_{sol} = Q \cdot C_d$), augmente avec le débit et les relations qui lient le débit solide au débit se présentent généralement sous la forme $Q_{sol} = a Q^b$. Le coefficient a dépend des caractéristiques propres à chaque bassin (taille notamment), tandis que l'exposant b représente l'évolution en fonction des débits et permet la comparaison entre différents bassins.

A partir de ces équations, il est possible d'estimer la charge totale évacuée en une année et qui représente l'ablation de l'ensemble du bassin. Elle se monte à 80 t/km² par an dans le Ri de Loagne, dont la moitié seulement du bassin est composé de roches carbonatées (Arunjo, 1993). Dans la Burdinale, les transports en solution représentent 92 t/km² par an avec des valeurs plus élevées encore (130 t/km² par an) dans la tête du bassin hydrographique où les roches carbonatées sont mieux représentées (Lamalle *et al.* 1989). Dans la Meuse, l'enlèvement total représente 85 t/km² par an dont 67 t/km² par an de bicarbonate de calcium (Close-Lecocq et Ek, 1985). Par ailleurs, en se référant à l'étude réalisée par Spring et Prost en 1883, ces auteurs ont montré que la charge en calcaire dissous évacuée par la Meuse s'est accrue d'environ 30% au cours du siècle écoulé, cet accroissement résultant principalement d'influences anthropiques telles que l'effet du développement des grandes carrières de calcaire et des cimenteries le long du fleuve.

11.2. TRANSPORT EN SUSPENSION

Le triptyque transport en suspension, saltation, roulage, représente en fait un continuum mais à des stades d'intensité du flux différents. Il y a suspension des sédiments lorsque le flux présente énormément d'énergie et donc des conditions très nettement supérieures aux conditions critiques de mise en mouvement. La répartition de la charge en suspension dans la section transversale d'une rivière dépend de la dimension du

matériel transporté: les particules dont le diamètre est inférieur à 60 μ m montrent en général une répartition homogène selon la profondeur et la largeur; il n'en est pas de même pour les éléments plus grossiers qui se présentent selon un gradient de concentration en fonction de la profondeur (suspension graduée). Contrairement à la charge en solution, la concentration des sédiments en suspension augmente avec le débit. En effet, l'impact des gouttes de pluie sur le sol pulvérise les agrégats (effet de splash), produisant du matériel susceptible d'être amené aux rivières. Cette production de matériel issu essentiellement des versants, est directement corrélée à l'intensité des pluies et à l'absence de couverture végétale protectrice. De plus, à l'augmentation du débit correspond une augmentation des conditions dynamiques dans le lit, ce qui peut aboutir à un remaniement des dépôts transitoires qui s'étaient constitués dans le lit et à l'érosion des berges. Ainsi, la concentration en sédiments est plus importante lors de la montée de la crue que lors de la décrue.

Les relations liant la concentration de la charge en suspension au débit se présentent généralement sous la forme suivante: $C_s = a Q^b$. Mais elles ne sont malheureusement pas toujours aussi simples et les premières crues qui se présentent après une période de sécheresse peuvent engendrer des concentrations plus importantes même si leur débit de pointe est moins important que celui des crues suivantes. Il existe également des variantes saisonnières dans les relations concentration/débit. Ainsi, à débit égal, la charge en suspension est plus importante en été qu'en hiver. Ceci résulte tout d'abord du fait que les pluies d'été sont généralement plus intenses et plus agressives. Par ailleurs, un manteau neigeux limitera le splash et inhibera le ruissellement. Enfin, le débit est en général plus faible en été, de telle sorte qu'à ce moment, un débit relativement faible peut représenter un épisode de crue alors qu'en hiver, à débit égal, on peut se trouver en régime permanent (et non pas nécessairement en épisode de crue). Toutefois, cette différenciation saisonnière peut être inversée dans les bassins à vocation agricole dominante, ceci en fonction des pratiques culturales (sol à nu en hiver, protégé par les cultures en été).

Contrairement à la charge en solution, très peu de sédiments sont évacués en suspension lors de faibles débits. Le débit solide évacué ($Q_s = C_s \cdot Q$) va dès lors augmenter de façon marquée avec le débit, l'essentiel du matériel étant évacué lors des épisodes de crue, c'est-à-dire pour des débits relativement rares.

Différentes études ont été effectuées sur des rivières de Moyenne et Haute Belgique, ce qui permet notamment d'y déceler l'effet de l'affectation du sol. Ainsi, les valeurs élevées (supérieures à 100 t/km² par an) mises en évidence sur la Burdinale résultent du fait que ce bassin versant, situé dans la zone limoneuse où la

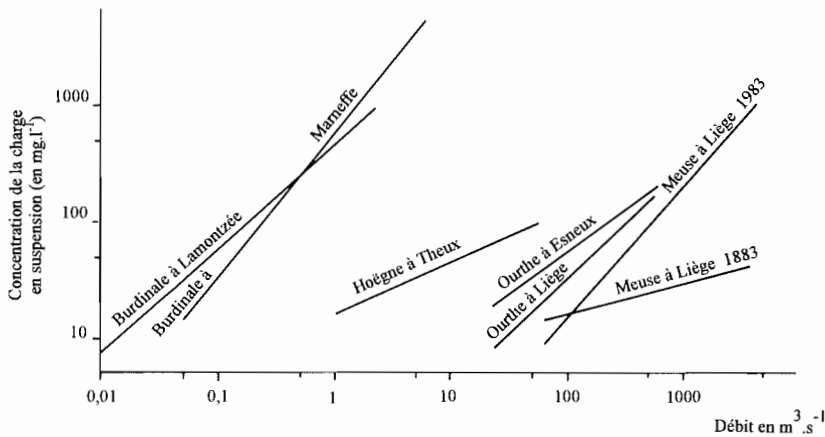


Fig. 11.16 - Droites de régression établies entre la concentration des charges en suspension et le débit de différentes rivières du bassin de la Meuse (d'après Lemin *et al.*, 1987; Lamalle *et al.*, 1989; Petit 1985).

couverture de loess est extrêmement épaisse, a une vocation essentiellement agricole (fig. 11.16). Par contre, la Hoëgne montre des valeurs nettement plus faibles (19 t/km² par an) car son bassin versant, pourtant pentu, est boisé et couvert de prairies (Lemin *et al.*, 1987). On note des valeurs encore plus faibles sur des bassins versants forestiers de dimension modeste comme le Ruisseau du Fond de Wavelinse, affluent du Hoyoux (6 t/km² par an) ou la Rulles (5 t/km² par an), ceci résultant de l'affectation du sol mais aussi du fait que l'épaisseur de loess est moins importante au sud du sillon Sambre-et-Meuse et surtout au sud de l'Ardenne. L'Ourthe à Liège montre des valeurs relativement faibles (27 t/km² par an).

On remarque également l'évolution de la charge en suspension moyenne de la Meuse en un siècle (1883-1983), suite à différents aménagements. En effet, le fleuve a été endigué, des écluses et des barrages construits. A l'heure actuelle, lors de faibles débits, il y a sédimentation dans les biefs calmes ainsi individualisés, de telle sorte que la Meuse emporte moins de sédiments qu'il y a un siècle. En période de crue, il y a tout d'abord reprise de ces accumulations; de plus, l'endiguement destiné à éviter les inondations, empêche l'épandage des sédiments dans la plaine alluviale, ce qui

explique que la charge évacuée est plus importante qu'auparavant (Close-Lecocq *et al.*, 1982). Toutefois, la quantité de matériel évacuée à l'exutoire d'un bassin versant ne rend que très imparfaitement compte de l'érosion qui s'exerce sur les versants et, plus généralement, sur l'ensemble du bassin. Dans les bassins agricoles principalement, les quantités exportées, évaluées par les équations ci-dessus, ne représentent en réalité qu'une partie infime de la quantité de matériel qui est effectivement érodée, du fait qu'entre les sites d'érosion et l'exutoire du bassin, il existe des sites d'accumulation. Ceci ressort bien de la comparaison entre valeurs exportées et valeurs d'érosion effectivement mesurées sur les versants; A. Bolline (1982) a en effet estimé ces quantités en Hesbaye par différentes approches. Les valeurs mises ainsi en évidence montrent que seulement le dixième de ce qui est effectivement érodé sur les versants, est évacué par les rivières hesbignonnes. Par ailleurs, il faut noter que l'importance de l'érosion mesurée par A. Bolline est liée au fait que l'on se trouve dans la zone limoneuse soumise à des cultures importantes et qu'elle devrait être plus faible en Ardenne, dans la mesure où la couverture de loess est moins épaisse et l'affectation du sol différente. Toutefois, il ressort de la carte d'érosivité des précipitations proposée par A. Bolline et ses collaborateurs

DEBIT DOMINANT

L'efficacité du transport et donc de l'évacuation du matériel, résulte d'un compromis entre la répartition des débits (densité de fréquence) et le débit solide évacué par un événement déterminé. Ainsi, des petites crues qui se présentent fréquemment, n'ont qu'une efficacité limitée puisque le matériel évacué est peu important. A l'opposé, des crues très importantes, mais qui ne se présentent que de façon épisodique (par exemple une crue décennale) n'ont elles aussi qu'une efficacité globale peu importante, même si le débit solide évacué lors d'un événement est considérable. Comme l'ont montré des études réalisées en Angleterre (Webb et Walling, 1982), dans le cas du transport de la charge en suspension, le débit dominant est légèrement inférieur au débit à pleins bords, 75% de la charge totale des sédiments en suspension étant évacués par des débits dont la fréquence est de 1% (3,5 jours par an). Il n'en est évidemment pas de même pour la charge en solution, ces mêmes études montrant que 50% de la charge totale en solution était évacuée par des débits qui se présentent en moyenne 20% du temps (70 jours par an).



Fig. 11.17 - Rideaux dans la vallée de l'Amblève à proximité de Coo.

(1979), que l'indice d'érosivité - fonction principalement de l'intensité des précipitations - est le plus élevé sur les reliefs du sud du sillon Sambre-et-Meuse et sur le flanc sud de l'Ardenne, avec cependant comme exceptions la dépression de Fagne-Famenne et le Grand-Duché de Luxembourg.

Les rideaux présentent un exemple-type de site d'accumulation au sein même d'un bassin versant (fig. 11.17). Disposés perpendiculairement à la pente, ils présentent un talus abrupt, surmonté d'un replat qui les raccorde à la surface supérieure des versants. Ils sont constitués de colluvions accumulées à l'amont d'un obstacle (haie, clôture) présent sur le versant. Les rideaux sont la conséquence de la mise en culture récente et évoluent encore à l'heure actuelle (de 20 à 75 cm en vingt ans); les plus importants peuvent atteindre une hauteur de 3 m. Les rideaux ne peuvent se former que dans des zones cultivées mais subsistent si l'affectation du sol se modifie par la suite, de telle sorte qu'ils représentent un témoin de l'affectation ancienne du sol.

11.3. CHARRIAGE - TRANSPORT DE LA CHARGE DE FOND

Il n'existe pas de différence fondamentale entre le transport par charriage et celui par saltation; c'est une question de hauteur des sauts successifs des particules de telle sorte que les mesures du débit solide transporté par charriage englobent une forte proportion de transport par saltation. La saltation apparaît donc comme un stade intermédiaire mais on lui attribue quand même certaines limites. On considère en effet que les particules font des bonds qui ne peuvent dépasser 20 fois leur diamètre en hauteur et 200 fois leur diamètre en longueur (Bagnold, 1977). Contrairement à la charge en suspension où il n'existe pratiquement pas de limite de

concentration, le transport de la charge de fond ne peut dépasser certain maximum, ceci pour plusieurs raisons. Tout d'abord, il faut que le matériel mobilisable se trouve à proximité du lit ou d'un chenal qui puisse assurer son transport (ce qui n'est pas le cas de la charge en suspension). Ensuite, le mouvement des particules transportées par charriage est bref et discontinu, et la vitesse des particules est inférieure à celle du flux. Enfin, le transport solide par charriage consomme une certaine quantité d'énergie, ce qui peut limiter le transport. Comparativement à la charge transportée en suspension, l'évaluation des quantités transportées par charriage présente beaucoup plus de difficultés. Ceci tient tout d'abord à la nature même du processus mais également au fait que, le plus souvent, le charriage ne se produit que lors de débits importants, c'est-à-dire lors d'événements peu fréquents où, de plus, les conditions de mesure sont délicates. Ceci explique que les études portant sur les quantités transportées par charriage sont moins nombreuses que celles portant sur la charge en suspension par exemple.

Longtemps, on a considéré que le charriage ne se produisait que pour des débits proches du débit à pleins bords, c'est-à-dire en moyenne une fois par an pour des rivières assez importantes. Mais des expériences récentes menées avec des cailloux marqués ont permis de nuancer ce point. Dans les têtes de bassin (superficie inférieure à 5 km²), le charriage se produit en moyenne 4 à 5 fois par an (Assani et Petit, 1995), alors que dans la Rulles, l'occurrence du charriage coïncide relativement bien avec celle du débit à pleins bords (0,8 Q_b) dont la récurrence est cependant nettement inférieure à un an. Dans des rivières plus importantes telles que la Berwinne, la Warche et la Lomme, le charriage débute pour des débits voisins de la moitié du débit à pleins bords et se présenterait de 10 à 15 jours par an en

EVALUATION DU TRANSPORT PAR CHARRIAGE D'UN COURS D'EAU

Différentes approches permettent d'estimer les quantités de matériel évacuées par charriage. Des pièges à sédiments peuvent être aménagés; il s'agit généralement de fosses creusées dans le fond du lit qui sont régulièrement cubées. Des barrages érigés sur des rivières arrêtent le flux de la charge de fond et permettent ainsi de se faire une idée correcte de la quantité de matériel piégé. Une autre technique consiste en l'utilisation d'un échantillonneur de charge de fond: l'instrument est immergé pendant un laps de temps bien défini, le matériel est ensuite récolté et pesé, cette mesure devant être répétée à plusieurs endroits de la section. Des mesures qualitatives peuvent également être faites grâce aux techniques de marquage d'éléments individuels. Ceci ne fournit évidemment pas d'indication quant à la quantité totale transportée mais permet tout d'abord de connaître les débits et donc les conditions de mise en mouvement de la charge de fond, de voir la dimension du matériel concerné par la mise en mouvement (ou à l'inverse qui n'est pas mis en mouvement, ce qui représente un intérêt au moins égal) et enfin de connaître les distances parcourues. Ces éléments sont d'une importance capitale pour ajuster et affiner les équations qui permettent l'évaluation du transport de la charge de fond. Les marquages colorimétriques sont les plus simples d'application et présentent en outre l'énorme avantage qu'ils peuvent être effectués in situ, sans qu'il y ait déstructuration du matériel. Il existe également des techniques de marquage magnétique; une charge magnétique est introduite dans les particules qui peuvent ainsi être retrouvées grâce à un détecteur de métaux par exemple. Des études réalisées en Israël et en Allemagne ont montré que l'on pouvait retrouver des particules enterrées sous 40 à 50 cm de matériel. Le marquage par isotopes radioactifs est probablement la méthode qui donne les meilleurs résultats, avec des taux de récupération voisins de 30 - 40%, même sur des grands fleuves (le Rhône par exemple). Toutefois, on est obligé d'utiliser des éléments radioactifs à demi-vie longue (70 - 100 jours), du fait que la mobilisation du matériel se fait de façon discontinue (lors des crues), ce qui pose des problèmes d'utilisation. Par ailleurs, tout comme pour les marquages magnétiques, il est nécessaire de prélever du matériel pour le préparer si bien que les particules réinjectées ne se trouvent pas nécessairement dans les conditions naturelles (agencement des particules à la surface du lit).

moyenne (Parotte, 1991; Assani, comm. pers; Franchimont, 1993); dans l'Ourthe inférieure, le charriage débute pour des débits représentant un peu plus du tiers du débit à pleins bords et se présente en moyenne vingt jours par an (Petit *et al.*, 1994). Il ne s'agit évidemment pas d'un charriage généralisé, les éléments mis en mouvement pouvant ne parcourir qu'une distance limitée. Mais ces observations montrent qu'il y a une déstabilisation du lit et permettent ainsi d'affiner les valeurs des forces tractrices critiques qui interviennent dans les équations de transport solide. Ainsi, les valeurs de la force d'entraînement critique mises en évidence sont nettement plus faibles que celles généralement retenues, avec par exemple un θ_c (calculé avec la force tractrice totale) voisin de 0,040 dans la Lomme et la Lesse en Famenne et égal à 0,025 dans l'Ourthe inférieure.

La distance parcourue par la charge de fond sous l'effet d'une crue mobilisatrice dépend évidemment de la durée et de l'importance de cette crue, de la taille du matériel mais également de la dimension de la rivière. Dans des rivières de dimension modeste, certains de ces éléments peuvent parcourir une centaine de mètres sous l'effet d'une seule crue, ce qui, vu la dimension de ces rivières, est loin d'être négligeable puisque cela implique que ce matériel a franchi deux méandres complets, soit cinq ou six seuils (ce qui représente trente fois la largeur de la rivière). Des observations effectuées sur l'Ourthe inférieure ont montré que pour des débits de

l'ordre de 0,4 Q_b , des éléments marqués se sont déplacés de plusieurs dizaines de mètres. Toutefois il convient de distinguer la distance parcourue par un élément isolé et le flux global de la charge de fond. Peu d'informations sont disponibles quant à la vitesse de transit de l'ensemble de la charge de fond mais F. Duchesne et A. Pissart (1985), en se basant sur la vitesse moyenne de dissolution des calcaires d'une part, sur la distance à partir de laquelle on ne retrouve plus aucun calcaire dans le lit de la rivière d'autre part, déduisent que l'avancée de la charge de fond dans l'Ourthe inférieure serait seulement de 500 m par siècle.

Les indications concernant les quantités évacuées par charriage sont encore très fragmentaires en Ardenne comme ailleurs, vu la difficulté des mesures. Dans des rivières de dimension modeste, cette quantité peut être encore facilement estimée grâce à des pièges à sédiments, bien que la présence même de ces derniers puisse perturber partiellement le flux de la charge de fond. Ainsi dans des ruisseaux en tête de bassin, tel le Ruisseau de Wavelinse étudié par Dave (1974) et le Ruisseau de Belleva (Plateau des Tailles) étudié par Mercenier (1973), le débit solide de la charge de fond représente environ 0,5 t/km² par an. Ces valeurs sont peu importantes pour des ruisseaux à forte pente mais leur bassin est à dominante forestière et les embâcles végétaux qui font office de barrage jouent un rôle primordial dans la réduction du charriage, notamment du fait de la

dissipation d'énergie dans les plunge-pool (déversement avec cascates) ainsi créés (Assani et Petit, 1995). Au contraire, la Wamme, rivière à forte énergie (avec des puissances de l'ordre de 80 W/m^2), a montré au cours de la dernière décennie, il est vrai particulièrement fertile en événements hydrologiques générateurs de charriage, des débits solides dépassant 2 t/km^2 par an (Petiau, comm. pers.). Le transport solide de l'Ourthe inférieure a été estimé de façon assez précise grâce à l'analyse systématique des quantités draguées successivement dans le temps et aux mêmes endroits, ceci en relation

avec des profils transversaux. A partir d'une douzaine de sites dragués lors de ces vingt dernières années, des valeurs de l'ordre de $0,4 \text{ t/km}^2$ par an ont pu être avancées (Petit *et al.*, 1994). Dans les rivières sableuses de Lorraine, la charge de fond transportée est loin d'être négligeable (de l'ordre de $0,2 \text{ t/km}^2$ par an) en dépit des faibles variations des débits liées au substrat perméable (Petit, 1986); ceci résulte de la dimension même du matériel mis à la disposition des rivières (150 microns), de telle sorte que le charriage s'opère de façon subcontinue.

BIBLIOGRAPHIE

- Akerman H.J. et Malmstrom B., 1986. Permafrost mounds in the Abisko Area, Northern Sweden. *Geog. Annaler*, 68A(3): 155-165.
- Albers H.J. et Felder W.M., 1981. Feuersteingerölle im Oligomiozän der Niederrheinischen Bucht als Ergebnis mariner Abrasion und Carbonatslösungsphasen auf der Kreide-Tafel von Aachen-Südlmburg. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 29: 469-482.
- Albers H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 29: 483-504.
- Alexandre J., 1955. Le modelé du fond des vallées secondaires de l'Ardenne au cours du Pléistocène. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 78: B336-352.
- Alexandre J., 1956a. L'Ardenne centrale et sa bordure septentrionale. Etude de Géomorphologie. Thèse de doctorat en sciences géographiques, inédit, Univ. Liège, 227 p.
- Alexandre J., 1956b. Les méandres de l'Ourthe supérieure. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: 75-90.
- Alexandre J., 1957a. Les niveaux de terrasses de la Haute Belgique. Méthodes d'étude récentes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: B299-315.
- Alexandre J., 1957b. Les terrasses des bassins supérieurs de l'Ourthe et de la Lesse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: B317-332.
- Alexandre J., 1958a. La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaire de l'Ardenne centrale, et ses enseignements. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 81: M333-423.
- Alexandre J., 1958b. Le modelé quaternaire de l'Ardenne Centrale. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 81: M 213-331.
- Alexandre J., 1960. La succession probable des phases morphologiques au cours du cycle climatique Quaternaire en Haute Belgique in *Le Périglaciaire préwurmien*; colloque international tenu à l'Université de Liège du 9 au 12 juin 1959. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, 17: 187-197.
- Alexandre J., 1976. Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Liège: 75-92.
- Alexandre J., Erpicum M. et Vernemmen C., 1992. Le Climat. In *Géographie de la Belgique*, J. Denis ed., Crédit Communal: 88-128.
- Alexandre-Pyre S. et Kupper M., 1976. L'évolution des rivières. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Liège: 51-74.
- Altmeyer H., 1982. Feuersteinfunde in der südlichen und östlichen Eifel. *Aufschluß*, 33: 241-244.
- Anceau A., 1986. Les minéraux argileux du Paléogène du sondage de Mol (nord-est de la Belgique). Implications argilostratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatiques. Mém. inédit, Univ. Liège, 83 p.
- Ancion L., 1977. Contribution à l'écologie de la tourbière de la Fagne Wallonne. Mém. inédit, Univ. Liège, 82 p.
- André A. F., 1993. Les versants du Spitzberg. Approche géographique des paysages polaires. Presses Universitaires de Nancy, Nancy, 361 p.
- André L., 1991. Caledonian magmatism. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114: 315-323.
- Andrews E.D., 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa river basin, Colorado and Wyoming. *J. Hydrology*, 46:311-330.
- Andrews E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1225-1231.
- Anthoine R., 1940. La Fenêtre de Falize - Ligneville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 63: M 1 - 48.
- Antun P., 1954a. La période continentale post-hercynienne. Le poudingue de Malmédy et formations analogues. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 369-375.
- Antun P., 1954b. Le Permien, le Trias et le Jurassique du Nord-est de la Belgique. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 377-384.
- Arctowski J., 1897. Quelques mots relatifs à l'étude du relief de l'Ardenne et des directions qui suivent les rivières de cette contrée. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 11: 118-126.
- Arunjo Bonatto J., 1993. Hydrologie des sources et transport solide dans le bassin de la Lembrée. Mém. inédit, Univ. Liège, 133 p.
- Assani A.A. et Petit F., 1995. Log-jam effects on bed-load mobility from experiments conducted in a small gravel-bed forest ditch. *Catena* (sous presse).
- Asselberghs J. et Leblanc E., 1938. Le Dévonien inférieur du bassin de Laroche. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 8:1-79.
- Autran A. et Dercourt J., 1980. L'évolution structurale de la France. *Mém. BRGM*, 107: 7-23.
- Baeckeroot G., 1942. Oesling et Gutland. Morphologie du bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. A. Colin, Paris, 396 p.
- Bagnold R., 1954. Experiments on Gravity-free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear. *Proc. Roy. Soc.*, London, Serie A, 225: 49-63.
- Bagnold R., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-I.
- Bagnold R., 1977. Bedload transport by natural rivers. *Water Resour. Res.*, 13 (2): 303-312.
- Barrois C., 1879. Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur les argiles à silex. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6: 340-376.
- Bastin B., 1985. Etude palynologique d'une couche de tourbe mise à jour dans le "rempart" d'une "palse" de la Konnerzvenn. *Hautes-Fagnes*, 179: 72-73.
- Bastin B., Cordy J.M., Gewalt M. et Otte M., 1986. Fluctuations climatiques enregistrées depuis 125000 ans dans les couches de remplissage de la grotte Scladinia (Province de Namur, Belgique). *Bull. Ass. française pour l'Etude du Quaternaire*, 1/2: 168-177.
- Bastin B. et Gewalt M., 1986. Analyse pollinique et datation 14C de concrétions stalagmitiques holocènes: apports complémentaires de deux méthodes. *Géogr. phys. et Quaternaire*, 40 (2): 185-196.
- Bastin B., Juvigné E., Pissart A. et Thorez J., 1972. La vallée de la Soor (Hautes-Fagnes): compétence actuelle de la rivière, dépôts glaciaires ou périglaciaires. in *Les Congrès et Colloques de Liège: processus périglaciaires, comptes rendus de la réunion conjointe des Commissions de l'Union géographique internationale pour l'étude de la Géomorphologie périglaciaire et pour l'étude des processus géomorphologiques actuels*. P. Macar et A. Pissart eds: 295-321.
- Bastin B., Juvigné E., Pissart A. et Thorez J., 1974. Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97: 341-358.
- Bastin B. et Juvigné E., 1978. L'âge des dépôts de la vallée morte des Chôdières (Malmédy). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101: 289-304.
- Bastin J., 1911. Anciennes mines d'or dans l'Ardenne septentrionale. *Ann. Fédér. Arch. et Hist. Belg.*, 2: 637-655.
- Baulig H., 1926. Le relief de la Haute Belgique. *Ann. Géogr.*, 35: 206-235.
- Baumann H. et Illies J.H., 1983. Stress field and strain release in the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 177-186.
- Bay M., 1968. Le vallon de Beaugard. Etude géomorphologique d'un synclinal calcaire. Mém. inédit, Univ. Liège.
- Belleau N., 1994. Synthèse néotectonique du massif ardennais par l'analyse d'une image satellitaire. Mém. inédit, Univ. Liège, 126 p.
- Bellièrre M., 1924. Un nouveau gisement d'Onx de la planchette de Malonne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 48: 285-297.
- Bergerat F., 1987. Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6 (2): 99-132.

- Bless M.J.M., 1991. Eustatic sea-level and depth of a Late Cretaceous epicontinental sea: an example from NW-Europe. *Geol. en Mijnb.*, 70: 339-346.
- Bless M.J.M., Bouckaert J. et Paproth E., 1989. The Dinant nappes: a model of tensional listric faulting inverted into compressional folding and thrusting. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98: 221-230.
- Bless M.J.M., Demoulin A., Felder P.J., Jagt J.W.M. et Reynders J.P.H., 1990. The Hautes-Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113: 75-101.
- Bless M.J.M., Felder P.J. et Meessen J.P.M.T., 1987. Late Cretaceous sea-level rise and inversion: their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 333-355.
- Bless M.J.M. et Fernandez Narvaiza M.C., 1993. Onder de Euregio - De verbinding tussen landschap en geologie in de Euregio Maas - Rhijn. Mém. pour servir à l'explication des cartes géol. et min. de la Belgique, 34, Serv. Géol. Belg., 181 p.
- Boenigk W., 1981. Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinische Bucht). *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29: 193-263.
- Bolline A., 1982. Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en Moyenne Belgique. Thèse de doctorat en Sciences Géographiques, inédit, Univ. Liège, 356 p.
- Bolline A., Laurant A. et Boon W., 1979. L'érosivité des précipitations à Florennes, révision de la carte des isohyètes et de la carte d'érosivité de la Belgique. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 15: 77-99.
- Boulvain F. et Coen-Aubert M., 1991. Sédimentologie, diagenèse et stratigraphie des biohermes de marbre rouge de la partie supérieure du Frasnien belge. *Bull. Soc. belge Géol.*, 100: 3-55.
- Bouvy L., 1981. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Welkenraedt-La Calamine. Mém. inédit, Univ. Liège, 144 p.
- Bravard J. P., 1989. La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l'époque moderne. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 25: 145-157.
- Bravard J.P., 1991. La dynamique fluviale à l'épreuve des changements environnementaux: Quels enseignements applicables à l'aménagement des rivières? *La Houille Blanche*, 7-8 : 515-521.
- Bravard J.P. et Gilvear D.J., 1993. Structure hydro-géomorphologique des hydrosystèmes. in *Hydrosystèmes fluviaux*, Amoros C. et Petts G.E. Eds, Masson, Paris: 83-103.
- Breiddin H., 1932. Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine Senone Einebnungsfläche und verwitterungsrinne am Nordabfall des Hohen Venns. *Zentralblatt. f. Miner., Abt. B*, 12: 593-613.
- Breiddin H., 1973. Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). *Geol. Mitt.*, 12: 81-130.
- Bremer H., 1967. Zur Morphologie von Zentralaustralien. *Heidelb. Geogr. Arb.*, 17.
- Bremer H., 1971. Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. *Würzb. Geogr. Arb.*, 35.
- Bremer H., 1975. Intramontane Ebenen, Prozesse des Flächenbildung. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd 23: 26-48.
- Bremer H., 1981. Reliefformen und reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. in *Relief, Boden, Paläoklima*, 1: 7-183.
- Brendel J., 1967. Contribution à l'étude géomorphologique de la région qui s'étend entre Durbuy et Bomal-sur-Ourthe. Mém. inédit, Univ. Liège, 162 p.
- Brookes A., 1988. Channelized rivers, perspectives for environmental management. Wiley, New York, 326 p.
- Büdel J., 1957. Die "Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. *Zeitschr. f. Geomorph.*, 1: 201-228.
- Büdel J., 1977. Klima-Geomorphologie. Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart, 312 p.
- Bultot F., Coppens A., Dupriez G.L., Gellen D. et Meulenberghs F., 1988. Répercussions of a CO₂ doubling on the water cycle and on the water balance. A case study for Belgium. *Journal of Hydrology*, 99: 319-347.
- Bultot F. et Dupriez G.L., 1968. Etude hydrométéorologique des précipitations sur les bassins hydrographiques belges (I), Bassin de la Semois. *Publ. IRM*, 64, 74 p.
- Bultot F. et Dupriez G.L., 1972. Etude hydrométéorologique des précipitations sur les bassins hydrographiques belges (III) Bassin de l'Ourthe. *Publ. IRM*, série A, 72, 69 p.
- Bultot F. et Dupriez G.L., 1973a. Etude hydrométéorologique des précipitations sur les bassins hydrographiques belges (V) Bassin de l'Ambève. *Publ. IRM* série A, 79, 62 p.
- Bultot F. et Dupriez G.L., 1973b. L'évapotranspiration potentielle des bassins hydrographiques en Belgique. *Publ. IRM* série A, 85.
- Bultot F. et Dupriez G.L., 1976. Bilans hydriques et données hydrologiques pour la conception de projets de mise en valeur des ressources en eau dans les bassins hydrographiques belges. Bassin de la Semois. *Publ. IRM*, sér. A., 96, 148 p.
- Bultot F., Dupriez G.L. et Bleiman N., 1973. Etude hydrométéorologique des précipitations sur les bassins hydrographiques belges (IV) Bassin de la Lesse. *Publ. IRM* série A, 76, 66 p.
- Bultot F., Dupriez G.L. et Bleiman N., 1975. Etude hydrométéorologique des précipitations sur les bassins hydrographiques belges (VI) Bassin de la Vesdre. *Publ. IRM*, 93, 72 p.
- Burchardt B., 1978. Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, 275: 121-123.
- Bustamante Santa-Cruz L., 1974. Les minéraux lourds des alluvions du bassin de la Meuse. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278: 561-564.
- Buurman P., 1972. Paleopedology and stratigraphy on the Condrosian peneplain (Belgium), with a reconstruction of a paleosol. Thèse Landbouwwsch., Wageningen, 67 p.
- Buurman P., De Groot G.E. et Winckler-Prins C.F., 1970. On the origin of several heavy clay layers in solifluction deposits of the Belgian Condros. *Geol. en Mijnb.*, 49(5): 375-379.
- Buurman P. et Van der Plas L., 1968. The occurrence of halloysite and gibbsite in peneplain deposits of the Belgian Condros. *Geol. en Mijnb.*, 47 (5): 345-348.
- Calembert L., 1947. Les argiles plastiques et réfractaires de la Haute Belgique. *Congr. Centenaire A.I.Lg. Liège, sect. Géol.*: 283-302.
- Calembert L., 1959. Contribution à l'étude du paléokarst en Belgique. *Bull. Acad. roy. Belgique, classe Sc.*, 5 (45): 15-37.
- Calembert L., 1964. Observations dans la plaine alluviale de la Meuse, en aval de Liège. *Publ. Serv. Géol. Luxembourg*, 14: 115-135.
- Camelbeeck T., 1993. Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques: le cas de la zone intraplaque belge. Thèse de doctorat inédite, Louvain-la-Neuve, 343 p.
- Chapelier A., 1948. L'origine du cours de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Et. géogr.*, 17(1): 144-153.
- Chapelier A., 1957. Nouvelles observations sur les niveaux de terrasse de la Vesdre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: 379-394.
- Charlton F.G., 1975. Design of meandering channels. in *Science, technology and environment management*. Hey R.D. et Davies T.D. eds., Farnborough, Saxon House: 59-71.
- Charlton F.G., Brown P.N., et Benson R.W., 1978. The hydraulic geometry of some gravel rivers in Britain. *Hydraulics Research Station Report IT 180*, 48 pp.
- Christians Ch., 1971. Régions agro-géographiques de Belgique (carte). in: *Les degrés de priorités des remembrements de biens ruraux en Belgique*. *Revue de l'Agriculture*, 11/12.
- Christians Ch. et Daels L., 1988. Belgium. A geographical introduction to its regional diversity and its human richness. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 24, 180 p.
- Clairbois A.M., 1959. L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 82: B 213-233.
- Claude L., 1968. Les gisements de kaolin en Ardenne. *Prof. Paper*, Serv. Géol. Belg., 10.
- Close-Lecocq J.F., 1981. Les transports en suspension de la Meuse à Liège et à Tailfer. Mém. inédit, Univ. Liège, 184 p.
- Close-Lecocq J.F. et Ek C., 1985. Quantités de matières transportées en solution et en suspension par l'effluent majeur du karst belge: la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 106: 275-280.
- Close-Lecocq J.F., Pissart A. et Koch G., 1982. Les transports en suspension et en solution de la Meuse à Liège et à Tailfer (amont de Namur). *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 18: 5-18.
- Closkin P., 1991. Variation des paramètres hydrologiques et physico-chimiques de sources se différenciant par la lithologie de leur bassin d'alimentation, Condros et Condros ardennais au Sud de Liège. Mém. inédit, Univ. Liège, 128 p.
- Coque R., 1977. Géomorphologie. A. Colin, Paris, 430 p.
- Cordy J.M., 1981. Découverte d'un gisement karstique du Paléolithique

- inférieur à la carrière de la Belle-Roche, commune de Sprimont. *Act. 80 S.O.S. Fossiles*, 2: 92-98.
- Cordy J.M., 1982. Biozonation du Quaternaire post-villafranchien continental d'Europe occidentale à partir des grands mammifères. *Bull. Soc. Géol. Belge*, 105: 303-314.
- Cordy J.M., 1992. Apport de la paléomammologie à la paléoanthropologie en Europe. in *Cinq millions d'années, l'aventure humaine*, M. Toussaint ed., ERAUL, 56: 77-94.
- Cordy J.M., Bastin B., Ek C., Geeraerts R., Groessens-Vandyck M.C., Ozer A., Peuchot R., Quinif Y., Thorez J. et Ulrix-Closset M., 1993. La grotte de la Belle-Roche (Sprimont, Province de Liège): un gisement paléontologique et archéologique d'exception au Benelux. *Pré-print Bull. Acad. R. Belg., Cl. Sc.*
- Corin F., 1925. La stratigraphie et la tectonique du massif devillien de Grand-Halleux. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, 49: 26 - 66.
- Cornet J., 1899. Compte rendu de l'excursion du 30 avril 1899 à Stamburges, Grandglise, Hautrages. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 13: 125.
- Cornet J., 1900. Considération sur l'évolution de la Sambre et de la Meuse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 27: 66-72.
- Cornet J., 1901. Note préliminaires sur la composition minéralogique des argiles et des limons. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, 28: 240 - 244.
- Cornet J., 1903. Etudes sur l'évolution des rivières belges. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 31: M261-M500.
- Cornet Y., 1987. Les terrasses de l'Ourthe inférieure, leurs raccords avec celles de la Meuse et problèmes méthodologiques de l'étude des terrasses fluviales. *Mém. inédit, Univ. Liège*: 191 p.
- Cosan Y., 1969. Etude géologique de sondages au plateau des Tailles. *Prof. Paper, Serv. Géol. Belg.*, 8.
- Cosan Y., 1976. Etude de la nappe aquifère de Regné. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 99: 67-79.
- Coulson J., Carr C.T., Hutchinson L. et Eagle D. Eds, 1962. Oxford Illustrated Dictionary. Clarendon Press, Oxford, 976 p.
- Dahlgrün F., 1939. Carte géologique allemande au 1/200.000, feuille 137. Cochem.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B. et Langway C.C., 1971. Climatic record revealed by the Camp Century ice core in the late cenozoic glacial ages. K.K. Turekian ed.: 37 - 56.
- Dave C., 1975. Etude de la dynamique fluviale d'un petit ruisseau de type torrentiel. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 148 p.
- Davis W.M., 1895. La Seine, la Meuse et la Moselle. *Ann. Géogr.*, 4: 25-49.
- Davis W.M., 1909. Geographical Essays. Ginn and Co, New York, 777 p.
- de Bethune P., 1939. Sur le réseau hydrographique de la Moyenne-Belgique. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 49: 41-50, 137-148.
- de Bethune P., 1964. Adaptations, inadaptations et préadaptations structurales. *Acta Geog. Lovan.* 3: 337 - 358.
- de Heinzelin, J., 1963. Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 72: 137-148.
- Delahaut J.-M., 1964. La dépression de Grand-Halleux. Etude géomorphologique. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 91 p.
- de Lamothe (M. le Général), 1901. Sur le rôle des oscillations eustatiques du niveau de base dans la formation des systèmes de terrasses de quelques vallées. *C.R. Acad. Sc. Paris*.
- de Lamothe (M. le Général), 1916. Les anciennes lignes de rivage du bassin de la Somme et leur concordance avec celles de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 162: 948.
- de Lapparent A., 1894. L'âge des formes topographiques. *Rev. Quest. scient.*, 2e série, 6: 431.
- de Lapparent A., 1898. La question des pénélaines envisagée à la lumière des faits géologiques. *Congr. intern. Géogr.*, Berlin, 2: 213-220.
- de Lapparent A., 1907. Leçons de géographie physique. 3e éd. Masson, Paris, 728 p.
- de la Vallée Poussin Ch., 1885. Comment la Meuse a pu traverser le terrain ardoisier de Rocroi. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 12: 151.
- Delmer A., 1977. Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Prof. Paper, Serv. Géol. Belg.*, 12 p.
- Delmer A., 1978. Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint Ghislain. *Prof. Paper, Serv. Géol. Belg.*, 143: 1-12.
- Delvaux de Fenffe D., 1989. Structures tardi- et post-hercyniennes dans le bord sud du synclinorium de Dinant, entre Han-sur-Lesse et Beauraing. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 317-325.
- Delvaux de Fenffe D. et Laduron D., 1991. Caledonian and variscan structures in the Rocroi-Ardenne Lower Paleozoic basement (Belgium and adjacent countries). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114: 141-162.
- de Magnée I., 1953. Compte rendu de l'excursion du 6 septembre 1953 dans le Bassin triasique de Maubach-Mechernich, sous la direction du Dr W. Ahrens, du Dr E. Schroder et du Dr A. Voigt. in *Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tenue du 5 au 8 septembre 1953 dans l'Eifel, sous la direction du Professeur Ahrens*: 8 - 18.
- De Moor G. et Pissart A., 1992. Les formes de relief. in *Géographie de la Belgique*, J. Denis ed., Crédit Communal de Belgique: 129 - 216.
- Demoulin A., 1980. L'évolution géomorphologique du plateau des Hautes-Fagnes et de son versant septentrional. *Bull. Soc. belge Etudes Géogr.*, 49 (1): 21-45.
- Demoulin A., 1986a. Les surfaces d'érosion crétacique et paléogènes du nord de l'Ardenne-Eifel. *Zeitschr. f. Geomorph.*, 30: 53-69.
- Demoulin A., 1986b. L'altération du socle paléozoïque dans le nord de l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Etudes Géogr.*, 55: 279-300.
- Demoulin A., 1986c. Un phénomène de capture dans les Hautes-Fagnes: la Hoëgne à Hockai. *Bull. Soc. belge d'Etudes géogr.*, 55: 45-51.
- Demoulin A., 1987a. Les sables oligocènes du plateau des Hautes-Fagnes: une synthèse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 96: 81-90.
- Demoulin A., 1987b. Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du massif ardennais. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 110: 209-216.
- Demoulin A., 1988. Cenozoic tectonics on the Hautes-Fagnes plateau (Belgium). *Tectonophys.*, 145: 31-41.
- Demoulin A., 1989a. Les transgressions oligocènes sur le massif Ardenne-Eifel. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 215-224.
- Demoulin A., 1989b. Indurations siliceuses et ferrugineuses des sédiments de couverture en Haute Belgique. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N.F., 33 (1): 103-118.
- Demoulin A., 1990. Les silicifications tertiaires de la bordure nord de l'Ardenne et du Limbourg méridional (Europe NO). *Zeitschr. f. Geomorph.*, 34: 179-197.
- Demoulin A., 1993. L'origine de l'axe Sambre-Meuse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 116 (1): 33-45.
- Demoulin A. et Dimanche F., 1988. L'apport des minéraux opaques à l'étude des paléaltérations: exemple de quelques sables tertiaires de Haute Belgique. *Catena*, 15: 269-280.
- Demoulin A., Lenôtre N., Moxhet J. et Pissart A., 1992. Les régions néotectoniques de la Belgique définies par la comparaison de nivellements. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115 (1): 99-111.
- Denton G.H. et Hughes T.J., 1981. The last great ice sheets. John Wiley and sons, New-York, Chichester, 484 p.
- de Roubaix E., Derycke F., Gulincq M., Legrand R. et Loy N., 1979. Tournaisiens 77-78. Effondrements à Kain et évolution récente de la nappe aquifère. *Prof. Paper, Serv. Géol. Belg.*, 167.
- Desorbay M.-N., 1986. Contribution à l'étude géomorphologique du bassin de la Meuse entre Namèche et Andenne. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 138 p.
- Dewalque G., 1880. Prodrome d'une description géologique de la Belgique. 2e éd., Manceaux, Bruxelles, 501 p.
- Dewolf Y., 1982. Le contact Ile de France-Basse Normandie. Evolution géodynamique *Mém. et Doc. de Géographie*, CNRS, Paris, 253 p.
- Dimanche F., Rassel A., Tarte P. et Thorez J., 1974. The kaolins: mineralogy, deposits, uses. *Min. Sc. Eng.*, (South Africa), 6 (4): 184-205.
- Dollfus G., 1900. Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. Géogr.*, 9: 313-339.
- d'Omalius d'Halloy J.J., 1808. Essai sur la géologie du nord de la France. *J. Mines.*, in-80.
- d'Omalius d'Halloy J.J., 1842. Coup d'oeil sur la géologie de la Belgique. Hayez, Bruxelles, 132 p.
- Dormael V., 1893. Sur la présence des sables dans l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 20: 69-72.
- Douillet P. et Nicolas J., 1969. Les minéraux du kaolin. Historique. Réflexions concernant les diverses classifications et nomenclatures. Prospection d'une nomenclature nouvelle. *Bull. Soc. fr. Céram.*, 83: 87-114.
- Drisler J. and Jacoby W.R., 1983. Gravity anomaly and density distribution of the Rhenish massif. in *Plateau Uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 366-380.
- Duchesne F. et Pissart A., 1985. Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. Application aux alluvions actuelles de l'Ourthe. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 21: 13-23.

- Dumont A.H., 1832. Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Liège. Hayez, 374 p.
- Dumont J.M., 1979. Première datation d'un tertre d'orpaillage en Ardenne. *Glain et Salm, Haute-Ardenne*, 10: 87-88
- Dumont J.M., 1980. Orpaillage celtique à l'époque de la Tène au plateau des Tailles. *Glain et Salm, Haute Ardenne*, 13: 42-45.
- Dunne T. et Leopold L. B., 1978. Water in environmental planning. Freeman, 818 p.
- Dupont E., 1893. Exposé du mode de creusement de la Meuse. in: Willems, J., *Compte rendu de la session extraordinaire de 1893*. Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol., 7: 346-353.
- Dupuis Ch., Charlet J.M., Dejonghe L. et Thorez J., 1995. Reconnaissance par sondage carotté des paléoolérations kaolinieuses de la Haute-Ardenne. Premiers résultats du sondage de Transinne (194E-49S). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, sous presse.
- Ek C., 1957. Les terrasses de l'Ourthe et de l'Amblève inférieures. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: B333-353.
- Ek C., 1961. Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84: 313-340.
- Ek C., 1963a. Mécanisme de la sédimentation de l'assise de Montfort entre Esneux et Taviers. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 86: 273-284.
- Ek C., 1963b. Les bancs rouges de l'assise de Montfort dans l'est du Synclinorium de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 86: 325-344.
- Ek C., 1970a. Les influences structurales sur la morphologie de la grotte de Remouchamps. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93: 293-304.
- Ek C., 1970b. La grotte de Remouchamps. *Compte rendu de l'excursion de la Société géographique de Liège*. Bull. Soc. géogr. Liège, 6: 197-203.
- Ek C., 1985. De la connaissance du milieu karstique à sa gestion. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 108: 303-304.
- Ek C. et Ozer A., 1976. Les dernières transgressions marines. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Liège: 9-16.
- Ek C. et Quinif Y., 1988. Les sédiments détritiques des grottes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 111: 9-19.
- Emmett W.W., 1975. The channels and waters of the Upper Salmon River area, Idaho. *US Geological Survey Prof. Paper 870A*, 116 pp.
- Engels Th., 1981. Contribution à l'étude géomorphologique du bassin de l'Amblève au sud des Hautes-Fagnes. Mém. inédit, Univ. Liège, 136 p.
- Erdtmann B.D., 1982. Palaeobiogeography and environments of planktonic dictyonemid graptolites during the earliest Ordovician. in *The Cambrian-Ordovician boundary*, Bassett M.G. et Dean W.T. eds, Nat. Mus. Wales, Geol. Ser., 3: 9-27.
- Ercpicum M., 1979. Le climat de vallée en Haute Belgique. Analyse en fonction des types de temps. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 15: 143-155.
- Ertus R., 1990. Les néoformations d'hallyosite dans les cryptokarsts oligo-miocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Approche sédimentologique, pétrographique et minéralogique. Thèse de doctorat inédite, Fac. Polytechnique de Mons, 183 p.
- Ertus R., Dupuis C et Trauth N, 1988. Un nouveau type d'accumulation minérale de surface par épigénie d'altération météorique: halloysitisation sous couverture dans un karst sur calcaire silicifié (Belgique). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 309: 595-601.
- Everbecq P., 1977. Observations climatologiques dans une tourbière des Hautes Fagnes. Mém. inédit, Univ. Liège, 95 p.
- Fabri R. et Leclercq L., 1977. Les ruisseaux et rivières de Haute Belgique. Caractéristiques physico-chimiques des eaux naturelles et polluées. *Natura Mosana*, 30(3): 78-87.
- Fabri R. et Leclercq L., 1984. Etude écologique des rivières du nord du massif ardennais (Belgique): flore et végétation de diatomées et physico-chimie des eaux. *Stat. Sc. des Hautes-Fagnes*, Univ. Liège, 379 p.
- Felder W.M., Bosch P.W. et Bisschops J.H., 1988. Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. *Rijks Geol. Dienst*, Harlem.
- Ferguson R., 1981. Channel forms and channel changes. in *British Rivers*, Lewin J. ed., Allen et Unwin: 90-125.
- Ferguson R., 1987. Hydraulic and sedimentary controls of channel pattern. in *River channels: environment and process*. Richards K. ed., Blackwell: 130-155.
- Florschütz, F., 1937. Palaeobotanisch onderzoek in verband met een vermoede menselijke nederzetting op het plateau van het Belgisch Hoogveen (Hautes-Fagnes). *Proc. Kon. Akad. Wetensch., Amsterdam*, sect. B, 40: 181-185.
- Fourmarier P., 1905a. La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 33: M109-138.
- Fourmarier P., 1905b. La limite méridionale du bassin houiller de Liège. in *Congr. int. Mines Métall. Mécan. Géol. appl.*, Vaillant-Carmanne, Liège: 479-495.
- Fourmarier P., 1926. Les dernières ondulations du sol en Belgique et les terrasses de la Meuse. *Soc. Géol. Belg.*, Livre jubilaire: 110-114.
- Fourmarier P., 1930. Observations sur l'âge des dépôts Onx de la carte géologique au 40000e dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 54: B274-287.
- Fourmarier P., 1933. Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*
- Fourmarier P., 1950. *Compte-rendu de la session extraordinaire de la Soc. Géol. de Belg. et de la Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydr.*, tenue à Liège, Theux et Spa du 15 au 18 / 09 / 1950. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, 73: 151-218.
- Fourmarier P., 1954. La tectonique. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique.*, Soc. Géol. Belg.: 609-744.
- Fourmarier P. et Macar P., 1935a. Le défilé de la Salm entre Vielsalm et Salm-Château. in *Sites de géographie physique à sauvegarder proposés par la Société Royale Belge de Géographie*, Rahir E. ed., publié par la Féd. Nat. pour la Déf. de la Nat., Bruxelles: 11-13.
- Fourmarier P. et Macar P., 1935b. Site des Rochers de Hourt. in *Sites de géographie physique à sauvegarder proposés par la Société royale de Géographie*, Rahir E. ed., publié par la Féd. Nat. pour la Déf. de la Nat., Bruxelles: 17-18.
- Fourmarier P. et Schmidt N., 1931. Les terrasses du Bassin de l'Ourthe. *Congrès Int. Géogr.*, Paris, 20 p.
- Fourneau R., 1972. La Basse Marlagne calcaire. Etude géomorphologique. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 8: 23-67.
- Fourneau R., 1982. Le karst dans la région de Charleroi. *Rev. belge Géogr.*, 106: 5-17.
- Fourneau R., 1985. Les régions géomorphologiques de Wallonie. *GEO*, 18 (2): 3-35.
- Fourneau R., 1993. Cartographie géomorphologique et géomorphologie de la Wallonie occidentale. *Soc. Géog. de Liège, Le point sur le i de la géographie*, 2, 28 p.
- Franchimont C., 1993. Dynamique fluviale de la Lesse : Fréquence des inondations, morphométrie des méandres et sédimentologie du lit. Mém. inédit, Univ. Liège, 121 p.
- Fuchs K., von Gehlen K., Mälzer H., Murawski H. et Semmel A., 1983. Epilogue: mode and mechanism of Rhenish plateau uplift. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 405-411.
- Gellens D., 1991. Impact of CO₂ induced climatic change on river flow variability in three rivers in Belgium. *Earth Surf. Process. and Landf.*, 16: 619-625.
- Geukens F., 1953. *Compte rendu de l'excursion du 5 septembre 1953 dans la partie orientale du Massif de Stavelot, sous la direction du Dr Wolfgang Schmidt, in Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, tenue du 5 au 8 septembre 1953 dans l'Elifel, sous la direction du Professeur Ahrens*: 3-7.
- Geukens F., 1957. Les failles bordières du graben de Malmédy. *Bull. Soc. belge Géol.*, 66: 71-81.
- Geukens F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, Leuven University Press, 3: 15 - 30.
- Gewelt M., 1985. Cinétique du concrétionnement dans quelques grottes belges: apport des datations 14C et 230Th/234U. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 108: 267-273.
- Gewelt M., 1986. Datation 14C de concrétions de grottes belges: vitesses de croissance durant l'Holocène et implications paléoclimatiques. in *New Directions in Karst, Proc. of the Anglo-French Karst Symp.*, Patterson K et Sweeting M.M ed., Geo Books, Norwich: 293-322.
- Gewelt M. et Ek C., 1988. Les concrétions carbonatées des grottes: aperçu synthétique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 111: 9-19.
- Gewelt M. et Juvigné E., 1986. Les téphra de Remouchamps, un nouveau marqueur stratigraphique dans le Pléistocène supérieur daté par 230Th/234U dans des concrétions stalagmitiques. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 489-497.
- Gilkinet A., 1922. Plantes fossiles de l'argile plastique d'Andenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Mém.4: 23-40.

- Gillet J.C., 1976. Les chercheurs d'or en Ardenne. *Wallonie Art et Préhistoire*, Duculot, 69 p.
- Girolimetto F., 1982. L'origine des dépôts cénozoïques "Om" et "On" à l'ouest de la Meuse de Dinant. *Bull. Soc. Géol. Liège*, 18: 49-57.
- Girolimetto F., 1986. Les indices géomorphologiques de grands traits structuraux dans la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 621 - 627.
- Girolimetto F., 1990. Texte explicatif de la carte géomorphologique de la Belgique. Feuille 49 : SPA. *Doc. de travail C.N.R.G.*, 29, 120 p.
- Godefroid J., 1980. Etude géomorphologique des vestiges d'orpaillage dans le bassin de la Haute-Ambève. *Mém. inédit*, Univ. Liège.
- Goossens R., 1955. Les niveaux d'aplanissement du bassin de la haute Ambève. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 79: B159-176.
- Gosselet J., 1888. L'Ardenne. *Mém. Carte géol. France*, Baudry, Paris, 881 p.
- Graulich J.M., 1951. Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 74: B163-186.
- Graulich J.M., Dejonghe L. et Cnudde C., 1984. La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 93: 79 - 82.
- Graulich J.M. et Koenigsfeld J.L., 1962. Etude géomagnétique de la partie méridionale du massif devillien de Grand-Halleux (massif de Stavelot). *Serv. Géol. Belg.*, *Mém.* 3, 72 p.
- Grebe H., 1899. Bericht über die geol. Aufnahmen des Jahres 1898 (Blatt Malmédy etc.). *Jahrbuch d. Königl. preuss. geol. Landes-Anstalt*, 19: 99-105.
- Gulinck M., 1966. Sur le caractère marin de certains sables des poches karstiques du Condroz. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 75: 348-349.
- Gulinck M. et Hacquaert A., 1954. L'Eocène. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 451-493.
- Gullentops F., 1954. Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18: 123-252.
- Gullentops F., Mullenders W., Schaille L., Gilot E. et Bastion-Servais Y., 1966. Observations géologiques et palynologiques dans la vallée de la Liègne. *Acta Geologica Lovaniensia*, 4: 192-194.
- Hance L., Steemans P., Goemare E., Somers Y., Vandeven G. Vanguetstaine M. et Verniers J., 1991. Nouvelles données sur la bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114: 253-264.
- Hancock J.M. et Kauffman E.G., 1979. The great transgressions of the Late Cretaceous. *Geol. Soc. London. Journ.*, 136: 175-186.
- Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq B.U. et van Eysinga F.W.B., 1987. Geological time table. 4e édité., Elsevier, Amsterdam.
- Harmand D., 1992. Histoire de la vallée de la Meuse lorraine. Presses univ. Nancy, 146 p.
- Henrottay J., 1973. La sédimentation de quelques rivières belges au cours de ces derniers siècles. *Bull. Soc. Géol. Liège*, 9: 101-115.
- Hey R., 1986. River mechanics. *Journal of the Institution of Water Engineering and Scientists*, 40(2): 139-158.
- Hinckley D.N., 1964. Variability in crystallinity values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Min.*, 11: 229-235.
- Hoffmann I., 1982. Les surfaces d'érosion anciennes de l'Oesling. Les terrasses de la Wark. *Mém. inédit*, Univ. Liège, 194 p.
- Höl J., 1916. Beiträge zur Hydrographie der Ardennen. *Jahresbericht des Frankfurter Vereins für Geographie und Statistik*, 79: 1-160.
- Hol J., 1945. Een morphologisch probleem des Ardennenschiervlakte. in *Gedenkboek Dr. Jr. P. Tesch, Verhandelingen van het Geologisch-Mijnbouw Genootschap voor Nederland en Koloniën*, La Haye. *Geologische Serie*, Deel 14: 233-247.
- Holzappel E., 1910. Die Geologie des Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. *Abh.kgl. preuss. geol. Landesanst.*, N. F., Berlin, 66, 218 p.
- Hoyois, G., 1949. L'Ardenne et les Ardennais. L'évolution économique et sociale d'une région. Ed. Universitaires, Paris, 983 p.
- Hufty A., 1957. Problèmes géomorphologiques en Lorraine belge. *Mém. inédit*, Univ. Liège, 111 p.
- Hufty A., 1959. Ferruginisations en Lorraine belge et leur utilisation en géomorphologie. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 83: 71-86.
- Huizing H.G.J., 1967. Geomorfologische problemen in het Zuid-oosten van België (Omgeving van Florenville). *Publ. Fys. Geogr. Labor. Univ. Amsterdam*, 10: 195 p.
- Illies J.H., 1974. Taphrogenesis and plate tectonics. in *Approaches to taphrogenesis*, Illies J.H. and K. Fuchs ed., Schweizerbart: 433-460.
- Illies J.H. et Fuchs K., 1983. Plateau uplift of the Rhenish massif. Introductory remarks. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 1-8.
- Illies J.H., Prodehl C., Schmincke H.U. et Semmel A., 1979. The Quaternary uplift of the Rhenish shield in Germany. *Tectonophysics*, 61: 197-225.
- Jackson M.L., 1963. Interlayering of expandable layer silicates in soil by chemical weathering. *Proc. Clays Clay Min.*, 11th Nat. Conf. (1962): 29-46.
- Jackson M.L., 1968. Weathering of Primary and Secondary Minerals in Soils. *Trans; IV, 9th Intern. Congr. Soil Sc.*, Adelaïde (Australia): 281-292.
- Jacoby W.R., Joachimi H. et Gerstenecker C., 1983. The gravity field of the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 247-258.
- Jacques C., 1983. Contribution à l'étude géomorphologique du sud-est namurois. *Mém. inédit*, Univ. Liège, 193 p.
- Jäger B., 1982. Ursachen eines Felssturzes in Nideggen / Eifel. *Mitt. Ing. - u. Hydrogeol.*, 12: 1-12.
- Johnson A.M., 1970. Physical Processes in Geology. Freeman, Cooper and Co. San Francisco, 577p.
- Jones L., 1948. Le levé gravimétrique de la Belgique 1947-1948. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 72: B156-163.
- Jones L., 1950. Les premiers résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement Général (1948) avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 59: 156-162.
- Jonlet P., 1981. Adaptation d'un modèle à réservoirs en vue de la prévision du débit journalier d'une rivière des Hautes Fagnes. Observations de terrain et traitement des données. *Mém. inédit*, Univ. Liège, 196 p.
- Jullian C., 1907-1928. Histoire de la Gaule. 8 vol. Paris.
- Junge H., 1987. Der Einfluß von Tektonik und eustatischen Meeresspiegelschwankungen auf die Ausbildung der Reliefgenerationen im Norden der Eifeler Nord-Süd-Zone. *Zeit. f. Geomorph.*, Suppl. Bd 65: 35-84.
- Junge H. et Tillmanns W., 1984. Eine autochthone Feuersteinlehm-Decke in der Eifeler Nord-Süd-Zone südwestlich Schmidtheim. *Köln. Geogr. Arb.*, 45: 317-330.
- Juvigné E., 1963. La région du coude de l'Ourthe à Noisoux. Etude de Géomorphologie. Contribution à l'élaboration de la carte géomorphologique de la Belgique. *Mém. inédit*, Univ. Liège: 95 p.
- Juvigné E., 1964. Etude géomorphologique dans la région de Noisoux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 87: B263-270.
- Juvigné E., 1973. Datation de sédiments quaternaires à Tongrinne et à Tilff par des minéraux volcaniques. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96: 411-412.
- Juvigné E., 1976a. Contribution à la connaissance de la stratigraphie du Quaternaire par l'étude des minéraux denses transparents de l'Eifel au Massif Central français et plus particulièrement en Belgique. *Concours des bourses de voyages*, 175 p.
- Juvigné E., 1976b. La stratigraphie du Quaternaire. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Liège: 169-179.
- Juvigné E., 1977a. Zone de dispersion des poussières volcaniques du Tuf de Rocourt. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 100: 13-22.
- Juvigné E., 1977b. Déflation éolienne sur les alluvions de l'Ourthe au Pléistocène. *Rev. belge de Géographie*, 101: 175-185.
- Juvigné E., 1979. L'encaissement des rivières ardennaises depuis le début de la dernière glaciation. *Zeit. f. Geomorph.* N. F., 23: 291-300.
- Juvigné E., 1990. La téphrostratigraphie et sa nomenclature de base en langue française: mise au point et suggestions. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113: 295-298.
- Juvigné E., 1992. Téphrostratigraphie et géomorphologie en Belgique. in *Rythmes morphogénétiques en domaine volcanisé*, Lageat et Thouret, eds. CERAMIC, 5, Clermont-Ferrand: 151-162.
- Juvigné E., 1993. Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. *Mém. Expl. Cartes Géol. et Min. de la Belgique*, 36, 66 p.
- Juvigné E. et Gewelt M., 1988. Téphra et dépôts de grottes: intérêt stratigraphique réciproque. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115: 135-140.
- Juvigné E., Mullenders W. et Gullentops F., 1972. Compte rendu de l'excursion du 4 juillet 1971 en Famenne et à Treignes. *Les congrès et*

- colloques de l'Université de Liège, 67, *Processus périglaciaires étudiés sur le terrain, Symposium international de géomorphologie*: 323-333.
- Juvigné E. et Renard F., 1992. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115: 167-186.
- Juvigné E. et Schumacker R., 1985. Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bevercé. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 21: 3-11.
- Kadolsky D., Löhnertz W. et Soulie-Märsche I., 1983. Zur Paläontologie und Geologie fossilführender Hornsteine der S-Eifel (Oligozän - Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 166: 191-217.
- Kennett J.P. et Huddleston P., 1972. Abrupt climatic change at 90.000 Yr B P: Faunal evidence from gulf of Mexico Cores. *Quaternary Research*, 2(3): 384 - 395.
- Kirchberger M., 1917. Der Nordwestabfall des Rheinischen Schiefergebirges zwischen der Reichsgrenze und dem Rurtalgraben. *Verh. Naturhist. Ver. Preuss. Rheinl. u. Westf.*, 74: 1-102.
- Klein C., 1959. Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation. *Ann. Géogr.*, 68: 292-317.
- Klein C., 1980. L'intérêt tectogénétique de la discordance post-calédonienne en Ardenne. Les notions d'héritage mécanique et d'induction tectonique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89: 1-54.
- Klein C., 1990. L'évolution géomorphologique de l'Europe hercynienne occidentale et centrale. Aspects régionaux et essai de synthèse. *Mém. et Doc. de Géogr.*, CNRS, Paris, 177 p.
- Knapp G., 1980. Erläuterungen zur geologischen Karte der nördlichen Eifel 1/100000. *Geol. Ldsamt Nordrhein-Westf.* 3e ed., Krefeld, 155 p.
- Komar P.D., 1987. Selective grain entrainment by a current from a bed mixed sizes: a reanalysis. *J. Sedim. Petrol.*, 57: 203-211.
- Krook L., 1993. Heavy minerals in Belvédère deposits. *Maastricht - Belvédère: stratigraphy, paleoenvironment and archeology of the Middle and Late Pleistocene deposits; Part II; Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47: 25-30.
- Kupper M., 1975. Méthodes de mesure de l'érosion des calcaires. in *Karst processes and relevant landforms*, Int. Spel. Union, Comm. on Karst Denudation: 127-135.
- Kurtz E., 1938. Herkunft und Alter der Höhenkiese der Eifel. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 90: 133-144.
- Lagiewska H., 1981. Classification des régimes pluviométriques annuels de la Belgique, à partir de l'analyse harmonique. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 16-17: 83-100.
- Lamalle C. Petit F., Koch G., Hurtgen C. et Pissart A., 1989. Les transports en suspension et en solution dans la Burdinale, affluent principal de la Mehaigne. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 25: 39-51.
- Larras J., 1972. Hydraulique et granulats. *Eyrolles*, Paris, 254 p.
- Laumondais A., Rouchy J.M. et Groessens E., 1984. Importance des formations anhydritiques dinantiennes pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine varisque d'Europe septentrionale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 298, série II: 411-414.
- Laurant A., 1974. La récurrence des intensités maximums des précipitations dans la région de Spa-Eupen. Courbes d'intensité-durée-fréquence. *Ann. Trav. Publics, Belgique*, 5: 319-331.
- Laurant A., 1976. Le réseau hydrographique. in *Géomorphologie de la Belgique*, Pissart A. ed., Lab. Géol. Géogr. phys. Univ Liège: 29-50.
- Lefèvre M.A., 1935. Les "Tartines" à Comblain-au-Pont. in *Sites de géographie physique à sauvegarder proposés par la Société Royale Belge de Géographie*, Rahir E. ed., publié par la Féd. Nat. pour la Déf. de la Nat., Bruxelles: 25-27.
- Lefèvre M.A., 1938a. Sommets et crêtes de l'Ardenne. *Bull. Soc. Belge Etudes Géogr.*, 8: 53-58.
- Lefèvre M.A., 1938b. Les surfaces d'aplanissement de l'Ardenne belge et de son avant-pays. *Rapport Comm. Cartogr. Surfaces Aplanissement tertiaires Congrès Géogr. Amsterdam*, Paris: 83-90.
- Legrand R., 1968. Le massif du Brabant. *Mém. expl. cartes géol. et min. de Belgique*, 9, 148p.
- Lemin G., 1984. Contribution à l'étude des transports solides dans les rivières du bassin de la Meuse (Meuse, Ourthe, Ho'gne). *Mém. inédit, Univ. Liège*, 183 p.
- Lemin G., Koch G., Hurtgen C. et Pissart A., 1987. Les transports en suspension de la Meuse, l'Ourthe et la Ho'gne. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 22-23: 39-61.
- Libotte F., 1960. L'évolution du cours de la Sambre au cours du Quaternaire. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 148 p.
- Lietard O., 1977. Contribution à l'étude des propriétés physicochimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins. Thèse de doctorat inédite, Ecole nat. supér. de Géologie appliquée et Prospection minière, 387 p.
- Lohest M., 1889. Alluvions anciennes de la Meuse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 17: 82-85.
- Lohest M., 1900. De l'origine de la vallée de la Meuse entre Namur et Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 27: 114-124.
- Löhnertz W., 1978. Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärlagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156: 180-206.
- Lombard A., 1958. Géologie de la Belgique. Une introduction. *Les Naturalistes belges*, Bruxelles, 168 p.
- Lorie J., 1919. Le diluvium ancien de la Belgique et du nord de la France. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 42: M221-M409.
- Louis H., 1953. Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. *Münchn. Geogr. Hefte*, 2, 97 p.
- Lucius M., 1948. Das Gutland. *Publ. Serv. Géol. Luxemb.*, 5.
- Lucius M., 1950a. La notion de pénéplaine et le modèle du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling). *Bull. Soc. Naturalistes Luxemb.*, nouv. série, 44: 279-308.
- Lucius M., 1950b. Géologie Luxembourg. *Das Oesling, Publ. Serv. Géol. du Luxembourg*, Band 6, 174 p.
- Mabille G. et Petit F., 1986. Influence des aménagements du cours d'une rivière de Moyenne Belgique et de son bassin hydrographique sur le comportement hydrologique de la rivière. in *Crues et inondations*, Humbert, J. Ed., *Recherches géogr. Strasbourg*, 279-293.
- Macar P., 1938a. Compte-rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61: B187-217.
- Macar P., 1938b. Contribution à l'étude géomorphologique de l'Ardenne (note préliminaire). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61: B224-237.
- Macar P., 1939a. La vie des rivières. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, 63: 17 - 34.
- Macar P., 1939b. Les terrasses de la Meuse en aval de Liège. *Congrès Ass. Franç. pr. l'Avancée des Sciences*, Liège 1932: 1022 -1024.
- Macar P., 1945. L'étrange capture de la Meuse par la Bar. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 68: B 308-319.
- Macar P., 1946. Principes de géomorphologie normale. Vaillant-Carmanne, Liège, 304 p.
- Macar P., 1947. Les niveaux de terrasses quaternaires dans le bassin de la Meuse. in *La géologie des terrains récents dans l'ouest de l'Europe*, Session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie (16-26 septembre 1946): 397-412.
- Macar P., 1954a. L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. *Bull. Soc. Royale Belge Géogr.*, 78: 9-33.
- Macar P., 1954b. Les terrasses fluviales de la Haute Belgique au Quaternaire. in: *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 591-606.
- Macar P., 1957a. Résultats d'ensemble d'études récentes sur les terrasses fluviales et les formes d'érosion associées en Haute Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: B395-412.
- Macar P., 1957b. Les rivières synclinales: tectonique active ou tectonique passive? *Tijdschr. Kon. Ned. Aardrijksk. Gen.*: 74(3): 324-341.
- Macar P., 1970. La surface "pseudo-structurale" du nez anticlinal du Rote à Barvaux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93, 581 - 589.
- Macar P., 1976. Les mouvements épérogéniques décelables en Belgique. L'aide de la géomorphologie. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Liège: 93-106.
- Macar P. et Alexandre J., 1958. Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie tenue à Liège, Trois-Ponts et Laroche du 20 au 23 septembre 1957. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 81: 1-107.
- Macar P. et Alexandre J., 1960. Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute-Belgique? *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 69 (2): 295-315.
- Maes K., Peeters C., Muchez P., Swennen R. et Viaene W., 1989. The occurrence of paleosols in the Lower Viséan of the Walhron section (Vesdre basin, E Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 69-77.

- Maillieux E., 1931. Remarques sur les galets dévoniens du poudingue de Malmédy. *Bull. Musée Royal Hist. Nat.*, 7 (15): 1-15.
- Mälzer H., Hein G. et Zippelt K., 1983. Height changes in the Rhenish massif: determination and analysis. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 164-176.
- Mamet B., Claeys P., Herbosch A., Preat A. et Wolfowicz P., 1986. La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des bassins de Namur et Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: 151-166.
- Maréchal R., 1958. Contribution à l'étude des terrains superficiels de la région condrusienne. *Pédologie, Mém.*, 1, 320p.
- Maréchal R., 1992. La structure géologique. in *Géographie de la Belgique*, J. Denis ed., Crédit Communal: 37-86.
- Maréchal R., 1993. A new lithostratigraphic scale for the Palaeogene of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, 102: 215-229.
- Marlière R., 1954. Le Crétacé. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 417-444.
- Massart J., 1910. Esquisse de la géographie botanique de la Belgique. Bruxelles.
- Masson M.H., 1971. Contribution à l'étude de la dynamique fluviale de la Liègne. Mém. inédit, Univ. Liège, 95 p.
- Maubeuge P., 1954. Le Trias et le Jurassique du Sud-est de la Belgique. in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. Belg.: 385-416.
- Maubeuge P., 1963. Permien et Trias dans le Luxembourg belge. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 72: 43-55.
- Mbuyu N., 1985. Etude comparative de la réponse aux pluies et du tarissement dans deux bassins versants ardennais: cas des bassins supérieurs de l'Ourthe orientale et de l'Ourthe occidentale. Mém. inédit, Univ. Liège, 146 p.
- Mbuyu N., 1989. Etude des paramètres influençant les relations pluie-débit. Modèle de prévision des crues. Application aux bassins alimentant le lac d'Eupen: Helle, Getz et Vesdre. Thèse de doctorat inédite, Univ. Liège, 302 p.
- Mbuyu N. et Petit F., 1990. Comportement hydrologique de deux bassins versants se différenciant par leur couvert végétal et leur épaisseur de tourbe. *Bull. Soc. belge. Etudes Géogr.*, 59 (2): 261-274.
- Mechie J., Prodehl C. et Fuchs K., 1983. The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 261-275.
- Meilliez F., 1987. Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien en bordure NE du massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 107: 281-295.
- Meilliez F., avec la coll. de L. André, A. Blicck, W. Fielitz, O. Goffette, L. Hance, A. Khatir, J.L. Mansy, P. Overlau et J. Verniers, 1991. Ardenne-Brabant. *Sci. Géol., Bull.*, 44: 3-29.
- Mercenier J., 1973. Dynamique fluviale dans un petit bassin du rebord méridional du plateau des Tailles. Mém. inédit, Univ. Liège, 148 p.
- Meyer W., 1986. Geologie der Eifel. Schweizerbart'sche Verl., Stuttgart, 614 p.
- Meyer W., Albers H.J., Berners H.P., von Gehlen K., Glatthaar D., Löhnertz W., Pfeffer K.H., Schnütgen A., Wienecke K. and Zakosek H., 1983. Pre-Quaternary uplift in the central part of the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 39-46.
- Michel R., 1971. Le vallon de Sprimont à Chanxhe. Etude morphologique d'un synclinal calcaire. Mém. inédit, Univ. Liège: 172 p.
- Michel R., 1978. Etude cryoclastique d'une paroi calcaire à Sprimont. *Bull. Soc. belge Etudes géogr.*, 47: 191-200.
- Michot P., 1979. La faille mosane et la faille hyporogénique bollandienne d'âge emsien dans le rameau condruso-brabançon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101: 321-335.
- Michot P., 1980. Belgique. Introduction à la géologie générale. Livret-guide G16, 26e Congr. géol. intern., Paris: 487-576.
- Michot P., 1987. Le synclinorium de Herve. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 110: 101-188.
- Michot P. et Pirllet H., 1986. L'Eodévonien du Massif de Theux et sa lacune de l'Eodévonien supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 547-555.
- Miller K., 1888. Weltkarte des Kastorius, genannt die Peutinger'sche Tafel. Maier, Ravensburg.
- Molitor N., 1991. Méandres, régime hydrologique et végétation de la rivière Schwalm (plateau d'Elsenborn, Belgique). Mém. inédit, Univ. Liège, 178p.
- Monjoie A. et Cajot O., 1983. Aspects hydrologiques des bassins expérimentaux de la Robinette et du Waroneux. in *Les Ecosystèmes forestiers en Wallonie*, comptes rendus du Colloque du Groupe Wallon d'Etude des écosystèmes forestiers, Hanotiaux Ed. Gembloux: 57-69.
- Monjoie A. et Cajot O., 1985. Les aquifères présents dans le Massif des Hautes Fagnes. *Hautes Fagnes*, 51(3): 80-81.
- Montès L., 1989. Etude comparative du comportement hydrologique dans trois bassins versants: Molinee à Warnant, Hermeton à Hastière et Houille à Felenne. Mém. inédit, Univ. Liège, 107 p.
- Mückenhausen E., 1953. Fossile Böden in der nördlichen Eifel. *Geol. Rdschau*, 41: 253-268.
- Mückenhausen E., 1979. Die Paläoböden der Eifel in Abhängigkeit der Geomorphologie. *Zeitschr. f. Geomorph.*, Suppl. Bd 33: 16-24.
- Muller A., 1980. Introduction à la géologie du Luxembourg. *Publ. Serv. géol. Luxembourg*, 18 p.
- Murawski H., Albers H.J., Bender P., Berners H.P., Dürr S., Huckriede R., Kauffmann G., Kowalczyk G., Meiburg P., Müller R., Muller A., Ritzkowski S., Schwab K., Semmel A., Stapf K., Walter R., Winter K.P. et Zankl H., 1983. Regional tectonic setting and geological structure of the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 9-38.
- Murray H.H. et Lyons S.C., 1960. Further correlation of kaolinite crystallinity with chemical and physical properties. *Clays and Clay Min.*, 8: 11-18.
- Negendank J.F.W., 1977. Argumente zur kanozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. *N. Jahrb. Geol. Paläontol.*, Monatssh.: 532-548.
- Neugebauer H.J., Woitdt W.D. et Wallner H., 1983. Uplift, volcanism and tectonics: evidence for mantle diapirs at the Rhenish massif. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 381-403.
- Neumann G.K., 1935. Zur Unabhängigkeit der Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges von der präpermischen Landoberfläche. *Zbl. Mineral.*, Reihe B, 12: 483-493.
- Nixon M.B.E., 1959. A study of the bankfull discharges in England and Wales. *Proceed Inst. Civil Eng.*, Paper n°6322:157-173.
- Noirfalise A., 1959. Sur l'interception de la pluie par le couvert dans quelques forêts belges. *Bull. Soc. Roy. Forest. Belg.*, 66: 433-439.
- Noirfalise A., 1962. Influence de quelques types de forêts sur le bilan des eaux d'infiltration. *La technique de l'eau et de l'assainissement*: 1-12.
- Nyobewe Ch., 1982. Critiques de l'évaluation de la cristallinité des kaolinites par diffraction des rayons X - Application à des "kaolins" belges. Mém. inédit, Univ. Liège.
- Ozer A., 1967. Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure "le Poudingue de Malmédy". Mém. inédit, Univ. Liège, 189 p.
- Ozer A., 1971. Les phénomènes karstiques développés dans le Poudingue de Malmédy. *Ann. Spéléol.*, 26 : 407-422.
- Ozer A., 1982. Texte explicatif de la carte 10 du relief, Atlas de la Wallonie. Soc. de Dév. Rég. pour la Wallonie, 43 p.
- Ozer A. et Macar P., 1968. Le poudingue de Malmédy occupe-t-il un graben? *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 91: 559-568.
- Paproth E. et al. (33 coll.), 1983. Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 106: 185-239.
- Paproth E., Dreesen R. et Thorez J., 1986. Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 175-186.
- Parotte V., 1991. Evolution géomorphologique actuelle d'une rivière en relation avec les modifications de son régime hydrologique. La Berwinne à proximité de Dalhem (Entre Vesdre et Meuse). Mém. inédit, Univ. Liège, 84 p.
- Paulissen E., 1973. De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. *Verh. van Koninkl. Vlaamse Acad. voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België*, kl. der Wsch., 35, 127.
- Pauquet A., 1992. Les inondations de l'Ourthe inférieure : évolution de leur fréquence et de leur importance. Mém. inédit, Univ. Liège, 105 p.
- Pauquet A. et Petit F., 1993. Evolution de la fréquence des inondations de l'Ourthe inférieure. *Bull. Soc. belge Etudes Géogr.*, 62(2) (sous presse)
- Penck W., 1924. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. *A. Penck's Geogr. Abh.*, 2. Reihe, H. 2, J. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 283 p.

- Petit F., 1975. Zones de dépôts et points d'érosion dans les méandres et sinuosités du Geer inférieur. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 11: 129-145.
- Petit F., 1984. Les processus contrôlant l'évolution d'une rivière ardennaise. *Zeit. f. Geom., N.F. Suppl.* Bd 49: 95-109.
- Petit F., 1986. Channel development in two streams of contrasting bed-load and regime. in *International Geomorphology*, Gardiner V. ed., Wiley: 611-622.
- Petit F., 1987a. L'influence de la schistosité sur le tracé des méandres ancrés dans le bedrock. *Bull. Soc. Belge. Etudes Géogr.*, 56(2): 217-225.
- Petit F., 1987b. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river (La Rulles - Ardenne). *Catena*, 14: 453-468.
- Petit F., 1988. Phénomènes influençant la mise en mouvement et le transport des particules en rivières naturelles. *Z. Geomorph.*, 32(3): 299-310.
- Petit F., 1989. Evaluation des critères de mise en mouvement et de transport de la charge de fond en milieu naturel. in *Rivières : formes, processus et milieu de vie*. Petit F., Laurant A. et Pissart A. eds, *Bull. Soc. géogr. Liège*, 25: 91-111.
- Petit F., 1990. Evaluation of grain shear stress required to initiate movement of particle in natural rivers. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 15: 135-148.
- Petit F., 1991a. L'érosion des rivières de Haute-Belgique au cours du Quaternaire récent. Actes du Coll. intern. organisé par la Rég. wall. *Impacts liés aux travaux d'aménagements sur les cours d'eau : évaluation, méthodologie, aide à la gestion*, Namur: 353-361.
- Petit F., 1991b. L'influence des plantations de résineux en fond de vallée sur l'évolution géomorphologique de rivières de Haute-Belgique. Actes du Coll. intern. organisé par la Rég. wall. *Impacts liés aux travaux d'aménagements sur les cours d'eau : évaluation, méthodologie, aide à la gestion*, Namur: 341-352.
- Petit F., 1991c. Utilisation des forces tractrices en rivières naturelles. *Aardrijksk.*, 15 (2): 193-218.
- Petit F., 1994. Dimensionless critical shear stress evaluation from flume experiments using different gravel beds. *Earth. Surf. Proc. and Landforms*, 19: 565-576.
- Petit F., 1995. Le contexte lit mineur lit majeur : approche géomorphologique et sédimentologique. *acte des Ateliers de l'Eau*, Gembloux, Tribune du CEBE-DEAU, 12 p. (sous presse).
- Petit F. et Daxhelet C., 1989. Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de Moyenne et Haute Belgique. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 25: 69-84.
- Petit F. et Ericum M., 1983. Evaluation de l'évapotranspiration réelle d'une pessière. Comparaison avec l'évapotranspiration potentielle. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 19: 139-159.
- Petit F. et Ericum M., 1987. Variations de la température des eaux de sources et de leurs débits en fonction de leur mode d'alimentation. Exemples pris en Lorraine belge. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 23: 161-172.
- Petit F. et Kalombo K., 1984. L'interception des pluies par différents types de couverts forestiers. *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 20: 99-127.
- Petit F., Pauquet A., Mabilie G. et Franchimont C., 1994. Variations de la récurrence du débit à pleins bords des rivières en relation avec la lithologie de leur bassin versant et les caractéristiques de leur lit. *Rev. de Géogr. alpine*, 12: 157-161.
- Petit F., Pauquet A. et Pissart A., 1993. L'impact des aménagements des rivières wallonnes. Exemples de la Meuse, de l'Ourthe et du Geer. *Colloque le fleuve et ses métamorphoses*, Lyon (sous presse).
- Petit F., Pauquet A. et Pissart A., 1994. Aspects géomorphologiques et sédimentologiques des dragages dans l'Ourthe inférieure. *Rapport Min. Equip. et Transport (Voies Hydrauliques)*, 53 p.
- Petit F., Pauquet A. et Pissart A., 1995. Fréquence et importance du charriage dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Actes du Colloque international Crues, Versants et Lits fluviaux*, Paris, 11 p (sous presse).
- Petit F. et Schumacker R., 1985. L'utilisation des plantes aquatiques comme indicateur du type d'activité géomorphologique d'une rivière ardennaise. *Colloques phytosociologiques XIII. Végétation et Géomorphologie*, Gehu ed., Lille: 692-710.
- Petit F. et Schumacker R., 1986. Etude des débits de l'Eau Rouge (Bernister) à son franchissement par l'A.27. *Rapport à l'Administration des Routes; Division des tracés spéciaux*, Univ. Liège, 25 p.
- Pfeffer K.H., 1978. Geomorphologische Untersuchungen in der Südeifel. *Kölner Geogr. Arb.*, 36: 89-120.
- Pfeffer K.H., 1984a. Zur Geomorphologie der Karstgebiete im Rheinischen Schiefergebirge. *Kölner Geogr. Arb.*, 45: 247-291.
- Pfeffer K.H., 1984b. Die präquartäre Entwicklung des Reliefs in der westlichen Eifel. *Tagungsber. u. wiss. Abh. Dt. Geographentag Münster*: 79-83.
- Phillipson A., 1903. Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. *Verh. 14 dt. Geogr. Tag.*, Köln: 193-205.
- Pissart A., 1953. Un phénomène de capture près de Mont-Xhoffraix. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 76: B129-133.
- Pissart A., 1959. Premiers résultats de l'étude de la gravière de Cons-la-Grandville. Un nouveau gîte de kies-lolithes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 82: 257-266.
- Pissart A., 1960. L'Ardenne du Sud-ouest. Etude de géomorphologie, 1ère partie : le réseau hydrographique. Thèse de doctorat inédite, Univ. Liège, 151 p.
- Pissart A., 1961a. Les inondations dans la région de Verviers-Eupen. Etude préalable à un aménagement du territoire. *Bull. Cebedeau*, 123: 62-75.
- Pissart A., 1961b. Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84: M1-108.
- Pissart A., 1962a. Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du sud-ouest. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 85: M71-150.
- Pissart A., 1962b. Les versants des vallées de la Meuse et de la Semois à la traversée de l'Ardenne. Classification des formes et essai d'interprétation. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 85: B 113-121.
- Pissart A., 1964. Contribution à la connaissance des gravières liégeoises. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 87: B 307-322.
- Pissart A., 1966. Etude de quelques pentes de l'île Prince Patrick. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 89(9): B113-402.
- Pissart A., 1974a. Les viviers des Hautes-Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos? *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97: 359-381.
- Pissart A., 1974b. La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. in *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale*, Soc. Géol. Belg.: 105-131.
- Pissart A., 1976. Les dépôts et la morphologie périglaciaire de la Belgique. in *Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart ed., Labor. de Géol. et de Géogr. Phys., Univ. Liège.: 115-135.
- Pissart A., 1983. Remnants of periglacial mounds in the Hautes-Fagnes (Belgium): structure and age of the remparts. *Geol. and Mijnb.*, 62: 551-555.
- Pissart A., 1987. Géomorphologie périglaciaire. Texte des leçons de la Chaire Franqui belge. Labor. de Géomorph. et Géol. du Quat., Univ. Liège, 135 p.
- Pissart A., Bastin B., Juvigné E. et Thorez J., 1975. Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor (Hautes-Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 98: 415-439.
- Pissart A. et Gangloff P., 1984. Les paves minérales et organiques de la vallée de l'Aveneau, près de Kuujjuak, Québec subarctique. *Géogr. phys. et Quaternaire*, 38 (3): 217-228.
- Pissart A. et Gullentops F., 1967. Compte rendu de l'excursion du vendredi 10 juin 1966. Liège - Nessonvaux - Louveigné - Theux - Baraque Michel - Stavelot - Grand-Halleux - Baraque Fraiture - Laroche. in *L'évolution des versants - Symp. intern. de géomorph.*, Liège-Louvain, 8-16 juin 1966, Ve rapport de la Commission pour l'Etude de l'Evolution des Versants de l'Union géographique internationale, P. Macar ed., Liège: 307-324.
- Pissart A. et Juvigné E., 1980. Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes-Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 103: 73-86.
- Pissart A. et Juvigné E., 1982. Un phénomène de capture près de Malmédy: la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105: 73-86.
- Pissart A. et Lambot P., 1989. Les mouvements actuels du sol en Belgique: comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (2): 495-504.
- Pissart A. et Macar P., 1964. Géomorphologie. *Ext. du 2ème Cahier du Sart Tilman*: 15-18.
- Pissart A., Paepé R. et Bourguignon P., 1969. Dépôts fluviatiles, éoliens et paléosols sur la terrasse de Hermée. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92: 429-445.
- Pitman W.C.III, 1978. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1389-1403.
- Poty E., 1976. L'influence de la struc-

- ture géologique sur le relief de la Belgique. in *Géomorphologie de la Belgique*, Pissart A. ed., Labor. de Géogr. Phys., Univ. Liège: 107-113.
- Poty E., 1991. Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du massif de Brabant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114: 265-275.
- Powell J.W., 1875. Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. U.S. Govt. Printing Office, Washington D.C., 291 p.
- Probst J.L., 1989. Hydroclimatic fluctuations of some European Rivers since 1800. in *Historical change of large alluvial rivers : Western Europe*, Petts G.E. ed., Wiley : 41-55.
- Probst J.L. et Tardy Y., 1985. Fluctuations hydroclimatiques du bassin d'Aquitaine au cours des 70 dernières années. *Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys.*, 26: 59-76.
- Quinif Y., 1977. Essai d'étude synthétique des cavités karstiques de Belgique. *Revue belge Géogr.*, 101: 115-173.
- Quitow H.W., 1969. Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. *Beih. Geol. Jb.*, 82: 3-79.
- Quitow H.W., 1974. Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese. in *Centenaire Soc. géol. Belg. L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale.*, Liège: 53-104.
- Quitow H.W., 1982. Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel und der angrenzenden Teile des Rhein-Troges und Neuwieder Beckens. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 11: 173-206.
- Raikes S. et Bonjer K.P., 1983. Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements. in *Plateau uplift*, K. Fuchs et al. ed., Springer: 315-331.
- Range K.S., Range A. et Weiss A., 1969. Fire clay type kaolinite or fire clay mineral? Experimental classification of kaolinite-halloysite. *Proc. Intern. Clay Conf.*, Tokyo, 1: 3-13.
- Raucq P., 1952. Esquisse géomorphologique du Condroz oriental et des régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 75: 221-247.
- Renard F., 1980. Etude des terrasses de la Meuse liégeoise entre Cointe et Lixhe. Leurs raccords avec les terrasses en amont et en aval. Mém. inédit, Univ. Liège, 202 p.
- Renier A., 1902. Le poudingue de Malmédy. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 29: M 145-211.
- Ribbert K.H., 1992. Geologische Karte von Nordrhein - Westfalen, Blatt C 5502 Aachen. Erläuterungen. *Geol. Landesamt Nordrhein - Westfalen*, 84 p.
- Richards K.J., 1982. Rivers, forms and process in alluvial channels. Methuen, 358 p.
- Richter D., 1962. Die Hochflächen-Treppe der Nordeifel und ihre Beziehungen zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. *Geol. Rdschau*, 52: 376-404.
- Richter D., 1975. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlung Geologischer Führer*, 48, 2. Auflage, gebr. Borntraeger, 208 p.
- Rigo M., 1934. Etude des terrasses fluviales sur le versant sud de l'Ardenne. Thèse de doctorat inédite, Univ. Liège: 93 p.
- Rigo M., 1935. Etude des terrasses fluviales sur le versant sud de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 59: M1-30.
- Robaszynski F. et Dupuis C., 1983. Belgique. *Guides géologiques régionaux*, Masson, Paris, 204 p.
- Robert P. Ed., 1977. Le Petit Robert 2-Dictionnaire universel des noms propres. 3e édition. SNL-Le Robert, Paris, 1992 p.
- Roberts C.R. 1989. Flood frequency and urban-induced channel change : some British examples. in *Floods: hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. Beven K. et Carling P. eds, Wiley: 57-82.
- Rosen E., 1993. Variation des paramètres physico-chimiques des sources suivant les différentes assises géologiques dans la région de Malmédy-Butgenbach. Mém. inédit, Univ. Liège, 184 p.
- Rouchy J.M., Pierre C., Groessens E., Monty C., Laumondais A. et Moine B., 1986. Les évaporites pré-permiennes du segment varisque franco-belge: aspects paléogéographiques et structuraux. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: 139-149.
- Russo Ermolli E., 1991. Datation palynologique de gisements tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Prof. Paper*, Serv. Géol. Belg., 245.
- Rutot A., 1897. Les origines du Quaternaire de la Belgique. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 11, Mém.: 1-140.
- Schmidt W. et Wolters R., 1950. Basiston der Aachener Kreide, Alttertiär und fossile Verwitterung am Nordrand der Eifel. *Geol. Jb.*, 66: 661-670.
- Schwarzbach M., 1968. Das Klima der Rheinischen Tertiärs. *Z. dt. geol. Ges.*, 118: 33-68.
- Scotese C.R., Van der Voo R. et Barret S.F., 1985. Silurian and Devonian base maps. *Phil. Trans. R. Soc. London*, B309: 57-77.
- Sengör A.M.C., 1976. Collision of irregular continental margins: implications for foreland deformation of Alpine-type orogens. *Geology*, 4: 779-782.
- Seret G., 1956. Evolution morphologique quaternaire du bassin de la Lesse inférieure. Mém. inédit, Univ. Liège, 134 p.
- Seret G., 1957. Les terrasses et les formes associées du bassin de la Lesse inférieure. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 80: B355-394.
- Seret G., 1961. L'encaissement du Hoyoux depuis la fin de l'ère tertiaire. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84: 199-211.
- Seret G., 1962. Echantillon de la carte géomorphologique de Han-sur-Lesse. Présenté à Strasbourg en décembre 1962 lors de la réunion de la Sous-commission des Cartes Géomorphologiques. *Rev. Géomorph. dyn.*: 6 p. + 2 cartes.
- Seret G., 1963. Essai de classification des pentes en Famenne. *Zeit. f. Geomorph.*, 7: 71-85.
- Seret G. et de Béthune P., 1967. Compte rendu de l'excursion du samedi 11 juin 1966. La Roche-en-Ardenne, Marche, Han-sur-Lesse, Namur. in *L'évolution des versants - Symp. intern.*
- de géomorph., Liège-Louvain, 8-16 juin 1966, Ve rapport de la commission pour l'Etude de l'Evolution des Versants de l'Union Géographique Internationale. P. Macar ed., Liège: 325-348.
- Sonne V. et Weiler H., 1984. Die detritischen alttertiären (oligozänen) Faunen- und Florenelemente in den Sedimenten des Meerfelder Maares. in *Das Meerfelder Maar. Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte eines Eifelmaares*, G. Irion et J. Negendank ed., Courr. Forschungsinst. Senckenberg, 65: 87-95.
- Sorée M., 1980. Facteurs naturels du débit d'une rivière des Hautes Fagnes. Essais d'adaptation des modèles. Mém. inédit, Univ. Liège, 93 p.
- Souchez R., 1963. Le relief de la région de Couvin - Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. *Bull. Soc. roy. belge Etudes Géogr.*, 32:269-280.
- Souchez-Lemmens M., 1967. Les altérations tertiaires de la Lorraine belge septentrionale et leur intérêt géomorphologique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 91: 103-111.
- Souchez-Lemmens M., 1971. Les indurations ferrugineuses et l'évolution géomorphologique de la Lorraine belge nord-orientale. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 95: 5-143.
- Soyer J., 1978. Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101: 93-100.
- Sporck J., 1951. Etude du régime du ruisseau de la Gileppe d'après les relevés quotidiens effectués au barrage, de 1880 à 1947. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 75: 97-109.
- Stainier X., 1895. Un dépôt d'argile plastique d'Andenne à Laroche (Ardenne). *Bull. Soc. belge Géol.*, 9: 178-181.
- Stemans P., 1989. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112: 103-119.
- Steffen M., 1951. Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen. *Publ. Serv. Géol. Luxembourg*.
- Stevens Ch., 1922. Sur d'anciens tracés de rivières aux environs de Mézières. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, 32: 28-32.
- Stevens Ch., 1938. Le relief de la Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 12: 33-429.
- Stevens Ch., 1946. A propos de captures anciennes. *Ann. Soc. scient. Bruxelles*, 60, série 2: 62-68.
- Stickel R., 1927. Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. *Beitr. Ldskunde Rheinl.*, H. 5, Leipzig, 104 p.
- Storder A., 1994. Distribution et importance des embâcles végétaux dans différents types de cours d'eau de Haute Belgique. Mém. inédit, Univ. Liège, 105 p.
- Stover L.E. et Hardenbol J., 1993. Dinoflagellates and depositional sequences in the Lower Oligocene (Rupelian) Boom clay Formation, Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, 102: 5-77.
- Strahler A.N., 1946. Elongate entrenched meanders of Conodoguinet Creek, Pa. *Amer. Journ. of Sc.*, 244: 31-40.

- Suttor M., 1989. Etude historique d'hydrologie fluviale. L'exemple de la Meuse. in *Rivières: formes, processus, milieu de vie.*, Petit F., Laurant A. et Pissart A. eds., *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 25: 159-174.
- Swysen L., 1968. Réflexions sur le tracé de l'Eau Noire et du Viroin dans la région de Couvin - Nismes. *Bull. Soc. roy. belge Etudes Géogr.*, 37: 111-122.
- Sychev P.M., Zacharov V.K. et Semakin V.P., 1986. On the origin of recent and modern vertical movements in the island systems of northeastern Asia. *Tectonophys.*, 122: 283-305.
- Targe J.C., 1970. La plaine alluviale de l'Ourthe. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 148 p.
- Thibeau M., 1960. Contribution nouvelle à l'étude géologique des lambeaux tertiaires de la région de Bonnelles. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 44 p.
- Thorez J., 1973. Etude des minéraux argileux dans le Tertiaire du sondage de Watermael-Boitsfort (Bruxelles). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96: 641-649.
- Thorez J., 1985. Argillogenesis and the Hydrolysis Index. *Min. Petrogr. Acta.*, 29-A: 313-338.
- Thorez J., 1989a. Argilloscopy of weathering and sedimentation. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98: 245-267.
- Thorez J., 1989b. Between the Crystal and the Solutions. A graphical Overview of the Passage to, from and of the Clay Minerals in the Lithosphere during Weathering. in *Weathering, its Products and Deposits, I. Processes*. Theophrastus Publ. S.A. (Greece): 49-120.
- Thorez J. et Bourguignon P., 1971. Kaolin survey and characterization in Belgium. *Symp. Kaolin, Intern. Clay Conf.*, Madrid.
- Thorez J. et Bourguignon P., 1984. Matériaux de remplissage et minéraux argileux des paléokarsts en Belgique méridionale. *Kölner Geogr. Arb.*, 45: 47-57.
- Thorez J. et Dreesen R., 1986. A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109: 285-323.
- Tison L.J. et Tison G., 1963. Au sujet du coefficient d'écoulement de certaines rivières belges et notamment de la Sambre. *Rev. c III*, 4: 97-99.
- Tricart J., 1949. La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. *S.E.D.E.S.*, Paris, T. 1: 1-210.
- Tricart J., 1952. La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. *S.E.D.E.S.*, Paris, T. 2: 215-474.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr, Todd R.G., Widmier J.W., Thompson S., Sangree J.B., Bubb J.N. et Hatelid W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 26: 49-212.
- Van den Broeck E., Martel E. et Rahir E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de Belgique. Bruxelles, 1592+92 p.
- Van den Broeck J.M.M. et Van der Waals L., 1967. The late Tertiary peneplain of South Limburg (The Netherlands). Silicification and fossil soils: a geological and pedological investigation. *Geol. en Mijnb.*, 46: 318-332.
- Vandenven G., 1977. Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS-1 (Landsat 1). *Bull. Soc. belge Géol.*, 86 (1): 51-56.
- Vandenven G., 1991. Les sondages de Malmédy. *Livret-guide de la session extraordinaire 1991 des deux Sociétés Géologiques Belges*: 21-25.
- Vaneetveld P., 1959. L'évolution morphologique du bassin de la Lienne. *Mém. inédit, Univ. Liège*: 135 p.
- Vanguetaine M., 1991. Datation par acritarches des couches cambro-trémadiennes les plus profondes du sondage de Lessines (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114: 213-231.
- Vanguetaine M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-ordovicien de Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115: 1-18.
- Van Vliet B., 1971. La haute terrasse à l'est d'Aubrives. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 80: 11-20.
- Vereerstraeten J., 1970. Le bassin de la Meuse: étude de géographie hydrologique. *Revue belge Géogr.*, 94: 5-339.
- Verstraten J.M., 1977. Chemical erosion in forested watershed in the Oesling, Luxembourg. *Earth Surf. Processes*, 2: 175-184.
- Voisin L., 1971. Contribution à l'étude des formations superficielles en Ardenne occidentale. *Rev. Géogr. Est*, 2: 183-204.
- Voisin L., 1972. Les formations superficielles et leur signification morphologique en Ardenne sud-occidentale. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, 12: 31-76.
- Voisin L., 1981. Analyse géomorphologique d'une région-type: l'Ardenne occidentale. (T. 2). *Serv. Reprod. Thèses*, Univ. Lille III: 499-883.
- Voisin L., 1988. Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au sud-ouest de l'Ardenne. *Mém. hors-série, Soc. Hist. Nat. Ard.*, Charleville-Mézières, 44 p.
- von Hoegen J., Lemme B., Zielinski J. et Walter R., 1985. Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn massif. A model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 217-235.
- Wahba Y. et Zöller L., 1983. Terrassenverstellungen und tektonische Analyse von Satellitenbildern. Ein methodischer Versuch, dargestellt an Beispielen aus dem Mosel-Saar-Nahe-Raum. *Eiszeitalt. u. Gegenw.*, 33: 21-30.
- Walter R., Spaeth G. et Kasig W., 1985. An outline of the geological structure of the northeastern Hohes Venn area and of its northern foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 207-216.
- Ward R., 1978. Floods, a geographical perspective. *Focal problems in Geography*, MacMillan, London, 234 p.
- Wastiaux C., 1990. Végétation et régime hydrologique d'une tourbière haute drainée: dégradation et régénération (Deux-Séries, Hautes Fagnes, Belgique). *Mém. inédit, Univ. Liège*, 83 p.
- Waterlot G., Beugnies A., Bintz J., Hary A. et Muller A., 1973. Ardenne-Luxembourg. *Guides géologiques régionales*, Masson, Paris, 206 p.
- Wavrelle B., 1987. Contribution à l'étude géomorphologique du Massif de Serpont. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 121 p.
- Webb D.W. et Walling D.E., 1982. Effectiveness of different flow classes for sediment and solute transport. *Catena*, 9: 9-23.
- Wemans G., 1984. Regime characteristics of the Sambre. *Bull. Soc. belge Etudes Géogr.*, 53: 115-142.
- Winkin P., 1973. Les pentes en Ardenne depuis Houffalize jusque Recht. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 103 p.
- Woillard G., 1975. Recherches palynologiques dans le Pléistocène de l'est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Lovaniensis*, 14, 118 p.
- Yali M., 1990. Etude qualitative et quantitative de la charge de fond de l'Ourthe inférieure. *Mém. inédit, Univ. Liège*, 116 p.
- Zagwijn W.J., 1989. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case study of coastal lowland evolution. *Geol. en Mijnb.*, 68: 107-120.
- Zeese R., 1978. Der Präpleistozäne Formenschatz in der Rurçifel und seine beziehung zur Tektonik. *Kölner Geogr. Arb.*, 36: 121-128.
- Zenses E., 1980. Reliefentwicklung in der nördlichen Eifel. *Kölner Geogr. Arb.*, 38, 219 p.
- Ziegler P.A., 1978. North-western Europe: tectonics and basin development. *Geol. en Mijnb.*, 57: 589-626.
- Ziegler P.A., 1992. European cenozoic rift system. *Tectonophys.*, 208: 91-111.
- Zonneveld J., 1956. Schwermmineralgesellschaften in Niederrheinischen Terrassen-Sedimenten. *Geol. en Mijnb.*, 18: 359-401.

TABLEAU STRATIGRAPHIQUE

ERE	SYSTEME	SERIE (AGE en Ma)	ETAGE	PHASE TECTONIQUE		
Cénozoïque	Quaternaire	{ Holocène (0-0.01)				
		{ Pléistocène (0.01-1.7)				
	Néogène	Pliocène (1.7-5)		{ Diestien		
				{ Anversien		
				{ Boldérien		
		Miocène (5-24)		{ Burdigalien		
				{ Aquitanien		
			Oligocène (24-36)		{ Chattien	
					{ Rupélien	
					{ Tongrien	
	Paléogène	Eocène (36-55)		{ Bartonien		
				{ Ledien		
				{ Bruxellien		
		Paléocène (55-66)		{ Yprésien		
				{ Landenien		
			{ Montien			
Crétacé	supérieur (66-97)		{ Danien			
			{ Maastrichtien *	P.T. laramienne		
			{ Campanien *			
			{ Santonien *			
			{ Coniacien *			
	inférieur (97-140)		{ Turonien			
			{ Cénomaniens			
			{ Albien			
			{ Aptien			
			{ Barrémien			
Mésozoïque	Malm (140-160)		{ Néocomien	P.T. néocimmérienne		
			{ Portlandien			
			{ Kimmeridgien			
			{ Oxfordien			
			{ Callovien			
		{ Bathonien				

Paléozoïque	Jurassique	Dogger (160-184)	Bajocien	P.T. saalienne	
			Aalénien		
		Lias (184-210)	Toarcién		
			Pliensbachien		
			Simémurien		
			Hettangien		
	Trias	supérieur (210-230)	Rhétien		
		moyen (230-245)	Keuper		
		inférieur (245-250)	Muschelkalk		
	Permien (250-290)		Zechstein		P.T. asturienne
			Rotliegend		
	Carbonifère	Houiller (290-335)	Stéphanien		P.T. sudète
			Westphalien		
		Dinantien (335-360)	Viséen		
			Tournaisien		
	Dévonien	supérieur (360-376)	Fanennien		P.T. bretonnique
			Frasnien		
		moyen (376-390)	Givetien		
			Couvinien		
	Silurien	inférieur (390-410)	Emsien		P.T. hollandienne
Siegenien					
supérieur (410-422)		Ludlovien			
inférieur (422-440)		Wenlockien			
Ordovicien	supérieur (440-460)	Llandoveryien	P.T. condruso-brabançonne		
		Ashgillien			
	moyen (460-480)	Caradocien			
		Llandeilién			
Cambrien (500-590)	inférieur (480-500)	Llanvirnien			
		Arénigien			
		Trémadocien			
		Revimien			
		Devillien			

* L'ensemble des étages coniacien à maastrichtien constitue le Sénonien.

REMERCIEMENTS

Cet ouvrage a été publié avec le concours de la Fondation Universitaire de Belgique, de la Fondation Francqui, de la Société Géographique de Liège et du Centre National de Recherches Géomorphologiques. Sa réalisation a bénéficié des soins de Madame Jacqueline Mossoux, dessinatrice, et de Messieurs Léon Lemaire et Michel Mathys, photographes, René Ancion, dessinateur, et Jean-Luc Génicot, technicien.

TABLE DES MATIERES

Introduction	7
1. L'Ardenne ou les Ardennes?	7
2. L'objet de l'ouvrage: l'Ardenne et les régions voisines	11
3. L'Ardenne dans les temps géologiques	12
La naissance de l'Ardenne. Mise en place du massif paléozoïque de l'Ardenne	15
1. Quand est née l'Ardenne?	15
2. Où était l'Ardenne à sa naissance?	15
3. L'histoire paléozoïque du massif ardennais	17
Les paysages physiques de l'Ardenne	31
1. Introduction	31
2. La Haute Ardenne (anticlinorium de l'Ardenne, synclinorium de Neufchâteau, anticlinorium de Givonne)	31
3. Le synclinorium de Dinant	44
4. Le massif de la Vesdre	49
5. Un exemple de carte de synthèse	51
Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale. L'altération des roches et les climats anciens	53
1. Altérations de l'Ardenne sensu stricto	53
2. Les altérites et leur redistribution dans le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse	56
3. L'âge des altérations et les climats qui leur ont été favorables	57
4. Ferruginisations et silicifications	63
5. Conclusion	65
L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surfaces d'érosion en Ardenne	68
1. Le cadre géologique de la morphogenèse méso-cénozoïque en Ardenne	68
2. Géométrie et datation des surfaces d'érosion ardennaises	73
3. L'évolution morphologique de l'Ardenne-Eifel au Méso-Cénozoïque en regard des facteurs tectonique et climatique	90
Les rivières s'installent	94
1. Introduction	94
2. Le réseau hydrographique après l'Oligocène	94
3. La Meuse de Dinant	98
4. Le sillon Sambre-Meuse	102
5. Le Hoyoux; la Lesse; l'Ourthe et son bassin	105
6. La Semois	108
7. Le bassin de la Moselle	108
8. La Rur et l'Urft, en Eifel nord-occidentale	109
L'Ardenne bouge toujours. Néotectonique du massif ardennais	110
1. Le mouvement d'ensemble du massif ardennais	111
2. Les mouvements régionaux et locaux	117

3. Les mouvements actuels en Ardenne-Eifel	124
4. Les causes du soulèvement néotectonique ardennais	132
L'Ardenne sous le joug du froid. Le modelé périglaciaire du massif ardennais	136
1. Les conditions climatiques de l'Europe occidentale au Quaternaire	136
2. L'Ardenne sous le joug du froid. Vue générale	139
3. Les preuves de l'existence d'un pergélisol en Ardenne	141
4. Les apports éoliens	142
5. Les versants périglaciaires	143
6. Les dépôts de versants	146
7. Les accumulations pierreuses	146
8. Les vallées asymétriques	147
9. Les traces de paises minérales de l'Ardenne	148
10. Pour conclure	154
L'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire	155
1. Introduction	155
2. L'étagement des terrasses et l'aspect de leur profil en long	156
3. L'origine des terrasses	169
4. L'âge des terrasses et l'encaissement des rivières ardennaises au cours du Quaternaire	173
5. L'influence de phénomènes locaux sur l'évolution des cours d'eau	176
Grottes et rivières des régions calcaires	178
1. L'originalité des régions calcaires	178
2. La répartition des roches solubles et des régions karstiques	178
3. Un modelé particulier: les dépressions fermées	182
4. Les vallées des régions calcaires. Vallées sèches, vallées aveugles	186
5. Les grottes	187
6. Les processus karstiques actuels	192
Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises	194
1. Caractérisation du réseau hydrographique	194
2. L'alimentation des rivières. Le bilan hydrologique	195
3. Le régime et l'écoulement des rivières ardennaises	199
4. Les modifications du régime. Variations des modules annuels	202
5. Courbe de tarissement et évaluation des réserves	202
6. Réponse des débits aux précipitations. Genèse des crues	203
7. La fréquence des inondations	205
8. Le contexte lit mineur-lit majeur	208
9. Caractéristiques morphométriques des rivières	212
10. La dynamique actuelle des rivières	213
11. Dénudation des bassins versants	217
Bibliographie	224
Tableau stratigraphique	234

Achévé d'imprimer sur les presses du
Groupe Graphique Chauveheid, Liège-Stavelot,
le 10 octobre 1995

