

CHAPITRE 4

L'INVENTAIRE DES STRUCTURES

CHAPITRE 4. L'INVENTAIRE DES STRUCTURES

Près de 13 familles de structures ont été recensées dans les différents lithofaciès structuraux des domaines waulsortiens étudiés. Si certaines d'entre elles sont de loin plus abondantes que d'autres, comme par exemple les plis ou failles, d'autres comme les boudins ou les *kink bands* sont plus exceptionnelles. Le type spécifique de structure qui se développe durant la déformation est avant tout déterminé par le régime local des contraintes induites lors des mouvements orogéniques et par le matériau dans lequel la déformation se développe (Chap. 3.). Il est donc important, si l'on veut décrypter le mode de déformation, de réaliser l'étude des structures tectoniques sous la forme d'un inventaire relatif aux régimes de contrainte et aux mécanismes de déformation.

Les familles de structures ont été regroupées en quatre ensembles qui reflètent les modes majeurs de déformation, malgré que des recoupements sont fréquents : les déformations synsédimentaires et d'enfouissement (Sect. 4.1. à 4.3.), les déformations ductiles (Sect. 4.4. à 4.6.), les déformations cassantes (Sect. 4.7. à 4.10.) et les déformations par cisaillement (Sect. 4.11. à 4.13.). Certains regroupements n'ont cependant pu être évités soit que les méthodes d'analyse étaient semblables, soit que des critères de classification devaient être comparés. C'est par exemple le cas des veines tectoniques définies avec les veines diagénétiques dans la Sect. 4.3., et celui des veines en échelon en extension ou en cisaillement présentées ensemble dans la Sect. 4.12.

Enfin, signalons qu'afin d'aider les lecteurs dans les classifications et termes utilisés, chaque section de cet inventaire des structures débutera par une rapide rappel théorique que nous présenterons dans des encarts.

*

* *

Section 4.1.

LES FIGURES DE CHARGE ET SLUMPS.

Il est important avant tout inventaire de structures tectoniques de présenter les structures synsédimentaires. Leur présence pourrait en effet influencer le comportement mécanique du calcaire qui les contient et donc modifier la géométrie des structures qui traduiront sa déformation.

La présence de figures de charge est un élément important d'hétérogénéités au sein du calcaire car il en influence son comportement. Ces structures endocinématiques (ou rhéotropiques, Conybeare & Crook 1968) ont une origine physique à rechercher dans la différence de densité entre bancs ; les sédiments sus-jacents plus lourds (moins poreux) descendant dans un *mudstone* encore fluide qui les englobe (Collinson & Thompson 1989). Ce tassement vers le bas provoque parfois, en retour, des injections du sédiment plus léger vers le haut.

Les *slumps* et glissements synsédimentaires affectent généralement des séquences sédimentaires non lithifiées, bien litées, à grains fins et situées sur et/ou à la base, de pentes primaires (Collinson & Thompson 1989). L'origine de ces structures de déformation synsédimentaire est donc gravitaire comme dans le cas des figures de charge, mais aussi, et surtout, le fait de déplacements (par glissement et plissement) plus importants au point de vue des masses concernées et des distances parcourues. Les soubresauts tectoniques contemporains à la sédimentation sont en partie responsables des instabilités et complètent ainsi celles de sédiments gorgés de fluides disposés sur des talus. Nous avons vu que ces soubresauts sont communs dans l'orogénèse varisque, certains failrages étant même responsables de la structuration des bassins (Chap. 2.).

Les critères de reconnaissance entre les déformations de *soft-sediment* par effets gravitaires et celles d'*hard-sediment* par forces tectoniques font l'objet de deux importantes études que nous ne citerons qu'en référence : Mills (1983) qui insista sur la genèse de ces déformations, et Elliott & Williams (1988) qui comparèrent des sédiments anciens déformés par *slumping* et contraintes tectoniques avec des sédiments récents, déformés mais non lithifiés. Pour la suite de ce qui nous concerne, il est évident que les *slumps* ou figures de charge sont importants pour déterminer d'éventuelles polarités sédimentaires ou pour leur contribution à l'hétérogénéité des faciès.

§ 4.1.a. Les structures synsédimentaires de la série stratifiée de Furfooz.

La reconstitution structurale qui permet de calculer les pentes primaires a été appliquée, lors de notre travail de fin d'études (Brodikom 1985), aux bancs du Faciès de Leffe et du Waulsortien de Furfooz, dans la zone de passage latéral des Coupes 6, 7 et 8 (Ri des Forges, Chemin des Crêtes et Ravin Rose, fig. 2.7, ann. 1). Les pentes vraies (isochroniques) des dépôts du Faciès de Leffe avec le fond marin ont été calculées de 15° à 20°. Dans un tel contexte, il n'est pas étonnant que, dès 1969, Dupont ait déjà noté la présence de glissements et plissements synsédimentaires le long des flancs, ces structures accompagnant les faciès bréchiques et rythmiques de Leffe. Aucune occurrence particulière de telles structures n'a pu être observée dans le Faciès de Leffe à Furfooz, probablement par manque d'affleurements. Dans le Faciès de la Mollignée par contre, des *slumps* de tailles modestes ont été observés dans les polybancs 21 et 37 du Ravin Rose et dans des passées plus fines du Ravin des Vaux (affl. 9). Ces *slumps* du faciès de la Mollignée traduisent le fait qu'il y a, au

moins en partie, continuité latérale de ce type de sédimentation et de l'instabilité liée aux pentes récifales depuis le faciès de Leffe.

Les figures de charge des calcaires de la Mollignée ont fait l'objet d'une analyse en vue de déterminer la polarité des couches (Brodkom 1985). La présence de niveaux où ces *load casts* perturbent la continuité des couches est un facteur propice au développement de discontinuités qui permettront les glissements tectoniques et amélioreront la ductilité d'ensemble. Près de douze échantillons de la Coupe 8 ont montré de telles structures qui indiquent la même relation de polarité, les couches étant toutes en position inverse dans le flanc sud retourné du pli AS 7, partie occidentale du Synclinal de Vletchamp (ann. 1, ann. 2).

Notons enfin que si les structures d'injections et cisaillements synsédimentaires paraissent impressionnantes à l'échelle de l'échantillon, elles ne se limitent qu'à des niveaux inférieurs au décimètre dans les bancs stratifiés. Dans ce sens, et combinées avec d'autres éléments de la fabrique, ces structures jouent bien comme zones de faiblesse augmentant la ductilité d'ensemble du lithofaciès. Nulle part néanmoins, nous n'avons pu voir que ces structures interfèrent directement sur la géométrie des structures tectoniques.

§ 4.1.b. Le *slump* de la série stratifiée de Loughbeg.

Une structure particulièrement remarquable a été observée dans la *Loughbeg Formation* le long du rivage ouest de la presqu'île et à 15 m au sud du contact de cette formation avec les calcaires waulsortiens du flanc nord du Synclinal de Loughbeg. La structure est un *slump* qui affecte une série litée de cette *Loughbeg Formation* dont nous avons dit au § 2.6.b. qu'elle était ici l'équivalent du Faciès de Leffe de Belgique (fig. 2.19).

La structure est un *slump* d'au moins 80 cm de demi-longueur d'onde ($W/2$). Le pli est à plan axial horizontal, de fermeture dysharmonique et d'une ouverture proche de 110° (fig. 4.1). Sa charnière est d'abord aiguë, avec des traces de glissements, puis arrondie vers l'extrados. L'absence des structures habituelles accompagnant les plis tectoniques (fissures, ripages, etc), le type de dysharmonie de fermeture avec des blocs obliques au plan axial, l'attitude par rapport aux structures régionales, le type de bancs déformés, et le contexte sédimentaire de son occurrence sont autant de critères qui confirment l'hypothèse du glissement synsédimentaire. L'analyse des inclinaisons de couches et les différences d'épaisseur tendraient en effet à montrer que les calcaires waulsortiens de Loughbeg ont développé une pente primaire (Sleeman, Thornbury & Sevastopulo 1986, Heselden 1991 ; § 4.4.d.).

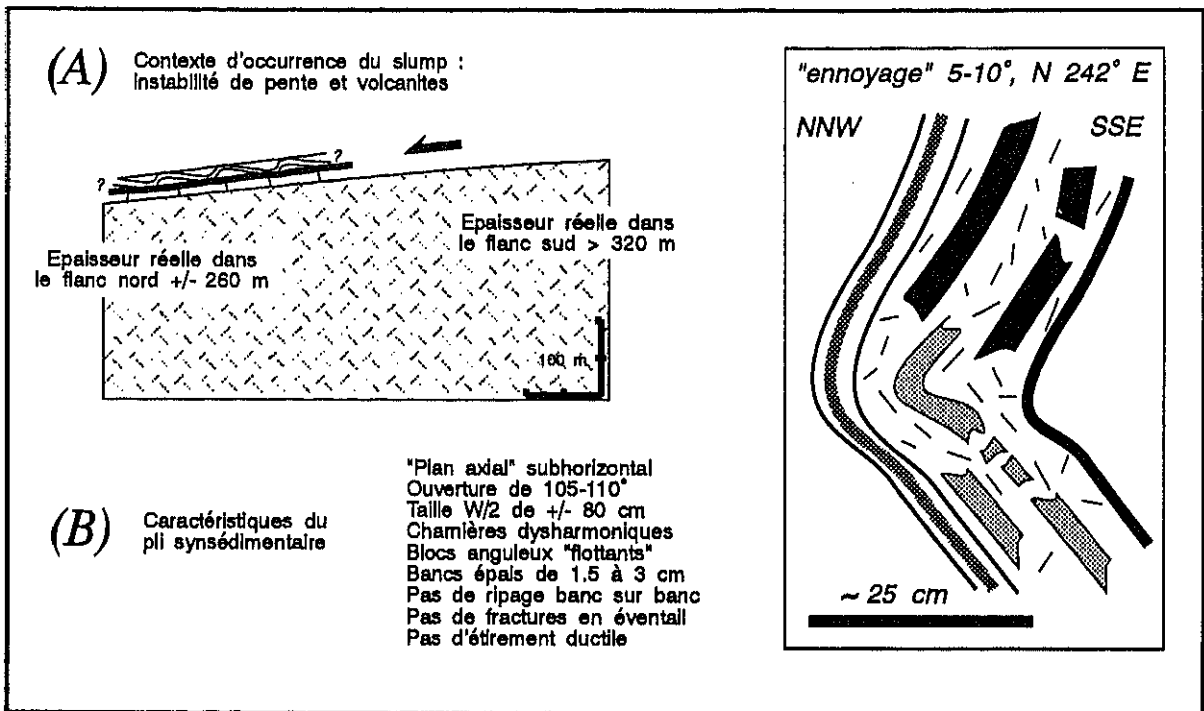


Figure 4.1

Présentation du slump de Loughbeg : (A) reconstitution de la pente primaire dans le cadre du Synclinal de Loughbeg (ann. 4) et (B) croquis du slump et de ses caractéristiques géométriques.

Si, à la présence de niveaux de cendres volcaniques, on ajoute cette pente primaire, on ne peut qu'y voir une parfaite conjonction d'instabilités à laquelle nous devons de probables glissements. Ces glissements ont généré les *slumps*, dans les niveaux encore fluides de la *Loughbeg Formation*, sur ce qui devait alors être un faible talus de monticule waulsortien (fig. 4.1).

*
* *
*

Section 4.2.

LES JOINTS DE DISSOLUTION.

L'étude de la déformation implique que, préalablement, nous considérons la stylolithisation possible des corps qui se déformeront. La compaction est une étape fondamentale dans l'histoire d'un sédiment carbonaté car elle provoque des variations de volume ou d'épaisseur, c'est-à-dire des changements de forme des corps. La dissolution et la recristallisation des solutions, en ciment de seconde génération ou matériaux de remplissage, influenceront donc la définition lithologique des roches.

L'analyse des joints stylolithiques est d'autant plus importante qu'il a été montré que des pseudo-stratifications, de même aspect en couches que les strates, étaient marquées par des stylolithes et résultaient d'un processus de dissolution diagenétique à faiblement métamorphique (Simpson 1985; Logan & Semeniuk 1976). Ces pseudobancs complètent la caractérisation géométrique des corps sédimentaires et éventuellement influencent leur mode de déformation. Comme dans d'autres domaines de ce travail, nous avons constaté que le rôle des joints stylolithiques d'enfouissement, comme facteur de discontinuité, porteuse ou non d'une future déformation, n'avait pas encore fait l'objet d'études détaillées dans le Waulsortien.

Les structures de dissolution, plus souvent comprises comme "les stylolithes", sont les effets d'une dissolution différentielle qui est accompagnée d'une migration des solutions le long de microdiscontinuités préexistantes. Cette dissolution différentielle apparaît en réponse tant aux pressions de confinement qu'aux pressions tectoniques. Comme ces deux origines, pour un même processus, sont fondamentalement différentes et affectent le sédiment à des moments différents de son histoire, nous en différencierons d'emblée les effets par une terminologie appropriée. Le terme de "joint" (différent du *joint* anglais) sera, dans ce travail, réservé aux structures de l'enfouissement (voir aussi la discussion à propos des diaclases à la Sect. 4.7.). Dès lors un "joint stylolithique" (*bedding-parallel stylolites*) ou "stylolithe diagenétique" sera compris comme le fait de la compaction, *sensu stricto*, tandis que le terme de "stylolithe tectonique" qualifiera ces structures de dissolution provoquées sous contraintes orogéniques. Ces dernières, souvent liées aux fractures, failles ou fentes de tension, sont sécantes aux joints de stratification et présentent des pics pointus ou coniques de dissolutions (fig. 4.2). Ces stylolithes tectoniques sont relativement bien connus dans les formations calcaires depuis Blake & Roy (1949) qui décrivaient déjà des *transverse stylolites* jusqu'à Raynaud & Carlo-Schaffhauser (1992) qui ont étudié au SEM les structures de la roche-mère qui les contient. Ces stylolithes tectoniques seront étudiés suivant les besoins dans les sections consacrées aux failles et structures associées.

Depuis le travail de référence de Powell en 1979, le terme de "clivage" se substitue de plus en plus au terme de "stylolithe" (Sect. 4.5.; Gelser & Sansone 1981, pour l'aspect tectonique). Le stylolithe devient ainsi une forme grossière de clivage espacé suivant la terminologie généralement adoptée, entre autres par Engelder & Marshak (1985) dans leur remarquable synthèse sur les clivages disjonctifs (p. 328) : "*Spaced cleavage has been variously referred to tectonic stripping, solution cleavage, fracture cleavage, stylolitic cleavage, zonal cleavage, fissuring, reticulate cleavage, false cleavage, and spaced-solution cleavage. Very widely spaced domains, which commonly have pitted surfaces, are also called stylolites.*" Nous voyons donc que depuis le *Stylolithes sulcatus* décrit par Klöden en 1828, le terme a pris beaucoup de maturité.

La plupart des études que nous citerons s'intéressent aux deux types de stylolithes sans distinctions, puisqu'une fois le processus est engagé, il reste semblable dans son mécanisme. Etant admis les processus de pression-dissolution des grains et de diffusion affectant un sédiment induré (Dunnington 1954), les contraintes et conditions du processus sont rarement recherchées, si ce n'est dans les travaux de Logan & Semeniuk (1976) qui en étudièrent le développement sous l'angle des conditions de faible métamorphisme dynamique. Les travaux sont plus souvent ciblés sur les mécanismes intimes d'interaction roche-fluide, les classifications et facteurs contrôlant la morphologie des stylolithes, les effets sur la porosité, etc. Les études les plus marquantes de ces dernières décennies sur les stylolithes dans les carbonates sont celles de Dunnington (1967), Park & Shot (1968), Bathurst (1971 *chapter 11*), Wanless (1979), Buxton & Sibley (1981) et en 1984, ceux de Wanless, Logan et d'autres, publiés par l'Abu Dhabi Reservoir Research Foundation sur les stylolithes et phénomènes associés. La fig. 4.2. des morphologies de pics et des attitudes relatives à S_0 est une synthèse des classifications de stylolithes diagenétiques ou tectoniques. Ces derniers sont surtout obliques à verticaux - par rapport à un S_0 horizontal - et de formes coniques à sismographiques.

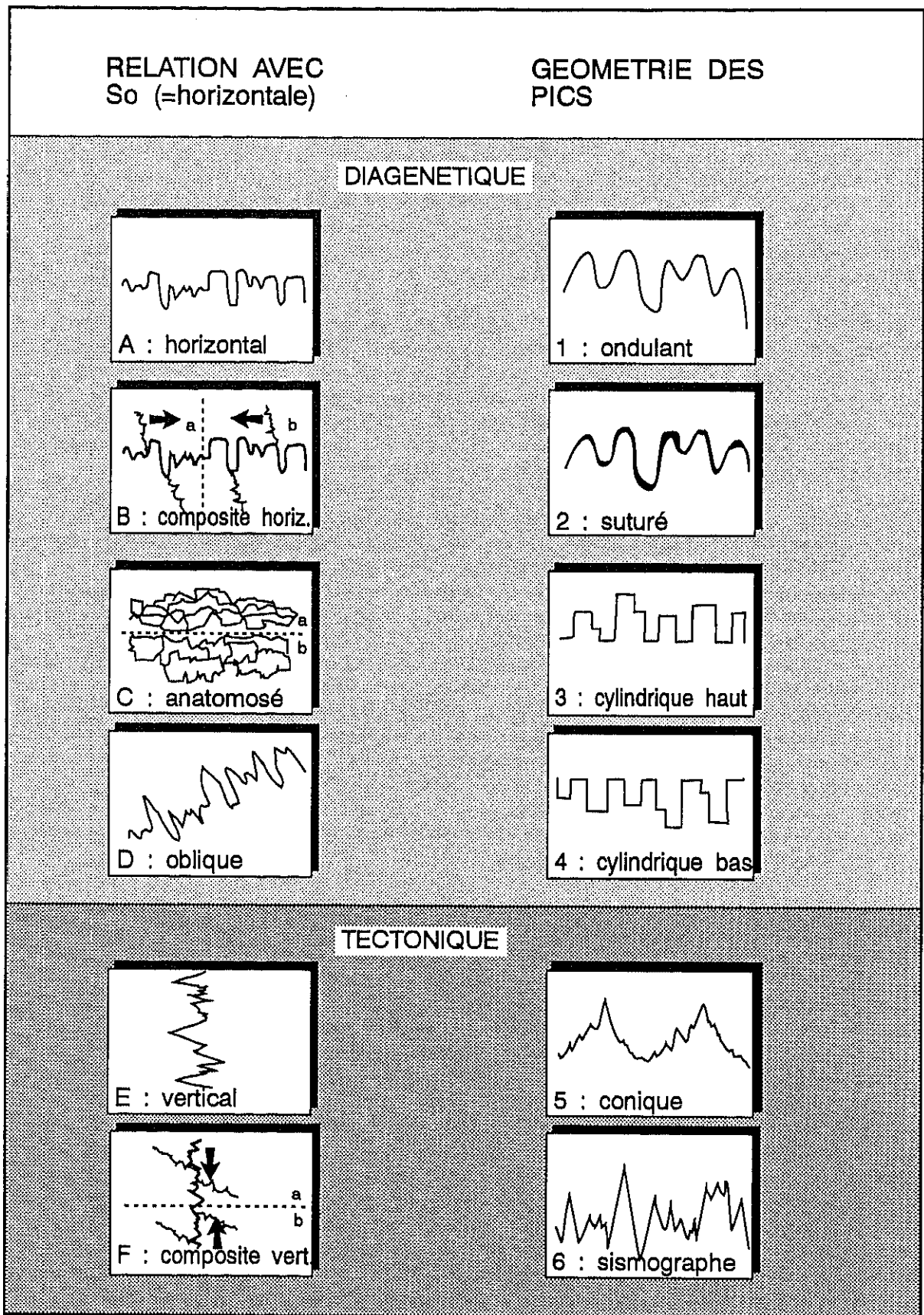


Figure 4.2

Classification géométrique des stylolithes diagénétiques et tectoniques suivant la relation à S_0 et suivant la morphologie des pics (d'après Park & Shot 1968, Bathurst 1979, etc.).

§ 4.2.a. Les joints stylolithiques de Furfooz.

Le tableau de la fig. 4.3 est une classification de 50 stylolithes, tant diagénétiques que tectoniques, du domaine waulsortien de Furfooz. Ils ont été étudiés en lames minces sur un nombre presque équivalent d'échantillons des divers lithofaciès structuraux. Rappelons encore que cette classification est basée sur celle de la fig. 4.2., suivant les critères de Park & Shot (1968), une des classifications les plus complètes qui tient compte des transitions entre les divers types de morphologie de pics et les attitudes des stylolithes par rapport à S_0 (horizontale).

L'aspect ondulant, suturé ou cylindrique est le critère fondamental pour identifier des joints stylolithiques de la compaction, qu'ils soient anastomosés en réseaux, parallèles ou obliques à S_0 . C'est ainsi que 74 % des stylolithes étudiés sont des joints d'origine diagénétique et se réfèrent ici aux classes **A 1-4**, **B 2**, **C 2-3** et **D 2-4**. Les 11 stylolithes tectoniques des classes **C 5**, **D 5-6** et **E 5** sont surtout coniques et obliques, ou perpendiculaires, à S_0 (pl. 4). Il reste encore deux anomalies de formes en **A 5** et **E 2** difficilement explicables par leur association contradictoire.

Attitude par rapport à S_0 codes	Morphologie des pics de dissolution						TOTAL
	Ondulant 1	Suturé 2	Cyl. Ht. 3	Cyl. bas 4	Conique 5	Sism. 6	
Horizontal A	1	11	2	1	1		16
Horiz. comp. B		5					5
Anastomosé C		7	1		2		10
Oblique D		4	3	2	3	1	13
Vertical E		1			5		6
Vert. comp. F							0
TOTAL	1	28	6	3	11	1	50

74% de stylolithes diagénétiques

Figure 4.3

Classification de 50 stylolithes étudiés en détail dans le domaine waulsortien de Furfooz.

Les intercalations crinoïdiques et la série stratifiée.

La classe 2 des joints stylolithiques correspond à l'image classique et commune de ces structures diagénétiques. Ce sont des joints assez épais à pics arrondis ou aplatis et contenant des résidus insolubles dans leurs crêtes et creux. Les intercalations crinoïdiques et séries stratifiées contiennent presque exclusivement ces types de joints stylolithiques, pouvant parfois être plus plats ou condensés, parfois anastomosés du type C. La rareté des formes cylindriques et la faible amplitude des joints du type 2, surtout dans les séries stratifiées, sont deux facteurs importants pour expliquer la déformation ultérieure des niveaux qui les contiennent. Les réseaux anastomosés sont fréquents dans les niveaux bréchiques du Faciès de Leffe (éch. 125, pl. 4) tandis que les joints plats et concentrés abondent dans certains niveaux plus fins du Faciès de la Mollignée. Dans les *packstone-grainstones* crinoïdiques, les joints stylolithiques suivent les contacts de grains sans fort déplacement relatif des pièces quasi intactes en volume ce qui indique la faible quantité de matériel dissout. Ce matériel se recristallise presque directement dans les ouvertures proximales qui deviendront des veines diagénétiques à calcites impures et mal cristallisées. Le fait que beaucoup d'entre elles sont encore décalées de manière anarchique par les joints stylolithiques ou vice-versa implique une relation de contemporanéité très utile dans la distinction des veines diagénétiques et tectoniques (Sect. 4.3.).

Les autres lithofaciès structuraux de Furfooz.

Le clivage est la caractéristique essentielle de la série alternée des Calcschistes de Maurenne à Furfooz. A l'opposé des stylolithes classiques, ce sont ici des joints relativement plats - sans pics ou dit "non suturés" - plutôt concentrés et anastomosés en gros domaines. Ils sont en fait affectés par le clivage tectonique bien marqué qui prend le chemin préférentiel des joints diagénétiques; l'allure des intersections joints-clivages est ainsi plus souvent tangentielle que crénelée (éch. 46 pl. 1).

Dans les noyaux dolomitiques de Furfooz, les joints stylolithiques sont rares, voire absents, soit car la stylolithisation est antérieure à la dolomitisation soit à cause de l'absence, dans ce faciès très homogène d'un point de vue lithologique, d'hétérogénéités propices à leur développement.

Dans les lentilles isolées, les joints de dissolution sont pour la plupart de type B 2, ce qui traduit une dissolution assez irrégulière. Ce type est composite (*horizontal cross-cutting*) et constitué de joints parallèles à obliques à S_0 et de générations successives à peine décalées ou contemporaines. Il faut évoquer ici l'effet géométrique des pentes et des variations

latérales de lithologies pour comprendre qu'une pression de charge, initialement verticale lors de la compaction, puisse être à l'origine de structures obliques et irrégulières de dissolution (éch. 39 pl. 4).

Le reste des calcaires de l'agrégat lenticulaire de Furfooz contient relativement peu de joints stylolithiques (diagénétiques) par rapport (1) à une quantité presque équivalente de stylolithes tectoniques, et (2) à son extension en regard des autres lithofaciès. C'est visiblement un lithofaciès qui se prête mal à la concentration d'insolubles en niveaux régulièrement arrangés. Les joints stylolithiques propres à l'agrégat waulsortien sont surtout cylindriques, obliques aux références stratifiées et irréguliers près des masses de sparites. Différents de ces joints ont ainsi été attachés à la classe D 3.

Conclusions sur les stylolithes et leur rôle tectonique.

Les stylolithes à pics prononcés, à l'inverse des joints plats et non suturés de la série alternée, sont réputés être des freins aux glissements intergranulaires au sein de la roche. Dans ce cadre, les stylolithes obliques et cylindriques à pics élevés de Furfooz ont montré combien, malgré la discontinuité initiée, des glissements intimes ne pourraient y prendre facilement place lors de la déformation. Les pics obliques atteignent des hauteurs de 2 à 3 mm et se disposent en créneaux rendant plus difficile toute possibilité de microglissements.

Dans ce sens donc, la morphologie des pics est à considérer dans la définition d'une fabrique pré-déformation. Les stylolithes des séries stratifiées (finement litées) et alternées à calcschistes sont à cet égard les plus propices aux microglissements alors que ceux des intercalations crinoïdiques sont intermédiaires, surtout en raison des joints très suturés et borduriers des grains grossiers. Les lentilles isolées et l'agrégat lenticulaire montrent des pics assez importants, souvent obliques, qui semblent difficilement pouvoir se prêter aux microglissements. Les noyaux dolomitiques n'ont quant à eux quasi pas développé de stylolithes. Nous verrons plus loin, pour compléter cette approche, que dans les agrégats tabulaires des autres domaines waulsortiens étudiés, les zones de pression-dissolution sont plutôt concentrées le long des limites de lithosomes où leur présence favorisera le développement de glissements (§ 4.2.c).

§ 4.2.b. Les joints stylolithiques des domaines de Laval.

Les joints stylolithiques de Bouère.

Les 12 échantillons orientés de Bouère ont fait l'objet, par le biais des lames minces multiples et sécantes, d'un inventaire détaillé des stylolithes. Si ces structures sont ubiquistes et plus fréquentes qu'à Furfooz, force nous a été de constater qu'aucune d'entre elles n'a été

répertoriée comme pouvant être d'origine tectonique. Les stylolithes de l'intercalation crinoïdique et de la série stratifiée sont surtout des joints stylolithiques de contact entre grains, voire des microstylolithes discontinus. Les plus grands appartiennent à la classe **D 2** dans le sens où ils sont légèrement obliques à S_0 et suturés, sans pics élevés. Des interlits argileux, au sein de l'intercalation crinoïdique, montrent par ailleurs des poches argileuses repoussées dans les bancs supérieurs.

Que nous considérons la petite lentille précoce de la carrière du Jars ou la base massive du Waulsortien de Bois Jourdan (fig. 2.14), tous les joints stylolithiques étudiés sont du type parallèle à oblique (**A D**) par rapport à la stratification basale des lentilles. Ils ont une morphologie rarement arrondie, souvent suturée à cylindrique (1 2 3 de la fig. 4.2).

Rarement du type **A 2** ou **D 2**, auxquels cas ils sont assez plats et discontinus, les joints stylolithiques des niveaux calcschisteux de Bouère sont souvent (1) soit des joints argileux non suturés très plats, anastomosés et assez concentrés pour former un véritable clivage du type espacé subparallèle à la stratification, (2) soit des joints stylolithiques bourrés d'insolubles disposés en réseaux du type **C 2** ou composite du type **B 2**, avec tous les intermédiaires possibles de formes (fig. 4.2). Ces joints représentent l'héritage d'une compaction ayant affecté des faciès plus péliques situés aux pourtours des pentes de la lentille waulsortienne du Jars. L'originalité des clivages de ce lithofaciès réside surtout dans la formation ultérieure, et tectonique cette fois, d'un second clivage moins prononcé mais franchement oblique au premier. Il institue ainsi sur le premier une crénulation dont nous discuterons lors de l'analyse des clivages tectoniques.

Les joints stylolithiques de St-Pierre.

Trois des cinq échantillons des intercalations crinoïdiques et de la série stratifiée de St-Pierre ont montré uniquement des joints stylolithiques parallèles à la stratification ou initiant un début d'organisation en réseau (**A C**). Classiquement les contacts entre grains et les bordures des masses sparitiques sont, surtout dans les niveaux crinoïdiques, suturés ou rarement cylindriques. Dans les niveaux stratifiés assez micritiques, les joints sont beaucoup plus plats, épais et parfois anastomosés en leurs extrémités.

Les échantillons 272 et 265, successivement à l'extrémité SW du front de taille au paller - 80 et à proximité de la lentille située à 30 m de cette extrémité, sont d'aspect nettement brèchique (fig. 2.16). Il s'y entremêlent tant les réseaux du type **C 2**, accompagnés de joints **D 2**, que des stylolithes tectoniques du type **5** coniques, obliques ou perpendiculaires à S_0 . Le discernement de ces structures n'est pas toujours clair dans un tel contexte car

inévitablement, des joints initiés durant la diagenèse ont pu être réactivés lors de mouvements ultérieurs comme il en est pour la zone broyée autour de la petite lentille (§ 4.11.c.).

Dans l'agrégat tabulaire, et sans grande différence fondamentale avec les lithofaciès précédents, les types majeurs de joints stylolithiques sont **A 2-3** à **D 2** ; parallèles à rarement obliques à la stratification définie autour des masses effilées. Ils sont de morphologie classiquement suturée à cylindrique, particulièrement en bordure des grains grossiers et sparites. Certains échantillons montrent par ailleurs des joints non suturés, très plats et obliques, subparallèles à l'éirement du calcaire (éch. 263). On a donc ici l'exemple de joints diagénétiques à pics peu importants qui auraient été entraînés ou auraient favorisé la déformation ductile. Une autre exception est l'échantillon 266, à l'extrémité NE de la coupe, qui est du type bréchique. Il montre une variété de stylolithes obliques à perpendiculaires et en réseau du style cylindrique à conique (**C D E, 3 5**).

§ 4.2.c. Les joints stylolithiques des domaines d'Irlande.

Le domaine waulsortien d'Ardmore.

Par rapport aux autres domaines étudiés, les lithofaciès structuraux d'Ardmore sont pauvres en stylolithes, tant diagénétiques que tectoniques. Les rares joints suturés observés sont très discontinus autour de crinoïdes et associés à un niveau bréchique. Deux occurrences de joints suturés légèrement obliques à S_0 ont été mis en évidence grâce à des veines diagénétiques décalées par la suture (éch. 295, pl. 4) Il semble donc que (1) soit les calcaires waulsortiens d'Ardmore n'ont pas subi, intrinsèquement, une importante compaction, les pressions-dissolutions s'étant concentrées aux multiples discontinuités sédimentaires que sont les limites de bancs waulsortiens, ou (2) soit que les cisaillements et déformations ductiles postérieures ont emprunté les niveaux stylolithiques ou stylobrèchiques comme lieux privilégiés d'expression. Même si dans ce second cas, on considère que la déformation aurait pu effacer les traces de la compaction, en s'y surimposant, les variétés les plus cylindriques et suturées de pics, peu propices aux glissements, auraient dû persister.

Mis à part cela, citons les fins niveaux schisteux intercalés au sein de la *Ballysteen Formation* dont nous étudierons le clivage tectonique (éch. 298, pl. 1). Le clivage plan-axial montre distinctement une quasi perpendicularité aux fines passées fossilifères marquant la stratification. A l'opposé des calcschistes étudiés à Bouère, nous n'avons pas trouvé ici de traces (éventuellement crénelées) d'une stylolithisation primaire ou diagénétique.

Le domaine waulsortien de Loughbeg.

Alors que pour la *Loughbeg Formation* seul un clivage tectonique a été reconnu (§ 4.5.c.), quelques rares joints stylolithiques diagenétiques ont été identifiés dans l'agrégat tabulaire waulsortien. Ce sont de faibles joints suturés du type **A (B) 2** presque toujours à tendance plate voire non suturée. Ici aussi, le fort étirement ductile des faciès échantillonnés est un facteur qui pourrait expliquer le peu d'occurrences rencontrées. Cependant, les lames quasi intactes de toute déformation n'ont pas non plus apporté de tels témoins de pression-dissolution. Un seul cas de stylolithe tectonique conique a de plus été répertorié.

L'agrégat tabulaire de Muckross.

Les mêmes observations que ci-dessus peuvent être rapportées pour les stylolithes et clivages tectoniques de l'agrégat tabulaire de Muckross. Des clivages non suturés subparallèles à l'étirement affectent les zones fort ductilement déformées. Dans les niveaux moins intimement déformés, les joints stylolithiques subparallèles aux traces de S_0 sont faiblement suturés à plats et borduriers des sparites, crinoïdes et cherts.

A Muckross, comme dans les autres domaines étudiés en Irlande, les joints stylolithiques n'ont jamais acquis ou ne présentent plus ni la régularité et continuité dans les sédiments carbonatés, ni la diversité de forme morphologique ou relative à S_0 que l'on retrouve ailleurs. Comme des faciès stylobrèchiques sont connus dans le Sud de l'Irlande - par exemple dans le *Cork Red Marble* visité à Inchera (Cork) -, il ne semble pas que l'intensité des pressions de charges lors de l'enfouissement aient été moins importantes, que du contraire. Il serait donc réaliste de penser que (1) la compaction s'est marquée de préférence en zones de pression-dissolution aux multiples contacts de sous-faciès interstratifiés des accumulations de *Waulsortian banks*, et/ou que (2) les niveaux stylolithiques ont été repris dans des déformations tectoniques postérieures en cisaillement ductile.

*

* *

Section 4.3:

LES VEINES DE CALCITE - DIAGENESE OU TECTONIQUE ?

Ce titre en forme de question rend compte de la diversité des modes de formation des veines calcitiques et de l'ubiquité de ces structures tant dans des environnements diagénétiques que tectoniques. Pour ce qu'elles auront d'utile à la compréhension ou la description des autres structures, nous tenterons ici de décrire les différences fondamentales entre les veines diagénétiques et les veines tectoniques héritées des fissurations et remplissages en extension.

Trois grandes familles de veines calcitiques sont connues dans le domaine de la diagenèse des carbonates anciens : les veines de recristallisation, de loin les plus fréquentes dans la diagenèse, de remplacement et de dilatation (fig. 4.4 de classification). Les variantes de veines tectoniques toujours en ouverture, qu'elles soient en régime d'extension ou de compression, sont quant à elles les produits de tensions ou de cisaillements. Pour éviter toute confusion, nous garderons le terme de "dilatation" pour les veines en ouverture-remplissage de la diagenèse, celles d'origine tectonique seront elles dites en "extension".

Les veines de recristallisation sont la conséquence d'un remplacement *in situ* de grains, physiquement instables dans les conditions de confinement, par des grains de même minéralogie mais plus stables et donc moins déformés. C'est une des formes de transformation diagénétique par néomorphisme (Bathurst 1971) dont l'action principale est un remodelage de la fabrique primaire de la roche (métamorphisme dynamique de Logan & Semeniuk 1976). Ces veines se forment, sans ouvertures de fractures (*cracks*) ni remplissages ultérieurs, de quatre manières (d'après Misk 1971 ; fig. 4.4) :

(1) La simple recristallisation par *aggrading neomorphism* produira des veines de pseudosparite dont le critère distinctif le plus marquant se trouve dans leur intersection avec des restes d'organismes qui, au passage de la veine, sont purs et nettoyés de tout pigment.

(2) Les *dashed veinlets* qui sont un ensemble de veinules parallèles. Elles croissent à partir de microfractures par recristallisation, en assimilant progressivement la micrite qui les entoure.

(3) Les veines de recristallisation qui ne présentent pas de changement de granularité. Assez courantes dans les dolomies, elles sont soit le fait de dégagement d'impuretés et causent ainsi une décoloration en bandes, soit le fait de l'aggradation néomorphique de veines plus anciennes.

(4) Les veines de recristallisation par *degrading neomorphism* sont réputées pour être plus rares. La granulation va ici dans un sens de diminution de la taille des grains vers une forme de pseudomicrite. Elle se fait au détriment d'une matrice plus grossière ou, plus souvent, d'une autre veine des catégories précédentes.

Les veines de remplacement sont également des produits de la diagenèse. Cette fois, c'est par le biais des solutions fluides que se fait un remplacement ou une transformation (voire par un polymorphe) de la minéralogie primaire. C'est le cas, par exemple, des remplacements silice-calcite qui affectent des cherts dans les calcaires carbonifères d'Irlande (Wardlaw 1962).

Les veines de dilatation, trop classiquement connues comme étant d'origine tectonique, mais qui peuvent aussi constituer des systèmes d'ouverture et remplissage durant des phases précoces ou synsédimentaires de relâchement.

§ 4.3.a. Les veines de dilatation et les critères de distinction.

Cotter (1966) a présenté le cas de veines de dilatation, assez précoces s'il en est dans l'histoire d'un sédiment, qui affectent des *Waulsortian banks* du Mississipien lors d'un stade d'émergence temporaire de ceux-ci, avant l'enfouissement définitif. Pour peu que de telles

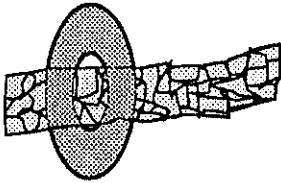
veines soient découvertes avec certitude dans les domaines waulsortiens étudiés, nous aurions ainsi la trace d'une éventuelle phase précoce de dilatation. C'est ainsi le cas de Loughbeg où des veines en échelon et des veines subparallèles en réseaux - dites "en rideaux" - sont intersectées par le clivage et ont donc été attribuées à un tel épisode de relaxation (§ 4.12.c.). Pour Furfooz, divers cas de veines, en apparence non tectoniques, semblent indiquer des relations qui pourraient être une piste en faveur d'une telle phase précoce de dilatation (pl. 5). C'est par exemple une veine bien tranchée qui s'arrête net à son contact avec un joint stylolithique (éch. 6), d'une veine à calcite perpendiculaire aux parois et dont il est clair qu'elle est antérieure à la dolomitisation (pl. 3), de certaines brèches dont les veines sont interrompues par les joints stylolithiques difformes, de veines anciennes et déformées dont une part de la cristallisation en bordure de parois est nettement perpendiculaire (éch. 67). Il est certain qu'une analyse des générations de calcite devrait être réalisée dans ces veines et dans de nombreuses autres, rectilignes ou en échelon. Dans la plupart des cas, on ne sait dire, en l'absence de critères, si elles sont d'âge varisque, donc proprement tectonique, ou juste postérieur à la lithification des sédiments lors d'une phase de dilatation.

Les critères de distinction d'une part entre les veines diagenétiques, en ce terme compris celles de dilatation, entre elles et d'autre part entre ces veines et les veines tectoniques ne sont pas toujours faciles à utiliser (pl. 5, pl. 6). C'est ainsi que si l'on manque soit de restes fossiles intersectés par les veines, soit d'intersections de veines entre elles ou avec des joints stylolithiques, certaines veines de dilatation diagenétiques pourraient facilement passer pour des structures tectoniques en extension. L'apport de la cathodoluminescence pour la reconnaissance des générations de ciment est indispensable à cet égard. De Brit (1989) a ainsi identifié, sur base de l'analyse en laboratoire de 91 veines, 5 réseaux distincts dans des faciès calcaires dinantiens des comtés de Longford et Westmeath en Irlande. Une analyse aussi détaillée des veines des six domaines waulsortiens étudiés n'a pas été réalisée ici en raison de la disproportion que prendrait ce genre de travail en regard des objectifs fixés. A elle seule, l'analyse de tous les types de veines dans les domaines waulsortiens dont cette thèse fait l'objet, et suivant un échantillonnage mieux ciblé, pourrait constituer l'objet d'une recherche particulière de longue haleine - si la nécessité s'en faisait sentir. Pour l'heure, nous avons tenté pour le mieux de discriminer les veines chaque fois que c'était nécessaire, avec, outre les critères de classification ci-dessus, (1) des relations simples de concordance et d'âges relatifs, entre elles ou en regard de joints de dissolution, (2) de formes et de pureté des calcites secondaires ou de remplissages ainsi que de la déformation de leurs macles, et (3) de leur déformation ou non par d'autres structures tectoniques identifiées, etc.

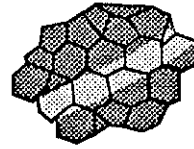
VEINES DIAGENETIQUES

Recristallisation

Simple recrystallisation veinlet
(aggrading neomorphism)



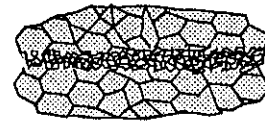
Decoloration veinlet
(remove of impurities or vestige)



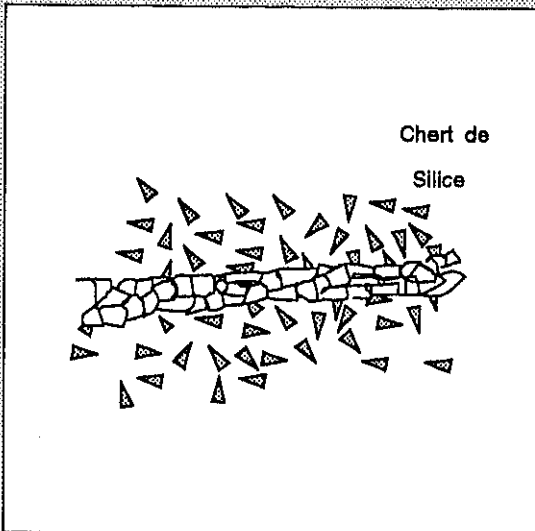
Dashed veinlets
(recrystallisation by coalescence)



Granulation veinlet
(degrading neomorphism)



Remplacement



Dilatation

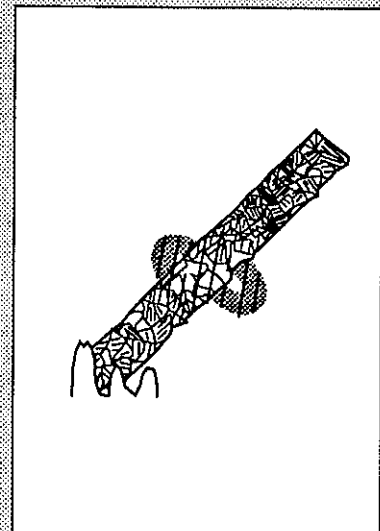


Figure 4.4

Classification des types majeurs de veines diagénétiques des roches carbonatées (d'après Misik 1971, Wardlaw 1962, Cotter 1966, etc.)

§ 4.3.b. Les occurrences possibles de veines tectoniques.

Nous verrons plus loin que les veines tectoniques peuvent accompagner des structures aussi variées que les pils ou les charriages. Si dans l'inventaire, nous n'avons détaillé que des veines disposées en échelon dans les zones de cisaillement (Sect. 4.12.), nous ne reviendrons sur les autres veines tectoniques que lorsqu'elles permettront de mieux comprendre une déformation particulière. A titre d'information, nous citerons rapidement ci-dessous quelques occurrences les plus remarquables de ces veines.

L'association la plus systématique de veines d'extension, rectilignes ou en échelon, est celle qui lie ces veines avec les réseaux organisés de diaclases. Nous montrerons ainsi (§ 4.7.a.) que les veines les plus courantes des séries stratifiées de Furfooz sont parallèles et contemporaines de l'un ou l'autre des systèmes de diaclases. En ce qui concerne certains pils, il est connu que ces structures, et particulièrement dans leurs zones charnières, développent des zones d'extension en rupture. Les fissures ainsi générées se remplissent de produits de la dissolution locale, soit en veines bien planaires, soit, par propagation, en veines en échelon par extension (Sect. 4.12.). Un exemple très caractéristique de veines associées aux pils est aussi celui des veines en échelon disposées en éventail dans la charnière d'un micropil secondaire de Furfooz, parasite dans le flanc sud de l'anticlinal de Molemont. Ces veines sont nettement intersectées par un réseau plus récent très rectiligne, d'origine régionale et lié à une fracturation tardive (§ 4.4.a.).

Un autre contexte d'occurrence des veines tectoniques est celui des zones de failles. Nous présenterons ainsi, à proximité de la faille normale de St-Pierre, une courte étude de veines du Waulsortien faite en cathodoluminescence. Les divers réseaux déterminés et leurs caractéristiques et âges relatifs ont permis de mieux saisir les témoignages du failage (§ 4.10.b.). A Bouère, les mésofailles inverses reconnues semblent être responsables du développement de distensions induites dans le bloc de failles où des veines ont été décrites (§ 4.8.b.). Outre ces exemples que nous expliciterons, les veines tectoniques se marquent encore (1) dans les zones de charriages, et assimilés, où elles font partie des brèches et zones broyées, comme à Muckross (§ 4.8.c.) ou Furfooz (§ 4.8.a.), (2) dans le cortège des structures d'accompagnement des décrochements (Sect. 4.9.), et (3) dans les noyaux dolomitiques plus rigides soumis à des tensions internes lors de la structuration régionale (§ 4.11.b.).

*

* *

Section 4.4.

LES PLIS ET STRUCTURES ASSOCIEES.

Dans un milieu sédimentaire varié comme le Dinantien, favorable au développement de joints et bancs, et dans un environnement tectonique surtout en raccourcissement comme le sont les phases asturienne et sudète-II, il n'est pas étonnant que les plis soient les structures les plus communes que nous ayons rencontrées dans les domaines waulsortiens. Etant donné leur diversité morphologique et mécanique, liée à la variété des lithofaciès structuraux du Waulsortien et de son enveloppe, nous en ferons l'inventaire détaillé afin de dégager les principes majeurs de la déformation (Chap. 5.).

Les plis s'accompagnent le plus souvent de tout un cortège de structures ou microstructures : des diaclases, organisées en réseaux orthogonal ou diagonal (Sect. 4.7.), un clivage plan-axial lors de plissements synschisteux (Sect. 4.5.), des fipages banc sur banc, des fissures d'extension dans les charnières, des structures d'éirement ductile, etc. Les plus importantes de ces structures feront l'objet de sections particulières de cet inventaire tandis que les autres, plus spécifiques ou localisées, seront étudiées dans cette section.

Si les plis sont de fait des structures héritées d'un raccourcissement tectonique à l'échelle du segment orogénique, certaines structures d'accompagnement traduisent, à leur échelle, un régime local en extension. C'est le cas, par exemple, dans des séquences multicouches à niveaux contrastés de compétence, des fissures d'extension qui affectent les bancs compétents en voie de flexuration dans l'extrados des zones charnières. De par son action subparallèle à la surface du banc, cette déformation additionnelle a été appelée "*tangential longitudinal strain*" (Ramsay & Huber 1983). Ces structures d'accompagnement nous permettront non seulement de nuancer les régimes majeurs de déformation, mais aussi de mieux comprendre les mécanismes intimes de structuration.

Dans le Chap. 2., nous avons entre autres présenté la cartographie et les traits structuraux majeurs de nos terrains. Les plis faisant partie des structures caractéristiques des domaines étudiés, le lecteur doit être averti des possibles et inévitables répétitions.

§ 4.4.a. Les plis et structures associées de Furfooz.

Présentation générale des plis de Furfooz.

Le tableau de la fig. 4.5, la fig. 4.6 (de classification générale), la carte de l'ann. 1 et les coupes de l'ann. 2 présentent les plis majeurs de l'enveloppe stratifiée et du Waulsortien de Furfooz (§ 2.2.b.). Il existe à Furfooz un lien particulier entre le récif et le style des plis. Ce lien, qui fera l'objet de notre discussion, est le fait de deux points :

(1) Malgré la rareté de discontinuités nettes comme les plans de stratification qui sont indispensables pour marquer le plissement, le Waulsortien plus ou moins massif s'est d'une manière ou d'une autre déformé. Sa structuration s'est réalisée par plissement, avec les séries stratifiées avec lesquelles il est entraîné avec plus ou moins de dysharmonie, et par cisaillement ou torsion interne dans les conditions géométriques incompatibles avec la simple flexuration.

(2) Le style des plis - dans ce que leur morphologie et déversement ont de comparable au droit du récif ou loin dans les faciès latéraux - est une conséquence de la présence du Waulsortien plus massif en relief ou butoir dans la série stratifiée.

PLI	PARTIE	ATTITUDE DU PLAN AXIAL		ENNOYAGE DE L'AXE DU PLI
SYNCLINAL DE VIETCHAMP				
AS4	partie ouest	N 88° E,	88° S	5°, N 269° E
AA8	3 ^è ordre	N 77° E,	89° S	20°, N 257° E
AS9	3 ^è ordre	N 86° E,	87° N	2°, N 86° E
AS4	partie centrale	N 87° E,	62° S	4°, N 89° E
	partie est	N 90° E,	65° S	16°, N 98° E
AS7	partie ouest	N 108° E,	80° S	20°, N 285° E
	partie est	N 80° E,	80° S	20°, N 258° E
ANTICLINAL DE MOLEMONT				
AA3	partie ouest	N 68° E,	78° S	45°, N 234° E
	partie centrale	N 112° E,	71° SW	30°, N 124° E
	partie est	N 82° E,	78°	8°, N 84° E
AA6		N 95° E,	76° S	
AUTRES PLIS DE 2^{ème} ORDRE				
AA1	Ravin des Vaux	N 93° E,	88° S	5°, N 274° E
AS2	Ravin des Vaux	N 86° E,	90°	10°, N 266° E
AS5	Route de Vêve	N 89° E,	78° S	21°, N 265° E
<p>Taux de raccourcissement estimé pour l'ensemble de la Nappe de Dinant : minimum 35 % d'après Raoult & Meilliez (1987)</p> <p>Raccourcissements maxima obtenus à Furfooz suivant le calcul : $R = 100 \times ((L1-L0)/L0)$ avec L1, la demi-longueur d'onde des plis, et L0 mesuré suivant l'enveloppe des plis et suivant le meilleur tracé possible des coupes sériées présentées à l'annexe 2 :</p> <p>56% pour la limite Calcschistes de Maurenne/Faciès de Bayard 56% pour la limite Bayard ou Waulsortien/Faciès de Leffe 61% pour la limite Faciès de Leffe/Faciès de la Mollignée</p> <p><i>Ces taux élevés sont donnés à titres indicatifs et représentent une déformation globale. Elle tient compte de l'ensemble des éléments qui ont structuré les formations durant le raccourcissement : déformation interne, failles de charnière, clivage, etc.. De plus, cette déformation affecte des formations sujettes aux variations latérales de faciès et qui sont, en ce sens donc, non constantes quant à leurs épaisseurs.</i></p>				

Figure 4.5

Tableau des structures plissées du domaine waulsortien de Furfooz et évaluations régionales du taux de raccourcissement.

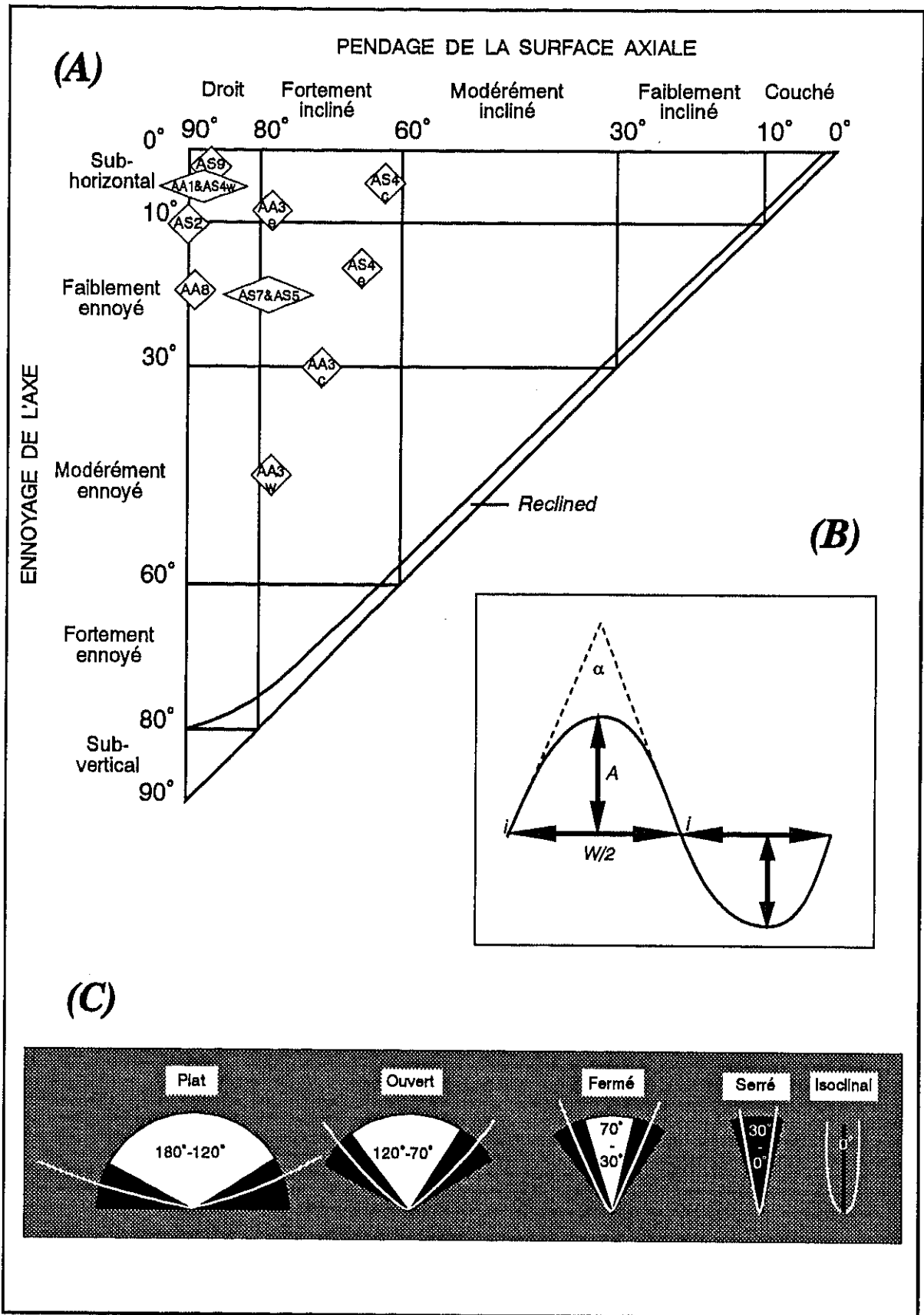


Figure 4.6

Classification des plis : (A) suivant leur géométrie dans l'espace (d'après Fleuty 1964) avec les attitudes des plis de Furfooz, (B) définition de la demi-longueur d'onde ($W/2$), (C) les classes d'ouverture de plis.

Le plissement difficile du Waulsortien et son rôle sur le style tectonique régional sont des points qui avaient été déjà remarqués par Tazieff (1944). Lors de leurs travaux de fin d'études, Bouw (1971) et Hallet (1982) précisèrent déjà pas mal des caractéristiques des plis de Furfooz, entre autres par les datations stratigraphiques et les études des pentes de veines bleues, qui toutes deux indiquaient le plissement du récif. Brodtkom (1985) a de plus poursuivi ces travaux, entre autres par une étude structurale plus approfondie des plis de l'enveloppe.

La région de Furfooz est donc dans le flanc sud d'un synclinal de 1^{er} ordre qui s'étend de Dréhance à Hulsonniaux (fig. 2.2). Les plis de 2^{ème} ordre qui le constituent sont de direction axiale E-W, droit ou à faible déversement nord. Ils sont par ailleurs accompagnés d'une schistosité plan-axiale particulièrement évidente dans des horizons subwaulsortiens comme les Calcschistes de Maurenne ou les Schistes du Pont d'Arcoie (fig. 1.1, § 2.2.a). Parmi ces plis de 2^{ème} ordre, il en est un qui nous intéresse car il structure la fin des faciès dévoniens et l'ensemble des terrains dinantiens de la région de Furfooz et Gendron-Celles. Suivant les termes de Brodtkom (1985), c'est le pli constitué par les axes synclinaux **AS 4** (à l'ouest) et **AS 7** (à l'est) et que nous appellerons ici le Synclinal de Vletchamp du lieu dit, à l'est, où sa fermeture est le mieux marquée (fig. 4.5, fig. 2.7, ann. 1 et ann. 2). Il fait donc suite, au nord, à l'Anticlinal d'Hulsonniaux affectant surtout le Dévonien. La majeure partie des faciès subwaulsortiens dinantiens, à pendage subvertical ou renversé, occupe ainsi le flanc sud du Synclinal de Vletchamp. Le Waulsortien, quant à lui, est aussi dans le flanc sud de ce synclinal pour la partie centrale et occidentale, tandis qu'il en occupe le cœur et peut-être une part du flanc nord dans la partie orientale, là où dans l'axe **AS 7** son développement est moindre.

La seconde structure de 2^{ème} ordre, qui fait directement suite au nord du Synclinal de Vletchamp, est l'anticlinal constitué par les axes anticlinaux précédemment désignés sous les termes **AA 3** (à l'ouest) et **AA 6** (à l'est). Nous l'appellerons ici l'Anticlinal de Molemout, du nom de la colline, au sud de Furfooz, où son passage a le mieux été défini, outre bien sûr le long de la Route de Véve. Près du Pont de Cwarnau, à l'ouest, cet anticlinal est au cœur des faciès waulsortiens terminaux (ann. 1, fig. 2.7). Près de Molemout, il affecte les faciès stratifiés périwaulsortiens et à l'est, c'est cet axe **AA 6**, où le passage direct est visible entre les faciès subwaulsortiens et le Faciès de Leffe, sans développement récifal. Nous verrons plus loin que, dans la partie nord de la Montagne de Chalet, il existe un bombement léger des plis de 2^{ème} ordre, Synclinal de Vletchamp et Anticlinal de Molemout, qui permet la mise évidence des faciès waulsortiens plissés, sous-jacents dans ces mêmes structures aux faciès stratifiés à la Galerie des Sources ou dans la partie supérieure du Ravin des Vaux.

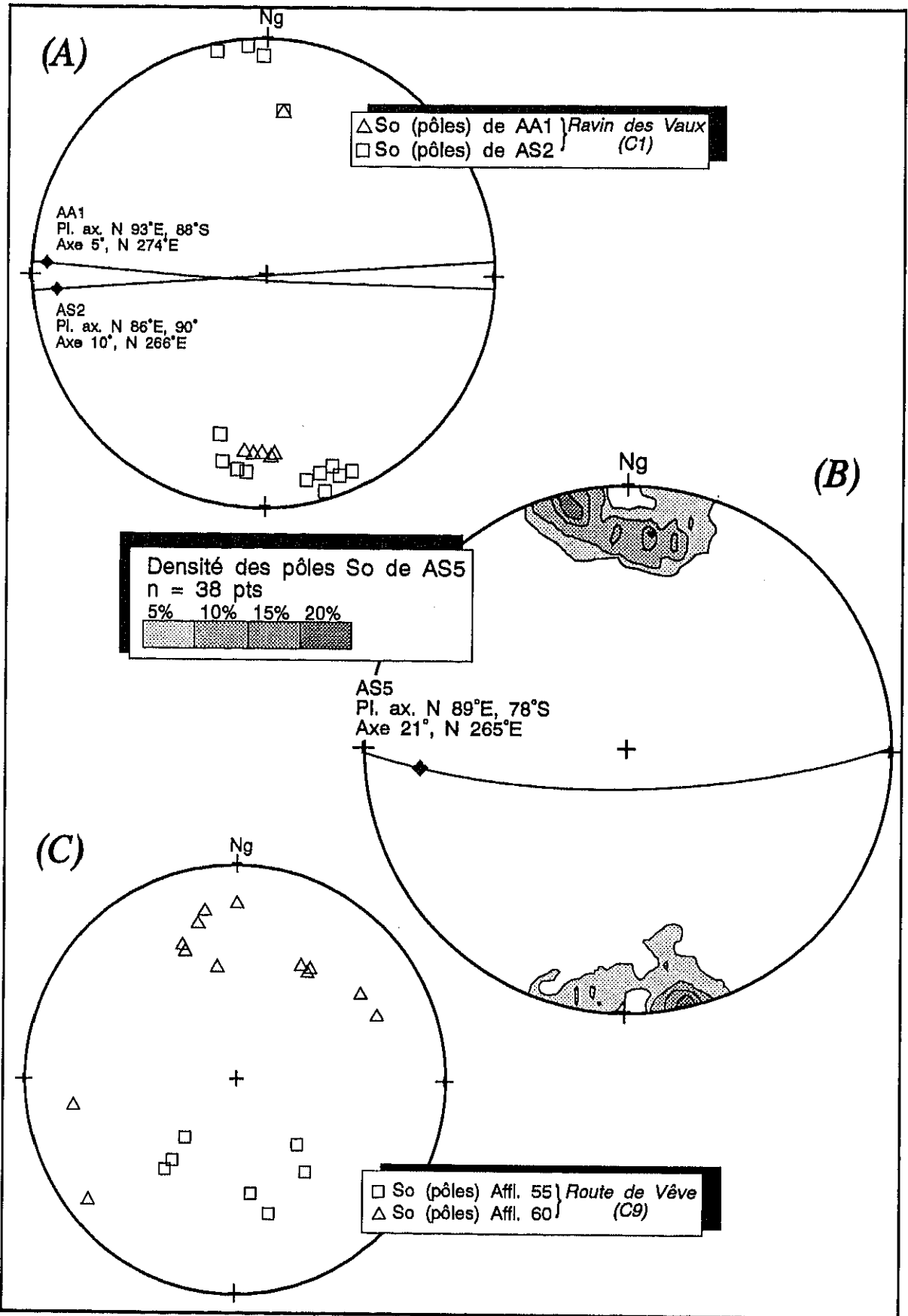


Figure 4.7
 Stéréogrammes des plis AA1, AS2 et AS5 à Furfooz (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (A) les plis AA1 et AS2 dans la partie nord du Ravin des Vaux, (B) AS5 près de Vêve et (C) déformation de So pour les affleurements faillés de AS5.

Les autres plis de 2^{ème} ordre sont, dans le Ravin des Vaux, l'axe **AS 2** dans la suite de l'Anticlinal de Molemont puis **AA 1**, juste au sud de Furfooz, et l'axe synclinal **AS 5** près de Vêve (fig. 4.5, ann. 1). L'ensemble de ces structures affectent, à l'affleurement, les faciès périlwaulsortiens, en ce compris le Calcaire de Neffe du Viséen moyen, et cela sans que nous puissions avoir la certitude qu'elles entraînent avec elles les faciès waulsortiens dans le Ravin des Vaux, ou le Waulsortien de Vêve pour **AS 5**. Quoiqu'il en soit, la rareté des affleurements sur le plateau, à près d'une altitude de 115 m au-dessus des fonds de Lesse, et la présence probable d'une faille longitudinale courant de Chaleux à Vêve ne nous permettent pas ici de regrouper en une même structure les plis **AS 2** et **AS 5**. Nous ne reviendrons pas en détail sur ces plis sans relations directes avec les faciès waulsortiens et dont les caractéristiques ressortent nettement du tableau de la fig. 4.5, des cartes et coupes en ann. 1 et ann. 2 et des projections de la fig. 4.7 A-C (Brodikom 1985). Ils traduisent en tout cas un style tectonique régional : **AA 1** et **AS 2** sont des plis subhorizontaux ouverts et droits, à plans axiaux verticaux de direction N 86° à 93°E. Le pli de Vêve, **AS 5**, est quant à lui faiblement ennoyé vers l'ouest et de plan axial N 89°E, 78°S tronqué par la Faille de Vêve (§ 4.8.a.).

Dans la série des structures de 3^{ème} ordre, il faut citer les deux axes parasites AA 8 et AS 9 qui affectent la transition latérale Waulsortien-Lesse dans la moitié sud de la Route de Chaleux (ann. 2, fig. 4.5). Leur taille (W/2) et leur position dans le flanc sud du Synclinal de Vletchamp en font des structures parasites qui latéralement disparaissent assez vite et qui, à notre sens, sont liés à la dysharmonie jouant entre les faciès massifs waulsortiens et stratifiés de l'enveloppe.

Enfin, pour conclure cette présentation des plis de Furfooz, nous citerons les plis mineurs parasites, de demi-longueur d'onde (W/2) métrique, qui affectent les faciès bien stratifiés comme le Faciès de la Mollgnée du Ravin Rose ou du Ravin des Vaux (ann. 1, ann. 2 ; Brodikom 1985). Dans la hiérarchie relative à leur taille et leur position, ces plis secondaires sont aussi de 3^{ème} ordre par rapport à leur pli de référence, quoique leur taille est nettement moindre que les plis **AA 8** et **AS 9**. Ce point se comprend aisément si on voit l'amplitude et la W/2 du Synclinal de Vletchamp qui sont exagérées en raison du développement récifal.

Le Synclinal de Vletchamp.

Le tableau de la fig. 4.5 synthétise les caractéristiques structurales des plis de Furfooz, dont celles du Synclinal de Vletchamp. Les dix projections stéréographiques de la fig. 4.8 A-J présentent quant à elles l'analyse structurale de la schistosité, de la stratification et des caractéristiques structurales des segments de pli qui constituent ce synclinal.

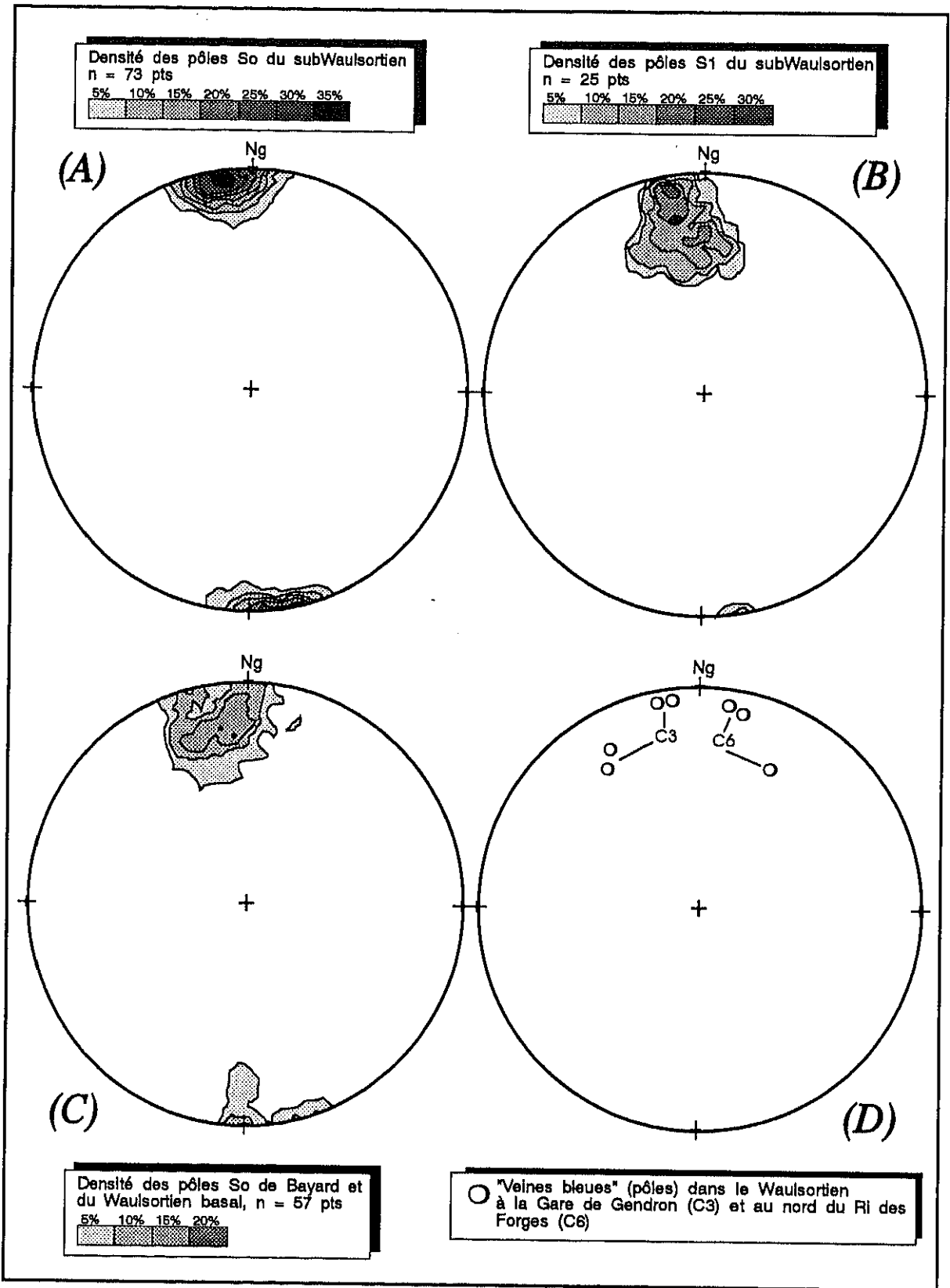


Figure 4.8-1

Stérogammes du Synclinal de Vietchamp à Furfooz (Coupes 3-4-5-6) (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (A)-(B) le subWaulsortien du flanc sud, (C)-(D) Bayard et le Waulsortien basal du flanc sud avec S_0 et des "veines bleues".

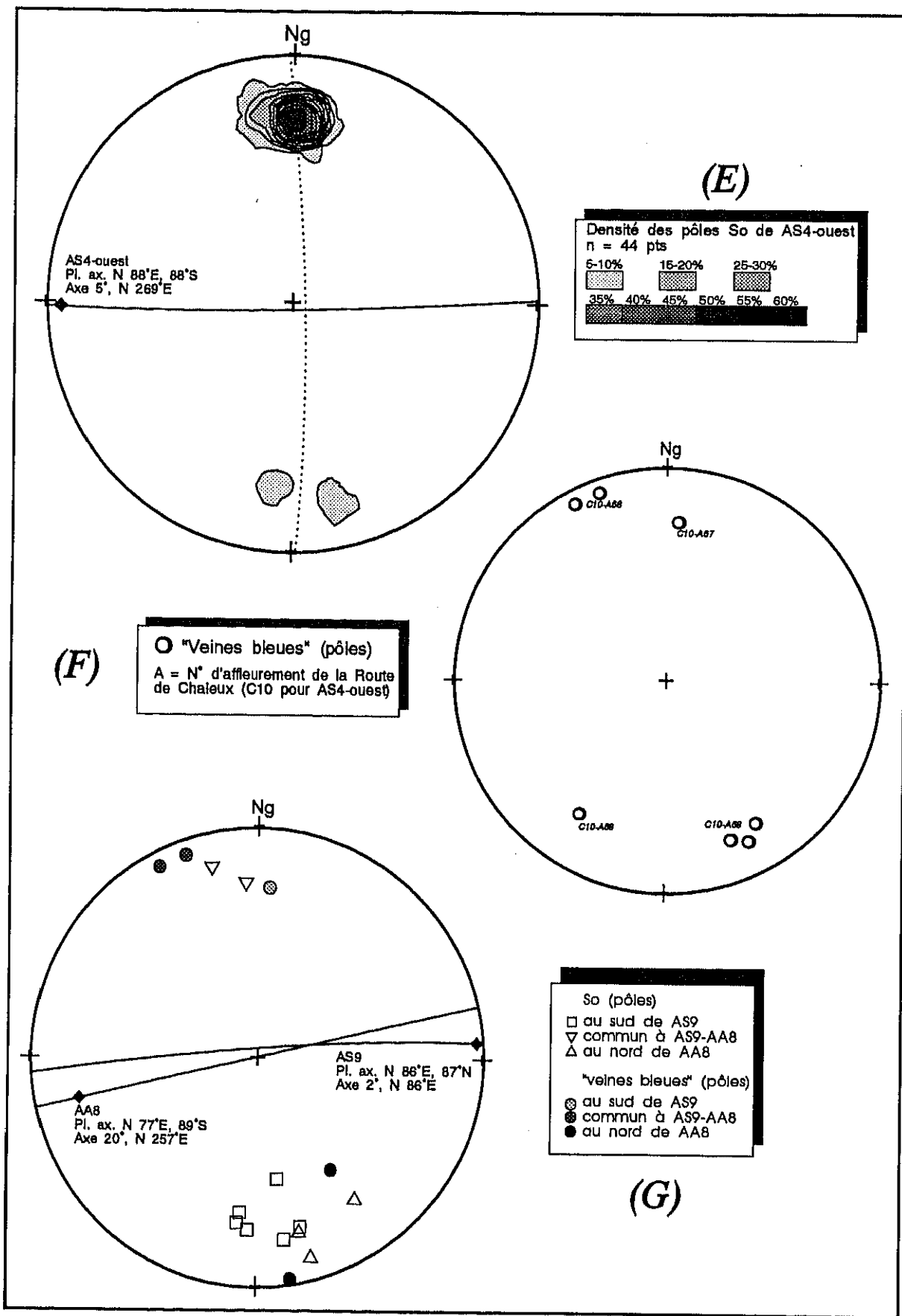


Figure 4.8-2

Stereogrammes du Synclinal de Vietchamp à Furfooz (partie occidentale-C10) (Proj. Schmidt, hém. inf. et optage 1% surf.) : (E)-(F) la stratification du pli AS4-ouest et les "veines bleues" associées, (G) les plis de 3ème ordre AA8 et AS9.

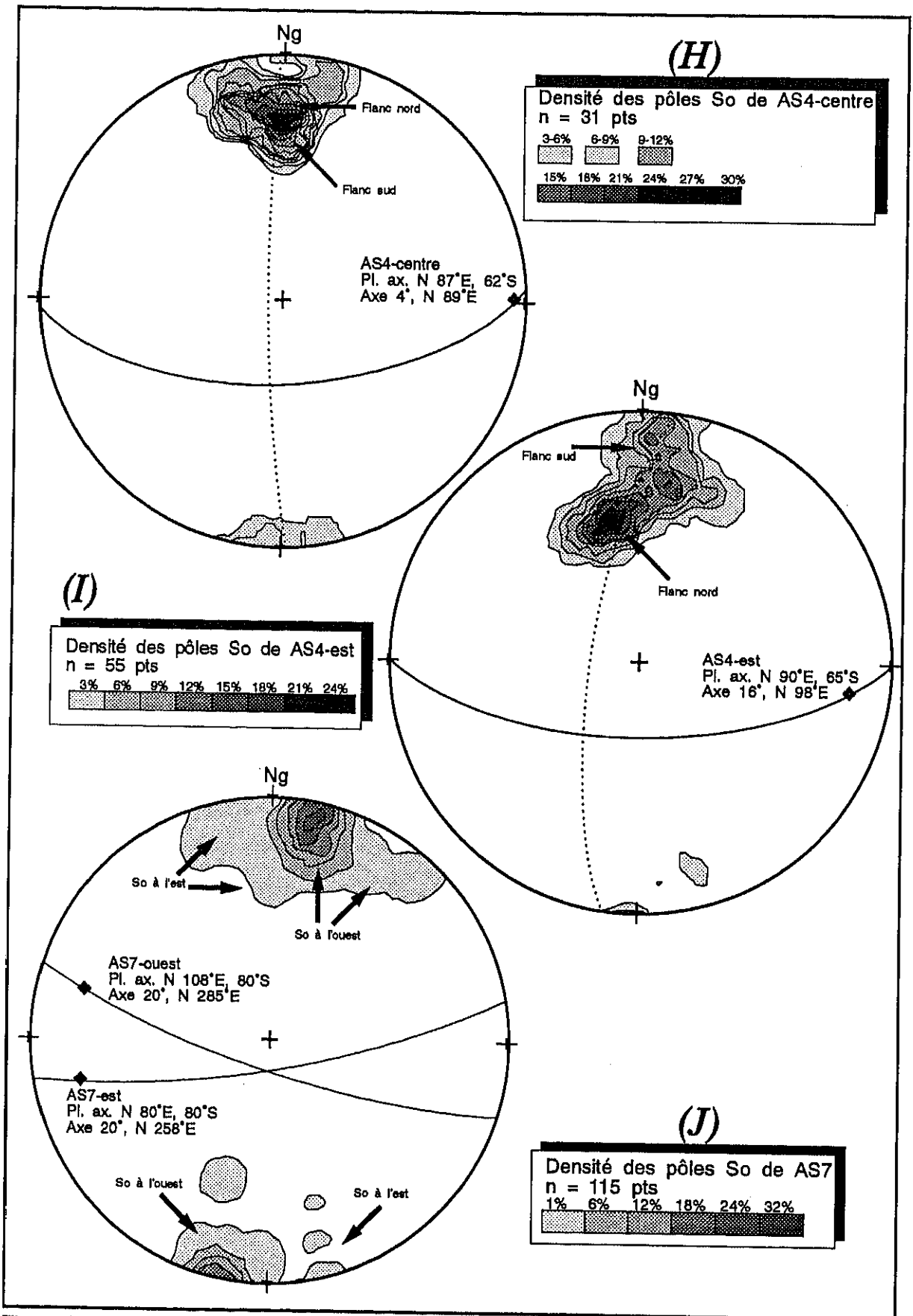


Figure 4.8-3

Stereogrammes du Synclinal de Vietchamp à Furfooz (partie centre et orientale) (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (H)-(I) la stratification du pli AS4 au centre et à l'est, au tunnel de chemin de fer, (J) la stratification du pli AS7.

En terme théorique de demi-longueur d'onde ($W/2$, fig. 4.6) qui évalue sa taille, ce synclinal doit faire l'objet d'une analyse particulière étant données les importantes variations latérales de faciès et d'épaisseurs conséquentes à la forme et aux pentes du récif waulsortien. Selon la meilleure estimation possible du tracé de ce pli en ann. 2 et si l'on se soustrait des plis parasites, les longueurs $W/2$ seraient successivement à l'ouest, selon A-A', et à l'est, selon I-I', de : 625 m et 325 m pour la limite Bayard-Waulsortien, 310 m et 275 m pour la transition Waulsortien-Leffe, 45 m et 210 m pour la transition Leffe-Mollignée. La variation latérale de $W/2$ exprime combien la taille du pli est une fonction directe de l'épaisseur du Waulsortien, en diminution vers l'est, et du Faciès de Leffe, en augmentation vers l'est. Le flanc sud du Synclinal de Vletchamp est ainsi anormalement épais en regard de son flanc nord mais surtout diminue vers l'est en épaisseur. La dysharmonie tectonique engendrée par cette constitution particulière des flancs est la source des variations observées dans le style du pli.

À l'est, pour **AS 7**, les pentes diachroniques du récifs établies sur base des distances et pendages tectoniques sont de 17° , tant vers l'est que vers le nord. L'épaisseur du Waulsortien massif n'étant plus qu'environ de 45 m dans le flanc sud d'**AS 7**, selon I-I' (ann. 2), il ne suffirait plus, à pente constante, qu'une distance initiale d'environ 150 m pour qu'au nord, il disparaisse définitivement. Même si dans le milieu sédimentaire en question on peut supposer que la pente tend à s'aplanir, il n'en reste pas moins évident que c'est sans faciès massifs, ou bien avec une faible épaisseur sans influence sur le style tectonique, que **AS 7** s'est développé. Il est de style tectonique droit et subsoclinal, de plan axial N 80°E, 80°S, dévié dans une direction N 108°E avec l'épaississement ouest des faciès massifs, et ennoyé de 20°W (fig. 4.8 J). La projection stéréographique des attitudes de veines bleues du Waulsortien du Ri des Forges (Coupe 6) indique qu'en moyenne, elles ont une pente SE, quasi subverticale (fig. 4.8 D). Leur obliquité directionnelle, avec les bancs à pendage sud (fig. 4.8 A & C), est la trace des variations latérales de pentes et de faciès.

Plus à l'ouest, **AS 4** apparaît dans le Ravin des Vaux (Coupe 1) comme la suite latérale de **AS 7** dans le Synclinal de Vletchamp. Dans ce secteur, l'épaisseur des faciès waulsortiens est estimée à 335 m dans le flanc sud du synclinal, la pente des faciès massifs n'étant plus que de 10° environ. La charnière du pli étant constituée des faciès stratifiés supérieurs au Waulsortien et le niveau topographique montant au nord, les faciès waulsortiens n'ont plus été retrouvés dans le flanc nord de **AS 4** dans le Ravin des Vaux. Par contre, l'axe du synclinal apparaît courbe (bombé) dans les faciès waulsortiens de la Montagne de Chalet (Coupe 11) où ils occupent une position charnière mise en évidence par la topographie. Il s'ennoie ainsi

de 5°W et 4°-16°E, successivement à la Galerie des Sources à l'ouest et près du Chalet du Parc à l'est (fig. 4.8 E, H & I). Quant à la surface axiale de ce pli, elle est déversée vers le nord de 62° à 65°S dans la partie orientale (fig. 4.8 H & I), alors qu'à l'ouest, elle est droite avec une pente de 88°S (fig. 4.8 E). On peut penser que dans le secteur ouest, cette attitude plus normale est une conséquence directe du plissement des flancs par la formation conjointe des plis parasites **AA 8** et **AS 9**. Le fait de retrouver du Waulsortien plissé avec son enveloppe dans la Montagne de Chalet, fait déjà remarqué par Bouw (1971), est un indice que son plissement se prolonge quelque part sous le Ravin des Vaux. La dysharmonie engendrée par l'entraînement de l'agrégat lenticulaire dans la partie occidentale du Synclinal de Vletchamp est la cause majeure des variations de style tectonique - déversement différentiel de sa surface axiale et ennoyages opposés. Ce sont ces variations contradictoires de style qui provoqueront le développement d'une *shear zone* majeure transverse dans les faciès waulsortiens (§ 4.11.b.).

A l'affleurement 47/8 du Ravin Rose (Coupe 8) des stries de ripage banc sur banc ont un *pitch* 81°W dans un banc inverse du flanc sud de **AS 7**, incliné de 60°S. La petite différence de 9° entre le ripage et la pente du banc, non retrouvée dans les ripages de faciès subwaulsortiens, traduirait ainsi la présence d'un relief antérieur au plissement. Dans les mêmes faciès du flanc nord, mais à l'ouest pour **AS 4** dans l'ancienne carrière de la Route de Chaleux (Coupe 10), la différence ripage-pente est de 18° pour des stries de *pitch* 72°E dans des bancs, en position normale, inclinés de 64°S. C'est donc, comme l'a suggéré Ramsay (1967) et à sa suite Mattauer (1973), en raison du fait que des couches sont disposées initialement de manière oblique aux axes principaux de déformation que d'une part, des ripages peuvent apparaître obliques aux axes de plis, et d'autre part, que ces axes eux-mêmes peuvent acquérir durant la déformation des ennoyages plus élevés que la normale - cette normale étant par exemple ici le pli droit E-W **AA 1**, à peine ennoyé de 5°W (fig. 4.7. A).

C'est dans le large flanc sud du Synclinal de Vletchamp, dans le secteur sud de la Route de Chaleux, que Bouw (1971) décrivait déjà les plis secondaires d'ennoyage du Waulsortien dans son enveloppe stratifiée latérale. Par son analyse très fine des âges et polarités, que nous avons complétée par un grand nombre de mesures structurales, Bouw (1971) a montré comment dans ce secteur la déformation régionale n'a pu s'accommoder que par un plissement secondaire, en partie au moins accompagné de ruptures. Les plis **AA 8** et **AS 9** (coupe A-A' en ann. 2) sont ainsi subhorizontaux à faiblement ennoyés, arrêtant de cette manière et latéralement l'occurrence d'affleurements waulsortiens. L'anticlinal **AA 8**, le plus septentrional et à coeur waulsortien, dont nous verrons au § 4.11.b. qu'au moins une

zone d'étiement en marque le glissement, est à plan axial N 77°E, 89°S et le synclinal **AS 9** est à plan axial quasi semblable N 86°E, 87°N (fig. 4.8 G). La longueur d'onde globalisée de ces deux structures est inférieure à 200 m, d'autant plus que le synclinal **AS 9** semble escamoté par une faille, dans le contact entre faciès stratifiés plus anciens et waulsortiens plus jeunes. Ces structures affectent le flanc sud du Synclinal de Vietchamp dont les caractéristiques structurales sont identiques dans ce secteur occidental. Dans le récif proprement dit, et toujours dans le flanc sud du Synclinal de Vietchamp, ces structures n'ont pas été retrouvées ni au sud de la Montagne de Chalet, ni dans le Ravin des Vaux. Ce sont bien des plis locaux, liés à la transition des faciès waulsortiens aux faciès latéraux, où seuls des plis de cette amplitude sont aptes à se développer. Dans l'idée de Bouw (1971), ces structures se prolongeraient dans le récif par des failles longitudinales alors que nos levés n'ont rien révélés comme brèches ou stries, zones broyées, décalages etc., dans la bande concernée depuis le sud de la Montagne de Chalet (Coupe 11) jusqu'à l'Escarpement des Cavernes (Coupe 5). Nous ne mettons pas en doute la possibilité d'une éventuelle fracturation mais nous pensons qu'un mode ductile de cisaillement, synplissement ou directement postérieur, pourrait aussi très bien assurer le relais des structures plissées (§ 4.11.b.).

L'Anticlinal de Molemont.

L'Anticlinal de Molemont est lui aussi constitué de plis à styles tectoniques variables, conséquence directe de l'hétérogénéité des lithofaciès structuraux qu'il déforme. Les projections de la fig. 4.9 A-D présentent l'analyse structurale des composantes de ce pli de 2^{ème} ordre (fig. 4.5). Au passage, signalons les deux premières projections qui montrent la ressemblance d'attitude géométrique entre les veines bleues et la stratification dans la partie occidentale (Coupes 10 & 11). Comme nous le disions plus haut à la suite de Bouw (1971) et malgré la pente initiale possible que peuvent avoir les cavités primaires, leur entraînement dans les structures plissées est la marque la plus tangible de la déformation des faciès waulsortiens.

A l'est, pour **AA 6**, le seul pli qui montre presque toute la séquence éolienne sans faciès massifs waulsortiens, il faut noter la divergence entre la schistosité plan-axiale et le plan axial déterminé par analyse. Mesurée directement dans les faciès schisteux qui occupent le cœur de l'anticlinal, la schistosité est subverticale de direction N 121°E, tandis que l'attitude du plan axial calculée par projection est N 95°E, 76°S. Cette divergence, comme d'ailleurs la détermination impossible d'un axe d'envoyage, est une conséquence directe d'une distribution trop dispersée des pendages de la stratification (fig. 4.9 D). Le fait est ici que l'axe anticlinal est faillé, sans fort décrochement apparent, dans sa charnière (§ 4.10.a.).

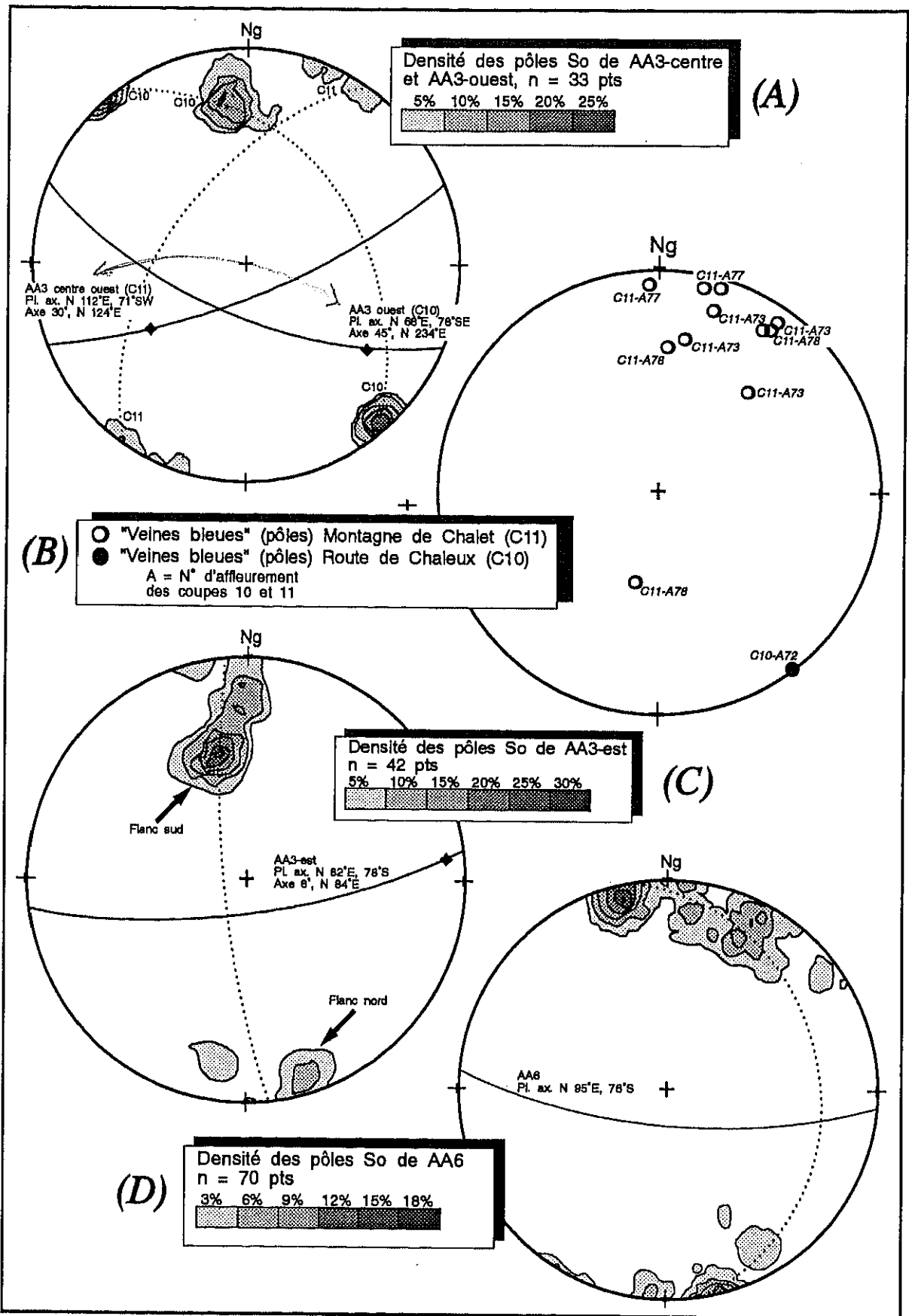


Figure 4.9

Stereogrammes de l'Anticlinale de Mollemont à Furfooz (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (A)-(B) la stratification du pli AA3 au centre et à l'ouest avec les "veines bleues" associées, (C) la stratification du pli AA3-est, (D) la stratification du pli faillé AA6 à l'extrémité orientale.

La rupture de l'axe **AA 6**, contemporaine au plissement, a provoqué des basculements anormaux des bancs rendant peu fiables les reconstructions stéréographiques. Quoiqu'il en soit et si l'on se soustrait donc de cette zone charnière, le pli E-W est assez serré, droit à faible vergence nord, et de longueur W/2 proche de 230 m pour le contact supérieur du Faciès de Leffe dont on remarque d'ailleurs un épaissement progressif dans le flanc nord. La similitude est donc nette entre **AA 6** et **AS 7**, caractéristique d'un secteur latéral au récif waulsortien où la composante massive n'influence plus le plissement.

Les caractéristiques de l'anticlinal **AA 3**, partie occidentale l'Anticlinal de Molemont, ne sont qu'en partie différentes de celles des segments de plis qui constituent le synclinal **AS 4** auquel il fait suite au nord. Il est ainsi d'ouest en est : ennoyé SE au sud de Chaleux (Coupe 10), SW dans le secteur waulsortien central au Pont du Cwarnau (Coupe 11), et subhorizontal à l'est près de Molemont (fig. 4.9 A & C). La reconstitution donne ainsi le même aspect courbe de la charnière que le Synclinal de Vietchamp, suivant un bombement que l'on situe dans les faciès waulsortiens. La surface axiale de l'anticlinal **AA 3** est par ailleurs fortement inclinée dans les faciès waulsortiens à presque verticale dans les faciès de l'enveloppe à l'est. De plus, la surface axiale de l'Anticlinal de Molemont change brutalement de direction au sud de Chaleux, de N 112°E au Pont de Cwarnau à N 68°E au S-W de Chaleux.

C'est dans le flanc normal sud de l'Anticlinal de Molemont qu'apparaissent le mieux, à l'affleurement, les axes de 3^{ème} ordre. C'est ainsi que dans le secteur de nos affleurements 49-57, juste entre les axes **AS 7** et **AA 6** le long de la Route de Vève, et à l'affleurement 9 à environ 15 m au sud de **AA 3** dans le Ravin des Vaux, deux séries simples de plis secondaires anticlinaux et synclinaux ont été étudiées (Brodikom 1985 ; ann. 2). Dans la série stratifiée du Ravin des Vaux, ces plis sont de tailles très modestes - 55 cm de W/2 pour la charnière synclinale -, ennoyés de 8 à 14°ENE et de direction axiale N 69° à 76°E (fig. 4.9 C). Le flanc long et la vergence nord de l'anticlinal auquel fait suite le synclinal serré en font de remarquables structures parasites du flanc sud de **AA 3**. Les structures mineures du flanc sud de **AA 6**, également d'allure parasite, affectent quant à elles les bancs du Faciès de Bayard. Ces axes, dont le plus visible est l'anticlinal qui plisse sur 4-5 m un niveau à cherts, sont fortement ennoyés à l'ouest avec un plan axial subvertical de direction NW-SE. Des ripages obliques (41°, N 66°E) sur les surfaces de banc dans le flanc nord du pli secondaire anticlinal traduisent (1) soit un rejeu oblique des glissements banc sur banc suite à une rotation tectonique, (2) soit une constitution anormale de pentes obliques synsédimentaires. Le contexte ne se prêtant pas à la seconde hypothèse, nous devons, ici aussi, nous résoudre à considérer le failage et les basculements induits du secteur comme un fait non négligeable

de sa structuration. Sans pour autant que les déplacements soient importants, les glissements locaux et basculements de bancs ne peuvent ici être attribués, comme pour la faille charnière de AA 6, qu'à des ruptures longitudinales normales à rotationnelles semblables à celles décrites par Price & Cosgrove 1990 (§ 4.10.a.) dans le cadre des failles liées au développement des plis.

Nous nous permettrons ici une remarque afférente au pli mineur synclinal que nous venons de décrire à l'affleurement 9 (Ravin des Vaux) où une étude particulière a été réalisée sur les remarquables veines tectoniques de sa charnière (éch. 13, pl. 6). L'analyse au microscope pétrographique et en cathodoluminescence montre nettement les relations d'âges relatifs entre deux types de veines. Le plus ancien est constitué de veines lenticulaires à légèrement sigmoïdes, intersectant les stylolithes diagénétiques. Ce sont des veines en échelon, d'angle veine-zone quasi nul, de taille de 0.5 à 3 mm, et surtout disposées en réseau convergent vers l'intrados du pli mineur. Indubitablement, ce réseau correspond au système classique de veines d'extension formées dans les charnières de plis lors de la flexuration des couches. Il est probable, étant donné que les calcites de remplissage sont maclées et que les extrémités de veines sont déformées, que la fissuration-propagation s'est produite assez tôt pendant le plissement, les veines ayant subi une part des déformations. Le deuxième réseau est constitué de veines d'extension rectilignes d'environ 0.5 mm d'épaisseur et remplies de calcites claires et intactes. Brodtkom (1985) a par ailleurs montré que ce réseau plus récent, ici de direction N 136°E, pouvait appartenir à un réseau de fractures globalement NW-SE à N-S reconnu dans tout le secteur et lié à une rupture distensive postérieure au plissement.

§ 4.4.b. Le pli majeur et les microplis de Bouère.

Le pli dissymétrique déversé du Jars.

Nous avons déjà présenté au § 2.4.b. les structures majeures de la carrière du Jars à Bouère (fig. 2.13, fig. 2.14). La stratification y est subhorizontale, en fait dans le flanc d'un pli en chaise (fig. 4.10). Cette structure est nettement marquée le long des parois sud-ouest de la carrière par la flexuration des facès E, F et en partie G (série stratifiée et intercalation crinoïdique). L'attitude du plan axial de ce pli est N 120°E, 60°SW et sa vergence nord-est. Cette géométrie le situe comme pli parasite secondaire affectant le flanc sud du Synclinal de Bouère (fig. 4.11). L'ensemble des facès waulsortiens de ce domaine - lentille précoce du Jars avec son encaissant et Waulsortien de Bois Jourdan en ce compris sa sole crinoïdique - sont ainsi en position subhorizontale, disposition qui facilita l'exploitation de carrières dans les facès à veines bleues.

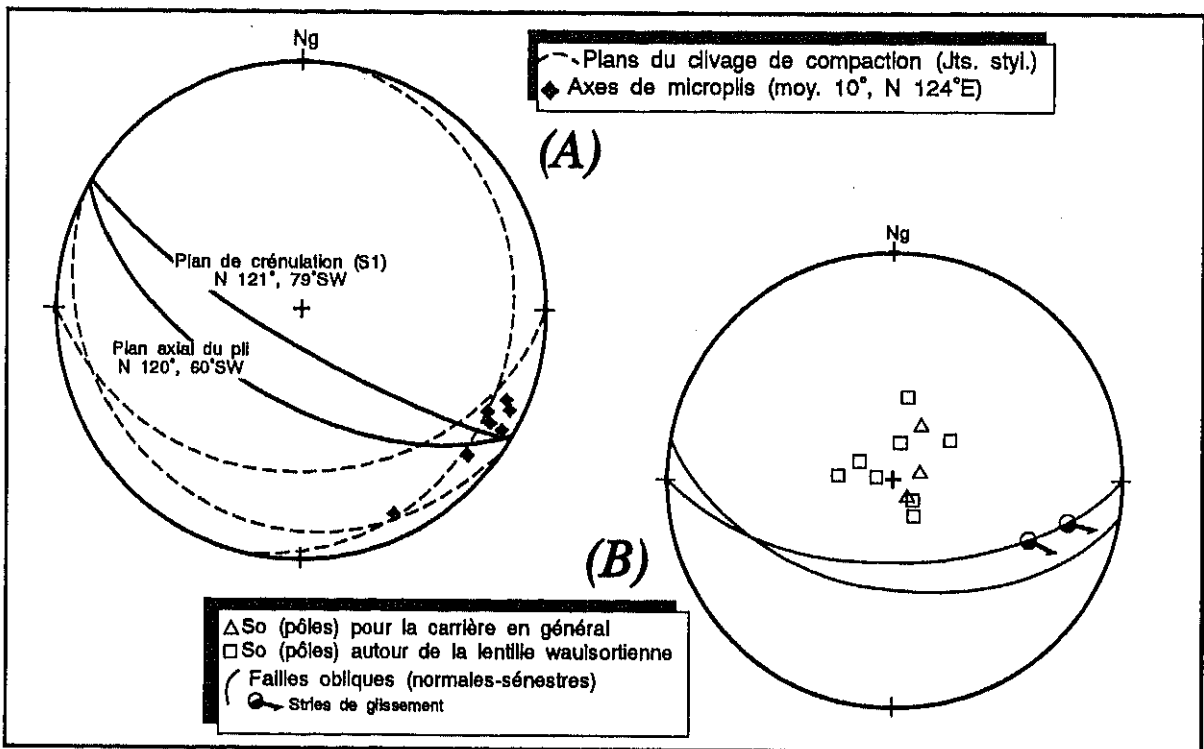


Figure 4.10

Stereogrammes des principales structures de la carrière du Jars à Bouère (Proj. Schmidt, hém. inf.) : (A) le pli majeur dissymétrique, les microplis et les clivages, (B) la stratification et les failles obliques.

Le Synclinal de Bouère appartient au Synclinal de Laval, une structure synclinale armoricaine d'extension régionale et conséquente des compressions globalement N-S de la phase sudète-II (§ 2.3.b.). Cette compression, oblique dans l'extrémité sud-ouest du Bassin de Laval (fig. 2.9), s'est traduite par la formation de plis synschisteux déversés vers le NE et le NNE dans le flanc sud du Synclinal de Bouère. La tendance directionnelle SE-NW et le déversement du pli parasite secondaire que nous décrivons ici s'inscrivent ainsi parfaitement dans le modèle régional. On peut s'interroger sur le hasard ou non de la position des faciès waulsortiens dans un flanc subhorizontal de pli parasite et sur l'éventuel rôle des lentilles massives sur les caractéristiques régionales de la déformation. Force est de constater que les coupes de Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet (1988) ne permettent pas de trancher ; leurs observations structurales sont d'ailleurs, selon leurs propres affirmations (*op. cit.* p. 37), "encore trop fragmentaires (et) soulignent la nécessité d'analyses plus approfondies". Le fait est que, dans leur étude régionale, c'est l'entière de la Formation de Bouère qu'ils ont considérée en laissant de côté les éventuelles différences de comportement qui pourraient apparaître à l'échelle des ensembles lithologiques de second ordre. Il semble cependant que les structures parasites secondaires affectent aussi les autres faciès du synclinal, comme la Formation de Grez-en-Bouère (h1 b2), et ne se limitent donc pas aux faciès waulsortiens (fig. 4.11).

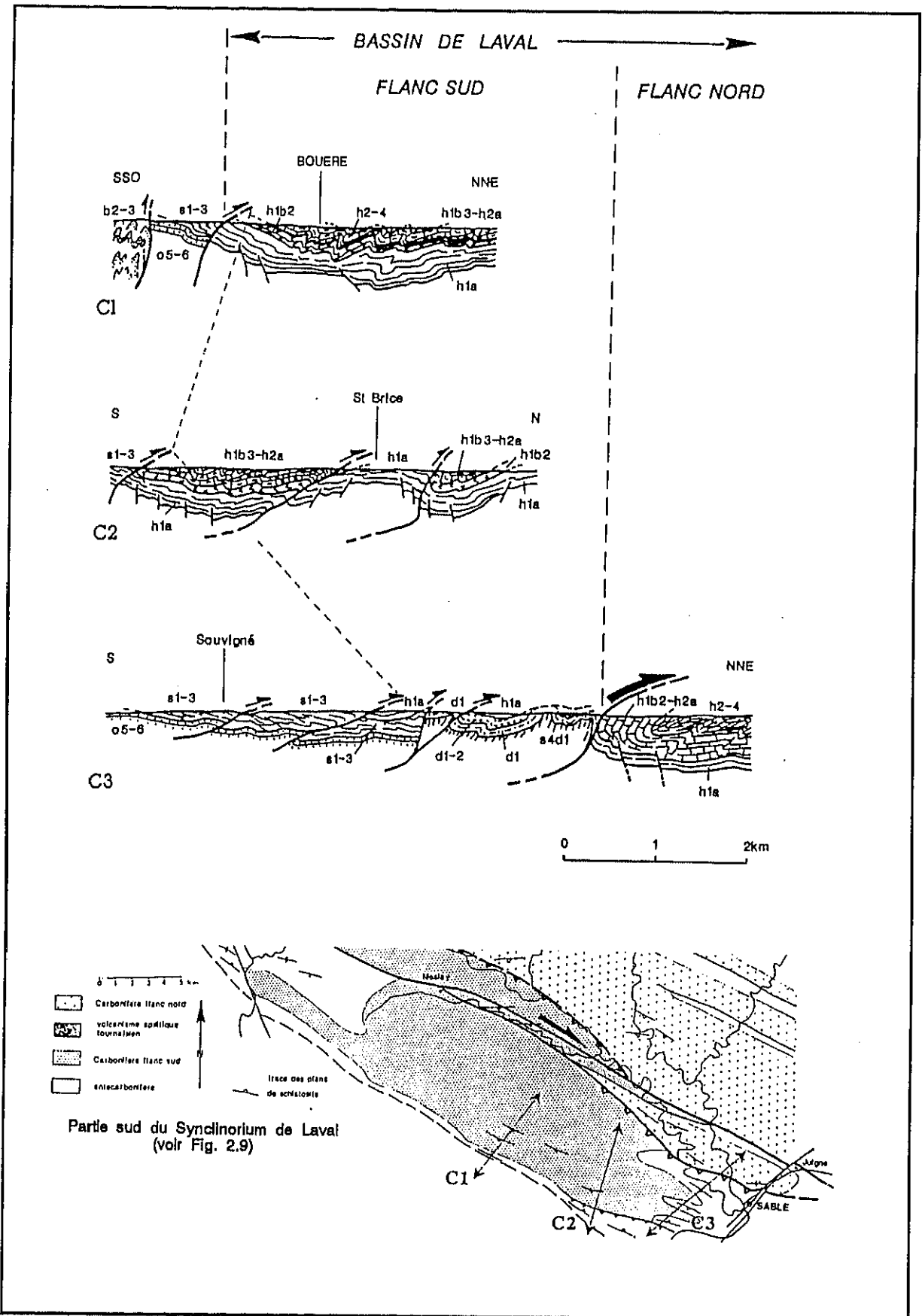


Figure 4.11

Coupes dans la partie SE du Synclinal de Bouère avec localisation de ces coupes : notez les plis parasites du Synclinal de Bouère et les chevauchements majeurs (extraits de Houlgatte, Le Hérisse, Pelhâte et Rolet 1988, Fig. 8 & 11).

La faible puissance relative du Waulsortien, en regard des autres faciès de la Formation de Bouère et des autres formations du Synclinal de Bouère, la diversité des niveaux de discontinuité qui affectent le Carbonifère de Lavai (discordances, volcanites, etc.) ainsi que les flexures précoces, et surtout l'importance des déformations, tant ductiles qu'en cisaillement le long de charriages, sont les principales raisons qui permettent de supposer que les faciès du Waulsortien n'ont que peu ou pas influencé la présence et/ou la géométrie des plis secondaires. A l'échelle du domaine waulsortien qui nous intéresse et vu l'aspect massif du développement waulsortien de Bois Jourdan, il faut constater que la flexuration et les glissements d'interfaces, qui doivent se produire sous l'effet des compressions régionales, s'effectuent entièrement dans les faciès stratifiés. C'est la logique du pli dissymétrique des faciès E et F au SW de la carrière du Jars ; sa présence et sa géométrie sont le fait d'une mécanique régionale assez indépendante des lithofaciès structuraux mais devant néanmoins s'en accommoder pour être réalisable.

Les micropilis du niveau calcschisteux.

Les autres structures plissées de ce domaine sont, à une toute autre échelle, des micropilis d'entraînement affectant diverses bandes de calcite dans le niveau calcschisteux surmontant la lentille précoce du Jars (fig. 4.12). Ces bandes de fines calcites, très compétentes en regard des calcschistes, font 1 à 3 cm de large et ont en moyenne une taille de demi-longueur d'onde ($W/2$) de 8 à 15 cm (Brodkom 1991).

Le stéréonet des axes de micropilis (fig. 4.10 A) montre nettement que leur plongement moyen est de 10° , N 124° E. Il est ainsi de même orientation que le pli dissymétrique majeur (N 120° E). Comme la schistosité est plan-axiale de ces micropilis - ici sous la forme de plans de crénulation subverticaux -, nous devons en conclure que ces structures sont contemporaines du plissement majeur synschisteux. Cette schistosité est visible en lame mince comme second plan de foliation, ou première schistosité de crénulation, qui affecte les joints non suturés de compaction dans les calcschistes (§ 4.5.a.). La faible qualité du clivage tectonique, dominé à l'affleurement par les joints diagenétiques dans les calcschistes - subparallèles à S_0 et entraînés par les micropilis -, est à notre sens un reflet de la difficulté qu'a eu le clivage plan-axial à s'imposer dans un trop fin niveau calcschisteux (fig. 4.13). Dans ce niveau, isolé au sein d'une séquence multicouche à compétences contrastées, les calcschistes sont dans la zone de déformation imposée par les niveaux calcaires et ne peuvent que difficilement développer leurs propres structures sinon par une faible crénulation sans développement d'un clivage plus régulier.

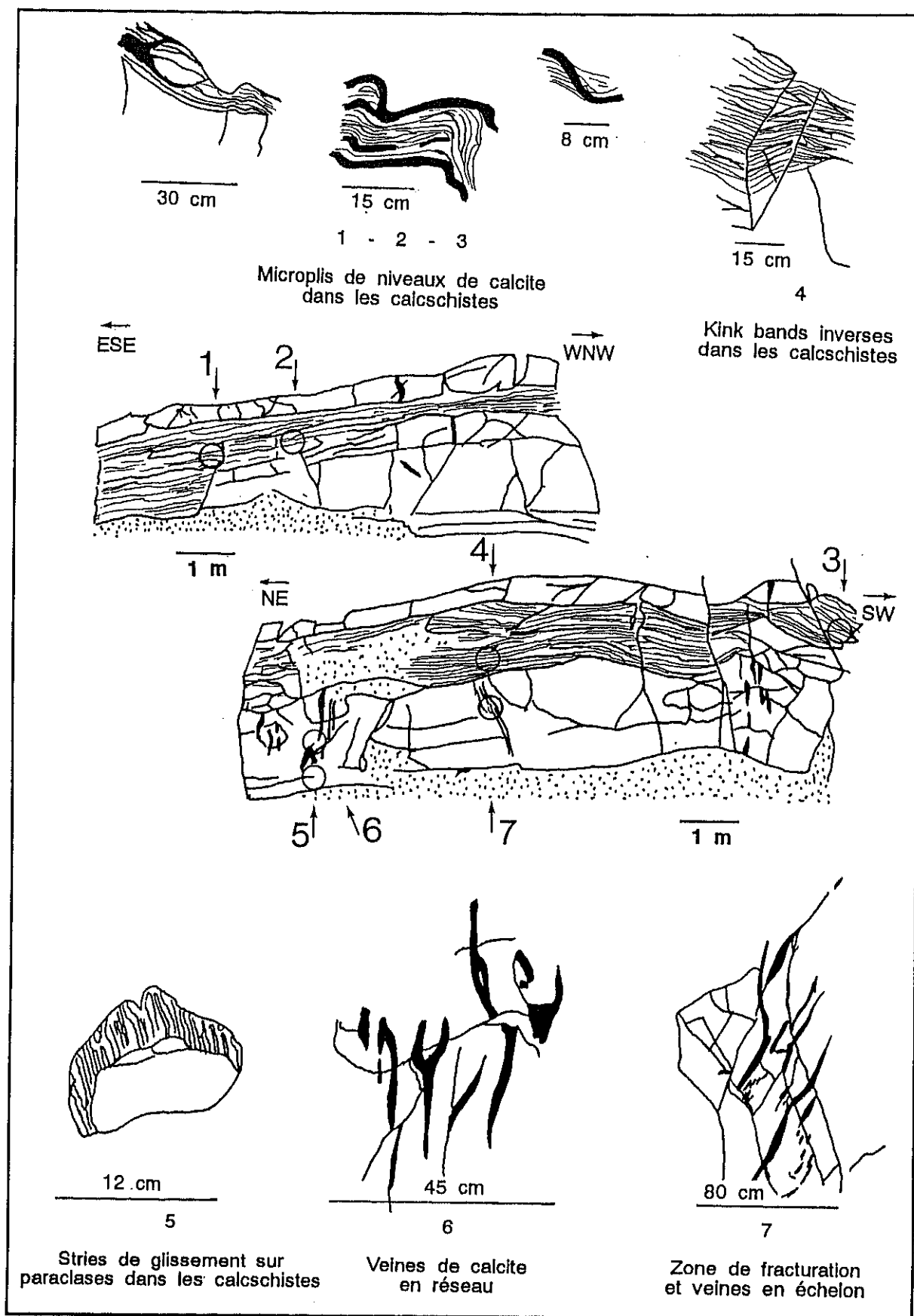


Figure 4.12

Dessins de détail de la lentille waulsortienne (Faciès B fig. 2.14) de la carrière du Jars à Bouère : les parois NE-SW puis ESE-WNW exposent la lentille et sept mésostructures décrites dans le texte.

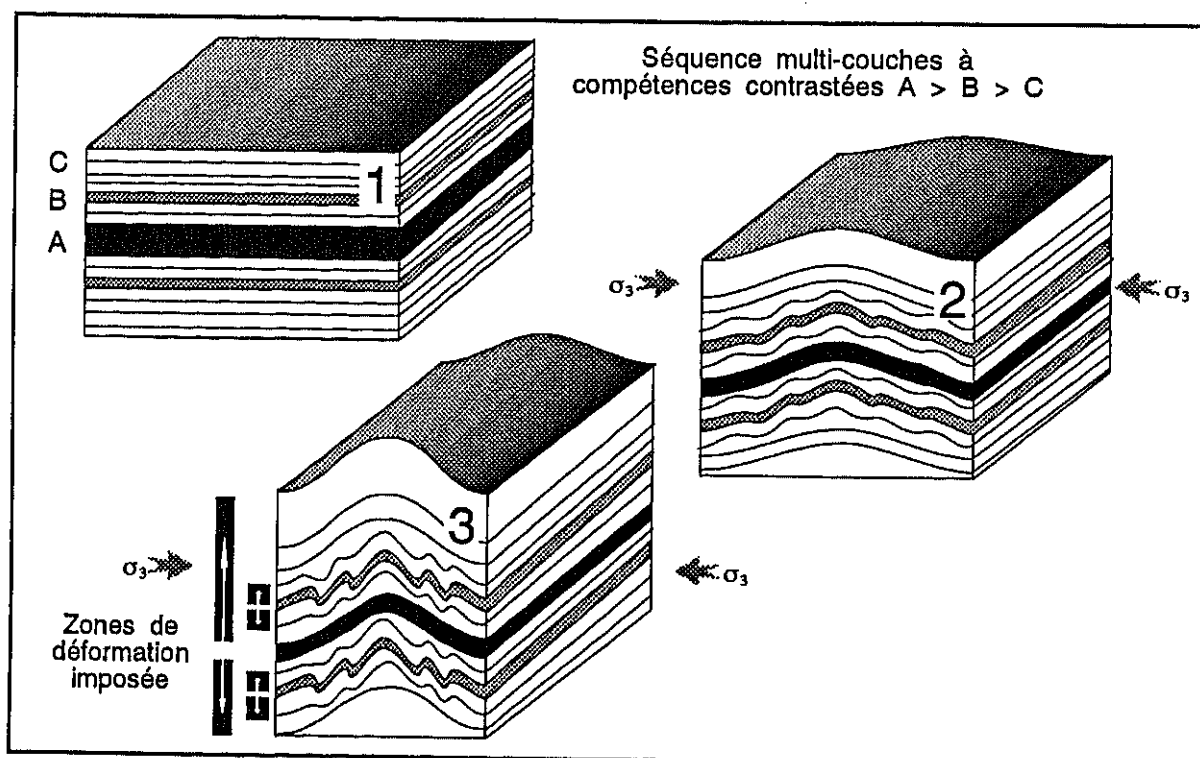


Figure 4.13

Formation progressive, dans une séquence multi-couches à compétences contrastées, des zones de déformations imposées de plis et microplis secondaires (d'après Ramsay & Huber 1987).

§ 4.4.c. Les plis du domaine waulsortien d'Ardmore.

Les plis et la stratification.

Le pli majeur du domaine waulsortien d'Ardmore est le synclinal du même nom dont la direction varisque E-W est caractéristique des structures de la côte sud-est de l'Irlande (fig. 2.17, fig. 2.21). Ce Synclinal d'Ardmore est à plan axial subvertical et son axe, subhorizontal à tendance ouest, est caché sous les sables récents dans les *Waulsortian Limestones*, juste au sud de la section (fig. 2.21, stéréonet fig. 4.14, ann. 3). Les bancs calcaires de la *Ballysteen Formation* ($N 92^\circ E, 49^\circ S$) et des *Waulsortian Limestones* ($N 102^\circ E, 67^\circ S$) sont ainsi en position normale dans le flanc nord du synclinal. Au moyen d'une rotation sur canevas stéréographique par le biais de l'axe de la structure et des valeurs ci-dessus, il est possible de reconstituer les relations géométriques entre ces formations. Il semblerait ainsi que les *Waulsortian Limestones* aient pu avoir, localement mais d'une manière cumulée sur plusieurs valeurs de pendage, une différence de pente d'une vingtaine de degré vers le SW par rapport à la *Ballysteen Formation*.

Dans le flanc nord du Synclinal d'Ardmore un petit pli parasite du type anticlinal secondaire est connu dans la *Ballysteen Formation*, sur l'avancée rocheuse de Black Rock au nord du contact avec le Waulsortien. Son ennoyage est $14^\circ, N 259^\circ E$ légèrement plus incliné

et SW que celui du pli majeur malgré que ses autres caractéristiques lui soient identiques (géométrie et clivage plan-axial). Malgré qu'un ou plusieurs niveaux imposent au pli majeur sa géométrie selon les déformations subies, les différences de compétences et d'épaisseurs au sein de la série alternée calcaires-schistes ont permis ici le développement d'au moins un pli parasite de géométrie globalement concordante.

La relation du clivage au pli.

Dans le § 4.5.a, nous décrivons, en détail, un fait commun sur le clivage tectonique, à savoir son attitude plan-axiale des structures plissées. Ce clivage procède à Ardmore d'un raccourcissement précoce par rapport au piolement des couches comme la discussion qui suit le démontrera. Le plissement est donc provoqué, par flexion et glissement des couches (*flexural shear*). Dans cette logique, la réfraction et la distorsion du clivage précoce sont particulièrement bien mises en évidence dans un type de diagramme semblable à ceux des isogones de pendages (Ramsay 1967). Son principe repose sur l'emploi d'un deuxième angle caractéristique du pli, vu en section, et non plus sur l'épaisseur relative : l'angle β que fait le clivage avec le plan orthogonal à la pente de la couche (fig. 4.15 ; Treagus 1982). Le premier angle de l'analyse reste la pente α du flanc comme le présentait Ramsay (1967). La variation r de l'angle β (fig. 4.15) dans la *Ballysteen Formation* traduit la présence d'un clivage réfracté lors des passages de niveaux à compétences contrastées. D'autre part, l'écart de ces valeurs par rapport à la ligne II, des plis à clivage strictement plan-axial, indique l'attitude divergente du clivage dans l'extrados du Synclinal d'Ardmore. Dans les *Waulsortian Limestones*, la relation géométrique entre le clivage et le plan axial du synclinal varie de part et d'autre d'un secteur très déformé à 225 m de l'extrémité ouest de la section. A l'ouest, les mesures prises (1 et 2 sur le graphe α - β de la fig. 4.15) montrent un clivage convergent tandis qu'à l'est de cette zone, les points 3 et 4 du même graphe montrent, comme pour la *Ballysteen Formation*, un clivage divergent.

Si cette divergence caractérise l'attitude du clivage dans l'extrados de la structure synclinale et que la convergence affecte des niveaux situés dans l'intrados, il y a de bonnes raisons de penser que la zone de passage située dans le secteur déformé (à 225 m de l'extrémité ouest) marque une discontinuité du plissement, indépendante des lithofaciès structuraux. Elle a soit pu être induite en glissement par le développement du pli dans les faciès waulsortiens, soit qu'elle a été antérieure au plissement et par suite responsable de dysharmonie par glissement. Quoi qu'il en soit, cette analyse du clivage montre à suffisance que pour ce point, la transition de la série alternée calcaires-schistes à l'agrégat waulsortien n'a pas été le lieu d'une dysharmonie.

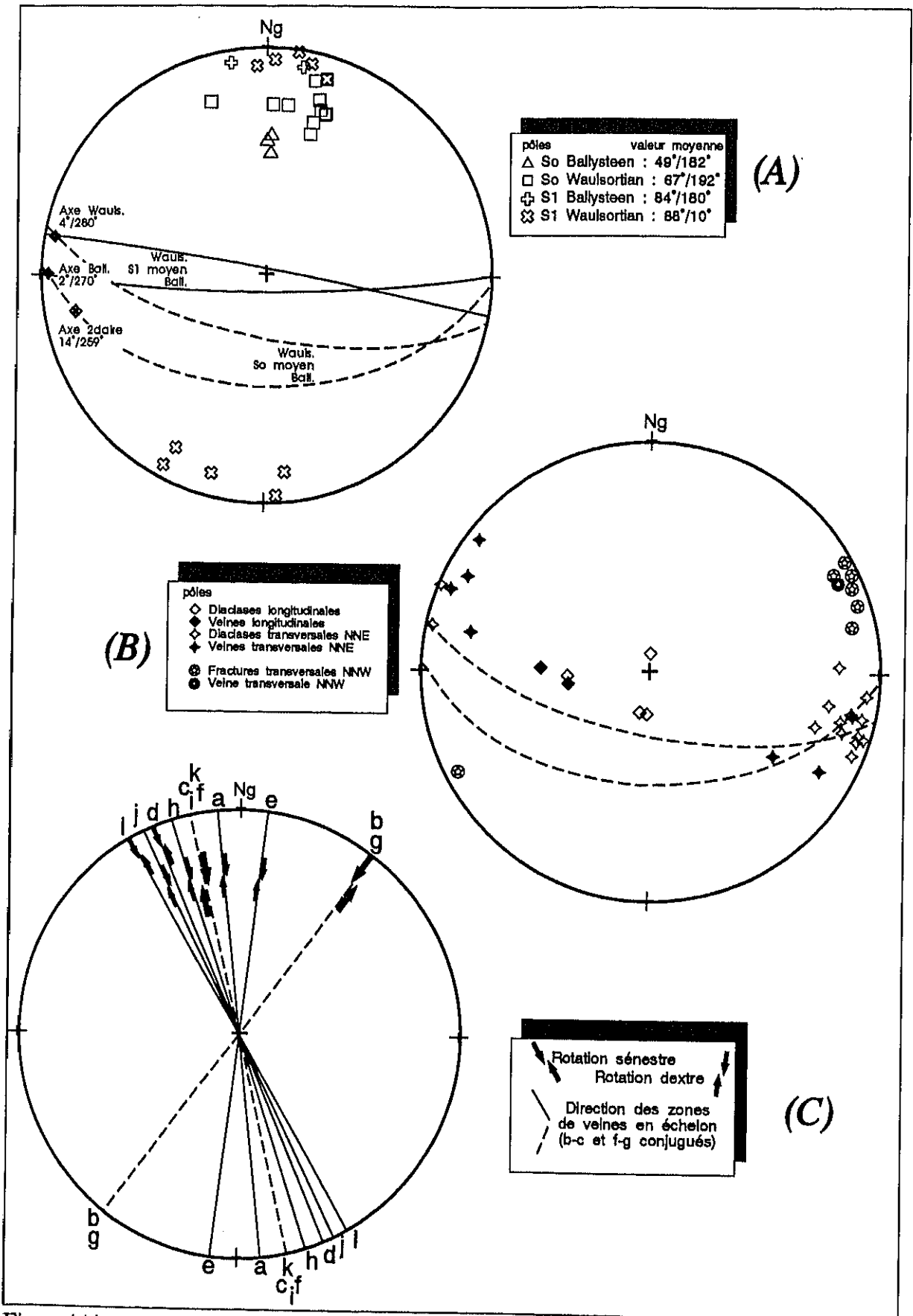


Figure 4.14

Stereogrammes des structures de la section côtière d'Ardmore-Black Rock (Proj. Schmidt, hém. inf.) : (A) la stratification et le clivage, (B) les diclases, veines et fractures NNW-SSE du cisaillement et (C) les directions et sens de rotation des zones de veines en échelon (nommées de a - l dans le texte).

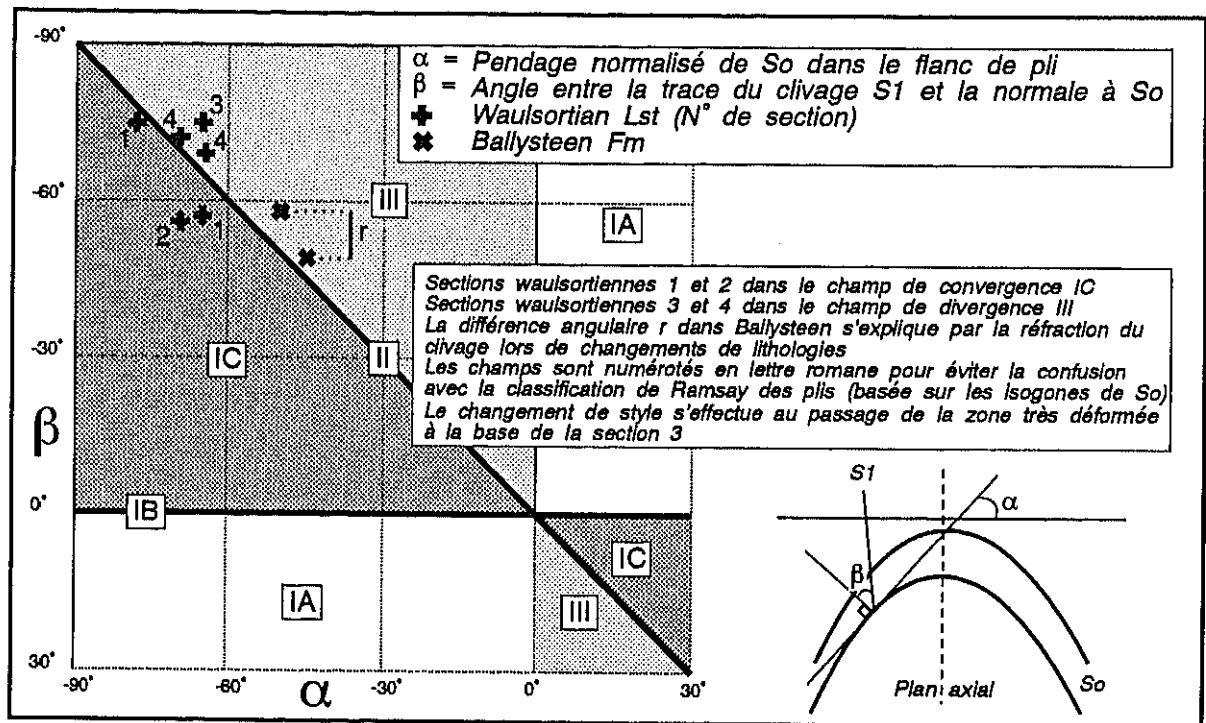


Figure 4.15

Diagramme des isogones de clivage α v β selon Treagus (1982) du flanc nord du Synclinal d'Ardmore, les sections waulsortiennes 1 à 4 citées ci-dessus délimitent des secteurs de cartographie (ann. 3).

§ 4.4.d. Le pli du domaine waulsortien de Loughbeg.

La fig. 2.22 (§ 2.6.b.) et les projections de la fig. 4.16 montrent les formations et structures du domaine waulsortien de Loughbeg. La structure présente, le Synclinal de Loughbeg, est un pli secondaire qui fait apparaître en son coeur la *Loughbeg Formation*. Il fait suite directement aux développements waulsortiens qui occupent les flancs du synclinal, en agrégation tabulaire surtout puis mieux stratifiés et planaires dans leur partie supérieure.

Dans le flanc nord du Synclinal de Loughbeg, les affleurements sont plus nombreux et la déformation par cisaillement y est moins importante qu'au sud. L'attitude de S_0 dans ce flanc est quasi identique dans les deux formations qui le marquent : N 64°E, 58°SE de moyenne. Le flanc sud est quant à lui un peu plus redressé, d'attitude N 62°E, 70°NW. Dans leur très grande majorité, les valeurs d'attitude du clivage plan-axial indiquent sa disposition particulière, quasi verticale de direction N 74°E (§ 4.5.b.). Le pli est donc moyennement serré avec une ouverture d'une cinquantaine de degré. Il est aussi du type droit et d'envoyage subhorizontal WSW, à dissymétrie légère de flanc.

La carte en ann. 4 montre la différence d'épaisseur des *Waulsortian Limestones* de part et d'autre de l'axe synclinal. Même si en l'absence d'affleurement, il est difficile de savoir si les

niveaux waulsortiens au nord et au sud se superposent, Sleeman, Thornbury & Sevastopulo (1986) ont montré qu'au sud l'épaisseur des *Waulsortian Limestones* était d'au moins 320 m. La distance qui sépare la *Ballysteen Formation* de la *Loughbeg Formation* au nord du synclinal traduirait quant à elle une épaisseur réelle d'environ 260 m. Cette différence pourrait expliquer la présence d'un *slump* dans la *Loughbeg Formation* (§ 4.1.b.). Du fait de la géométrie du pli, on ne peut pas considérer que la présence de cette pente ait eu une influence majeure sur le mode de plissement. L'agrégat tabulaire waulsortien est compétent au plissement, surtout par la présence des nombreuses discontinuités favorables aux glissements. Par ailleurs, le passage à la série stratifiée a fait l'objet d'un relevé détaillé à Loughbeg ouest et aucune dysharmonie n'a été remarquée ni dans l'analyse de S_0 et S_1 , ni dans celle de la fracturation. Ce fait traduit la solidarité au plissement de l'agrégat waulsortien avec ses faciès environnants. Le plissement par raccourcissement avec initiation d'un clivage plan-axial puis plioement par flexuration-glissement des niveaux s'est fait sans développement de dysharmonies ou structures parasites.

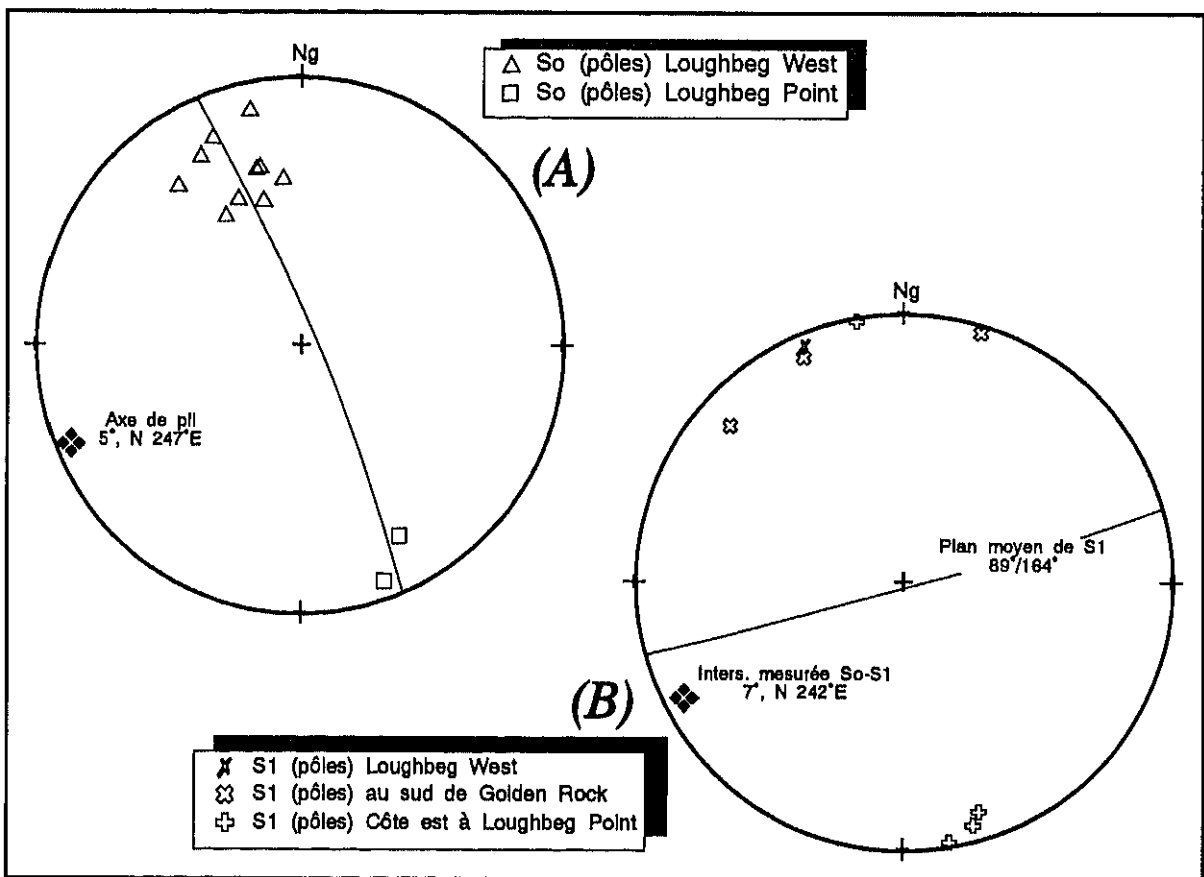


Figure 4.16-1

Stereogrammes des structures S_0 et S_1 des sections côtières à Loughbeg (Proj. Schmidt, hém. inf.) : (A) la stratification de part et d'autre du Synclinal de Loughbeg et (B) la schistosité plan-axiale du pli.

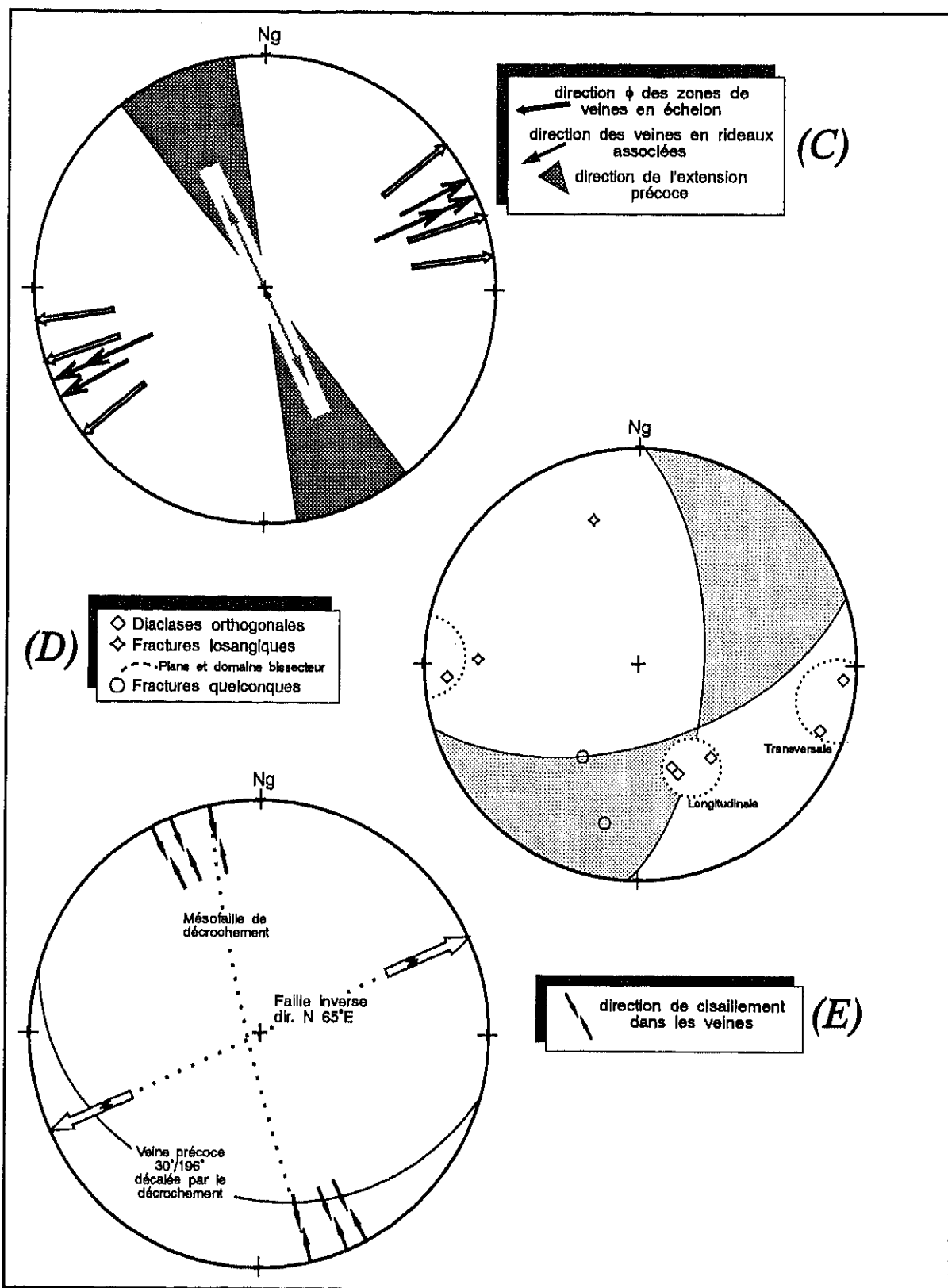


Figure 4.16-2

Stereogrammes des structures cassantes et cisillantes à Loughbeg (Proj. Schmidt, hém. inf.) : (C) les veines en échelon précoces, (D) les diaclases et fractures et (E) la faille inverse et structures associées.

*

*

*

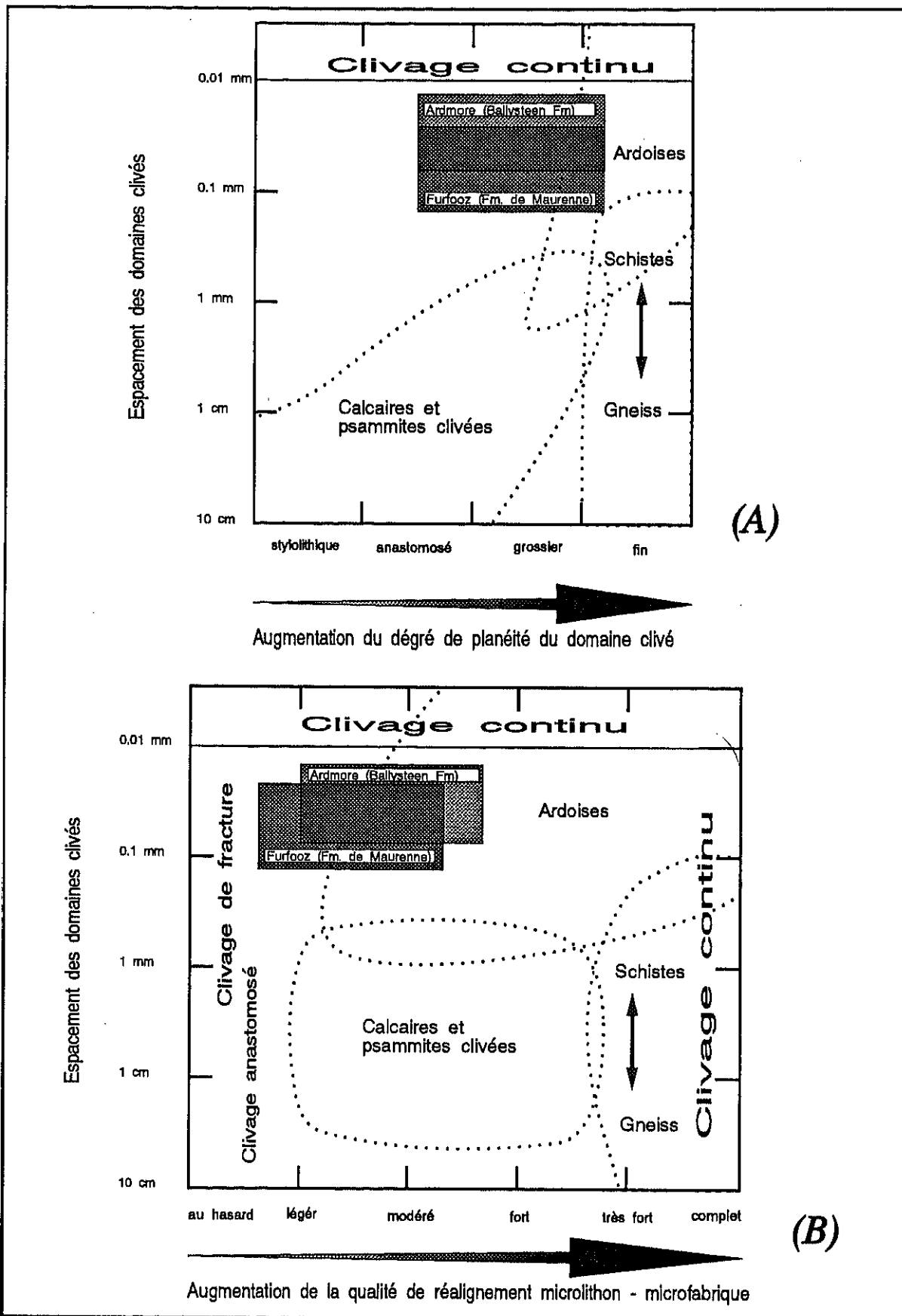


Figure 4.17

Classes des clivages discontinus suivant (A) la planéité du domaine et (B) la qualité du réaligement : disposition dans ces domaines des niveaux schisteux de la Ballysteen Fm à Ardmore et des Calcschistes de Maurenne à Furfooz (classification d'après Powell 1969).

Section 4.5.

LE CLIVAGE TECTONIQUE.

Nous abordons dans cette section l'analyse d'une structure planaire relativement bien connue dans les faciès pelitiques mais trop souvent négligée dans les faciès carbonatés où son développement est moins net : le clivage tectonique. Dans les sections précédentes, sur les joints stylolithiques et les plis, nous avons présenté le clivage tectonique pour expliquer ces structures auxquelles le clivage est lié - pour le distinguer des joints de la compaction et pour exprimer son attitude plan-axiale des plis. Ce sont ces deux points qui nous serviront de base à la définition du clivage tectonique.

La fig. 4.17 montre une synthèse des domaines morphologiques des clivages tectoniques étudiés. Suivant ces tableaux et la terminologie admise de Powell (1979), les clivages tectoniques des lithofaciès structuraux étudiés dans les domaines waulsortiens sont espacés et dans cette catégorie, soit disjonctifs, soit crénelés. Les clivages disjonctifs rencontrés se situent dans une gamme assez large de formes des domaines clivés mais surtout dans la transition anastomosé-grossier. L'orientation des objets dans les microlithons restent à un degré assez modéré. Ceci est particulièrement vrai dans les séries alternées calcaires-schistes ou calcschistes, les plus aptes à développer un clivage en réponse aux pressions du raccourcissement (§ 3.2.a.).

Génétiqument, le clivage tectonique est le clivage plan-axial dont l'origine est à chercher dans le raccourcissement parallèle aux couches (*layer-parallel shortening*, fig. 4.18). Celles-ci sont généralement encore intactes de toutes déformations avant le raccourcissement, si ce n'est qu'elles pourraient avoir subi des déformations synsédimentaires et/ou la compaction. Deux formes de relations sont communes par rapport au développement des plis : (1) soit que la formation du clivage tectonique précède le ploiement des couches par flexuration, dans ce cas d'éventuelles divergences de l'attitude plan-axiale du clivage peuvent se produire, (2) soit que le clivage est strictement contemporain du pli et dans ce cas le clivage sera parfaitement plan-axial. Dans les domaines varisques étudiés, et vu le niveau structural de la déformation, nous avons constaté que, durant les processus qui suivent le raccourcissement précoce, les plis se flexurent avec ou sans ripage prononcé le long des strates mais en tout cas pas par glissement-cisaillement le long des plans de schistosité.

§ 4.5.a. Le clivage tectonique des calcschistes de Furfooz.

Le clivage tectonique des Calcschistes de Maurenne (§ 3.2.b.) est du type espacé - disjonctif - dans les formes grossières surtout (fig. 4.17). Le réalignement des pièces calcitiques (débris de coquilles, etc.) et des éléments détritiques (micas et quartz) est léger à modéré dans les microlithons (pl. 1). Parfois, des ombres de pression à cristallisations protégées de micas ou calcite ont été observées autour de ces éléments détritiques.

Ce clivage est plan-axial des structures plissées de 2^{ème} ordre comme le Synclinal de Vetchamp qui affecte le Dinantien de la région de Furfooz et Gendron-Celles. Son pendage varie faiblement autour d'une moyenne de 64°, vers le SSE dans le secteur ouest des Coupes 4 et 5 et vers le S et SSW dans le secteur est des Coupes 3 et 6 (fig. 2.7, ann. 1, fig. 4.8 B). Cette légère variation des directions est également perceptible pour la stratification des formations subwaulsortiennes. Déjà en 1985, nous avons noté qu'il s'agissait d'un léger bombement régional d'axe transverse et d'âge post-varisque (fig. 2.6 phase **P2B**)

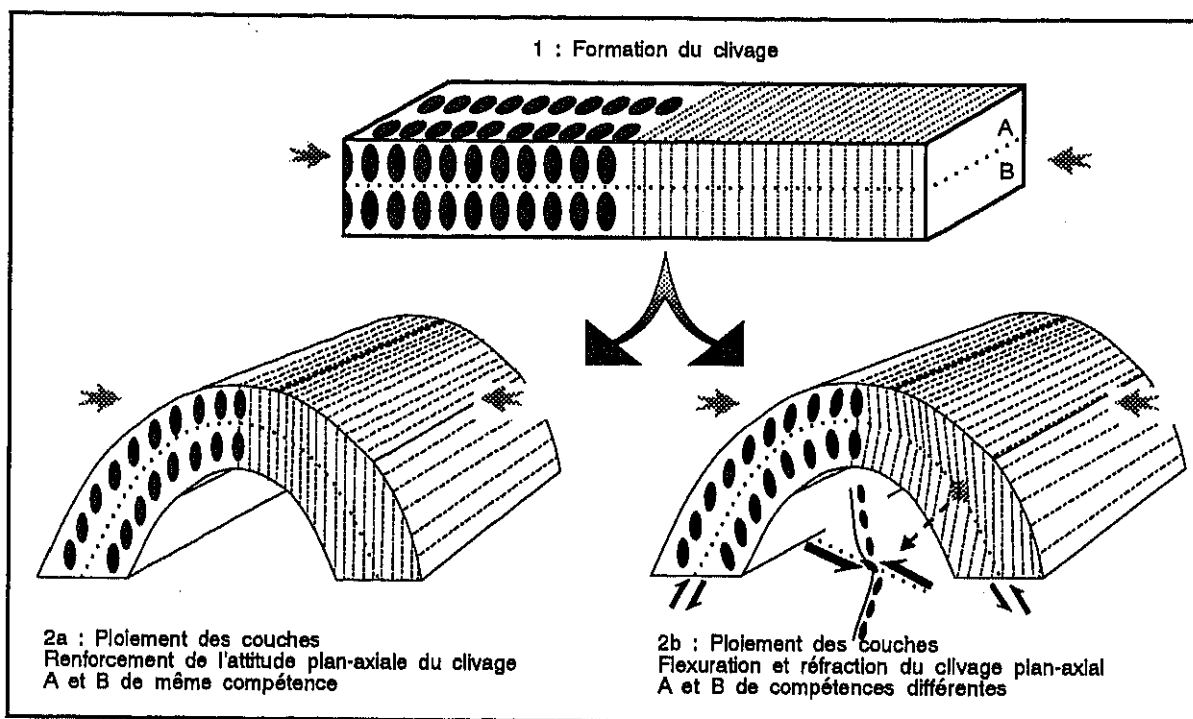


Figure 4.18

Formation progressive d'un clivage plan-axial par "layer-parallel shortening" et principe de sa réfraction et du développement de sa divergence dans une structure plissée.

Quant à la relation angulaire entre la schistosité plan-axiale et la stratification subverticale (pl. 7), elle indique que le domaine waulsortien de Furfooz est bien dans le flanc inverse d'une structure déversée, à plan axial incliné vers le sud (Brodtkom 1985). C'est en l'occurrence le Synclinal de Vletchamp dont nos travaux ont caractérisé le plan axial et le déversement (§ 4.4.a.).

§ 4.5.b. Le clivage tectonique des calcschistes de Bouère.

Le clivage plan-axial des calcschistes de la série alternée de Bouère est un clivage de crénulation qui affecte surtout les joints non suturés du faciès **D** (fig. 2.14). Suivant la classification de Gray (1977), le clivage de crénulation est ici essentiellement du type zonal : le domaine clivé est diffus dans une zone assez large (de 0.03 à 0.13 mm) et les microlithons de taille rarement inférieure à 0.04 mm. Dans ce type zonal, ces microlithons montrent un ploiment progressif jusqu'aux zones charnières de la crénulation. La reconstruction stéréographique (éch. orientés 255 et 261) donne une attitude de N 121°E, 79°SW pour ce clivage de crénulation (fig. 4.10). Le clivage est ainsi d'attitude quasi parallèle au plan axial du pli dissymétrique déversé du Jars et son plan contient les axes de micropilis signalés dans ces mêmes calcschistes (§ 4.4.b.).

§ 4.5.c. Le clivage tectonique des domaines d'Irlande.

Le domaine waulsortien d'Ardmore.

L'attitude du clivage dans les niveaux schisteux de la *Ballysteen Formation* est grossièrement plan-axiale du Synclinal d'Ardmore, N 90°E, 84°S (§ 4.4.c., fig. 4.14). Le clivage espacé et disjonctif est surtout caractérisé dans cette formation par sa forme légèrement sigmoïde, conséquence directe de sa réfraction dans les couches calcaires plus compétentes et de son entraînement lors du plissement. Dans les *Waulsortian Limestones*, le clivage plan-axial est d'attitude N 100°E, 88°N. C'est par endroit, comme au SW, qu'un tel clivage de fracture quasi vertical a pour effet de littéralement hacher un banc d'attitude 66° vers N 188°E. Comme dans la *Ballysteen Formation*, ce clivage a subi l'effet postgénétique d'entraînements (pl. 7).

Ce point mérite une attention particulière puisque les auteurs Irlandais s'accordent à dire que le clivage des formations déformées par l'orogénèse varisque dans le sud de l'Irlande est un clivage précoce. Ce clivage est la conséquence du *layer-parallel shortening* d'âge antérieur à la flexion des couches *sensu stricto* (Cooper et al. 1986). Il ne subira que de légères modifications lors du cintrage et reste donc perpendiculaire à la direction Z de raccourcissement, ici N-S et horizontale. Dans la *Ballysteen Formation*, où le phénomène est le plus spectaculaire, le clivage s'intensifie et se courbe tangentiellement aux surfaces de bancs calcaires. Cet aspect traduit l'effet du ripage des bancs lors de la flexion (§ 4.4.c.) et, conséquemment, l'entraînement du clivage néoformé.

Le domaine waulsortien de Loughbeg.

Dans la *Loughbeg Formation* (§ 2.6.b.), le clivage tectonique est un clivage très plat et discontinu qui s'anastomose en branches effilées. D'épais domaines clivés espacés en moyenne de 0.8 à 1.2 mm séparent des microlithons où les pièces calcitiques et quartz montrent une forte orientation préférentielle. Les domaines clivés sont quant à eux épais d'environ 0.2 mm et constitués de quelques niveaux où se concentrent les insolubles. Les pièces calcitiques et autres sont alignées dans le sens du clivage.

Le clivage plan-axial dans la *Loughbeg Formation* est, au coeur du synclinal, d'attitude N 67°E, 85°SE. Le plan axial de ce pli synschisteux est bien de cet ordre : subvertical et de direction ENE à E (fig. 4.16 B). Dans les *mudstone-wackestones* et *wackestones* waulsortiens, les données à la base de la formation (au NW à Golden Rock et sur la pointe rocheuse au SE) indiquent qu'il est aussi subvertical mais de direction variant de N 66°E à N 107°E. Ce sont les discontinuités dues à l'interdigitation de niveaux tabulaires et stratifiés plus planaires qui

perturbent le relatif parallélisme auquel on pourrait s'attendre en présence d'un clivage plan-axial. Nous verrons plus loin qu'en fait, en divers secteurs du Waulsortien, le clivage tectonique est particulier à Loughbeg par son lien étroit avec les zones d'étiement qui l'accompagnent (pl. 7). Le simple clivage fait place à des *shear zones* ductiles car il constitue en fait leur lieu privilégié de développement. Ce clivage lié à l'étiement est connu depuis de longue date dans la région mais parfois peu explicité : "*Cleavage is well developed and axial planar in the mudrocks and heterolithic sandstones. It is generally poorly developed in the limestones but narrow zones of intense cleavage accompanied by extensive recrystallisation and calcite veins occur in places within the Waulsortian Limestones.*" (Sleeman 1987 p. 72). Nous verrons, au § 4.11.d., cette forme particulière de déformation avec les autres structures du cisaillement.

*

* *

Section 4.6.

LES STRUCTURES DE BOUDINAGE.

Pour la petite histoire, c'est en 1908 dans une carrière des environs de Bastogne que le terme de "boudin" a été utilisé pour la première fois. En effet, c'est Lohest qui, lors d'une excursion de la société géologique de Belgique, prendra l'initiative d'utiliser ce terme : "Les bancs de grès sont segmentés en un certain nombre de parties, séparées les unes des autres par des filons de quartz (...) présentant presque toujours une disposition en fuseau. (...) on croirait voir une série d'énormes cylindres ou boudins alignés côte à côte ; aussi, (...) on a fréquemment utilisé, pour la facilité du langage, les néologismes de boudiner et boudinage." (Lohest, Stainier & Fourmarier 1908 p. 370).

Si à l'époque de Lohest le mécanisme de formation de ces boudins était encore sujet à discussions, il est de nos jours admis qu'il faut y voir l'effet du contraste de compétence entre une couche peu épaisse et son encaissant (une bande de grès par exemple, lors de la déformation de phyllades). Pour Ramsay & Huber (1983), le boudinage résulte d'un processus de déformation qui implique l'extension d'une couche compétente au sein d'un matériau incompétent. La couche montre des zones régulières d'amincissement ou de séparation qui la segmentent en boudins subparallèles (fig. 4.19). L'espace entre les boudins est souvent occupé par des matériaux cristallisés de remplissages (quartz et calcite) ou par la matrice incompétente elle-même. Il existe une variante commune, les *pinch and swell structures* dont l'espace interboudins est occupé par le matériel compétent lui-même et qui correspond aux cas des contrastes peu marqués de compétence (Ramberg 1955 ; Ramsay & Huber 1983).

Pour Lloyd & Ferguson (1981), les diverses variétés de boudins justifient qu'il ne faut pas simplifier à outrance la notion de boudinage - trop de questions, comme celles relatives aux effets du métamorphisme, n'ayant pas encore été tout à fait élucidées. Pour ces auteurs, il faut différencier dans le boudinage, ses composantes ductile et cassante et bien marquer leurs interrelations. La simple notion de compétence devrait ainsi être nuancée par des critères de dureté, de résistance à la rupture et de *timing* de la fracturation.

§ 4.6.a. Le boudinage d'un banc crinoïdique à St-Pierre.

Les conditions requises pour le développement de boudins, énoncées en terme de contrastes de compétences et de formes des matériaux, ne sont pas réellement caractéristiques des faciès waulsortiens étudiés. Il en existe cependant en d'autres faciès carbonatés, soumis à des déformations très ductiles et cisailantes, comme par exemple les boudins asymétriques de dolomies que de Roo, Cluyster & Weber (1992) ont présenté au sein de calcmylonites du complexe carbonaté de Warstein (Dévonien du Massif Rhénan). En ce qui nous concerne ici, la seule occurrence découverte se situe dans une intercalation crinoïdique de la carrière de Feux-Villaine à St-Pierre (fig. 2.16, fig. 4.20).

Au paller - 80 de cette carrière, à 40 m de l'extrémité SW du front de taille, un fin banc crinoïdique est l'exemple-type du banc boudiné en milieu carbonaté (§ 3.3.b., pl. 2, fig. 4.20). C'est ainsi un banc très régulièrement boudiné dont l'épaisseur est de 15 cm dans les renflements et de 4-8 cm pour les resserrements. L'examen en lame mince a montré que ces resserrements contiennent de la calcite pure cristallisée, probablement issue de la dissolution locale du *packstone* crinoïdique qui constitue le fin banc.

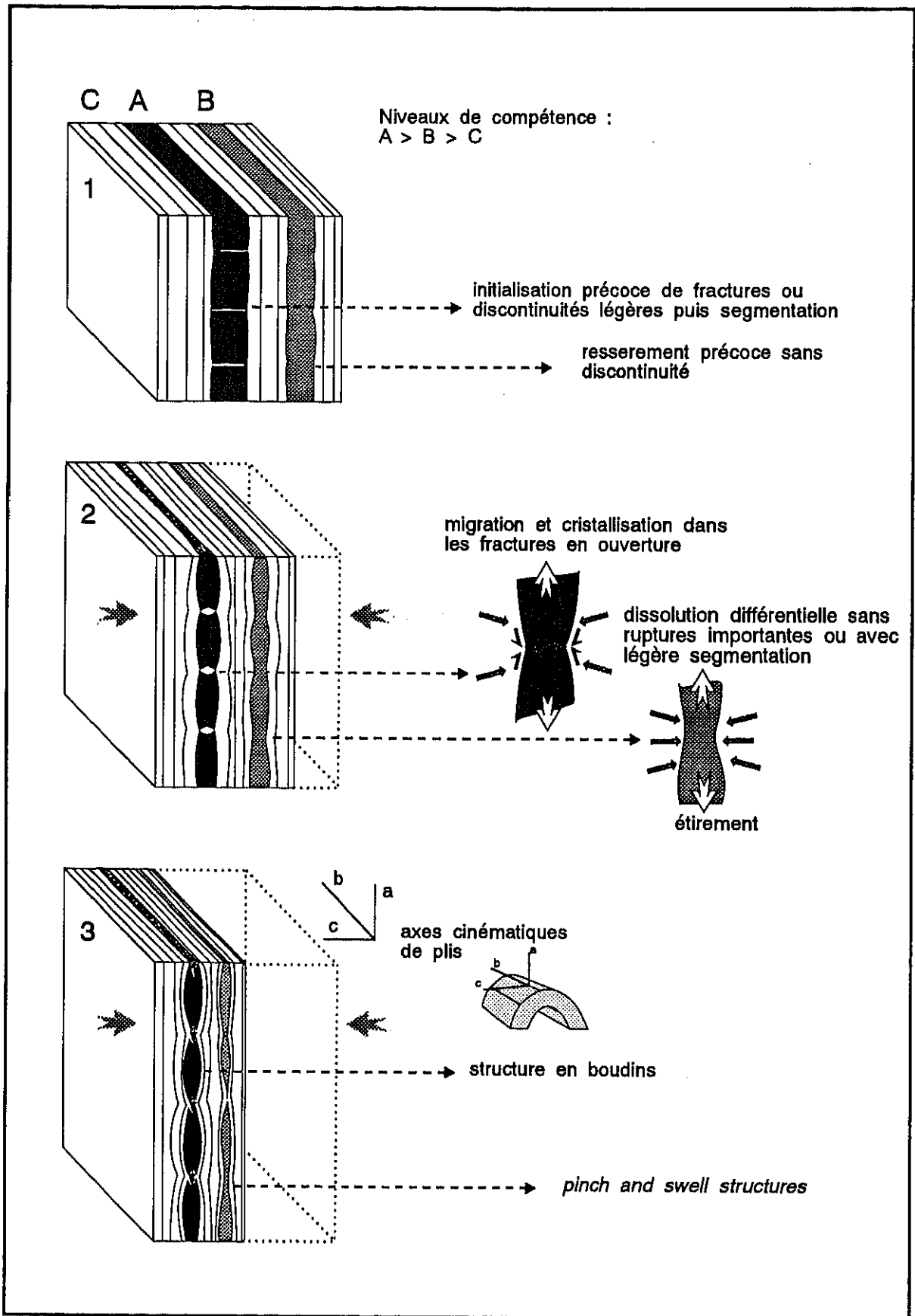


Figure 4.19

Formation progressive, et suivant les contrastes de compétence dans les séries stratifiées, des boudins et pinch and swell structures (d'après Ramsay & Huber 1987).

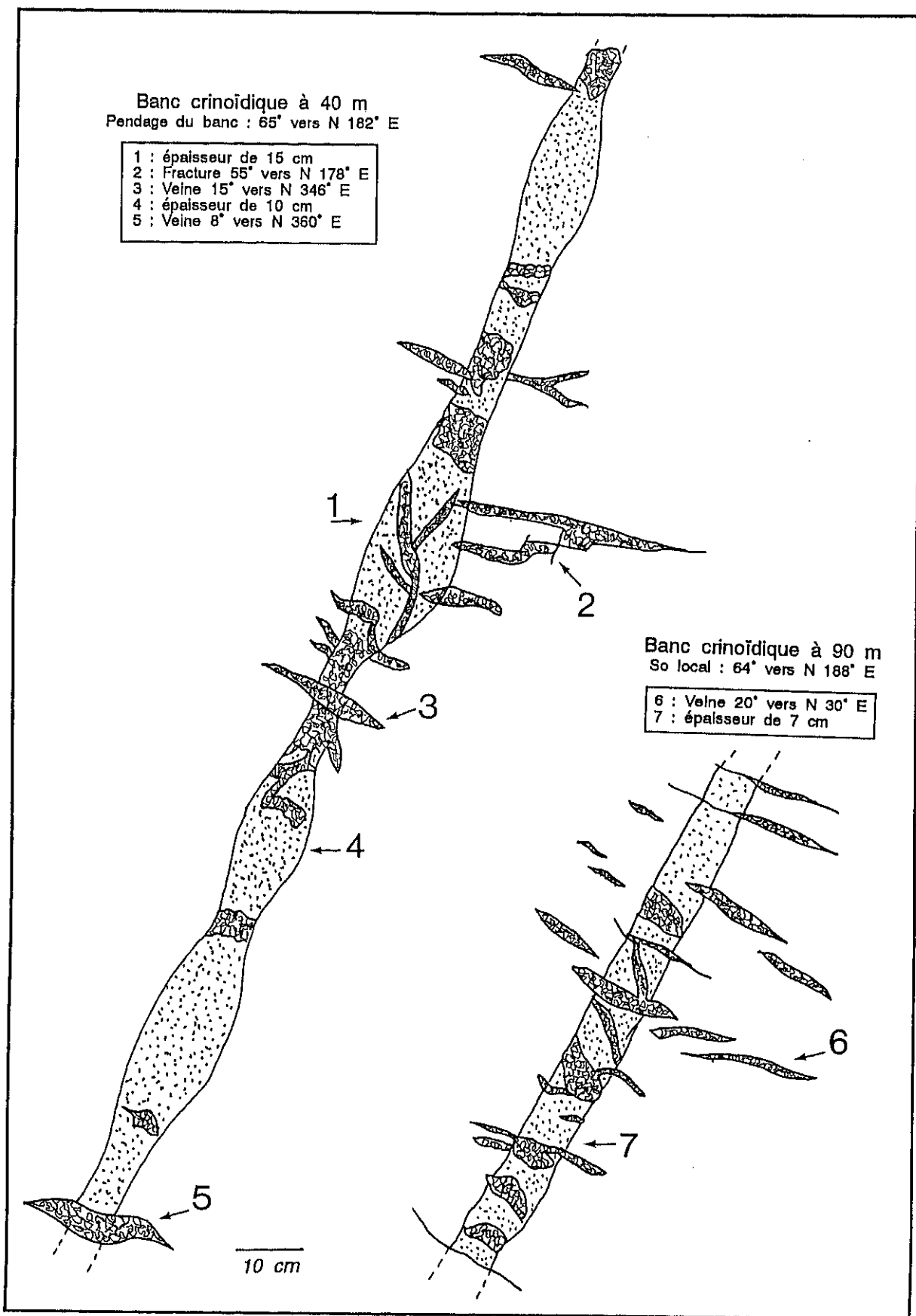


Figure 4.20

Dessins des intercalations crinoïdiques, boudinées ou non, du palier - 80 m au front de taille NE-SW de la carrière de Feux-Vialine à St-Pierre.

Géométriquement, le banc est d'attitude N 92°E, 65°S, intersecté presque perpendiculairement par le front de taille orienté N 25°E. Les boudins, dont la grande symétrie et régularité nous permettent de penser qu'ils sont en sections normales à leur élongation, nous donneront donc, avec cette élongation comprise comme une linéation, la direction tectonique **b** parallèle à l'axe du pli ayant déformé le banc. Cet axe calculé est compris entre 1° à 8°, N 92°-98°E. A 40 m, l'intercalation crinoïdique boudinée est isolée dans une séquence stratifiée de calcaires. De par sa texture du type *packstone* et sa géométrie, cette intercalation est probablement un peu plus compétente à marquer la déformation, que les calcaires stratifiés - c'est en tout cas ce que prouverait le développement des boudins. A titre de comparaison, notre fig. 4.20 montre que 50 m plus au NE, le long du front de taille, une semblable intercalation n'a pas été boudinée. Elle est intercalée au sein de l'agrégat tabulaire dont les propres contrastes et discontinuités internes en font un matériel plus compétent aux déformations que l'intercalation crinoïdique dès lors non boudinée.

Si l'on réduit simplement la présence ou non des boudins dans les intercalations crinoïdiques à des contrastes de compétences, l'occurrence d'un tel boudinage pourrait paraître étonnante étant donné les faibles différences entre les lithofaciès structuraux. Quelques points sont donc utiles à la compréhension de ce boudinage en milieu carbonaté peu contrasté :

- (1) La fine épaisseur d'un banc plus compétent est un facteur favorable au développement d'un boudinage même si le contraste est faible dans une série stratifiée moyennement homogène.
- (2) Pour le matériel interboudins, il faut préciser ici qu'on est en présence d'une forme intermédiaire entre les *pinch and swell structures* et les boudins (fig. 4.19), le matériel recristallisé venant du banc lui-même.
- (3) L'abondance de grandes calcites monocristallines (crinoïdes et ciments sparitiques ou syntaxiaux) et leur haut potentiel de dissolution sont des facteurs favorables au développement du boudinage par étirement (segmentation et cristallisation dans les espaces protégés).
- (4) Si l'encalssant, plus compétent que l'intercalation crinoïdique, a lui-même ses propres contrastes par sa diversité, il pourrait prendre en charge, en les traduisant autrement, les déformations secondaires qui ailleurs induiraient la segmentation et le boudinage.

*

* *

Section 4.7.

LES SYSTEMES DE DIACLASES ORTHOGONALES ET DIAGONALES.

Il est bon d'abord de définir les structures de déformations cassantes. Le terme de fracture sera pris au sens très large du terme comme toute rupture fragile d'origine tectonique marquant une perte locale de cohésion dans la masse ; ce sont les failles et fractures cisailantes, les diaclases, et parfois les stylolithes tectoniques et veines tectoniques pour lesquels le terme de fracture est moins utilisé.

Ramsay & Huber (1987 p. 641) définissent le terme de "joint", au même sens que le terme "diaclase" : "*fractures of geological origin along which no appreciable displacement has occurred.*" Elles sont distribuées en réseaux parallèles de différentes orientations qui ainsi groupés en système déblitent la roche en blocs unitaires. Ce que l'on qualifie parfois de paraclases sont généralement des diaclases mais qui présentent des stries traduisant un mouvement consécutif à leur formation. Classiquement, les auteurs assignent les systèmes réguliers de diaclases à des épisodes de comportement cassant relatifs aux structurations primaires. Elles sont ainsi associées aux plis même si pour Ramsay & Huber (1987 p. 647) "*this connection (the stresses producing the joints with the last stages of folding), if it exists, should be proved and not assumed.*" Nous montrerons, par exemple, que la direction de déformation principale déterminée pour des paraclases diagonales est bien identique à celle responsable d'un plissement auquel sont liées les paraclases.

Les failles présentent des indices notables de déplacement, les veines tectoniques des produits cristallisés de remplissage et les stylolithes tectoniques des pics de dissolution algus. Les fractures cisailantes, se rapprochant des *shear zones*, seront étudiées dans la Sect. 4.11., réservée à ce genre de déformation. Enfin, le terme français de joint sera ici réservé aux discontinuités primaires ou dues à l'enfouissement ; joints de stratification ou joints stylolithiques de compaction. Nous contournerons ainsi les amalgames en évitant le terme "joint tectonique", en français, pour parler plutôt en terme de "fracture tectonique" et de "joint diagénétique" par exemple.

L'étude d'un milieu sédimentaire diaclasé se fait par (1) l'analyse qualitative qui comprend l'inventaire des fractures et définit l'organisation et l'orientation de la fracturation et (2) l'analyse quantitative qui renseigne sur l'intensité de la fracturation (fig. 4.21). Dans son importante recherche de 1973, Ruhland a présenté une méthode complète qui permet, pas à pas, d'étudier les diaclases et leur régime de fracturation. L'analyse qualitative permet de classer le réseau suivant sa géométrie par rapport aux plis et strates et de comprendre son origine possible par l'étude détaillée des types de surface et de l'organisation des systèmes. Le régime de fracturation est simplement un nom donné, en déduction de l'analyse quantitative, à la densité de diaclases relative à l'épaisseur des couches qu'elles affectent (fig. 4.21, fig. 4.22).

§ 4.7.a. Les systèmes de diaclase à Furfooz.

A titre de recherche préliminaire un inventaire de près de 668 surfaces a été effectué le long de l'Escarpement des Cavernes à Furfooz (Coupe 5) dont une majeure partie est au coeur du développement waulsortien. Les stéréogrammes de la fig. 4.23 montrent que deux tiers des surfaces sont géométriquement différentes de la stratification. Deux nuages de pôles se distinguent parmi ces surfaces : celui du centre correspond à des surfaces subhorizontales - dites longitudinales par rapport à un S_0 subvertical - et celui proche de la primitive, dans les secteurs WSW et ENE, à des surfaces subverticales dites transversales. La mise en évidence d'un tel système orthogonal classique pour les diaclases, nous a poussé à décrire ces structures de plus près dans d'autres lithofaciès structuraux mieux stratifiés, particulièrement dans l'enveloppe.

PARAMETRES UTILES A LA DESCRIPTION DES DIACLASES

Taille des diaclases et nature de leur surface :

relevé de leur extension (mineure, moyenne, majeure) vis-à-vis de l'épaisseur des bancs.
type d'ouverture et présence d'un remplissage ou non.
nature des lèvres : rugueuse (stylolithique) ou lisse avec ou sans stries.

Organisation géométrique (rosaces de direction ou stéréogrammes, fig. 4.22 & fig. 4.25) :

Système orthogonal : Réseau longitudinal (L) = bc joints.
Réseau transversal (T) = ac joints.
Système diagonal : Réseaux droits (D) ou gauches (G) = hkl joints.

Organisation spatiale des réseaux de diaclases :

système de réseaux équivalents ou avec prédominance d'un réseau.
maille homogène ou non, forme du débitage en bloc unitaire.

ANALYSE QUANTITATIVE ET REGIME DE FRACTURATION

Définitions de la station de mesure et du secteur de travail :

Station : affleurement d'une formation où les bancs diaclasés ont des épaisseurs différentes.

Secteur : groupe de stations situées dans une même position structurale relative aux plis.

Intensité de Fracturation d'un réseau dans un banc : $I_f = F_d / F_c$ (fig. 4.22)

F_d , nombre de diaclases d'un réseau par mètre.

F_c , nombre de joints de stratification par mètre.

Constitution, par secteur, du diagramme bilogarithmique F_d v F_c --> I_f :

Tracé des points F_c v F_d d'une même station de mesure.

Tracé des segments de droite entre points de même réseau et station.

Détermination des régimes de fracturation par formation et secteur.

Régimes de fracturation (R) suivant l'allure des segments (fig. 4.22) :

R1 = Limite de fracturation (segment horizontal) : F_d invariable pour un F_c qui varie.

La fracturation ne varie pas en fonction de l'épaisseur des bancs

R2 = Diaclasage normal (segment diagonal // à $I_f = 1$) : F_d augmente si F_c augmente.

La fracturation augmente si l'épaisseur des bancs diminue.

R3 = Diaclasage inverse (segment diagonal perp. à $I_f = 1$) : F_d augmente si F_c diminue.

La fracturation augmente si l'épaisseur des bancs augmente.

R4 = Limite d'épaisseur (segment vertical) : F_d variable pour un F_c invariable.

La fracturation est variable dans des bancs de même épaisseur.

R21, R31 Régimes intermédiaires proches de la limite de fracturation.

R24, R34 Régimes intermédiaires proches de la limite d'épaisseur.

Figure 4.21

Tableau descriptif de l'analyse qualitative et quantitative des diaclases (d'après Ruhland 1973).

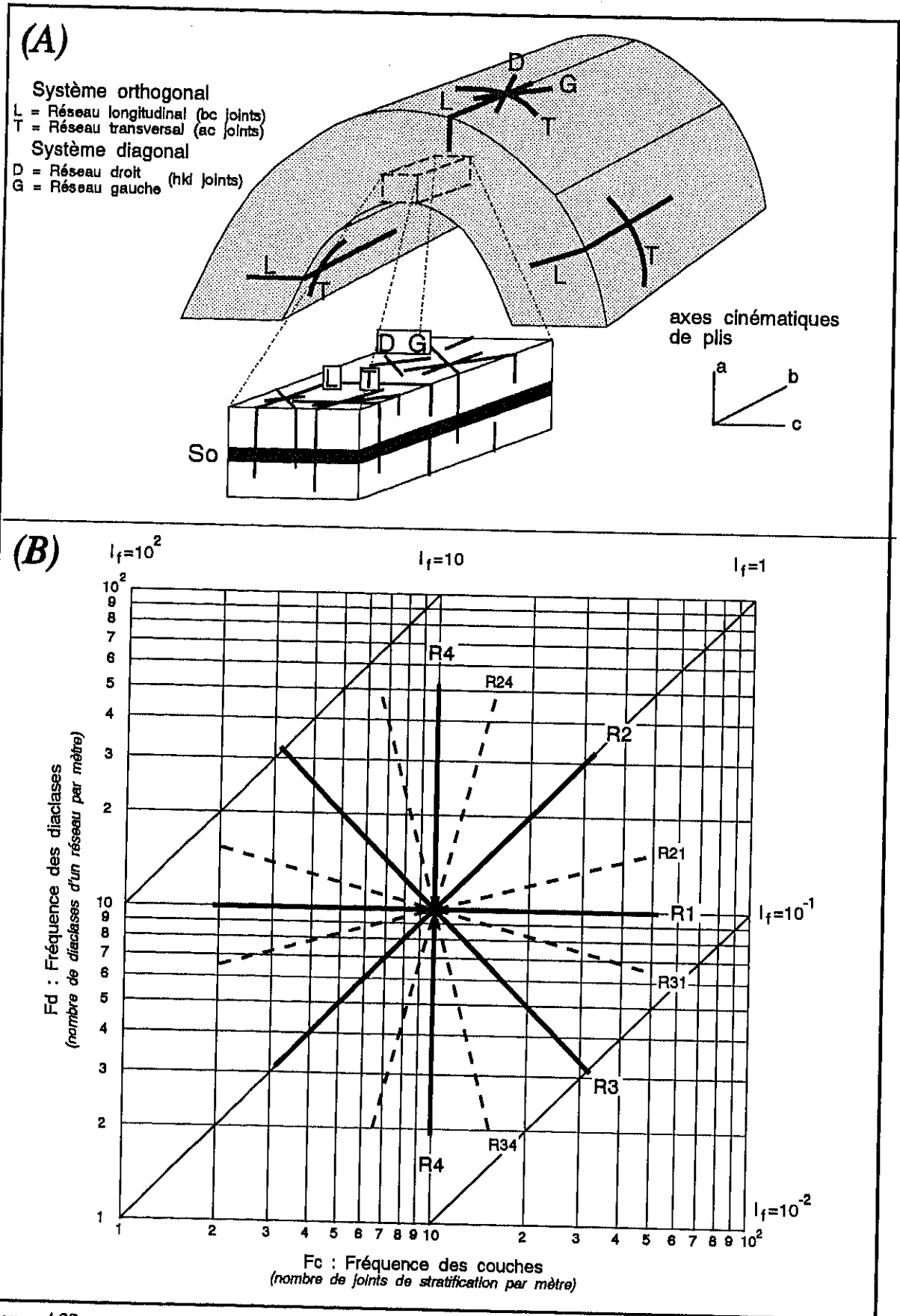


Figure 4.22

L'analyse des diaclases : (A) géométrie des réseaux de diaclases par rapport aux plis et (B) les régimes de fracturation (R) suivant les segments dans un diagramme bilogarithmique F_c v F_d (adapté de Ruhland 1973, voir aussi Fig. 4.21).

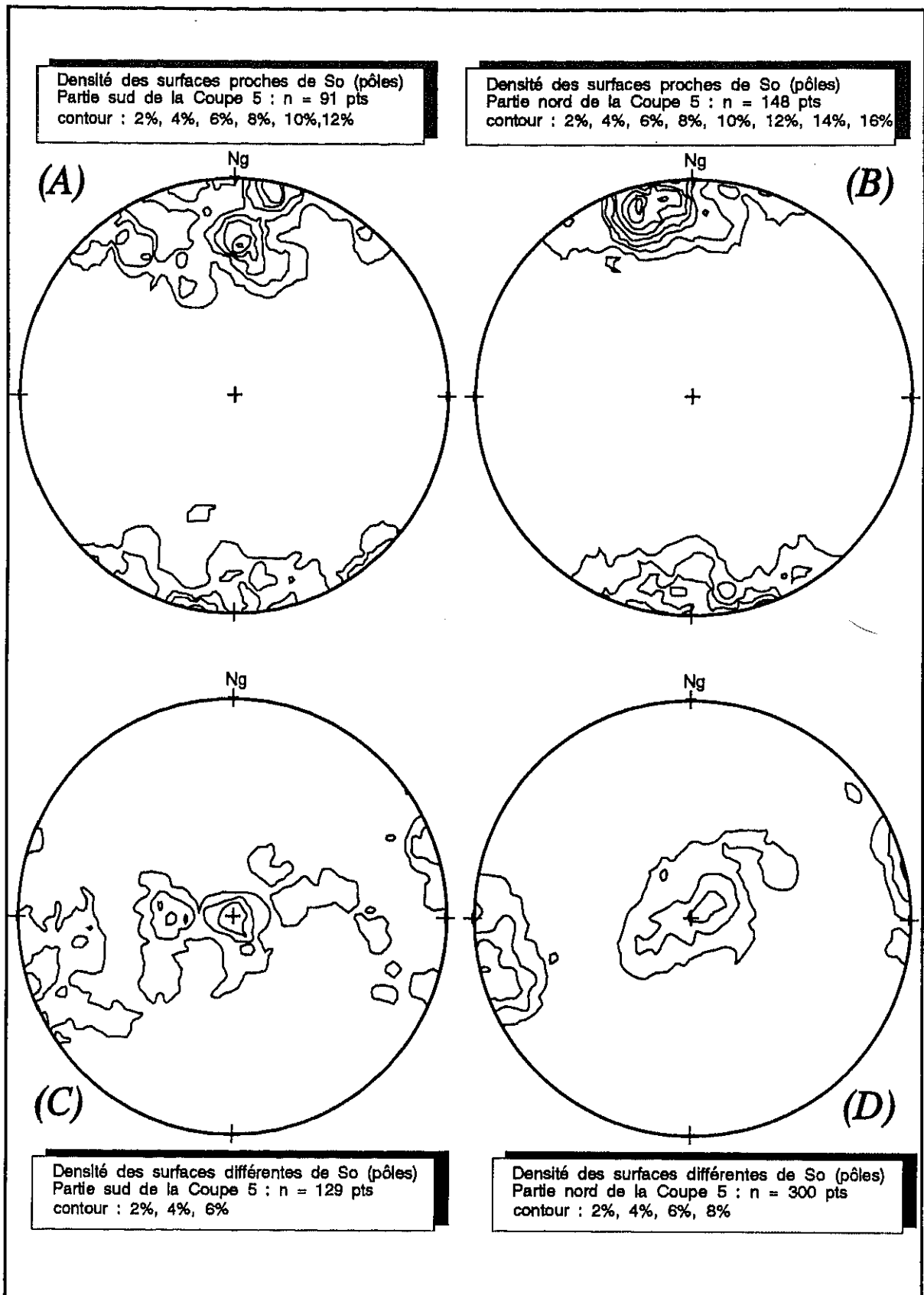


Figure 4.23

Stéréogrammes des surfaces du Waulsortien de l'Escarpement des Cavernes à Furfooz (C5) (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (A)-(B) les plans proches du So de l'enveloppe, (C)-(D) les autres surfaces (diachlases orthogonales surtout).

L'analyse qualitative des 668 surfaces de fractures n'a pas non plus permis de discriminer des fractures particulières aux faciès plus massifs telles celles qui, accompagnées de stries, pourraient traduire la présence d'éventuelles failles. Cette constatation a d'ailleurs été corroborée par l'analyse des lames minces - datations sans surprises et absence de déformations éventuelles par cisaillement ou bréchification le long et à proximité des fractures majeures.

La méthode d'analyse de Ruhland (1973) a donc été adaptée aux milieux stratifiés du domaine waulsortien de Furfooz. Les calcaires subwaulsortiens et les deux faciès latéraux du récif (Lefte et Mollignée) ont fait l'objet d'une division en stations de travail et secteurs d'analyse, suivant leur lithologie et contexte structural (fig. 4.21). Les secteurs les plus significatifs, en terme de représentativité et de diversité des contextes sédimentaires ou tectoniques, sont :

- Les secteurs 6, 7 et 8 dans le subWaulsortien (fig. 4.24, fig. 4.25, 201 mesures) subdivisés en 8 stations dont les stations 16 et 20 caractérisent les intercalations crinoïdiques.
- Les secteurs 3, 9 et 12 (fig. 4.24, fig. 4.25, 254 mesures) subdivisés en 5 stations dans les séries stratifiées de l'enveloppe.

Les intercalations crinoïdiques.

Les secteurs 6, 7 et 8 qui nous occupent sont dans le flanc sud subvertical à renversé du Synclinal de Vletchamp (fig. 4.5). Le tableau la fig. 4.24 indique d'abord les stations étudiées du lithofaciès crinoïdique et des autres formations subwaulsortiennes prises pour comparaison. La fig. 4.26 montre, quant à elle, les données acquises pour les régimes de fracturation (fig. 4.21, fig. 4.22) - en terme de diagrammes bilogarithmiques présentant les segments F_d v F_c (nombre de diaclases par mètre v nombre de joints S_0 par mètre). Signalons enfin, que les caractéristiques qualitatives des diaclases des intercalations crinoïdiques (taille, type de surface, etc, fig. 4.21) sont similaires aux caractéristiques des autres formations subwaulsortiennes dans les secteurs concernés.

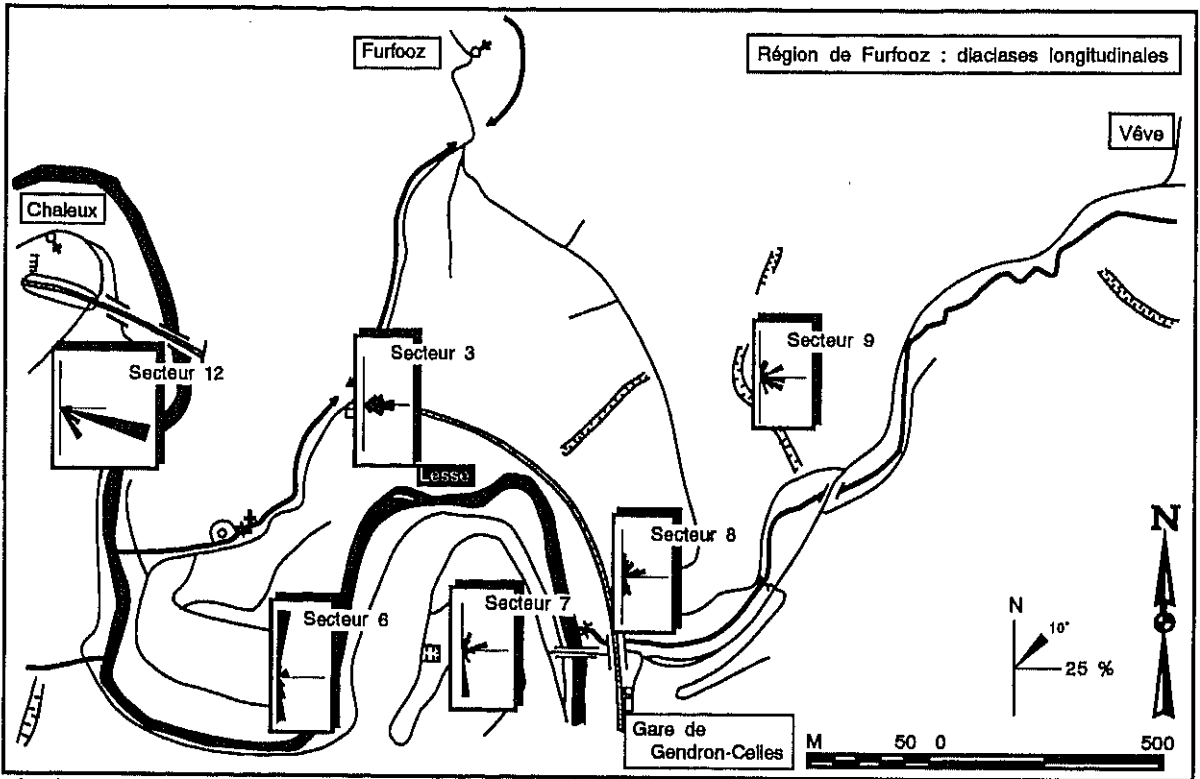
Les diaclases orthogonales des trois secteurs sont des fractures planaires non jointives à lèvres rugueuses et sans colmatage lorsqu'elles sont plus rarement jointives (dans le secteur 7). A part quelques exceptions, toujours dans le secteur 7, ces diaclases sont de taille moyenne et affectent plusieurs bancs sans discontinuités. Le bloc unitaire du système orthogonal est de forme cubique à maille relativement homogène. Ce système est de loin prédominant sur le système diagonal et ses réseaux, longitudinal (L) et transversal (T), sont équivalents, sauf dans le secteur 7 où les diaclases transversales sont plus marquées.

LOCALISATION DES STATIONS EN REFERENCE AU SYNCLINAL DE VIETCHAMP		
SECTEUR	STATION & FACIES	COUPE & AFFLEUREMENT
6 Flanc sud N 89° E, 79° N	stat.11 Hastière stat.12 Landelles	C 5 Affl. 35 Carr. sud Esc. des Cavernes C 5 Affl. 36 Trou de la Gatte d'Or
7 Flanc sud N 80° E, 83° N	stat.13 Hastière stat.14 Landelles stat.15 Bayard	C 4 Affl. 30 Carr. Route Hulsonniaux C 4 Talus Route d'Hulsonniaux C 4 Affl. 32 Talus Route Hulsonniaux
8 Flanc sud N 92° E, 85° S (inverse)	stat.21 Hastière stat.18 Landelles stat.20 Bayard	C 6 Affl. 21 Carr. tournant C 3 Affl. 29 Gare de Gendron C 3 Affl. 28 Carr. Gare
3 Zone axiale AS4 est	stat.6 Leffe stat.4 Mollignée stat.5 Mollignée	C 1/5 Affl. 15/25 nord Esc. des Cavernes) C 1 Affl. 16 nord du Chalet du Parc C 5 Affl. 40 entrée du tunnel ferroviaire
9 Flanc sud de AS7 est N 106° E, 82° S	stat.25 Mollignée stat.26 Mollignée	C 8 Intersection sentier-ravin C 8 Partie nord du Ravin Rose
12 Flanc nord AS4 ouest N 95° E, 64° S	stat.32 Leffe stat.33 Mollignée	C 10 Affl. 69 Carr. Rte de Chaleux (sud) C 10 Affl. 69 Carr. Rte de Chaleux (nord)

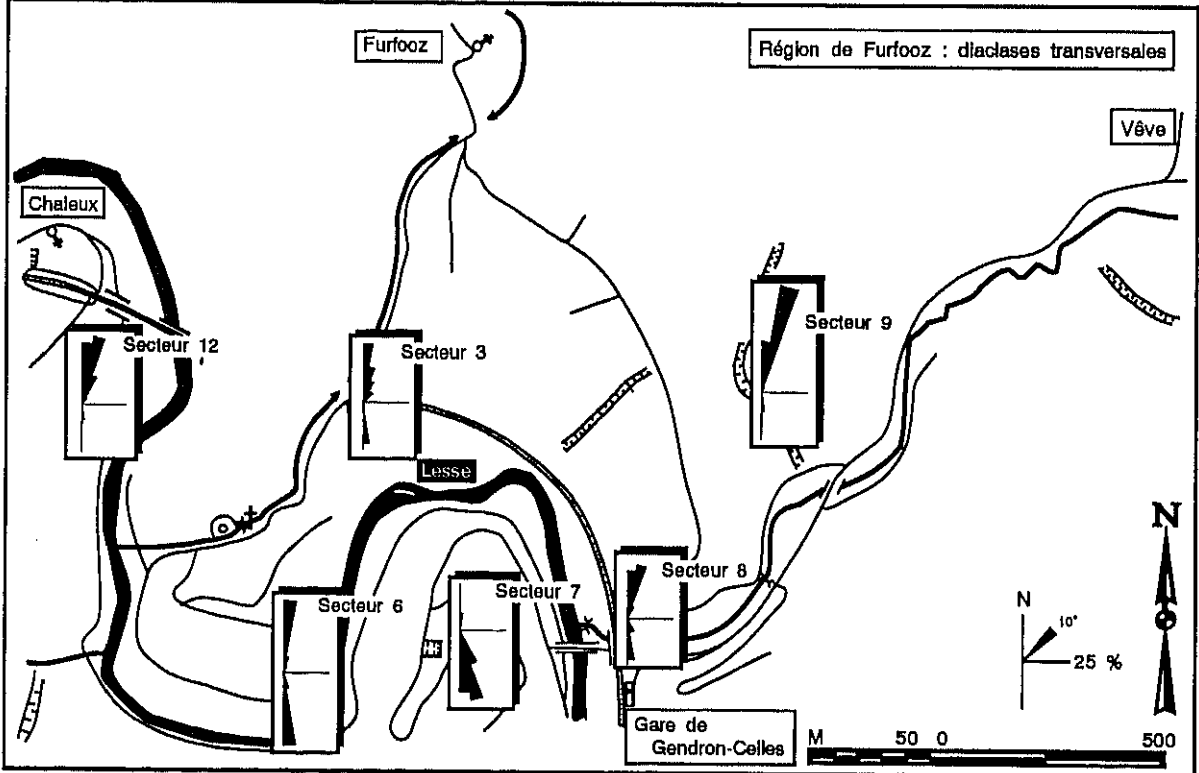
REGIMES DE FRACTURATION					
Secteur	Fc	Fd Long.	If Long	Fd Trans.	If. Trans.
6 HAST.	9.52	1.73	0.18	1.49	0.16
	2.06	2.59	1.26	2.56	1.24
LAND.	10.00	5.13	0.51	4.80	0.48
	4.26	4.27	1.00	1.60	0.38
7 HAST.	10.00	3.70	0.37		
	7.14			17.14	2.40
	5.88	1.55	0.26	3.60	0.61
LAND.	9.09	5.26	0.58	14.81	1.63
	2.22	1.69	0.76	3.74	1.68
BAY.	14.29	1.94	0.14	5.77	0.40
	5.26	2.20	0.42	10.34	1.97
8 HAST.	11.76	4.32	0.37	5.00	0.43
	2.06	1.60	0.78	1.89	0.92
LAND.	4.65	4.64	1.00	4.50	0.97
	2.70	2.86	1.06	3.76	1.39
BAY.	8.70	4.05	0.47	2.15	0.25
	3.45	4.17	1.21	3.15	0.91
3 LEF.	9.09	3.40	0.37	5.10	0.56
	3.33	1.91	0.57	2.16	0.65
MOL.	7.14	3.11	0.44	2.50	0.35
	3.33	6.31	1.89	7.69	2.31
9 MOL.	12.12	10.05	0.83	6.18	0.51
	5.33	7.23	1.36	4.21	0.79
12 LEF.	6.67	8.70	1.30	9.43	1.41
	1.92	3.21	1.67	3.91	2.04
MOL.	7.69	6.80	0.88	3.21	0.42
	4.17	2.56	0.61	2.00	0.48

Figure 4.24

Localisation des stations étudiées à Furfooz et valeurs pour l'analyse quantitative (Fig. 4.26 & 27).



(A)



(B)

Figure 4.25

Rosaces d'orientations des diaclases du système orthogonal à Furfooz pour les secteurs d'analyse les plus significatifs : (A) diaclases longitudinales à pentes subhorizontales et (B) diaclases transversales à pentes subverticales.

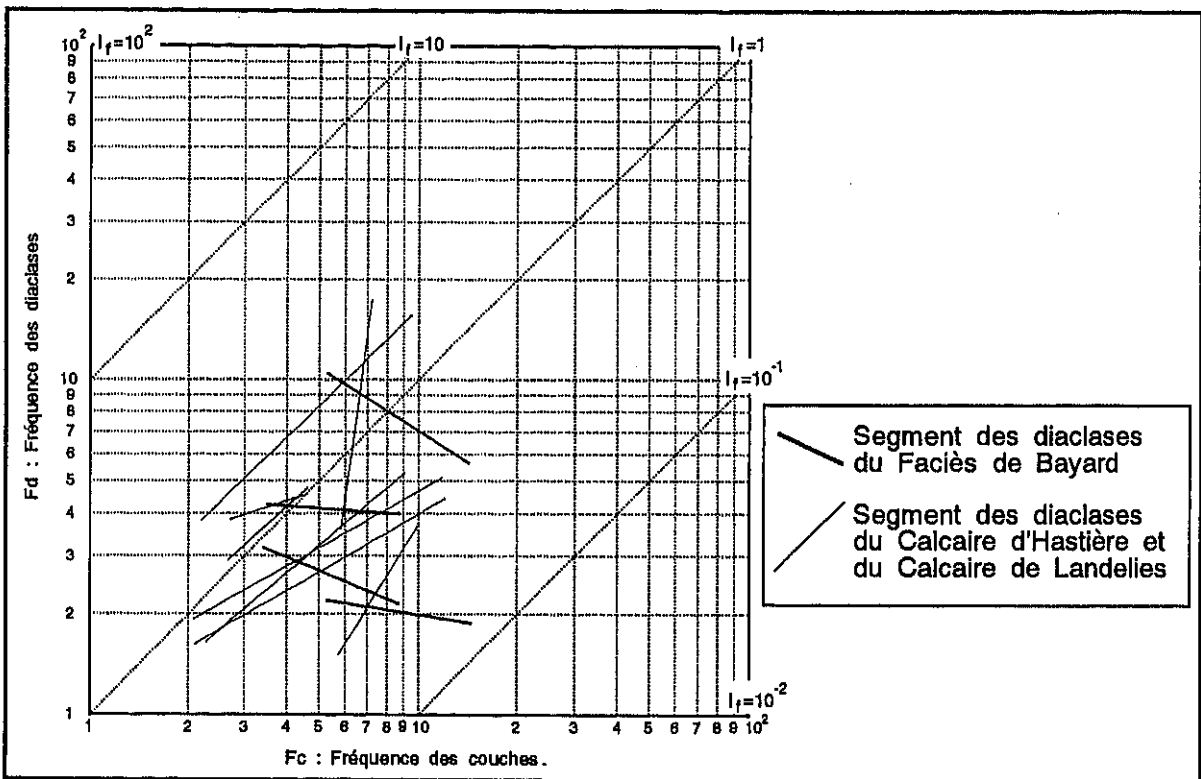


Figure 4.26

Régimes de fracturation des diaclases orthogonales des secteurs 7 & 8 du subWaulsortien à Furfooz : notez la différence de régime des diaclases du Faciès de Bayard.

En présence de bancs subverticaux à direction E-W, les diaclases longitudinales sont subhorizontales et de directions variables tandis que les transversales sont subverticales et de direction N-S (fig. 4.25). A peine 10 % des fractures ont été classées dans le système diagonal. Presqu'absentes dans le secteur 8, ces diagonales sont ouvertes à surface rugueuse, de taille moyenne dans le secteur 7 et de taille plus modeste et parfois remplies de calcite dans le secteur 6.

Le système orthogonal de l'intercalation crinoïdique est caractérisé par un régime exceptionnel de fracturation que nous avons nommé le "diaclasage inverse" (R 31 et R 3 des fig. 4.21, fig. 4.22, fig. 4.26). Nous constatons en effet que si l'épaisseur des bancs diminue (ou la fréquence F_c des couches augmente), la fracturation (F_d) diminue également (l'écart entre les diaclases augmente). La relation est inversée par rapport au diaclasage normal plus fréquent où plus fins sont les bancs plus la fracturation (F_d) augmente. Cette anomalie de fracturation de l'encrinite, par rapport aux calcaires d'Hastière et de Landelles des secteurs 7 et 8, a au moins une raison principale. Un tel régime est typique de lithologies contrastées (Ruhland 1973) où la fracturation orthogonale est induite par les ripages banc sur banc et/ou les cisaillements parallèles aux couches. Les niveaux très crinoïdiques développent plus facilement que d'autres, grâce à leur contenu en grande calcite monocristalline, les

glissements transgranulaires qui expliquent sa relative ductilité (§ 3.1.b.). A l'opposé de faciès plus rigides et qui présentent une plus grande fracturation si les bancs sont fins, ces niveaux crinoïdiques développent des glissements internes parallèles aux couches qui annihilent le développement des fractures dans les niveaux fins. Lors du plolement de bancs crinoïdiques épais, le développement de fractures se fait quand même par contrastes entre les niveaux de glissement. Dans les bancs plus rigides, la rupture se fait quant à elle traditionnellement de manière proportionnelle à l'épaisseur des bancs.

Les séries stratifiées.

Le tableau de la fig. 4.24 présente les secteurs d'analyse dans les Faciès de Leffe et de la Mollignée situés dans le Synclinal de Vietchamp de direction moyenne E-W, à surface axiale subverticale ou à vergence nord (fig. 4.5). Le secteur 12 est situé dans le flanc nord d'AS 4 ouest, le secteur 3 dans la zone axiale et le secteur 9 dans le flanc sud d'AS 7 est. Nous étudierons ici les aspects qualitatifs et géométriques (fig. 4.25) du diaclasage des secteurs 3, 12, et 9 avant d'aborder les aspects quantitatifs par l'analyse des caractéristiques des régimes de fracturation (fig. 4.27).

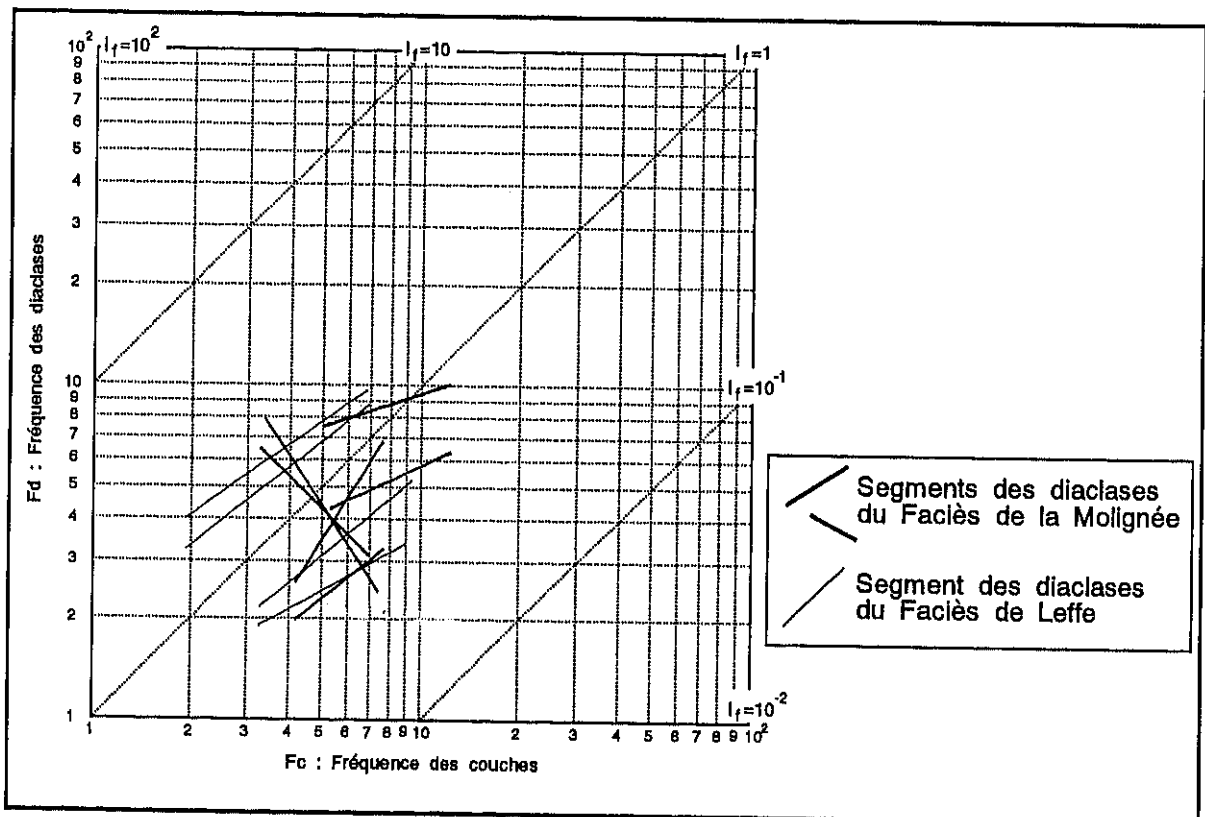


Figure 4.27

Régimes de fracturation des diaclases orthogonales pour les secteurs 3, 9 & 12 de l'enveloppe du récif waulsortien de Furfooz.

Dans la zone axiale du pli, les diaclases longitudinales (L) et transversales (T) sont de taille mineure et le plus souvent ouvertes à surfaces lisses ou parfois remplies de calcite surtout dans le Faciès de la Mollignée. Les fractures diagonales sont ici ouvertes à surfaces lisses, associées en systèmes conjugués et localement dominantes sur le système orthogonal. Les paraclases à surfaces lisses du système conjugué diagonal de la zone axiale ont permis de restaurer la direction locale de contrainte maximale σ_3 , obtenue par la recherche de la bissectrice de l'angle aigu entre les fractures. Reilsons, à ce propos, ce que de Sitter (1964 p. 103) expliquait sur les relations entre *Joints* et plis : *"either faults and Joints, may develop in planes parallel to the median stress direction and making an acute angle bisected by the largest stress direction, whereas tension Joints, or fissures, will be oriented parallel to this largest stress and perpendicular to the principal folding stresses"*. Dans une structure synclinale et suivant le rayon de courbure, une compression locale se développe perpendiculairement à l'axe du pli. Sur base de 28 mesures de paraclases diagonales conjuguées, le σ_3 calculé est d'attitude 65°, N 176°E. Il traduit les mouvements locaux dans l'intrados du synclinal, mouvements en concordance avec les ripages banc sur banc. Ces paraclases, sont généralement induites très tôt durant le plissement comme de simples diaclases et glissent ultérieurement lors du flambage des couches entre les niveaux de glissement.

Dans le flanc nord, les surfaces sont rugueuses et les diaclases de taille moyenne. Il faut signaler que pour ce flanc les positions réelles des diaclases sont à 35° des positions théoriques suivant une rotation dextre. Les diaclases diagonales sont ici assez rares et présentent, à l'opposé de la zone axiale, des surfaces rugueuses du type stylolithique.

Pour le Ravin Rose dans le secteur oriental du flanc sud de AS 7, les positions théoriques et réelles s'ajustent pour 69 % (L) et 82 % (T) des mesures prises. Les diaclases sont ouvertes à jointives et de taille moyenne. Autant le système orthogonal est bien représenté dans ce secteur, autant le système diagonal en est particulièrement absent. Seul dans la station 26, un net découpage en bloc unitaire losangique traduit la présence simultanée de diaclases gauches (fréq. 7/m) et de fractures longitudinales (fréq. 5/m). Plus dans ce secteur 9 que dans les autres, les veines tectoniques sont abondantes. La plupart ont la même attitude que les diaclases orthogonales ou diagonales gauches et leur sont donc associées. Ces veines sont de deux types : soit ce sont des veines rectilignes d'épaisseurs variables et constituées d'une calcite très pure et intacte de toute déformation, soit ce sont des veines en échelon plus anciennes, générées par propagation et extension de fissures précoces, mais néanmoins toujours d'une grande qualité de cristallisation (pl. 6). La déformation cassante et le remplissage semblent donc ici avoir été progressifs, au même titre que le fut le plissement

auquel ces structures sont associées. Les mêmes relations d'âges entre veines rectilignes et veines en échelon liées au plissement ont été décrites avec le pli mineur de l'affl. 9 de la Coupe 1 (§ 4.4.a.).

A une exception près, le régime de fracturation des séries stratifiées des diaclases L et T est proche du type R 2 (fig. 4.21, fig. 4.22, fig. 4.27). C'est le cas le plus commun de la fracturation des ensembles plissés où la fréquence des diaclases est proportionnelle à celle des joints de stratification - si l'épaisseur des bancs diminue, le nombre de diaclases augmente et inversement. Ce régime affecte la plupart des séries calcaires stratifiées compétentes au plissement sans anomalies de comportement. Les régimes R 21 du secteur 9 (Ravin Rose) traduisent un rapprochement à la limite de fracturation où celle-ci devient invariable quelle que soit l'épaisseur des bancs. Nous pensons que cette tendance est un cas de figure réalisable dans les conditions (1) d'une séquence de bancs d'épaisseurs très alternées et (2) de plissement à fort taux de fracturation indulte. Ces conditions se répètent dans divers secteurs de Furfooz où le rapprochement à la limite de fracturation est plus courant que celui à la limite d'épaisseur (9 cas sur 26 contre 2 seulement). Le cas de régime de diaclasage inverse (R 3) pour le Faciès de la Mollignée de la zone axiale est du synclinal AS 4 est difficilement compréhensible alors que les autres faciès de flancs ou d'axe de cette structure sont du type R 2 ou proche. Comme ces structures sont les seules de ce système qui furent décrites comme de tailles mineures à surfaces lisses, il faut penser que la fracturation précoce fut localement accentuée.

§ 4.7.b. Les systèmes de diaclases des domaines de Laval.

L'analyse des diaclases faites à Bouère n'a globalement rien apporté de spécifique quant à la compréhension des mécanismes de structuration. A Bouère, la lentille isolée ne présente quasiment pas de diaclases normalement développées dans les autres faciès, seules des paraclases originales dans les niveaux calcschisteux ont fait l'objet d'un examen détaillé. A St-Pierre, la différence de fracturation entre la série stratifiée et l'agrégation tabulaire a été mise en évidence.

Les paraclases du niveau calcschisteux de Bouère.

Le faciès A, situé sous la lentille de la carrière du Jars (fig. 2.14), montre un bel exemple de paraclases. Ce type de fractures, dont les mouvements tardifs sont liés aux ripages banc sur banc, est considéré comme une structure associée aux diaclases. Ici, les paraclases sont sécantes à la stratification subhorizontale, et leur association débite la roche en blocs. Ces paraclases présentent des stries de glissement strictement semblables à celles des bancs :

faible extension et même intensité, sens de déplacement équivalent, inclinaisons $\leq 30^\circ$ et direction N 65°E à N 115°E (fig. 4.12).

Il faut ainsi admettre que le ripage et les glissements sur paraclases sont contemporains: en même temps que les bancs ont glissé les uns sur les autres, préférentiellement sous la lentille, des glissements se sont développés le long de fractures longitudinales antérieures ou précoces. Ces glissements conjoints sont localisés sous la lentille et probablement exacerbés par l'interaction de la série calcschisteuse avec la lentille sus-jacente. En ce sens, ces déformations cassantes sont les prémices de ce qui, en d'autres conditions, permettrait le développement de zones broyées et/ou de cisaillements ductiles autour des lentilles massives (Sect. 4.11.).

La différence de fracturation à St-Pierre.

Un stéréogramme de densité des pôles de plan de diaclases orthogonales et diagonales du pailier - 80 de la carrière de Feux-Villaine a été établi en prenant les groupes de structures représentatives de l'ensemble de la section (fig. 2.16, fig. 4.28). Les réseaux difficilement identifiables, à fractures de directions assez dispersées, traduisent l'hétérogénéité des faciès du Waulsortien. La référence utilisée pour identifier les réseaux longitudinaux et transversaux est la stratification inclinée d'environ 60°S.

Le système orthogonal de la série stratifiée, prédominant sur les autres, est constitué de diaclases L et T ouvertes et de taille moyenne. Le milieu est faiblement diaclasé et le système est d'organisation équivalente à maille régulière mais assez large. Les diaclases longitudinales sont de direction E-W à faible pente nord tandis que les transversales sont globalement N-S et quasi verticales. Les diaclases diagonales sont rares et uniquement droites dans la série stratifiée de cette coupe.

La fig. 4.28 D présente les pôles de diaclases dans la zone de 60 à 140 m de la coupe correspondant à l'agrégat tabulaire de St-Pierre - au point de vue géométrique, les diaclases orthogonales ou diagonales sont à comparer avec la stratification (fig. 4.28 A & B). La relative importance des diaclases se marque surtout par la différence d'aspect du milieu diaclasé où, par contraste avec la partie stratifiée, l'absence de régularité des bancs a provoqué un débitage plus difforme des blocs unitaires. La fracturation de ce lithofaciès se distingue de celle, plus classique, de la série stratifiée de deux manières: (1) l'absence des diaclases longitudinales et (2) l'apparition d'un système diagonal complet.

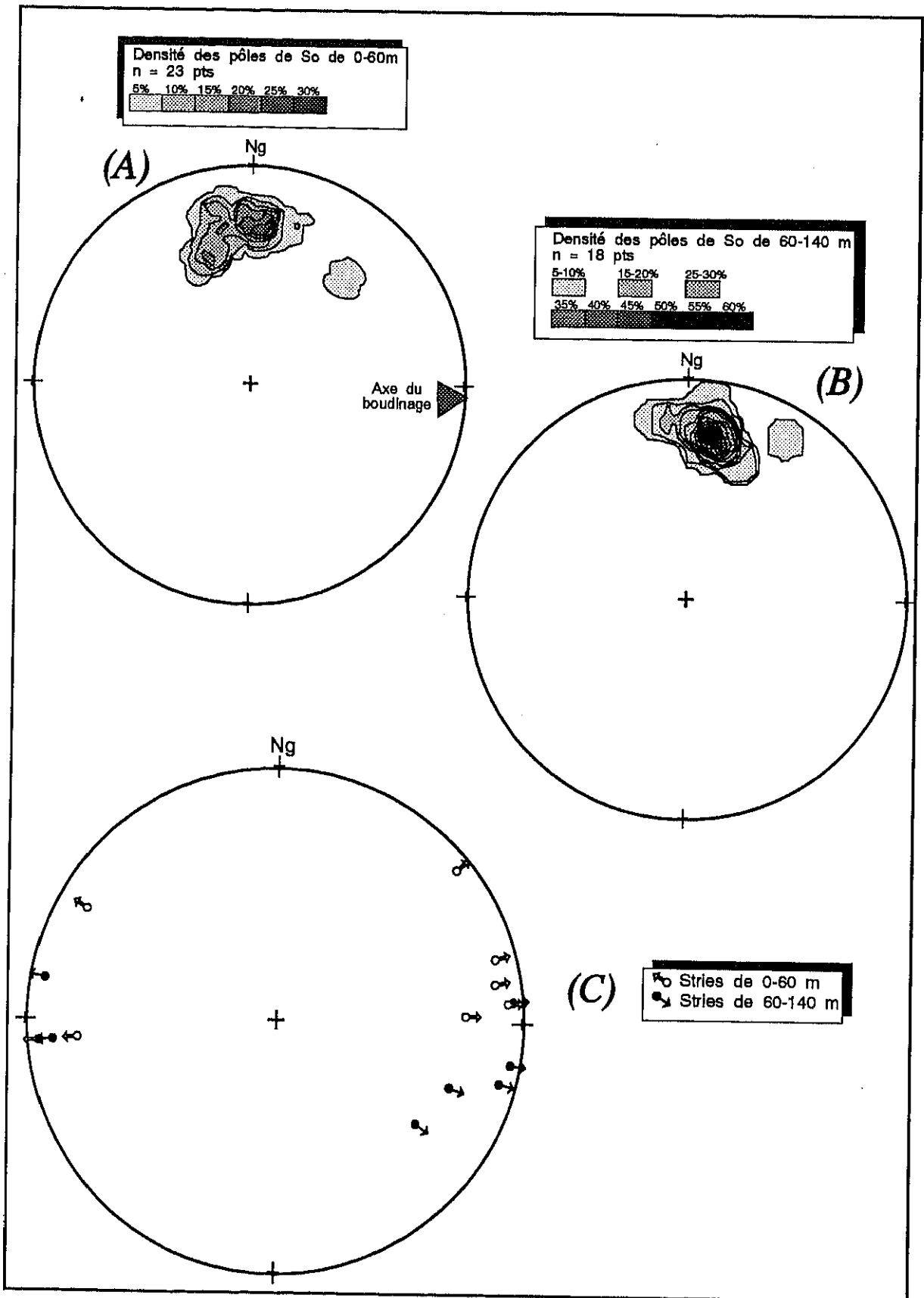


Figure 4.28-1

Stereogrammes du palier - 80 au front NE-SW de la carrière de Feux-Vilaine à St-Pierre (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (A)-(B) So dans la série stratifiée et l'agrégat tabulaire, (C) les stries de rejeux sur ces surfaces (série stratifiée de 0 à 60 m de l'extrémité de la coupe depuis le SW et l'agrégat tabulaire de 60 à 140 m).

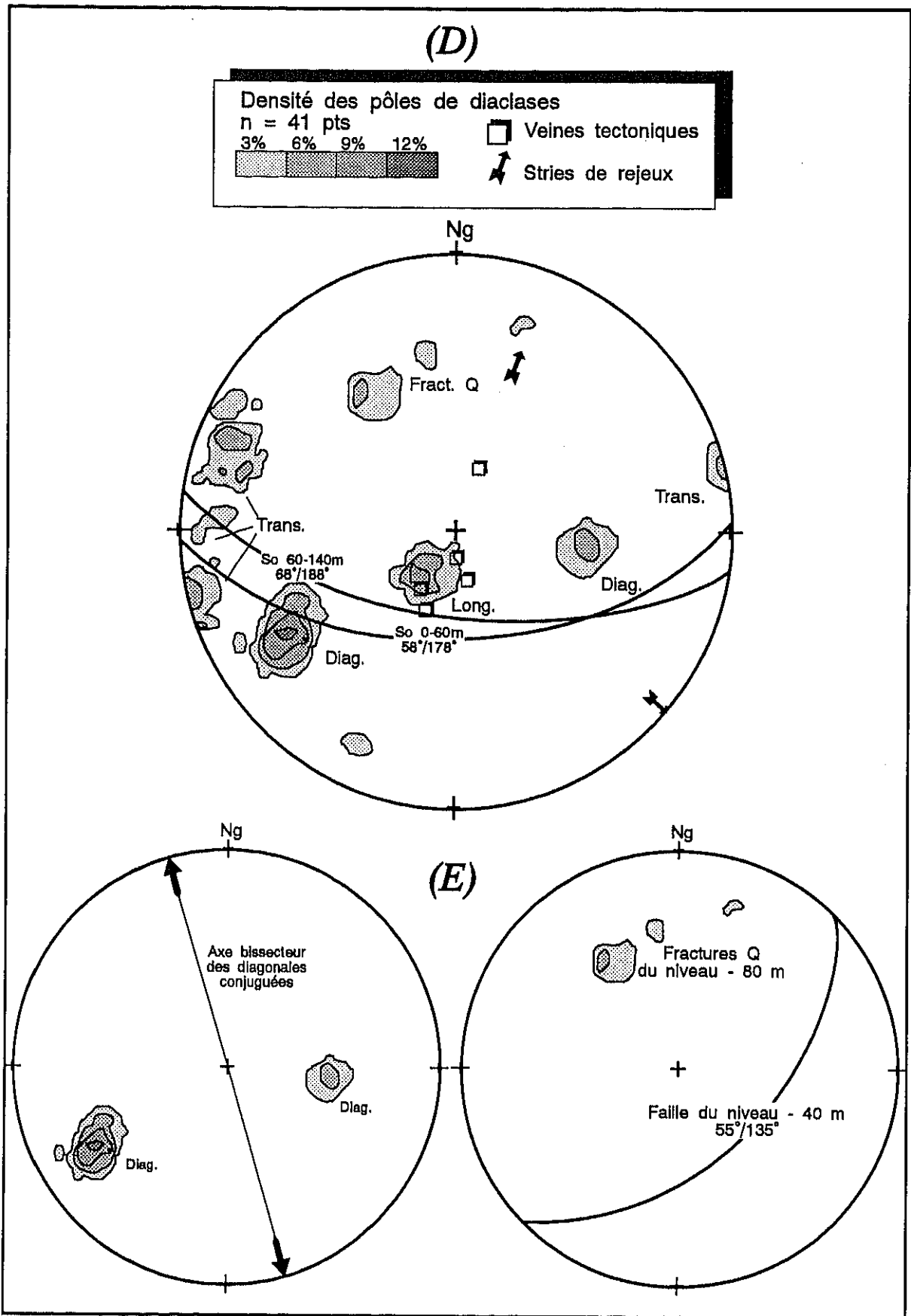


Figure 4.28-2

Stereogrammes de la carrière de Feux-Vilaine à St-Pierre (Proj. Schmidt, hém. inf. et cptage 1% surf.) : (D) diaclases, fractures veines et stries de rejeux du front -80 m et (E) détail des diaclases diagonales conjuguées avec leur axe bissecteur et des fractures Q, parallèles à la faille du front de taille -40 m.

Le système diagonal est constitué de diaclases gauches et droites habituellement jointives et moins bien développées que les autres. Les diaclases sont de direction NW-SE à N-S et de pendage moyen à subvertical. Leur organisation en système diagonal conjugué a permis de chercher une direction possible de contrainte maximale - valable très localement et pour leur période de structuration - à savoir un σ_3 bissecteur des angles aigus de direction N 164°-344°E. Nous verrons plus loin que cette direction est complémentaire et associée au décrochement majeur dextre de la phase sudète-II dont les directions sont globalement ESE-NNW (Rolet 1984) et qui est responsable de la première structuration des couches du graben losangique de St-Pierre. Ces valeurs sont en concordance avec celles que nous trouverons au § 4.12.b. pour les veines en échelon, et correspondent aux directions des paléocontraintes qui ont précédé la structuration finale du graben de St-Pierre. Les autres éléments tectoniques associés à cette structuration finale, en régime d'extension horizontale, seront étudiés avec les failles normales dans la Sect. 4.10.

§ 4.7.c. Les diaclases des domaines d'Irlande.

Les Waulsortian Limestones d'Ardmore.

La relation simple d'une fracturation due à l'atteinte d'une limite de rupture pendant la flexion des niveaux a été recherchée dans les *Waulsortian Limestones* d'Ardmore. Cependant, en raison du contexte faillé de ce domaine (§ 2.6.a., fig. 2.21) et suivant la géométrie et le mouvement des failles, des fractures associées aux décrochements et glissements de blocs peuvent apparaître (§ 4.8.c., § 4.9.c.). Deux grandes familles de fractures étroitement liées à des veines tectoniques ont en fait été reconnues comme le montre la carte et les stéréogrammes (ann. 3., fig. 4.14).

On a distingué un réseau de fractures longitudinales subhorizontales à pentes soit nord ou sud, soit est comme les rares veines tectoniques associées. Ce sont des diaclases majeures, le plus souvent ouvertes à surfaces lisses ou altérées sans stries. Même si ces structures influencent le débit du Waulsortien, leur intensité n'est pas très élevée et leur association avec la stratification, le clivage tectonique ou les fractures transversales ne donne au calcaire qu'un débit grossièrement cubique, rarement en forme de dalles horizontales.

Les structures transversales et subverticales sont nettement plus importantes et deux réseaux ont été reconnus par leur direction, leur distribution et leurs structures associées. Le premier est constitué de fractures subverticales de direction NNE-SSW. Elles prédominent surtout dans le secteur sud mais les veines tectoniques qui leurs sont parallèles sont encore

présentes au nord et dans la *Ballysteen Formation*. D'un point de vue qualitatif, ces fractures sont semblables à celles du réseau subhorizontal : elles sont arrangées en un réseau de diaclases majeures répétitives et systématiques et présentent les mêmes surfaces ouvertes sans stries ni rugosités particulières. Deux occurrences montrent des réseaux serrés (fréq. 1/cm) de fines fractures fermées qui décalent sur 1 à 2 cm des cavités sparitiques primaires. Les veines parallèles à ces fractures dominent nettement sur les autres réseaux de veines, ce sont des veines d'extension d'épaisseur variable presque toujours en réseau parallèle. L'étude en lames minces a montré qu'elles recoupaient des veines à bordures stylolithiques associées au clivage. Les diaclases transversales NNE-SSW, de direction moyenne N 13°E, sont donc associées aux veines d'extension N 23°E. Si l'on tient compte de leur distribution théorique et de leur fréquence en regard des couches et diaclases longitudinales, il apparaît que c'est ce réseau NNE-SSW qui est lié au développement de structures plissées.

L'autre réseau transversal est constitué de fractures subverticales de direction NNW-SSE. Il n'existe quasiment pas de veines tectoniques qui pourraient être associées avec ce groupe de fractures mais bien des *shear zones* et zones d'extension identifiées par l'analyse des veines en échelon. L'étude de ces fractures sera faite aux § 4.9.c. et § 4.12.c. de cet inventaire car elles sont liées à des mouvements de failage ou de cisaillement et non plus à la structuration primaire en flexuration simple.

La série alternée calcaires-schistes, présente dans la partie supérieure de la *Ballysteen Formation*, n'a pas non plus bien développé le système longitudinal de diaclases. La raison en est que, tôt durant la compression régionale, le clivage précoce s'est mis en place au lieu géométrique préférentiel des fractures longitudinales. Le clivage précoce constitue ici un des vecteurs essentiels des déformations dans le plan perpendiculaire aux couches et à l'axe de déformation principale. Le réseau de fractures transverses n'est que trop faiblement apparent que pour être discuté, ce sont plutôt des cisaillements et fractures cristallisées du système NNW-SSE qui se sont mises en place (§ 4.9.c.).

La série stratifiée de Loughbeg.

Dans les calcaires bien stratifiés de Loughbeg, tant dans les derniers mètres des *Waulsortian Limestones* sur la côte ouest de la presqu'île que dans la *Loughbeg Formation* qui les suit, deux réseaux francs d'un système orthogonal classique de diaclases, sans stries ni surfaces caractéristiques, affectent des bancs inclinés d'environ 60°S (fig. 4.16). D'inclinaisons moyennes 45°NNW et 85°E ou WNW, ces diaclases débitent systématiquement les bancs

avec une fréquence d'environ 2 par mètre. L'agrégat tabulaire de Loughbeg n'a par contre pas développé de réseaux systématiques de diaclases. Il y a donc ici la marque d'une structuration dissemblable liée à l'absence éventuelle et/ou à la qualité des surfaces de stratification.

L'agrégat tabulaire de Muckross.

Dans le domaine de Muckross, à côté des nombreuses fractures liées à la tectonique de charriage, le seul réseau qui s'est développé, en relation simple avec la structuration primaire des couches, est constitué de diaclases subverticales transverses de direction plus ou moins N-S (ann. 5). Ce réseau bien organisé affecte l'ensemble de l'agrégat tabulaire, sans perturbations dans les niveaux plus massifs interdigués. C'est le cas des deux diaclases marquantes (80° vers N 74°E et 82° vers N 88°E) qui affectent à l'est de la section un niveau plus massif de 15 x 5-6 m de haut dans un secteur à stratification de pente 65° vers N 167°E.

*

* *