

Figure 4.29

Présentation théorique des failles et charriages : (A) classification de base pour les failles suivant les termes de Rickard (1972) et (B) bloc diagramme représentant les systèmes de failles classiquement liées aux structures charriées.

Section 4.8:

LES FAILLES INVERSES ET STRUCTURES ASSOCIEES.

La terminologie que nous utiliserons pour les structures cassantes du raccourcissement, assez fréquentes dans les domaines varisques, est semblable à celle que nous avons présentée dans la Sect. 4.7.. Si le terme fracture de compression est d'ordre très général, les failles inverses représentent quant à elles ces fractures lorsqu'un déplacement se produit, en poussée, le long de la pente de la faille - le bloc en son toit subissant l'élévation relative.

Il est admis que les charriages (*thrust* ou chevauchement) sont des failles inverses à pente inférieure à 45° (Rickard 1972). En raison du fait que les plans de cisaillement de l'ellipsoïde de déformation qui correspondent à une contrainte de compression horizontale sont de pentes inférieures à 45°, il est reconnu que les failles inverses à pentes supérieures sont des structures moins courantes. De plus et à cause de l'hétérogénéité des roches charriées ou du sous-bassement et de l'attitude des plans de déplacement, les charriages ont même le plus souvent des pentes en deçà de cette valeur (Hatcher 1990, Anderson 1951).

En ce qui concerne les études cinématiques qui expliquent les mouvements de charriages, citons Elliott (1976) qui mit en évidence l'importance des phénomènes gravitaires, Chapple (1978) qui modélisa la mise en place par poussée et enfin Merle (1986), qui combina ces mécanismes fondamentaux de la mise en place des nappes de charriages : glissement et étalement gravitaire (*spreading-gliding*), poussée horizontale.

Dans le cortège des structures majeures parfois liées aux charriages, deux types de failles jouent un rôle de compensation et/ou d'accompagnement : les *back-thrusts* et *tear faults*. Les *back-thrusts* antithétiques (ou rétro-charriages) sont des charriages mineurs à pentes opposées au charriage principal. Leur effet local est, suivant un rejet moindre, le relèvement en coin des blocs faillés (fig. 4.29). Ces failles ont pour origine possible le relèvement que subissent les ensembles tradés dans les secteurs courbes de plans de charriage. Ils prennent classiquement le chemin de fractures, situées en arrière des charriages, qui s'inclinent sous l'effet des retours de pressions engendrées lors des progradations de nappes. Les *tear faults* sont des failles transverses à décrochements horizontaux qui segmentent les charriages. Elles résultent de l'impossibilité mécanique de déplacer un ensemble charrié d'un seul tenant et donc de la rupture transverse des fronts de nappes (fig. 4.29 ; Davis 1984). Enfin, des plis d'entraînement peuvent être trouvés au front des charriages. Leurs caractéristiques géométriques sont globalement semblables aux structures plissées plus en retrait des fronts si ce n'est que ces plis sont plus souvent faillés et que leur déversement peut être plus important.

Au titre des structures secondaires d'accompagnement des charriages et des structures qui en constituent le corps, il faut d'abord citer des formes de clivages espacés (Mitra & Yonkee 1985) et des systèmes organisés de fractures (Dunne & North 1990 ; Turner & Hancock 1990). Outre ces structures moins connues, citons les zones de cisaillement généralement indoltes, surtout ductiles et dans la transition ductile-cassant. Parmi une littérature abondante sur le sujet, épinglons Shalinin (1950) qui lia des réseaux transverses et conjugués de veines en échelon à des failles, ainsi que Hyett (1990), Groshong, Pflfner & Pringle (1984) et de Roo, Duyster & Weber (1992) qui décrivent la déformation de calcmylonites dans des zones charriées.

Le trait textural majeur des zones charriées est donc l'apparition d'une mylonite dans la zone broyée, parfois plus bréchique ou ductile, suivant l'induration des faciès et le niveau structural de la déformation. La mylonite signe en fait la zone suivant laquelle le charriage a progradé au lieu initialement privilégié du glissement-cisaillement. Dans les domaines waulsortiens, nous serons donc attentifs aux lithofaciès structuraux dont la texture et la géométrie ont favorisé ces glissements et l'apparition de *shear zones* : (1) les séries alternées et les agrégats tabulaires, (2) les séries stratifiées, et (3), dans une moindre mesure, les intercalations crinoïdiques. L'aspect massif et la cohésion des noyaux dolomitiques, des lentilles isolées et des agrégats lenticulaires en regard des autres sont peu propices au développement interne de surfaces de glissements. Dans ces cas, c'est leur pourtour qui sera le lieu privilégié des déformations.

§ 4.8.a. La question du charriage à Furfooz.

Les signes majeurs d'un charriage au sein de séries sédimentaires sont leurs répétitions sans structures plissées, de brusques changements d'âge stratigraphique et l'existence de zones broyées ou calcmylonites associées. La cartographie effectuée dans la région de Furfooz (ann. 1, ann. 2) n'a pas permis de rencontrer le premier de ces critères, constatation qui confirme les travaux de Bouw (1971). Le long du Ravin des Vaux (Coupe 1), par exemple, les formations du Tournaisien moyen font place aux faciès waulsortiens qui passent progressivement aux Faciès de Leffe et de la Mollignée, sans répétition par failles jusque dans le Viséen moyen. Les nombreuses études micropaléontologiques de Furfooz (dont Lees & Conil 1980 ; Lees, Hallet & Hilbo 1985) ont confirmé la continuité séquentielle des niveaux de datation sans failage - au moins en tout cas dans la partie la plus épaisse des faciès waulsortiens (ann. 1, fig. 2.7) depuis le Ravin des Vaux à l'ouest jusqu'au Ravin Rose à l'est. Comme l'analyse des pils l'a bien montré au § 4.4.a., les coupes latérales, en fait les plus complexes, demandent cependant une attention particulière : ce sont à l'ouest, les Coupes 10 et 11 (Route de Chaleux et Montagne de Chalet) et à l'est, la Coupe 9 (Route de Vêve).

Le long de la Route de Vêve, notre levé a permis de mettre en évidence une faille inverse assez inclinée qui se prolonge, dans la colline juste à l'ouest, par diverses failles secondaires. Ce groupement de failles des affleurements 60 et 55, juste au sud de l'axe synclinal **AS 5** au NE de la coupe, affecte la limite du Faciès de la Mollignée avec la Formation de Neffe qui lui fait suite au Viséen moyen. Les pendages de la stratification sont basculés localement par le biais de rebroussements dans des orientations diverses (fig. 4.7 C) : 87°N à 40°NE puis 35°NW (affl. 55) et 53°SW Inversé à 68°W puis 65°S Inversé (affl. 60). La zone faillée, qui s'accompagne d'une bréchification locale des calcaires (pl. 6, éch. 72), a globalement ici une direction WNW-ESE presque parallèle à la direction des couches et structures plissées.

L'évidence de son prolongement vers l'ouest (vers Furfooz, et plus loin Chaleux) est encore un problème délicat à soulever. Les très récents levés cartographiques pour la constitution d'une nouvelle carte géologique de Wallonie évoquent la possibilité d'une faille majeure (Delcambre & Pingot, comm. pers., novembre 1992). Elle est inconnue sur les plateaux mais notre système de failles à Vêve en serait la trace du passage. De déplacement assez faible, elle affecterait, outre le secteur du pli **AS 5** que nous venons de décrire, le Faciès de Neffe ou son contact inférieur, dans le cœur du synclinal **AS 2** (partie nord du Ravin des Vaux) et des faciès semblables aux Alguilles de Chaleux à l'extrême ouest

(fig. 2.2). Pour le Ravin des Vaux, à part la présence d'une petite zone finement broyée subverticale de 5 à 10 cm (affl. 1) et les veines tectoniques des échantillons 1, 2 et 10, nous sommes en l'absence de critères sérieux pour infirmer ou confirmer cette hypothèse. Un accident majeur courant d'est en ouest proche des synclinaux **AS 2** et **AS 5** n'est cependant pas à exclure si l'on accepte de relier la faille de Vêve à celle de Chaleux. Ce genre de structure inverse à faible déplacement s'inscrit sans ambiguïté dans le contexte tectonique du Synclinorium de Dinant. Il est lui-même charrié vers le nord et contient divers de ces accidents, les plus proches étant ceux de Monlat ou Waulsort (§ 2.1.b.).

§ 4.8.b. Les mésofailles inverses du domaine de Bouère.

Pour rappel, la compression, globalement N-S, de la phase sudète-II de structuration orogénique de cette partie du Bassin de Laval, fut à l'origine de chevauchements, au même titre que le fut la compression asturienne pour son segment orogénique en Belgique. Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet (1988) précisent ainsi que le Synclinal de Bouère en particulier a été affecté, ne fut ce que dans son chevauchement, vers le NE, sur le Synclinal de Solesmes (fig. 2.9, fig. 4.11). Quant à la structuration faillée du graben de St-Pierre, nous avons vu qu'elle relève de régimes décrochants et distensifs (§ 2.3.b.).

Notre étude dans la carrière du Jars a permis, entre autres, de mettre en évidence un petit jeu de mésofailles inverses (Brodikom 1991 ; fig. 4.12, fig. 4.30). Ce système est de taille modeste mais, comme pour la plupart des mésostructures, on peut espérer que leur analyse est profitable à la connaissance des structures majeures dont elles sont le reflet. Les deux mésofailles inverses affectent le contact calcschistes-lentille à son extrémité sud-ouest et ont des attitudes N 96°E, 38°S et N 87°E, 85°N. La seconde en position subverticale, quasi antithétique des chevauchements pentés SW et connus dans la région (fig. 4.11). Le bloc en coin relevé par ses failles mineures atteint à peine un rejet de 15 à 20 cm et, dans ce bloc, à l'intérieur de la lentille, la roche apparaît comme très fissurée. Les veines et veines en échelon qui s'y trouvent ont un pendage moyen ou subvertical vers le SW. L'origine de ces veines est à chercher dans une tension différentielle induite par les cisaillements contraires le long des mésofailles. La texture assez fragile de la lentille isolée s'y prête bien et l'attitude grossièrement bissectrice des veines par rapport aux failles en sont des éléments de justification (§ 4.12.b.).

On peut se demander comment un petit charriage secondaire et une faille subverticale de même ordre peuvent affecter un lithofaciès aussi rigide alors que ces structures se mettent classiquement en place dans des faciès plus aptes aux glissements.

Force nous est ici d'admettre que ces mésosfailles sont des sous-produits d'un charriage majeur connu dans la région mais non observé localement et que ces déformations ne sont pas contrôlées par des faits lithologiques ou mécaniques locaux. La direction E-W et la géométrie des ces mésosfailles sont concordantes aux structures régionales décrites par Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet (1988). Si, indépendamment de ces mouvements majeurs, des causes locales auraient dû être responsables de ces mésosfailles inverses, le contact calcschistes-lentille aurait eu un rôle à jouer comme discontinuité suivant laquelle la déformation se serait produite. Or, nous avons vu que le glissement est indépendant du contact et le déplace, les mésosfailles entraînant solidairement ces niveaux à comportements mécaniques différents. Ce fait est admissible, avec cependant un effet d'aplatissement et d'atténuation de la faille dans les lithofaciès plus ductiles, en l'occurrence les calcschistes (Peacock & Sanderson 1992). Ce sont donc des compressions d'ordre régional qui, charriant l'ensemble le long d'une discontinuité majeure, ont généré dans leur suite ces mésosfailles secondaires inverses. Pour se propager, celui-ci a pris un chemin géométriquement imposé par les structures majeures sans suivre les discontinuités locales d'un milieu déjà structuré.

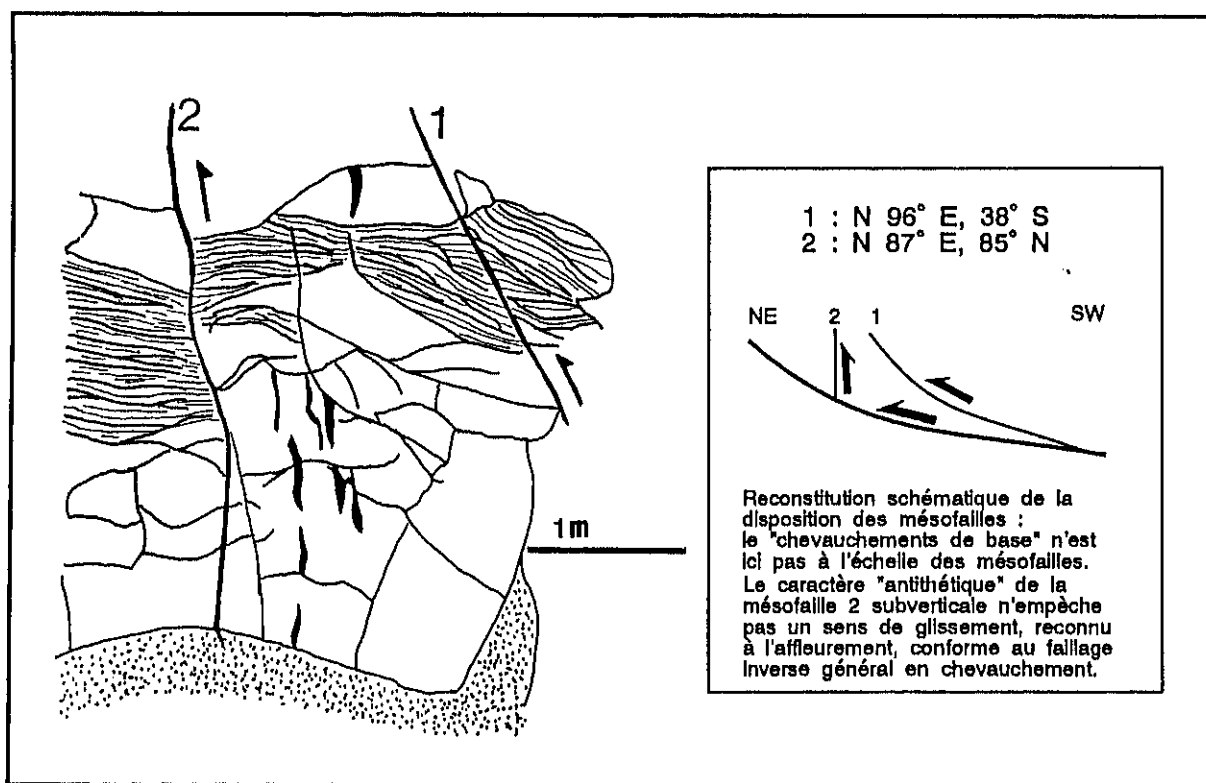


Figure 4.30

Croquis et reconstitution pour les mésosfailles inverses situées au bord SW de la lentille waulsortienne de la carrière du Jars (Bouère, Fig. 4.12) : notez l'entraînement des calcschistes et les veines en échelon dans la lentille.

§ 4.8.c. Les charriages varisques du Sud de l'Irlande.

Nous avons vu au § 2.5.b. que la ligne Dungarvan-Dingle qui marque la limite nord du front varisque Irlandais est la zone d'émergence des charriages (fig. 2.17, fig. 2.20). Comme pour la Faille du Midi dans nos contrées, c'est à proximité relative de cette ligne que s'exprimeront le mieux les structures d'accompagnement de cette forme de compression. Au sud du charriage majeur, de nombreuses failles inverses longitudinales marquent le paysage géologique du Munster (fig. 2.17, fig. 2.24). Elles charrient le plus souvent les flancs de plis sur quelques centaines de mètres et sont accompagnées de *back-thrusts* anti-thétiques et de failles transverses associées qui décalent les axes de plis (*tear faults*). La structuration des formations carbonifères par des chevauchements longitudinaux et des décrochements transverses s'ajoute ainsi à celle des plis des Zones 1 et de transition des Variscides Irlandaises (fig. 2.20). Nous insisterons plus particulièrement ici sur les failles longitudinales (*strike-parallel faults, thrusts* et *back-thrusts*) et leurs mésostructures associées. A l'affleurement, les charriages sont entre autres perceptibles dans les faciès carbonatés par la présence d'intenses *shear zones* constituées de calcmylonites. Un exemple frappant est la *shear zone* E-W, proche d'une faille de charriage, affectant la *Clashavodig Formation* (Asbien, fig. 2.19) dans l'ancienne carrière réaffectée en golf à Little Island (Cork Harbour, fig. 2.17).

Le domaine d'Ardmore limité par une *back-thrust*.

La faille majeure du domaine waulsortien d'Ardmore est une faille E-W qui, d'après ce que nous en connaissons, est du type longitudinal *back-thrust*. La carte proposée en fig. 2.21 indique qu'elle n'affecte dans la région que la *Ballysteen Formation* et n'implique qu'un déplacement assez faible. Sans que leur coupe générale n'entre dans le détail, Cooper *et al.* (1984) ont présenté une section N-S le long de la côte SE de l'Irlande dans laquelle le Synclinal d'Ardmore est tronqué par cette faille inverse à pente nord. Elle se prolongerait jusqu'à une rampe majeure que ces auteurs placent au contact entre le *basement* prédévonien et l'*Old Red Sandstone*. Le raccourcissement global de cette section a par ailleurs été évalué à 33 %, toujours par Cooper *et al.* (1984).

De manière plus détaillée, Dawson-Grove (1955) a présenté un contact par faille longitudinale entre le *Lower Limestone Shale (Ballysteen Formation)* et le *Lower Limestone* (les faciès waulsortiens) à l'ouest de Black Rock. Cette faille, juste à son prolongement dans la section étudiée, disparaîtrait à la faveur d'une faille transverse située au sud de la pointe de Black Rock. Le levé systématique des fractures n'a pas révélé la présence particulière d'une faille E-W dans les terrains étudiés. Le passage de la *Ballysteen Formation* aux calcaires

waulsortiens se fait, du nord au sud, par un contact normal non faillé. Quant à la faille transverse, nous montrerons au paragraphe suivant comment se marque sa trace probable à Black Rock malgré que les travaux récents n'en ont pas cartographié la présence (Sleeman & Sevastopulo 1987).

Les failles inverses dans la région de Loughbeg.

Notre carte régionale de la fig. 2.22, inspirée des travaux de Sleeman (1987), montre les structures caractéristiques de ce secteur des Variscides Irlandaises. L'Anticlinal de Ringaskiddy, auquel fait suite au sud le Synclinal de Loughbeg, est remonté entre deux failles longitudinales inverses et laisse apparaître en son coeur des formations plus anciennes. Ces failles et les plis varisques ont été ultérieurement décalés par des décrochements transverses ou des failles normales, toutes de direction NNW-SSE environ - pour les *tear faults*, ce décalage peut évidemment être considéré comme juste syngénétique des failles longitudinales.

Nous avons mis en évidence une autre faille longitudinale dans les faciès waulsortiens. Elle se trouve à 7 m environ du contact avec la *Loughbeg Formation*, dans le flanc nord du synclinal à l'ouest de la presqu'île (ann. 4, fig. 4.16). Cette faille est quasi verticale et de direction N 65°E. Le passage faillé est visible à l'affleurement dans une excavation de matériaux broyés sur plus de 30 cm d'épaisseur. Cette zone, et ses abords directs, sont constitués d'un mélange de calcaires waulsortiens clivés, de grandes calcites cristallisées en agrégats de 20 à 30 cm et, enfin, de niveaux plus doux au toucher, de couleur rouge-brun et constitués de calcites, quartz, phyllites vertes et ciments brun en plages presque opaques. Même si les données stratigraphiques ne permettent pas d'attribuer à cette faille un rejet important, la cinématique en est cependant attestée par divers éléments (fig. 4.31) : (1) la zone broyée qui la marque, (2) l'attitude locale des bancs qui, normalement sont inclinés de 47° à 60°S, ont ici des valeurs redressées par entraînement de 74° à 80°S et, (3) son étroite relation avec des veines de distension subverticales et un faible décrochement transverse qui l'accompagne. Ces veines de distension sont très altérées et d'une épaisseur d'environ 1 cm. Elles contiennent des cristaux obliques aux parois qui traduisent un cisaillement NNW-SSE. Ce cisaillement est associé au petit décrochement, perpendiculaire et accompagnant la faille, qui décale une veine d'extension relativement précoce et inclinée SSW (fig. 4.16). Un tel système, associé à la faille longitudinale, est une marque des mouvements compressifs qu'elle a subit. Cette poussée, par les tensions compensatrices qu'elle induit en aval du déplacement, est à l'origine de légers cisaillements transverses, discontinus et proportionnels au faible rejet de la faille.

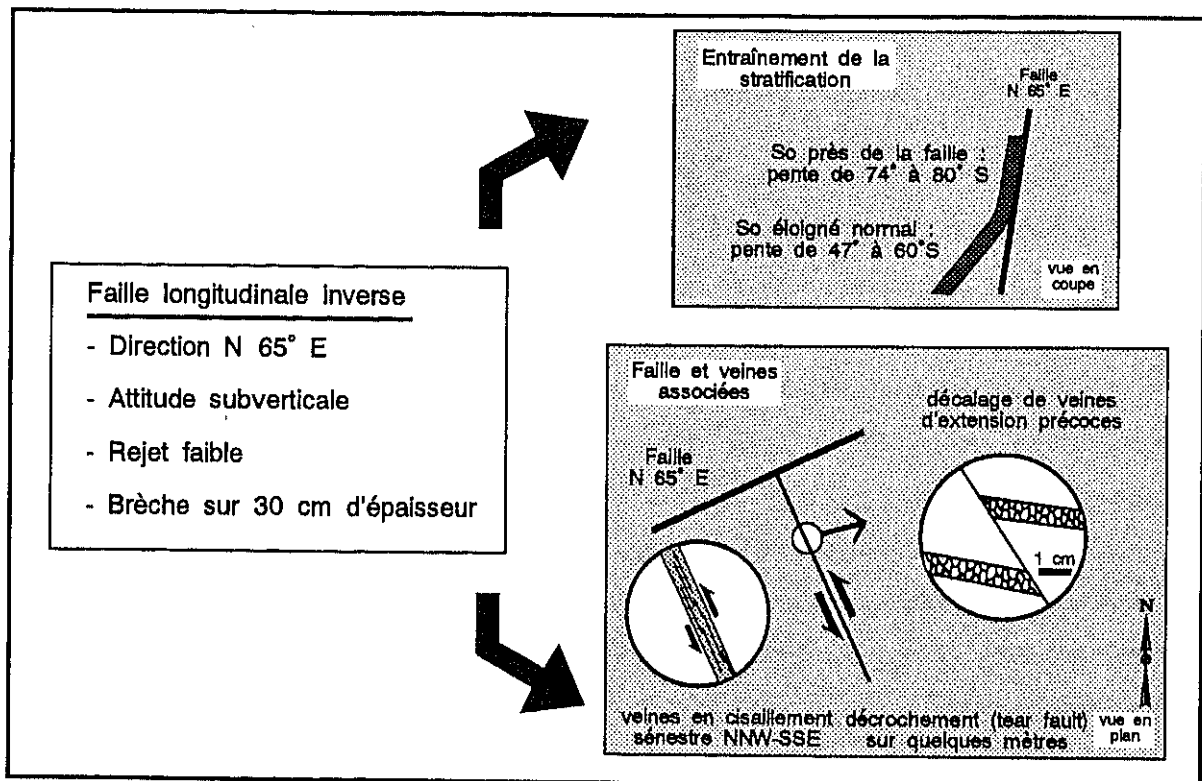


Figure 4.31

Croquis des structures mineures qui accompagnent la faille inverse de Loughbeg West

Ces structures, qui à l'échelle du secteur étudié sont semblables au système de rampes majeures et *tear faults* secondaires, affectent la zone de transition des *Waulsortian Limestones* à la *Loughbeg Formation*. La présence de niveaux stratiformes très serrés, où alternent des roches très variées, peut expliquer que cette transition fut le chemin préférentiel de ruptures même peu importantes.

Le front varisque du domaine de Muckross.

Le domaine des lacs de Killarney (Lough Leane) où se trouve *Muckross Peninsula* (§ 2.6.c.) est un domaine complexe où les formations dinantiennes sont pincées entre deux charriages majeurs du front varisque Irlandais (fig. 2.24). Au sud de la péninsule, la *Muckross-Millstreet Fault*, WNW-ESE à pente sud, charrie des formations dévonniennes sur des faciès récifaux du Viséen. Au nord, par contre, la faille NW-SE de *Benson's Point* fait disparaître le flanc nord de l'anticlinal auquel les formations calcaro-schisteuses du Dinantien participent en concordance avec les derniers grès dévoniens. Naylor (1978) a cependant précisé, à propos de la géométrie de ces structures et des déplacements qu'elles impliquent, que les failles de Lough Leane pourraient être plus redressées et à composante longitudinale de décrochement (*op. cit.* p. 68) : "Whatever the precise attitudes of the fault planes it is unlikely

that there was any important overiding from south to north on this group of fractures, and in fact there may have been some wrench displacement."

La position des failles dinantiens dans la zone d'émergence du charriage en a fait un sujet particulier de notre analyse. Nous avons recherché comment se marquaient les chevauchements régionaux majeurs dans l'agrégat tabulaire qui occupe une bonne part des calcaires de la péninsule. Une suite de failles et fractures ainsi que, associées à elles, des zones de déformation ductile marquées par des calcmylonites ont été cartographiées en détail. L'ensemble étudié correspond à une *shear zone* complexe en transpression, générée par les failles majeures dont les effets et la géométrie sont influencés par le type de lithofaciès structural. Pour mieux traduire la spécificité de cette *shear zone* et en exploiter au maximum ses variétés de structures, nous en reparlerons dans la § 4.11.d. consacrée aux cisaillements. Nous pourrons dès lors mieux préciser la nature réelle des transports et cisaillements liés aux failles de Muckross.

*

* *

Section 4.9.

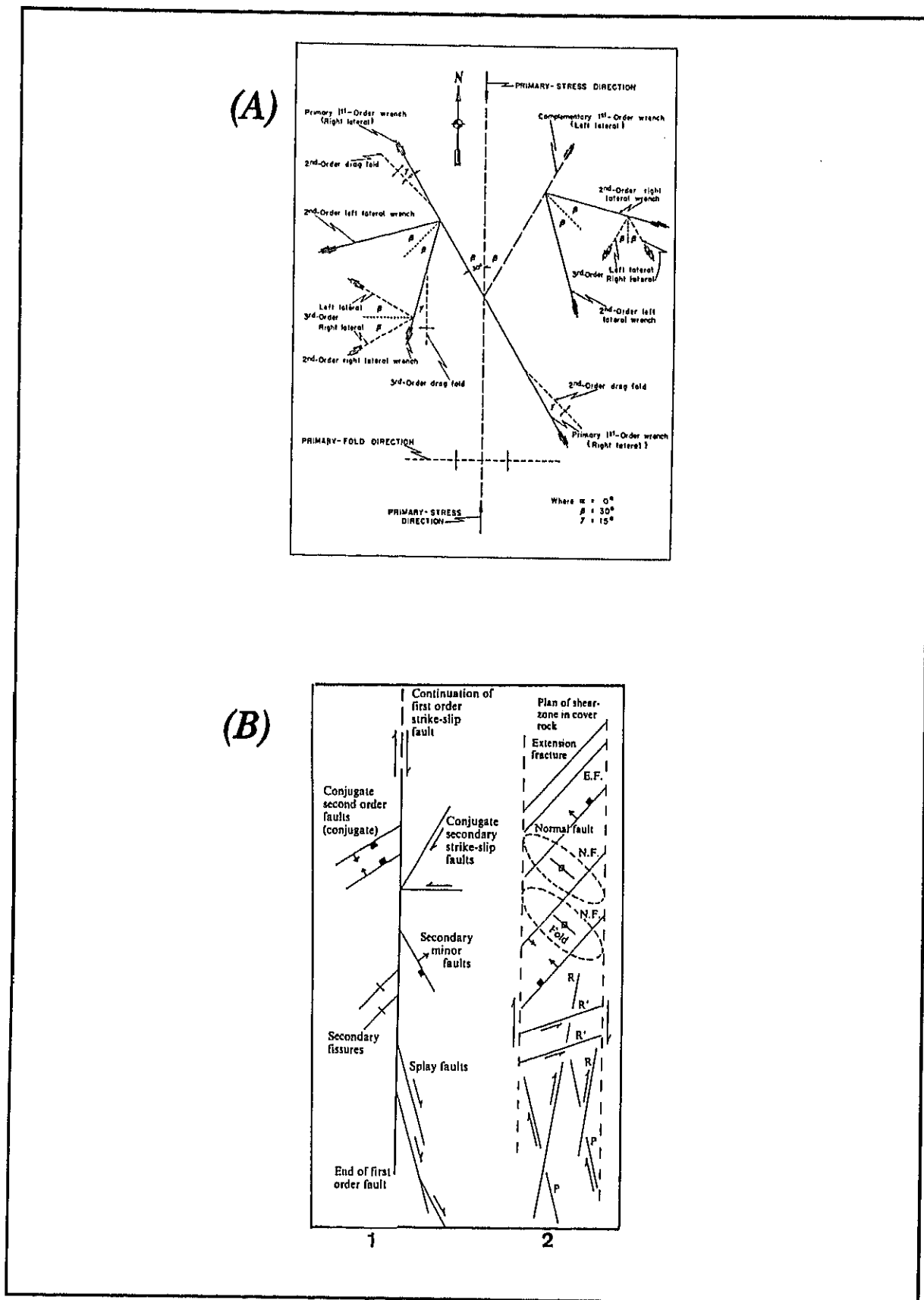
LES DECROCHEMENTS ET STRUCTURES ASSOCIEES.

Il convient d'abord de signaler les trois types de décrochements transverses rencontrés, tous étant des variantes de failles transcurrentes selon les définitions de Freund (1974). Les *tear faults* sont conséquentes, dans les zones de chevauchement, de l'impossibilité de déplacer une nappe de charriage sans que des ruptures transverses n'apparaissent. Ce sont donc les tensions d'avant-front et discontinuités dans les ensembles charriés inhomogènes qui sont à l'origine de ces structures (fig. 4.29 et Davis 1984). Un peu différentes du sens Andersonien du terme, puisqu'elles participent à des mouvements d'extension, les *transfer faults* (Gibbs 1984) sont une variante de *strike-slip faults* associées aux failles normales et grabens. Par analogie avec les *tear faults*, elles traduisent la rupture, ici en relais distensifs, de failles d'extension à taux différents de glissement. Enfin, les failles de décrochements, au sens propre du terme, qui participent aux grands décrochements régionaux, résultant ainsi de coullages majeurs entre ensembles tectoniques. Ils sont difficiles à appréhender dans le domaine restreint d'une cartographie rapprochée, leur localisation étant souvent le fait de détectons sismiques, de télé-détections ou de relations entre bassins sédimentaires (ex. du Massif Armoricain d'après Rolet 1984 ; fig. 2.9).

Les décrochements majeurs, dit primaires, sont souvent accompagnés de décrochements conjugués de 1^{er} ordre, qualifiés de failles complémentaires, et de structures de 2^d ordre, de petits décrochements conjugués et *drag folds* (Moody & Hill 1956 ; fig. 4.32). D'autres structures secondaires liées aux décrochements transverses sont aussi, à une autre échelle, un héritage du champ de contrainte qui leur est associé - ce dernier étant par ailleurs assez perturbé en raison du fait que les points de haute friction, qui concentrent ces contraintes le long du plan de faille, induisent eux-mêmes une distorsion du champ. Les structures mineures les plus connues sont (1) des réseaux bien organisés de fractures dont la direction suit les trajectoires de contraintes pour converger vers les points de friction (Rawnsley *et al.* 1992), (2) des stylolithes tectoniques associés à des veines de tension en fuseaux dont successivement les colonnes et grand axes sont parallèles à la contrainte compressive maximale (Rispoli 1981). Enfin, nous ne manquerons évidemment pas de citer dans ce cortège de structures associées aux décrochements, les zones de cisaillement semblables, en partie du moins, à celles liées aux charriages. Elles sont, suivant l'hétérogénéité du milieu et l'importance ou non des frictions ou des glissements, caractérisées par des zones d'intense déformation ductile et/ou semi-cassante, dont des réseaux de veines en échelon (Roering 1968 ; Olson & Pollard 1991 ; Bénard *et al.* 1990) ou des mylonites (Gapals *et al.* 1987 ; Sibson 1977), des fractures de Riedel et conjuguées (Tchalenko 1970 ; Gamond & Giraud 1982).

§ 4.9.a. La question des décrochements à Furfooz.

Brodikom (1985), à la suite des notes de Bouw (1971) concernant les travaux de Dorlodot, avait évoqué le passage probable d'une faille transverse N-S au droit du tunnel de chemin de fer sous la Montagne de Chalet à Furfooz (ann. 1). Cependant, aucune évidence cartographique lors de levés ultérieurs n'a permis de confirmer cette hypothèse, la cause en étant la pauvreté des affleurements sur le plateau calcaire - les parois du tunnel pourraient montrer des indices mais elles sont complètement murées. Seul l'affleurement 27 dans le Ravin des Vaux (Coupe 1, ann. 1) montre un forte fracturation et veination du Faciès de la Mollignée. Ces structures sont cependant compatibles avec la position de ces bancs dans la charnière serrée du pli AS 4. Enfin, la construction des coupes et l'intégration des données d'ensemble lors de la constitution des cartes n'a pas nécessité le passage d'une faille transverse : le flanc nord du synclinal AS 4 pouvant sans problème se relier au flanc sud de l'anticlinal AA 3.



§ 4.9.b. Les décrochements dans le Bassin de Laval.

Des coulisements longitudinaux majeurs, en régime transcourant à rotation dextre, ainsi que des failles transverses dextres ou sénestres sont connus dans le Bassin carbonifère de Laval (Rolet 1984 ; Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet 1988). La fig. 2.9 montre ainsi (1) un coulisement majeur NW-SE dans la région d'Entrammes-Meslay, en bordure nord du Synclinal de Bouère, et (2) des failles transverses dans la partie occidentale du bassin suivant une direction conjuguée NNW-SSE. Le coulisement qui en fut la cause, juste après les décollements westphaliens, s'est poursuivi par une période de distension au Stéphanien. Elle est à l'origine de l'ouverture du graben N-S de St-Pierre à l'extrémité nord-occidentale du bassin. Aucun de ces décrochements majeurs n'implique directement les domaines waulsortiens étudiés à Bouère ou St-Pierre. Nous verrons cependant que des failles à mouvement oblique ont au moins légèrement affecté les faciès calcaires de la carrière du Jars. Dans les calcaires de St-Pierre des stries de glissement traduisant des décrochements longitudinaux sénestres seront quant à elles associées aux structures en distensions étudiées au § 4.10.b.

Les failles obliques de la carrière du Jars.

Deux failles obliques à composante sénestre et normale (*normal left-slip fault*) affectent les faciès latéraux et supérieurs de la lentille waulsortienne de la carrière du Jars à Bouère. Leurs attitudes sont successivement N 100°E, 50°S pour celle située au NE de la carrière et N 90°E, 60°S pour celle qui marque le front de taille nord de la carrière, à environ 36 m en vis-à-vis de la première (fig. 2.14, fig. 4.10 ; Brodtkom 1991).

La faille du NE, structure très marquante dans le paysage découpé de cette carrière, montre un mouvement apparemment du type normal. Un banc plus clair dans les calcaires foncés du faciès F, au toit de la faille, est ainsi décalé vers le bas par un rejet de quelques décimètres. Cependant, la faille elle-même, constituée de débris bréchiques et argileux dans un rentrant de quelques centimètres de large, ne permet pas plus d'observations sur l'orientation réelle de son rejet. L'autre faille, par contre, dont la surface est bien dégagée et qui constitue la paroi septentrionale de la carrière, présente de multiples stries de glissement qui peuvent la caractériser. Le toit de la faille a ainsi glissé vers l'est et vers le bas comme l'atteste les reliefs de stries d'attitude 36°, N 114°E (à l'ouest, près de l'entrée) et 22°, N 104°E (à l'est, aux abords de la zone inondée). La proximité et la ressemblance géométrique de ces deux failles nous permettent de les associer, d'autant plus que le mouvement normal sénestre évident pour la faille N 90°E est compatible avec le décalage apparent provoqué par la

faille N 100°E. C'est la très faible inclinaison des stries qui nous autorise à classer ces failles obliques dans la catégorie des décrochements, puisque dans ce cas c'est la composante de déplacement sénestre qui est la plus marquante. Dans les deux cas également, même si ce sont des failles au sens strict du terme, il est à noter que leur rejet net, en regard de la taille des fractures, est de faible importance.

Nous proposons donc d'associer ces failles sénestres normales aux coulisements majeurs NW-SE qui marquent l'extrémité méridionale du Bassin de Laval, en l'occurrence le décrochement majeur dextre situé à quelques kilomètres au SW de Bouère (fig. 2.9, fig. 4.30 ; Houlgatte, Le Hérissé, Pelhâte & Rolet 1988). Moody & Hill (1956 ; fig. 4.32) considèrent les failles sénestres associées aux décrochements majeurs dextres comme des failles complémentaires de 1^{er} ordre et en citent plusieurs exemples dans leurs observations de terrain. L'angle de cisaillement β - séparant les failles complémentaires de la faille majeure - serait théoriquement bissecté par la direction de contrainte principale maximale. Dans notre cas, la différence d'azimut, un peu inférieure à $\pm 45^\circ$, traduirait donc que cette direction est localement WNW-ESE grossièrement similaire à direction générale des coulisements armoricains tardi-varisques.

§ 4.9.c. Les *cross-faults* du Sud de l'Irlande.

Nous avons déjà présenté ces nombreuses failles transverses signalées dans plusieurs publications sur les Variscides Irlandaises. Parmi ces *cross-faults*, certaines dont nous reparlerons au § 4.10.c sont des failles normales, quant aux autres ce sont des décrochements le plus souvent à mouvement dextre. Ces dernières sont des *tear faults* (*compartmental faults*) qui ont joué un rôle d'accommodation des raccourcissements différentiels par un cisaillement transverse lorsque le charriage a entraîné vers le front des ensembles trop importants et trop hétérogènes.

Le résultat de l'association des failles inverses avec les *cross-faults* est relativement bien exprimé par Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly (1981 p. 63) : "*Faulting is ubiquitous throughout the region (the variscan fold belt of Ireland) and exerts a more important influence than would be evident from small-scale maps. (...) The dominant pattern is of late syn-tectonic faults comprising important strike faults accompanied by two sets of cross-fault.*" Ces *cross-faults* sont d'attitudes variables suivant le secteur, mais toujours proches d'une direction NNW-SSE à NW-SE ou même N-S d'une part, et NNE-SSW à NE-SW d'autre part. Dans tous les cas, ces failles sont postérieures au plissement, ou juste concomitantes à sa structuration, et donc toujours postérieures au clivage. Le trait majeur de la déformation

varisque au sud du front, et plus particulièrement dans la région de Cork, est donc celui d'un compartimentage bien structuré des ensembles déformés. Nous présenterons ci-dessous nos arguments pour attribuer ces failles transverses aux décrochements.

Les fractures NNW-SSE d'Ardmore.

Le groupe de fractures transverses subverticales de direction NNW-SSE d'Ardmore n'a pu être lié d'une manière normale aux systèmes de diaclases issus de la structuration primaire (§ 4.7.c.). Leur direction moyenne de N 336°-156°E est en fait similaire à celle d'un des systèmes majeurs de *cross-faults* décrit dans la littérature (Dawson-Grove 1955 ; Naylor, Sevastopulo, Sleeman & Reilly 1981).

Le décrochement qui affecterait la région d'Ardmore, juste à l'ouest de Black Rock, est discutable car aucune anomalie dans les successions de faunes n'est connue et les cartes récentes n'en signalent pas la présence (Sleeman & Sevastopulo 1987). La carte de Collins & De Paor (1986) montre cependant, au NW, une faille NNW-SSE qui s'arrête juste en bordure nord-occidentale de Black Rock Point (fig. 2.21). Les fractures, que nous lui associons ici, sont concentrées dans un secteur particulier de cette section, à 150 m au sud du début du promontoire de Black Rock où la côte est orientée N-S (ann. 3). Ces fractures, les plus importantes à l'affleurement dans la moitié nord de la section levée, caractérisent le débit du Waulsortien dans cette zone. Même si, localement, leur fréquence de fracturation atteint les 7.5/m, elles sont le plus souvent espacées de 0.5 à 1 m et provoquent un débit secondaire parallépipédique de la roche. D'un point de vue qualitatif, ces fractures transverses sont ouvertes et ne montrent pas de structures de glissement. Il n'existe quasiment pas de veines tectoniques subverticales et de direction NNW-SSE qui pourraient être associées à cette famille de fractures (fig. 4.14, ann. 3). Cependant, ces fractures ont un lien directionnel et géographique particulier avec des *shear zones* et zones d'extension présentes sous la forme de veines en échelon simples ou en sets conjugués. Ces veines en échelon, partie intégrante d'un cisaillement NNW-SSE, feront l'objet d'une étude plus détaillée au § 4.12.c.

Cet ensemble de fractures secondaires et *shear zones* est sans conteste une suite tectonique normale d'accompagnement et/ou d'amortissement d'une structure transverse plus importante. Elle affecte l'agrégat tabulaire waulsortien d'Ardmore où, plus que probablement, elle s'atténue. Prétendre, en toute certitude, qu'un déplacement significatif accompagnerait cette structure serait péremptoire. Cependant, une fracturation est évidente qui, en d'autres échelles ou cartographies, ne s'opposerait pas au tracé d'une faille

transverse. Notre contribution en atteste l'existence, au moins dans la partie nord de la section levée.

La question des structures NNW-SSE de Loughbeg.

La carte géologique de la région située au sud de Cork Harbour (fig. 2.22) indique une multitude de failles transverses subméridiennes. Suivant les auteurs (Cooper *et al.* 1986 ; Sleeman 1987), ces failles, dont la certitude des tracés n'est souvent appréciable que sur 2-3 km, peuvent être soit des failles de décrochement à composante dextre soit des failles normales. Selon Sleeman (1987), trop d'importance a cependant été donnée, dans la région de Cork Harbour, aux *strike-slip faults*. La pauvreté des affleurements, hormis les sections côtières, est une des raisons majeures de la difficulté de l'interprétation de ces failles.

Parmi ces failles sujettes à discussion, l'une d'entre elle passerait au sud de Golden Rock, près de nos échantillons 287 et 288 (ann. 4). Malgré que plus au nord, nous ayons trouvé des critères sérieux de failles longitudinales dans les *Kinsale* et *Courtmacsherry Formation*, force nous a été donné de constater l'absence de structures d'accompagnement ou de critères géomorphologiques qui permettraient de placer un décrochement dextre ou un cisaillement associé au sud de Golden Rock. Les seuls réseaux NNW-SSE de veines en échelon sont intersectés par le clivage précoce (§ 4.12.c.) et ne peuvent ainsi être liés à un cisaillement synplissement ou tardif comme les *tear faults* classiques. Pour l'autre faille signalée dans la littérature, également NNW-SSE et située juste sur la côte, au contact nord-est des calcaires waulsortiens avec la *Loughbeg Formation*, la rareté des affleurements n'a pas permis un levé structural systématique. Enfin, nous rappelons ici les décrochements transverses mineurs identifiés sur la côte ouest de Loughbeg et qui furent associés à une petite faille inverse longitudinale (§ 4.8.c.).

En conclusion, notre levé à Loughbeg et Golden Rock a mis en évidence l'absence de structures d'accompagnement marquant le passage de décrochements transverses majeurs. Il apporte ainsi une confirmation au travail de Sleeman (1987) dont l'analyse, surtout stratigraphique, sous-entendait que bon nombre des failles de ce secteur étaient des failles normales (Sect. 4.10.).

Les structures transverses de la région de Muckross.

Des failles transverses sont également connues dans la région de Muckross. C'est surtout le cas des failles NNE-SSW qui affectent les hauts massifs dévoniens situés à l'ouest de Lough Leane (Walsh 1968). A part la faille d'Ardnagluggen *Point* de direction N-S qui décale localement une limite entre grès dévoniens, nous n'avons aucune évidence particulière de

décrochements dans le domaine cartographié (fig. 2.24, ann. 5). Un réseau bien organisé de diaclases N-S subverticales a bien été systématiquement observé. Ses fractures n'ont ni les surfaces caractéristiques ni les structures d'accompagnement qui pourraient nous permettre de présumer de leur lien avec des failles transverses. Signalons cependant, que de telles failles existent bien dans les faciès carbonifères en d'autres lieux de la région de Killarney que nous avons visité. A Ross Island, par exemple, à 2.5 km au nord de Muckross en bordure de Lough Leane (fig. 2.17, V 949 883), des brèches accompagnent une faille N 178°E, 42°W à nette composante oblique en décrochement. Elle affecte des calcaires très déformés, semblables à ceux de la *Ballysteen Formation*, et s'accompagne nettement de petits plis d'entraînement.

*

* *

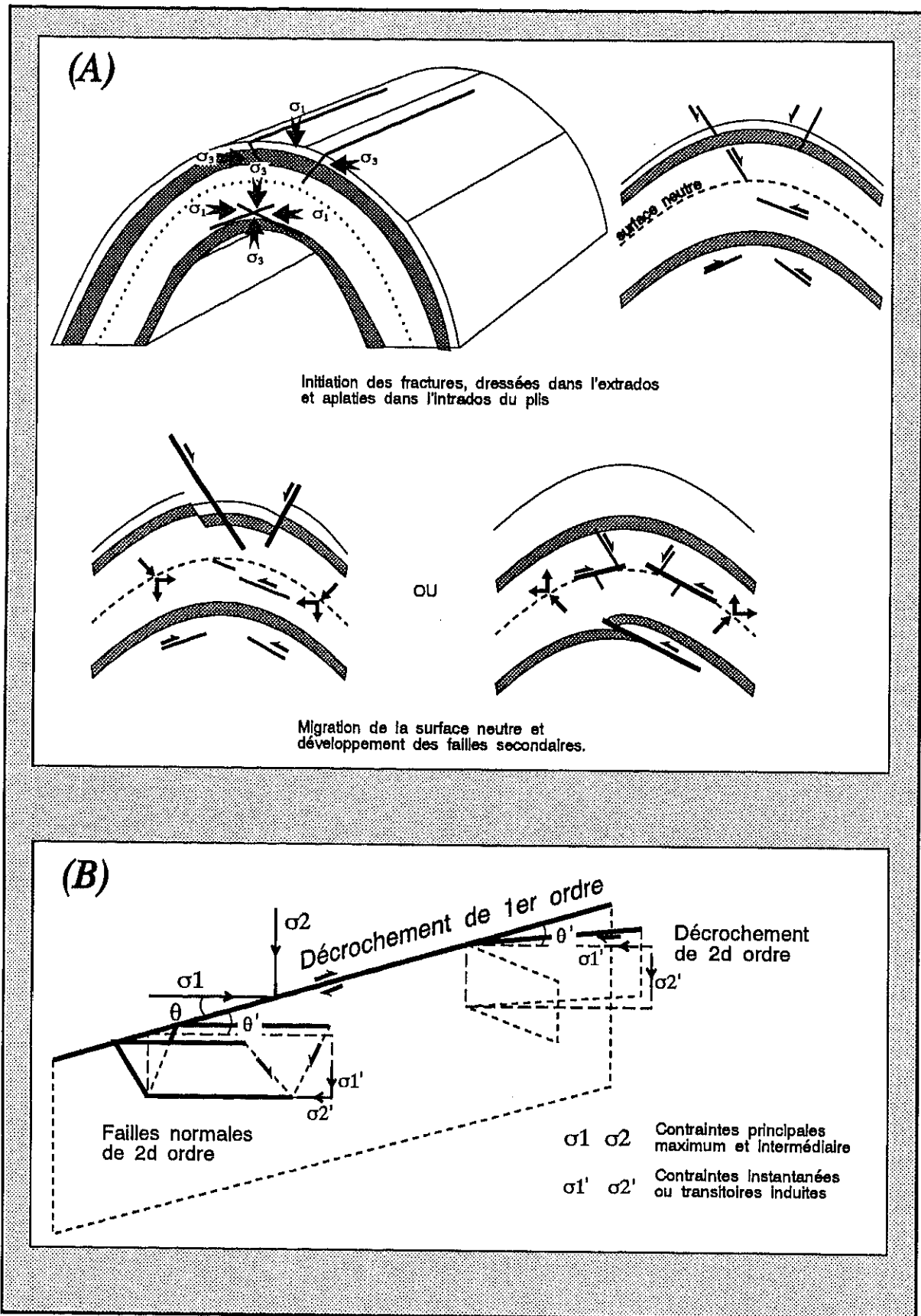


Figure 4.33

Types particuliers de failles normales liées, (A) aux charnières de plis à surface neutre en association avec de petits charriages d'intrados et (B) aux décrochements, dans des états transitoires de 2d ordre (d'après Price & Cosgrove 1990).

Section 4.10.

LES FAILLES NORMALES.

Suivant les théories d'Anderson (1951), les failles normales se développent dans les conditions d'extension, lorsque la contrainte principale maximum devient verticale. Les failles normales sont donc des failles inclinées à subverticales dont la composante principale de glissement est dans le sens du pendage de la faille (*d/p-slip*) - le bloc du toit descendant le long de son plan. Pour des raisons de conformation de l'ellipsoïde de déformation, les failles normales (de pente $> 45^\circ$) sont plus abondantes que les *tag faults* (classification fig. 4.29). Les mécanismes de l'extension sont enfin à l'origine de deux types de failles normales : les failles non rotationnelles et les failles rotationnelles ou listrique (Wernicke & Burchfiel 1982).

Les conditions locales d'extension, ou de distension, lors des mouvements orogéniques sont, à l'encontre des idées reçues, plus courantes qu'il n'y paraît. Price & Cosgrove (1990) citent ainsi deux cas peu connus liés aux structures majeures (fig. 4.33). Ces types de failles complètent ce qui est classiquement connu sur les failles normales en régime global de distension, lors d'épérogenèses ou lors de la formation des bassins losangiques liés aux coulissements régionaux.

Selon Price & Cosgrove (1990), on sait que lors des déformations de charnières - pour les plissements par flexion dont ceux à l'origine des plis isopaques - la configuration locale des axes de déformations est propice aux développements de fentes de tension ou de systèmes de diaclases. Pour les mêmes raisons, il peut s'y développer dans l'extrados des charnières des failles secondaires normales en même temps que dans l'intrados se développeront de petits charriages.

L'autre cas cité par Price & Cosgrove (1990) est celui de failles normales de 2^d ordre qui peuvent apparaître si, à un moment et un endroit donné d'un décrochement, la contrainte verticale devient temporairement la contrainte principale maximum. Ce brusque changement provient du fait que les contraintes se propagent par pulsion le long des décrochements de même manière que les déplacements. A ces moments critiques, il se crée des états de contraintes transitoires qui peuvent, en magnitude et orientation, avoir une configuration différente de celle des contraintes principales initiales. C'est lors de ces états transitoires que s'initieront les fractures de 2^d ordre dont des failles normales, perpendiculaires ou obliques aux décrochements de base.

Enfin, dans des conditions particulières de compression globale, des structures transverses apparaissent en compensation des chevauchements. Ces structures sont le plus souvent des décrochements, mais nous verrons plus loin que des fractures peuvent être initiées qui développeront des glissements *d/p-slip* : soit pour des raisons d'hétérogénéité des champs locaux de contraintes ou soit lors de réactivation tardive.

Il n'y a pas à proprement parlé de structures secondaires associées aux failles normales en régime d'extension, si ce ne sont des brèches tectoniques locales et failles mineures. Dans certaines conditions de profondeurs, là où s'enracinent les failles normales ou dans le cas de vides laissés par la rotation de blocs, des écoulements plastiques et des zones de cisaillement ductile peuvent apparaître (Sibson 1974 ; Wernicke & Burchfiel 1982 ; Reches 1983). Nos travaux ne concernant pas ces domaines de la croûte, nous ne verrons que les phénomènes d'extension qui se manifestent surtout par des structures cassantes accompagnées de frictions et glissements.

§ 4.10.a. La faille normale de l'anticlinal AA 6 de Furfooz.

Nous signalerons ici la faille secondaire normale qui affecte la charnière de l'anticlinal AA 6, partie orientale de l'Anticlinal de Molemont le long de la Route de Vêve (Coupe 9, ann. 1, § 4.4.a.). Ce pli, anormalement fort ennoyé, déforme les faciès dinantiens depuis le Calcaire de Landelles jusqu'au Faciès de la Molinee, dans une zone latérale sans développement waulsortien (fig. 1.1, fig. 4.5).

Brodikom 1985 (p. 56) signalait que "Dans la partie nord, le flanco inverse (du pli AA 6) se courbe dans la fermeture sans discontinuité, tandis que du côté sud, il y a une rupture dans la direction se traduisant à l'affleurement 59, par une bande broyée oblique aux plans de stratification." Cette faille, certaine sur une vingtaine de mètres, se prolonge probablement de manière latérale dans toute la zone charnière, un très faible rejet apparent longitudinal décalant les contacts. La cinématique liée à cette faille est donc attestée par la perturbation des attitudes de bancs dans la zone de fermeture du pli, et semble typique d'une faille normale de charnière. Ces perturbations induisent non seulement une nette obliquité entre le plan axial calculé du pli (N 95°E, 76°S) et la schistosité mesurable directement (subverticale de direction N 121°E), mais aussi un calcul difficile de l'ennoyage de cette structure, les valeurs de S_0 montrant une distribution trop éclatée (fig. 4.9 D). La faille est donc plus que probablement syngénétique du plissement et son mouvement associé de faible amplitude, de même âge relatif ou juste postérieur.

L'attitude de cette fracture, les perturbations qu'elle induit, son âge par rapport au plissement et l'absence de structures d'accompagnement semblables à celles que l'on trouve pour d'autres types de failles, nous font supposer que cette fracture pourrait bien être une faille secondaire normale de zone charnière, identique à celles que décrivent Price & Cosgrove (1990) dans l'extrados des structures plissées. La succession directe, sans faciès waulsortiens, de faciès à compétences contrastées (calcschisteux, crinoïdiques et stratifiés) et la position du pli AA 6 entre les structures impliquant les faciès waulsortiens de Furfooz et de Vêve, sont des conditions locales qui ont permis une redistribution ponctuelle et/ou temporaire des axes de contraintes secondaires favorable au développement de ce type de rupture.

§ 4.10.b. Les failles normales du Bassin de Laval.

Nous avons présenté au § 2.3.b. les coulisements dextres NW-SE, accompagnés de failles subméridiennes, qui marquent la fin de la structuration varisque du Bassin de Laval. Au § 4.9.b., nous rappelons qu'au Stéphanien, ces coulisements se sont poursuivis par une phase de distension ayant surtout affecté le secteur nord-occidental du bassin (fig. 2.9). De ces périodes datent les décrochements sénestres à composante normale faible de la carrière du Jars à Bouère et l'ouverture du graben N-S de St-Pierre. Les failles de décrochement de Bouère ont été étudiées au § 4.9.b. tandis que toutes les structures liées la formation du graben de St-Pierre seront étudiées dans la section présente.

La faille normale du paller - 40 de St-Pierre.

Nous débuterons notre analyse des structures associées à l'extension du graben de St-Pierre, par une remarquable faille située le long d'un petit front de taille SE-NW au paller - 40 d'exploitation (pl. 8). Cette faille met en contact des faciès waulsortiens tabulaires très inclinés avec des bancs schisto-gréseux de teinte vert-noir à pente subverticale. L'âge précis de cette formation terrigène est difficile à déterminer car il pourrait être attribué au Cûlm inférieur, aux Schistes de Laval ou aux schistes stéphanlens (Pelhâte & Meilliez, comm. pers., mai 1988 ; § 2.4.c., fig. 2.15). Nous ferons ici la présentation détaillée de cette faille car ce sont l'analyse structurale et les relations avec le Waulsortien qui sont les clés du problème.

Nous savons qu'un petit bassin losangique postorogénique du Stéphanien, à faciès schisto-gréseux et houillers, repose sur le bassin dinantien de St-Pierre (fig. 2.15). Les schistes stéphanlens sont classiquement colorés (verdâtres, violacés et île-de-vin) et recouvrent les calcaires de Laval en occupant parfois des poches de décalcification. Comme la formation schisteuse qui nous occupe est fortement inclinée et que cette structuration est datée du Westphalien, elle ne pourrait en aucun cas être d'âge Stéphanien. En ce qui concerne les Schistes de Laval, et à l'exception de rares auteurs comme Vuillemin (1990) qui considère que cette formation est présente dans tout le Synclinorium de Laval, la littérature est unanime pour s'accorder à Fourmarier & Pelhâte (1968) pour qui les Schistes de Laval (h2-4 ou parfois Fm de Heurtebise ou de Bouessay) ne sont pas connus dans le bassin dinantien de St-Pierre. Ces Schistes de Laval (Viséen supérieur à Westphalien A probable), qui correspondent à un retour des terrigènes lors d'une phase de comblement, ont une aire de dépôt relativement restreinte en regard des autres formations carbonifères. A St-Pierre particulièrement, une émergence soudaine aurait mis fin à toute forme de sédimentation, le Stéphanien reposant en discordance sur les calcaires dinantiens.

Il nous reste donc à évoquer la possibilité que ces formations schisto-gréseuses soient d'âge Cûlm inférieur. Pelhâte (1971 p. 56) cherchait déjà à expliquer que les carrières de l'Euclie et du Tilleul (à quelques kilomètres au NW de Feux-Villaine) se présentaient comme "*deux masses calcaires séparées par une zone de terrains schisto-gréseux*". Pour cet auteur, ces faciès terrigènes ne pouvaient appartenir qu'au Cûlm inférieur que de deux manières. (1) Au moment où s'est formé le Calcaire de Laval, une fois terminée la sédimentation du Cûlm, des fractures du socle primaire auraient précocement compartimenté les calcaires - au sein des faciès terrigènes - mettant ainsi les deux ensembles en contact par failles. (2) Les faciès calcaires étalent, avant la déformation, isolés au sein d'une masse de schistes et grès déposés en condition turbiditique et provenant de sources proximales, le bassin étant

entouré d'un seuil gréseux siluro-dévonien. Pelhâte (1971 p. 64) continue cette seconde hypothèse en précisant que : "Les bancs grésocalcaires rencontrés (...) représentent les termes de passage latéral des lentilles calcaires aux schistes et grès (...); les phénomènes tectoniques ayant pu ensuite perturber les rapports du Cûlm et du Calcaire de Laval, ce qui ne peut être vérifié pour le moment, faute de sondages rapprochés (...)"

Le contact faillé schistes-calcaires à - 40 m pourrait aisément conforter ces derniers faits. Lors du développement des "biohermes" waulsortiens de St-Pierre, des apports terrigènes du Cûlm inférieur auraient isolé les masses calcaires comme celle de Feux-Villaine. Il s'en suivit une émergence rapide - sans dépôts ultérieurs - avant la crise orogénique westphalienne lors de laquelle l'ensemble a subi une même déformation, les faciès se retrouvant en position redressée. Lors de la distension stéphanienne et de la mise en place des derniers dépôts schisteux, un failage normal synsédimentaire a compartimenté le graben en formation en affectant l'entièreté des faciès déjà structurés. Ces failles marqueront ainsi définitivement les relations particulières du Waulsortien avec le Cûlm terrigène.

La faille que nous décrivons dans ce contexte est donc typiquement une faille normale très franche et planaire, d'attitude N 45°E, 55°SE (fig. 4.28 E, pl. 8). Le rejet qu'elle implique n'est pas chiffrable mais suffisant que pour ramener des faciès supérieurs ou latéraux du Cûlm au toit d'une masse calcaire. Dans la partie SE du coin des fronts de taille étudiés, il apparaît de plus que les grès et schistes du Cûlm sont en contact continu avec le Waulsortien, c'est cette observation qui a conforté notre reconstitution des relations du Cûlm aux calcaires.

L'analyse des échantillons du calcaire waulsortien pris au contact et à proximité de la faille a permis d'analyser les microveines de calcite afin de mieux cerner les effets de la déformation cassante dans ces faciès. L'observation en lumière naturelle ne permettant pas de bien distinguer les réseaux de veines, une analyse a été menée en cathodoluminescence. Trois réseaux de veines tectoniques sont présents et affectent diversement le Waulsortien jusqu'à 6 mètres de la faille :

(1) Le plus ancien réseau est de luminescence orange moyen et limpide en lumière naturelle. Il affecte les calcaires proches ou éloignés de la faille et n'apparaît donc pas spécifiquement lié à la faille. Les veines de ce réseau ont une attitude N 145°-155°E, 72°-90°SW.

(2) Jusqu'à 6 mètres de la faille, des veines tectoniques sont très luminescentes (orange vif) et sans orientations spécifiques. Ces veines sont plus épaisses près de la faille pour devenir plus loin un réseau de microveinules non visibles en lumière naturelle. Des stylolithes tectoniques à pics aigus sont également présents et du type **CD5** (fig. 4.2). Les plus nets sont d'âge contemporain ou juste postérieur aux veines. Leur concentration diminue en s'écartant de la


faille et lui sont d'attitude légèrement oblique : N 70°E, 35°SE. Cet ensemble, veines et stylolithes, correspond à la zone de brèche provoquée par la compression secondaire et induite juste au mur de la faille.

(3) Enfin, au contact de la faille, un très beau réseau de veines noires, donc sans luminescence ou à luminescence annihilée, est présent. Les veines sont épaisses, mal cristallisées et, autour d'elles, une multitude de fines veinules s'anastomosent. Les veines de ce réseau font un angle de 20° avec la faille et correspondent à une cimentation tardive puisqu'elles intersectent nettement les veines de la zone de brèche des six mètres.

Les structures de pression-dissolution et cimentation dans les calcaires qui jouxtent la faille sont concordantes avec celles de Carrio-Schaffhauser & Gaviglio (1990) qui ont montré que de tels processus de transformations de la matrice pouvaient être stimulés par des failles. Il ressort de l'analyse du faillage normal à St-Pierre que ce type de déformation est indépendante du type de lithofaciès qu'elle affecte. L'occasion nous a ainsi été donnée de montrer que ces faciès waulsortiens sont aptes à marquer l'extension par des failles normales sans pour autant que ces structures ne suivent une voie, qu'on pourrait penser plus facile, comme les contacts entre le calcaire et son encaissant schisto-gréseux.

Les autres structures d'extension à St-Pierre.

L'extension tardi-hercynienne, synsédimentaire des dépôts schisteux stéphaniens, est également responsable de deux types de structures tardives au paller 80 de Feux-Villaine. Ce sont d'une part, un jeu de fractures non assimilables aux diaclases classiques de première structuration (§ 4.7.b., compression et coulissements de la phase sudète-II), et d'autre part, deux générations de stries de glissement (Brodkom 1991).

Des fractures groupées dans un réseau  (fig. 4.28 D & E), géométriquement quelconque en regard de la stratification et des diaclases orthogonales, sont présentes sur toute la coupe du paller - 80. Leur direction est grosso-modo NE-SW et leur pendage moyen à subvertical. Ces fractures sont ouvertes, sans surface caractéristique et de taille moyenne (termes de la fig. 4.21). Géométriquement, elles sont semblables à la faille du paller - 40 et pourraient constituer une variante de fracturation en rupture nette mais sans glissements, ceux-ci empruntant d'autres chemins pour s'exprimer lors de l'extension.

Deux générations successives de stries de glissement ont été observées (fig. 4.34) qui toutes deux ont la particularité de se marquer sur des plans de stratification d'attitude N 89°E, 57°S dans la série stratifiée et, plus rarement, d'attitude N 98°E, 65°S dans l'agrégat tabulaire (fig. 4.28 C). La première génération est constituée de stries étroites et de faible

longueur, creusées sur une surface polie de calcites fibreuses (pl. 8 ; *silckenstriae* ou *silckenline* de Fleuty & Weaver 1975). Elles sont subhorizontales et dirigées, soit ENE dans la partie bien stratifiée de la section, soit ESE dans la partie plus massive. L'analyse des terminaisons de stries indique un sens de déplacement sénestre vers l'est des bancs au toit. Comme ce déplacement est perpendiculaire au pendage des couches, malgré une faible composante normale, il faut admettre que ces stries ont enregistré un décrochement des bancs qui ont ainsi été réactivés après leur structuration sudète-II. Ces mouvements longitudinaux correspondent à la première étape de structuration finale tardi-hercynienne des calcaires du graben de St-Pierre.

Dans une étape ultérieure, contemporaine ou juste postérieure aux dépôts argileux stéphanien, ce sont des mouvements *dip-slip* que nous évoquent les stries de la seconde génération. Les placages argileux sont insinués dans les espaces libres du calcaire (poches de décalcification et surfaces dégagées). Les stries de ces placages sont verticales, très régulières et à pendage sud dans le sens des bancs. De cette manière, les stries recouvrent les stries subhorizontales de première génération. Ici donc, les stries de seconde génération ont enregistré l'effondrement et le compartimentage stéphanien du graben, au même titre que la faille normale du paller - 40. Cette situation fait partie des cas de figures présentés dans l'étude de Peacock & Sanderson (1992) concernant l'effet du litage et de l'anisotropie des roches sur la géométrie des failles : lorsque σ_1 est vertical et donc oblique aux couches fortement inclinées, les tensions se traduiront dans la roche par un glissement le long des couches. L'histoire du graben est ainsi attestée par l'analyse microstructurale des traces de glissement sur des surfaces réactivées. La permutation des contraintes (Angelier & Bergerat 1983), suivant un passage d'un régime faiblement décrochant à l'extension par failles normales, est donc bien le régime final de la déformation liée au *pull-apart* à St-Pierre et à laquelle participent solidement les failles waulsortiens.

§ 4.10.c. Les failles transverses normales de Loughbeg.

Dans la discussion sur les *cross-faults* de Loughbeg au § 4.9.c., nous avons signalé comment l'absence de structures d'accompagnement, comme les *shear zones* par exemple, permettait de mettre en doute l'existence de mécanismes décrochants associés à ces failles. Ce critère est d'autant plus fiable que de telles structures ont été rencontrées dans ces contextes en d'autres lieux (à Ardmore). A notre sens, et en accord avec Sleeman (1987), les deux failles NNW-SSE en question, l'une passant sur la bordure est de la presqu'île de Loughbeg et l'autre au sud de Golden Rock (ann. 4, fig. 2.22), sont donc des failles normales.

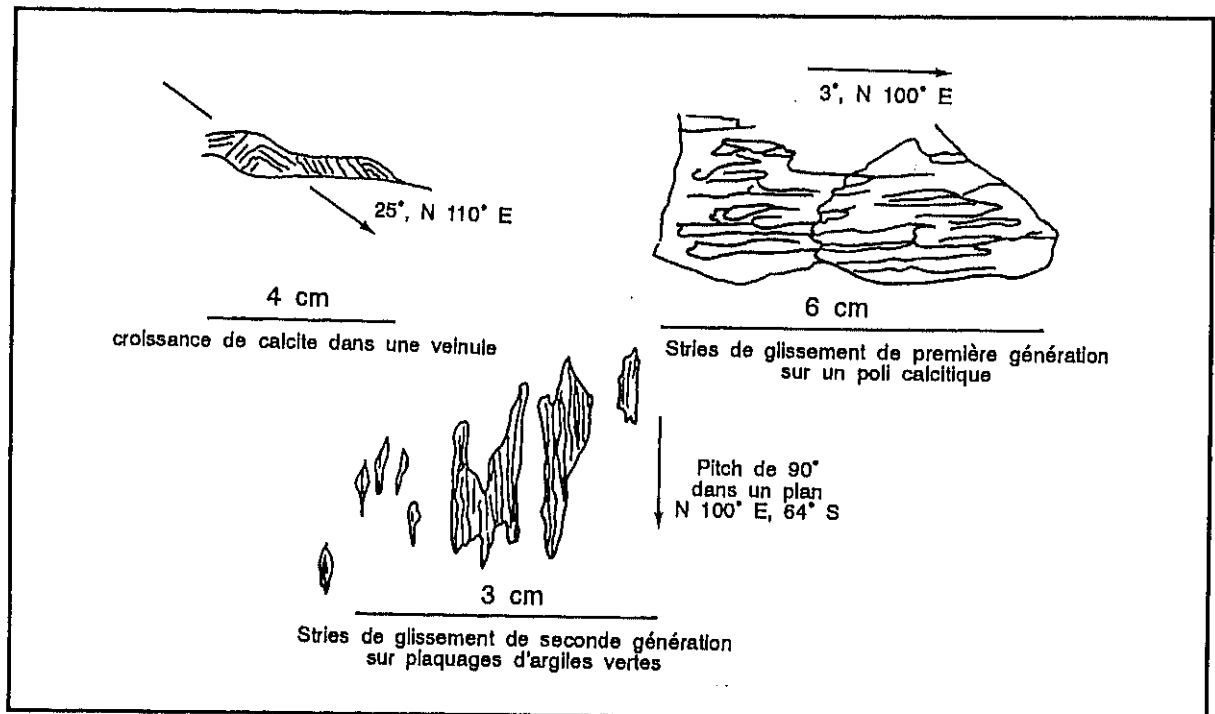


Figure 4.34

Croquis et attitude des stries de glissement par rejeux tectoniques ultérieurs sur un plan de stratification (64° vers N 190° E) situé à 108 m du bord SW du front de taille - 80 m de Feux-Vialine à St-Pierre.

Ces deux failles sont de toute évidence subverticales à inclinées et n'impliquent pas de décalages majeurs des formations. De plus, les mouvements principaux de ces failles normales, comme ceux des structures dextres de même direction, sont postérieurs aux plis et aux failles longitudinales, marquant ainsi la dernière structuration tectonique de la région. Leur origine est cependant encore assez énigmatique car jusqu'alors la plupart des auteurs s'entendaient pour les considérer comme des décrochements dextres, parfois avec une composante verticale comme le précise Naylor, Phillips, Sevastopulo & Syngé (1980 p. 13.) : *"Displacement on the cross faults is commonly sinistral on the northeast-southwest set and dextral on the complementary group, although both may have elements of vertical throw."*

Notre idée, et jusqu'à preuve du contraire, est que ces failles auraient pu être initiées sous la forme de fractures transverses et compensatrices des structures compressives longitudinales majeures (fig. 2.22, fig. 4.29). Elles sont génétiquement semblables aux *tear faults* qui accompagnent ces charriages à la différence près que ces fractures n'ont pas développé les mêmes décrochements-cisaillements que les *tear faults* et que leur taille est probablement plus mineure. Les orientations de contraintes secondaires étant fort variable dans le milieu déjà structuré à l'avant-front des compressions, de telles fractures transverses, au moins les plus inclinées initialement, auraient dès lors pu être réactivées en plans de

friction pour des glissements *dip-slip* ou en ciseaux. D'autres fractures, plus raides probablement, auraient quant à elles pris le jeu des cisaillements horizontaux en *tear faults*. Nous pensons, de plus, que des *shear zones* ductiles ou mixtes, également transverses, pourraient se développer dans un tel contexte de torsions induites par des effets cinématiques contradictoires (Sect. 4.11.). Cette idée sur la formation de failles normales mineures transverses sous-entendrait deux points : (1) que contrairement aux cartes présentées ces failles normales ne seraient non pas des structures courantes sur de grandes distances mais plutôt des structures mineures éventuellement en relais mais sans qu'il soit nécessaire de les relier, et (2) que ces failles s'amortissent en leurs extrémités dans des faciès favorables à la dispersion des contraintes, par exemple dans les faciès les plus hétérogènes. Pour le premier point, nous rappelons que Sleeman (1987) précisait bien que la discontinuité des affleurements n'apporte aucune certitude quant aux tracés des failles. Pour le deuxième, nous pensons que l'hétérogénéité et la ductilité des *Waulsortian Limestones*, en regard des autres séquences plus uniformes ou des grès du dévonien, pourraient expliquer une certaine dissipation de ces failles.

*

*

*

Section 4.11.

LES ZONES DE CISAILLEMENT.

S'il est une structure tectonique qui, au cours de ces dernières décennies, a très été étudiée, c'est bien la zone de cisaillement ou *shear zone*. Cet intérêt de la part des structuralistes est tant le fait de l'évolution des méthodes d'analyse et de l'accessibilité grandissante des outils informatiques que le fait de talentueux chercheurs comme Hancock et Ramsay, pour n'en citer que deux. Le premier donna en 1979 une vive impulsion à la recherche en structurale, en portant sur les fonds baptismaux le *Journal of Structural Geology*, et le second est un des chefs de file en la matière dont les travaux, comme auteur ou éditeur, feront date dans l'analyse de la déformation. Beaucoup de ses titres, comme Ramsay (1967), Ramsay & Graham (1970), Ramsay & Wood (1976), Carreras, Cobbold, Ramsay & White (1980), et Ramsay & Huber (1983 ; 1987), sont ainsi cités dans une grande majorité des travaux consacrés à l'étude de la déformation et plus particulièrement des cisaillements.

La zone de cisaillement est définie comme une zone planaire, ou curviplanaire, de haute déformation bordée de roches montrant un état moins élevé ou dépourvues de déformation finie. Sa géométrie spécifique est typiquement celle d'une bande de longueur au moins cinq fois supérieures à sa largeur (Ramsay & Huber 1987). Toujours pour ces auteurs, les zones de cisaillements sont subdivisées en quatre types majeurs (fig. 4.35) : aux pôles extrêmes, les zones ductiles de cisaillement, où la déformation, par cisaillement simple (non coaxial), varie de manière continue d'un bord à l'autre de la zone, et les zones cassantes de cisaillement (ou failles) où les bordures de zones sont affectées d'une déformation discontinue en rupture, et, entre ces deux types, différentes zones mixtes de cisaillement. Qu'on les qualifie de semi-ductile et/ou semi-cassante, ces zones mixtes de cisaillement représentent des termes intermédiaires où tant les déformations continues que discontinues ont joué en même temps et/ou à des moments différents.

Cette classification de base permet d'emblée une certaine mise au point en ce qui concerne trois familles de structures de cet inventaire qui tombent dans la classe des *shear zones*. (1) Les zones cassantes de cisaillement ne sont donc rien d'autres que des failles, celles en décrochement ayant souvent le terme de cisaillement associé à leur description. Comme les autres types de *shear zones*, leur géométrie est bien allongée, elles sont accompagnées de structures conjuguées et d'autres structures secondaires de cisaillement parfois plus ductile. (2) Une très grande partie des zones mixtes de cisaillement rencontrées sont des zones où se sont développés des réseaux de veines en échelon. Le fait probable de cette relative abondance est qu'évidemment ces structures, pour le reste parmi les plus spectaculaires, sont d'échelle appropriée à l'observation de terrain. Ces réseaux sont presque toujours géométriquement liés à d'autres structures majeures et se disposent parfois en sets conjugués. (3) Enfin, nous ne manquerons pas de citer les kink bands, ici limités à des niveaux calcschisteux, qui eux aussi sont le produit de cisaillements induits, souvent lors de compressions. Leur géométrie en bandes étroites, la continuité de la déformation dans la bande et la présence de *kinks* conjugués sont autant de témoins de leur appartenance aux *shear zones*. En raison de la spécificité de ces types de cisaillements, nous avons choisi de les discuter dans des sections particulières : les décrochements furent étudiés dans la Sect. 4.9., les veines en échelon, déjà évoquées comme structures d'accompagnement, seront analysées en détail dans la Sect. 4.12., et les *kink bands* dans la Sect. 4.13.

Dans cette Sect. 4.11, nous étudierons les shear zones ductiles et shear zones mixtes, hors donc celles qui développent des veines en échelon ou *kinks*. Si les zones individuelles de cisaillement sont généralement assez simples à caractériser, il faut savoir que plusieurs d'entre elles peuvent s'associer pour former une zone majeure de cisaillement (*major shear zones*). Il apparaîtra parfois même que, dans certains domaines tectoniques complexes, des associations de structures diverses (clivages intenses, fractures, zones de déformation ductile, veines en échelon) forment ensemble une zone majeure de cisaillement dont l'histoire et les chemins de la déformation doivent être étudiés avec minutie. Souvent aussi, il a été reconnu que des déformations précoces sont reprises en cisaillement dans des stades ultérieurs de déformation.

Un dernier préambule concerne les zones d'intense déformation, mixte ou ductile le plus souvent, qui traduisent l'interaction de corps sédimentaires difformes, à géométrie, lithologie et donc comportements forts dissemblables de leur encaissant. Ces types particuliers de *shear zones*, particuliers quant à leur géométrie et localisation en bordure d'édifices plus massifs, relèvent cependant de processus intimes de déformation identiques aux *shear zones* "classiques" et seront donc également étudiés dans cette Sect. 4.11.

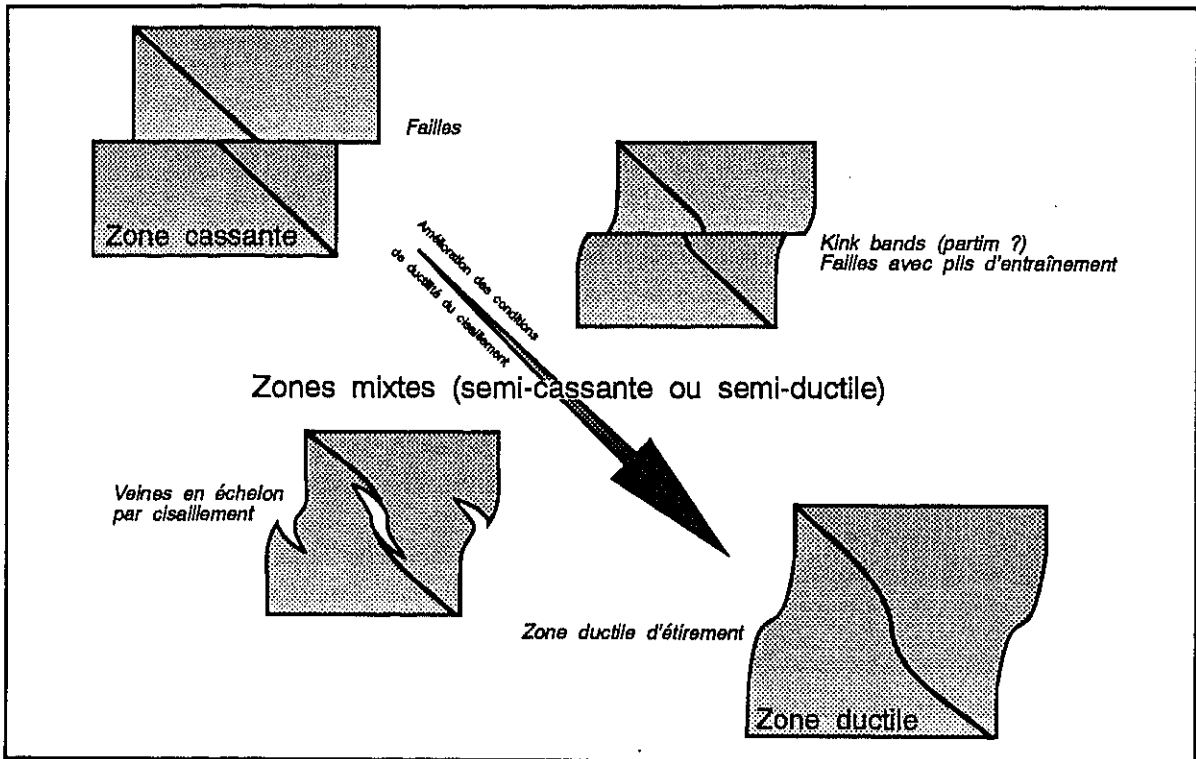


Figure 4.35

Classification des différents types de zones de cisaillement et exemples de structures caractéristiques (d'après Ramsay 1980 pour les 4 types).

§ 4.11.a. La méthodologie d'analyse de l'étiement.

Swennen (1982) avait déjà mis en évidence l'existence de zones de déformation ductile à Furfooz. Conjointement à l'étude des données de *Cannington Park* qui montrait de semblables zones d'étiement (Lees & Hennebert 1982, § 1.2.b.), nous avons poussé plus loin l'analyse de ce type de déformation jusqu'alors peu connu dans les faciès waulsortiens (Brodtkom 1985 ; 1988). Nous présenterons donc, avant de passer en revue les cisaillements étudiés, les principes méthodologiques de nos travaux et les informations que nous avons tirées d'une partie des échantillons du sondage de *Cannington Park*. Pour identifier d'éventuelles *shear zones* ductiles à Furfooz, une analyse par le biais de logs fut indispensable. Plusieurs centaines de lames minces, dont une partie issue des collections de Bouw (1971), Hallet (1982) et Swennen (1982), ont donc fait l'objet d'une description des caractères pétrographiques et microstructuraux des calcaires. Ces logs reprennent ainsi (fig. 4.36) (1) les caractères pétrographiques utiles en mécanique (dolomitisation, texture, quantité de crinoïdes), et (2) des critères microstructuraux : veines tectoniques et fracturation des crinoïdes, étiement du calcaire et déformation progressive des crinoïdes. Ces deux derniers critères qui reflètent l'intensité relative de la déformation ductile seront détaillés ci-dessous avant que nous évoquions l'analyse de l'étiement à *Cannington Park*.

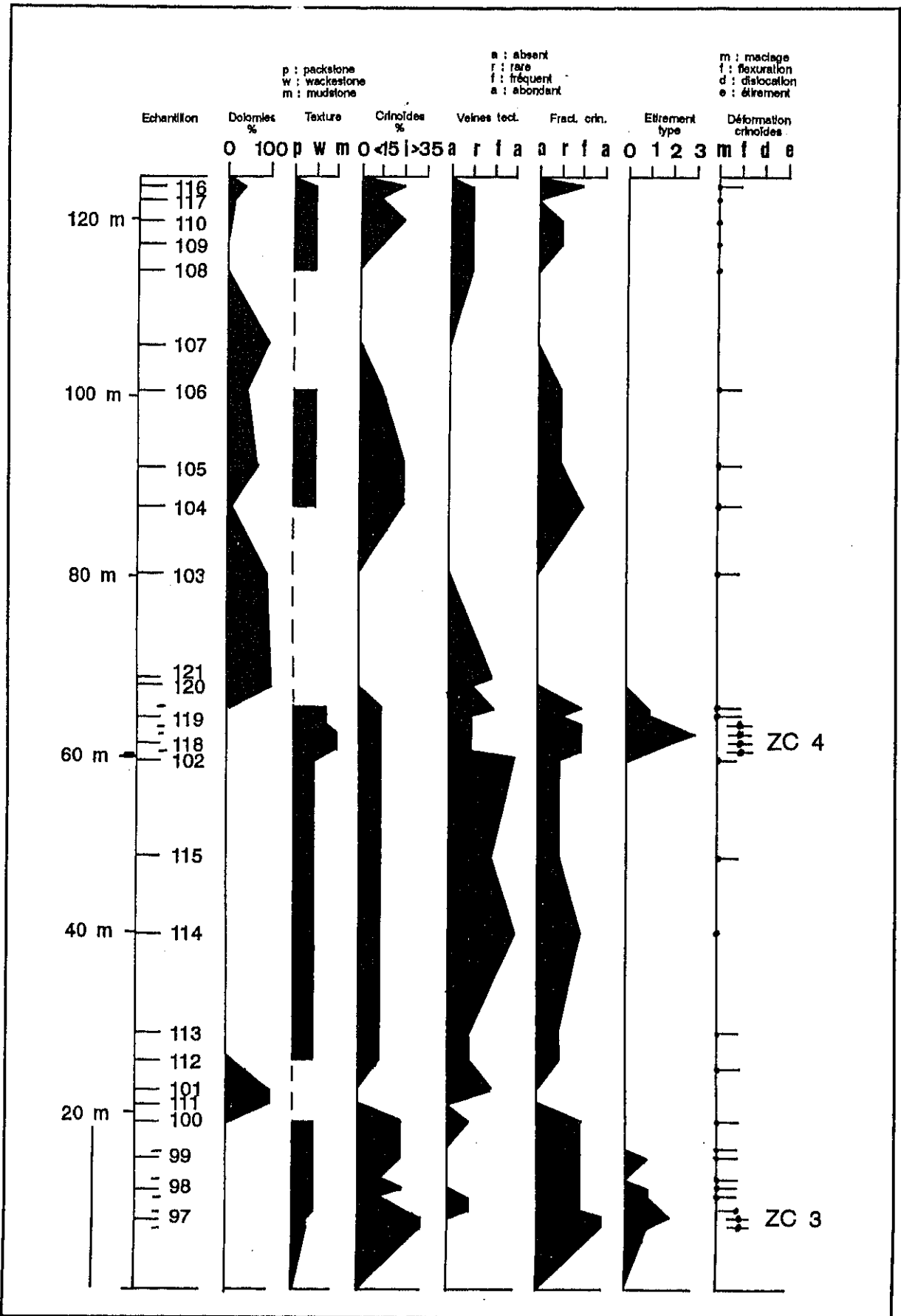


Figure 4.36
 Exemple de log mixte (caractères pétrographiques et déformation) pour la mise en évidence des zones d'étirement ductile : partie nord de la Montagne de Chalet à Furfooz (ZC 3 & ZC 4).

L'étude qualitative de l'étiement des calcaires.

Trois degrés d'étiement des calcaires waulsortiens ont été reconnus et constituent une échelle qualitative, indicatrice de l'importance de la déformation ductile qui a affecté la roche à l'échelle des grains et de leurs contacts par déformation Intra- (et/ou) Intergranulaire (fig. 3.3).

(1) Le type 1 d'étiement est léger, à peine perceptible en lames minces, peu uniforme et d'orientation mal définie. La seule trace de cette déformation est tout au plus un faible allongement des bioclastes et foraminifères.

(2) Le type 2 est un étiement moyen où une orientation préférentielle peut être nettement définie. Les critères de cet étiement sont l'apparition d'un faible clivage et l'allongement mieux marqué que certains éléments aciculaires (foraminifères micritisés et bioclastes divers). Ce sont aussi les déformations que subissent les édifices sparitiques : microfracturation et glissements Intracrystallins, rotation des pièces, flexuration prononcée de macles - plus particulièrement pour celles qui sont initialement courbes (Kendall & Tucker 1973) -, et recristallisation dynamique (calcites granulaires).

(3) Le type 3 (pl. 9) correspond à un étiement extrême d'orientation très bien marquée qui se présente sous la forme de bandes parallèles de teintes variables - les boues étant plus foncées et les sparites plus claires. Les grains sont très étiés et granulés, parfois à peine différenciés de la matrice. Le clivage est relativement bien marqué, parfois visible en surfaces polies ou sur le terrain. Cet état très avancé de la déformation qui relève surtout de processus intracrystallins plastiques est équivalent aux calcmylonites définies par Sibson (1977) et de Roo, Duyster & Weber (1992).

Dans les types 2 et 3, le clivage correspond parfois à des fins liserés soulignés par des niveaux d'insolubles souvent localisés à proximité d'édifices monocristallins ou de petits noyaux dolomitiques plus rigides. A propos de leur distribution dans l'espace, les zones étiées du type 3 n'ont pas une aussi grande épaisseur que celles du type 2. Ces dernières entourant souvent les premières, on peut supposer qu'il y a une gradation dans l'intensité de l'étiement qui correspond ainsi au schéma classique des *shear zones*. Une exception cependant concerne des zones étiées en bordure de noyaux dolomitiques rigides jusqu'à proximité de certains d'entre eux les calcaires peuvent atteindre directement un degré de déformation finie du type 3. Cette exacerbation du cisaillement ductile des calcaires bordant des masses rigides est l'expression de l'interaction de ces types de roches lors de la déformation régionale. La mobilité des masses rigides au sein de l'agrégat waulsortien, par accordance aux plissements, fut la cause que nous présenterons pour expliquer l'étiement ductile des calcaires sur leur pourtour.

Les crinoïdes comme marqueurs de la déformation et la méthode Rf/ϕ' .

Les pièces monocristallines de crinoïdes sont d'excellents marqueurs pour apprécier l'état final de la déformation ductile des calcaires waulsortiens. Ces marqueurs, en articles ou fragments, sont en effet abondants dans plusieurs des lithofaciès structuraux et relativement résistants à la dolomitisation (pl. 3). Nous verrons que, si dans les premières étapes de la déformation des crinoïdes, la compaction joue un rôle important, leur haut degré de démantèlement ne pourra être attribué qu'à une origine tectonique.

La littérature, et cela sans trop entrer dans le détail, nous renseigne quelque peu sur la diagenèse et l'analyse microstructurale des crinoïdes. Parmi les études sur la diagenèse des encrinites, nous citerons par exemple celles de Lucia (1962), Weber (1969), Neugebauer (1978) et Meyers (1980). En ce qui concerne les mesures quantitatives ou géométriques que l'on peut tirer de l'analyse des crinoïdes citons, pour les méthodes cristallographiques et l'utilisation des macles, Nissen (1964) dans des *quartz graywackes* et Chapple & Spang (1974) dans le cadre d'un pli dévonien. Pour les méthodes basées sur l'analyse microstructurale en cathodoluminescence citons Dorobek & Watkinson (1988) et pour les travaux sur l'extension que marque les fragments étirés, Ferguson (1981). En ce qui concerne l'ellipticité finale des articles crinoïdiques, nous épingleons des travaux comme ceux d'Engelder & Engelder (1977) et Oertel, Engelder & Evans (1989) dans le Dévonien des Appalaches. Récemment enfin, Rowan (1991) confirma les avantages de la méthode analytique Rf/ϕ' que nous avons utilisée pour quantifier l'étiement à Furfooz (Brodkom 1988). Cette méthode fut appliquée aux secteurs les plus déformés de Furfooz, secteurs que nous avons préalablement identifiés dans les logs par l'analyse qualitative. L'échelle qualitative codifie donc les critères de déformation des crinoïdes en quatre étapes exprimant l'intensité relative et croissante du processus de leur démantèlement : le maclage, la flexuration, la dislocation et l'étiement des crinoïdes (pl. 10).

(1) Le maclage est la première étape du processus de déformation des crinoïdes qui reflète l'importance de la compaction et de la diagenèse. La formation des macles s'effectue, en effet, à des pressions de confinement suffisamment faibles que pour précéder l'apparition des premières microfractures dans les calcites sparitiques soumises à une contrainte différentielle (Hugman & Friedman 1979). Pour le devenir de leur structuration, les macles, constituant potentiellement de parfaites zones intracristallines de cisaillement simple, devront faire l'objet d'une attention particulière (Burkhard 1993).

(2) La flexuration des macles traduit la transformation des lamelles de macles droites ou légèrement courbes, en lamelles nettement flexurées et/ou d'allure sigmoïde. Cette flexuration peut être liée soit à un taux élevé de compaction, soit à des efforts tectoniques. Il

a cependant été remarqué que la flexuration des macles des crinoïdes n'est d'abord pas un phénomène ubiquiste et que par ailleurs, elle s'observe parfois là où il n'y a que peu d'autres témoins de la compaction. Pour rappel, ces témoins sont par exemple l'allongement des autres clastes autour du crinoïde (*drag fabric* de Ramsay & Huber 1983), l'apparition de microstylolithes sur ses bords par pression-dissolution et même, suivant Durney (1976), des transferts de solution avec cristallisation en bordure latérale des pièces. De plus, au vu des fortes déformations de macles, qui semblent être progressives et non coaxiales comme l'indiquent des macles très sigmoïdes et parfois crénelées, il semble peu probable que seuls les effets d'une compression simple (coaxiale) de la compaction soient suffisants pour initier les forts microglissements intracrystallins. Ce stade de flexuration est donc la seconde étape du démantèlement des crinoïdes et montre les premiers effets locaux de la tectonique en même temps, ou presque, que se développent les premières microfractures suivant des plans obliques aux macles.

(3) La dislocation est un stade facilement reconnaissable de la déformation des crinoïdes. Les articles et fragments prennent une forme allongée, parallèle à l'étirement général, et se découpent en éléments indépendants qui, se décalant dans cette direction, montrent des bordures en escalier. Le découpage des crinoïdes se marque par de fines bandes de micrites néomorphiques formées le long de certains plans de clivage ou de microfracture. De toute évidence, la flexuration des macles précède la dislocation et le basculement des éléments indépendants dans une direction privilégiée. La dislocation, et parfois aussi la flexuration, peut s'accompagner d'une cristallisation en zone protégée d'une fine calcite de transfert. Les ombres de pression marquent ainsi une augmentation des dissolutions de bordure mais aussi d'éventuelles rotations des objets. Un tel mode de structuration et les formes en escalier (ou tillage) pourraient au besoin permettre de déterminer le sens de rotation du cisaillement (Hanmer & Passler 1991). A l'échelle des crinoïdes, le cisaillement se traduit donc (1) par des glissements intracrystallins suivant les macles, (2) par une microfracturation suivie de rotation et tillage, et (3) par le processus de pression-dissolution-cristallisation par lequel se forment d'éventuelles queues de cristallisation (pl. 10).

(4) L'étirement des crinoïdes qualifie l'ultime étape de leur démantèlement où ils sont complètement disloqués et intégrés à la matrice étirée du type 3. On ne distingue plus que des bandes parallèles de teintes différentes dont les plus claires correspondent aux pièces crinoïdiques ou autres édifices sparitiques. Parfois, seule l'extinction uniforme des restes d'un même crinoïde étiré permet encore de le reconnaître. A ce stade également, des queues très effilées de cristallisation en zones protégées peuvent aussi traduire la déformation ductile des crinoïdes.

L'échelle qualitative que nous avons établi montre donc que les deux stades majeurs, plus importants que le maillage initial fréquent et l'étiement exceptionnel des crinoïdes, sont bien les étapes de flexuration et dislocation. Ces étapes sont de très sérieux indicateurs de la présence de cisaillements ductiles qui, lorsqu'ils atteindront leur paroxysme au coeur des zones de faiblesse, seront marqués par des crinoïdes très étiés dans des calcmylonites (type 3 ou 2). C'est dans les zones les plus déformées que des essais de quantification de la déformation ont été réalisés.

Hormis le célèbre article de Cloos (1947) qui joue encore un rôle fondamental dans la pensée même de la quantification de la déformation, et les travaux de Ramsay (1967) qui en énonça les principes mathématiques, nous pensons que c'est à Dunnet (1969) qu'il faut attribuer la paternité de la méthode Rf/ϕ' de quantification de la déformation. Depuis lors, de nombreux travaux ont permis de tester la méthode en divers contextes et Lisie (1985) en a fait une remarquable synthèse méthodologique. Enfin, De Paor (1988) publia un canevas hyperbolique permettant l'utilisation rapide de la méthode et Rowan (1991) confirma la validité de l'interprétation tri-dimensionnelle des valeurs de déformation déterminées par la méthode Rf/ϕ' appliquée aux crinoïdes. La validité de nos travaux de quantification des crinoïdes par cette méthode fut enfin attestée dans un récent mémoire de Louvain où de Kerckhove (1991) compara nos résultats de Furfooz avec ceux obtenus via d'autres méthodes de quantification assistées par ordinateur (méthode centre-à-centre de Fry, méthodes algébriques d'Ikeda, etc.).

En quelques lignes, rappelons que sous l'effet d'une déformation, homogène et continue à l'échelle du marqueur, la sphère, ou l'ellipsoïde initiale, se déforme par aplatissement ou constriction. Pour évaluer la déformation, il suffira donc de comparer l'objet intact initial à l'ellipsoïde qu'il devient dans l'état déformé. L'ellipsoïde, dite de déformation principale, est caractérisée par les axes $1 + e_1$, $1 + e_2$, $1 + e_3$ - ces valeurs e d'extension correspondant au changement proportionnel de longueur sous l'effet d'une déformation longitudinale. L'ellipticité R sera ainsi définie comme le rapport de ces axes principaux de la déformation avec : $R_{xy} = 1 + e_1 / 1 + e_2$, $R_{yz} = 1 + e_2 / 1 + e_3$, $R_{xz} = 1 + e_1 / 1 + e_3$. Conventionnellement aussi, l'angle θ' est l'angle entre le grand axe de l'ellipsoïde de déformation et un plan ou une ligne de référence, souvent le plan de schistosité XY ou la linéation d'étiement X. Comme bien souvent, les marqueurs ont une forme ellipsoïdale, avant la déformation tectonique ou même une orientation préférentielle initiale (naturelle ou expérimentale), on a pour convention de distinguer les ellipticités et orientations suivantes (symboles de Ramsay & Huber 1983 ; fig. 4.37) :

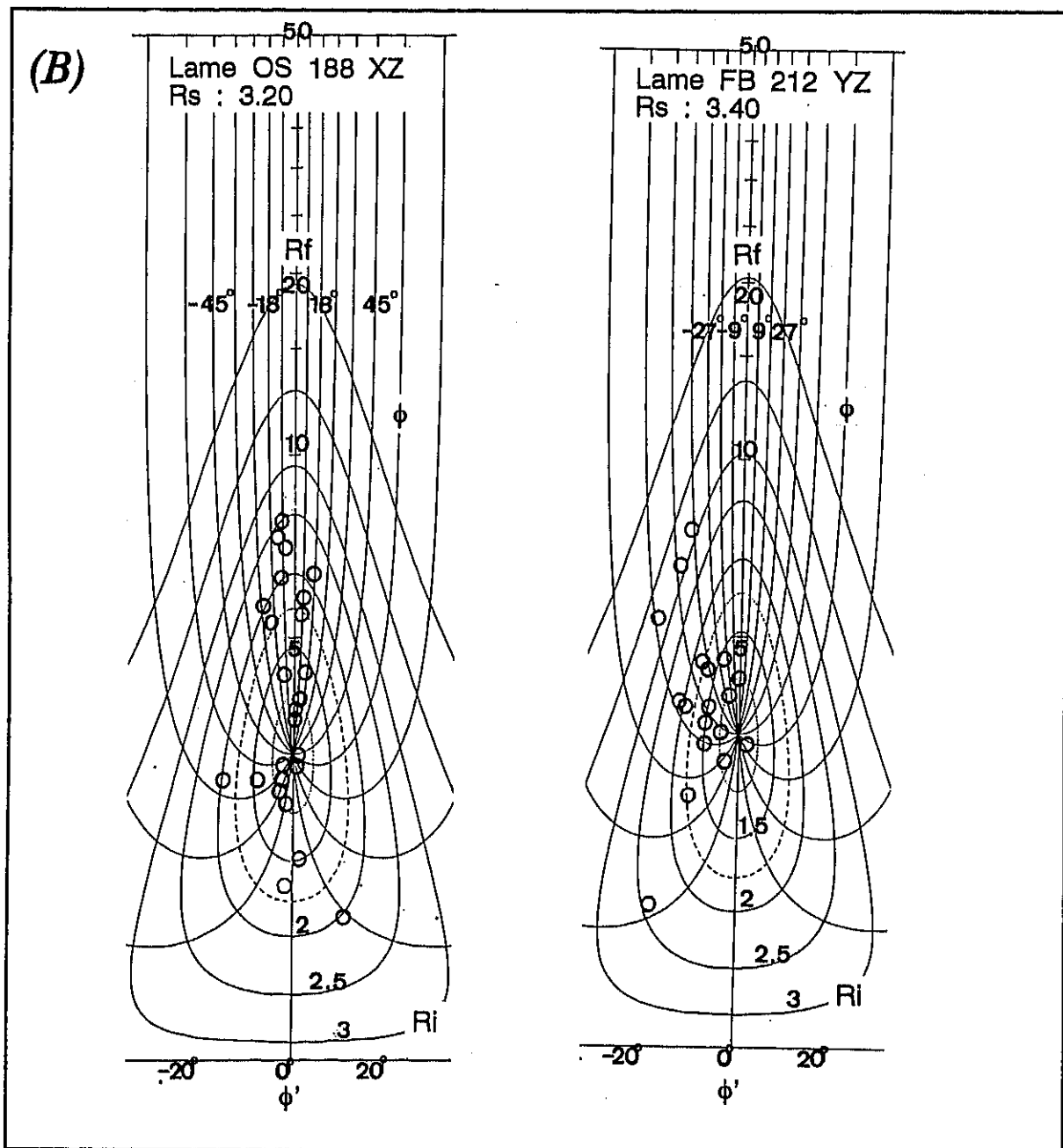
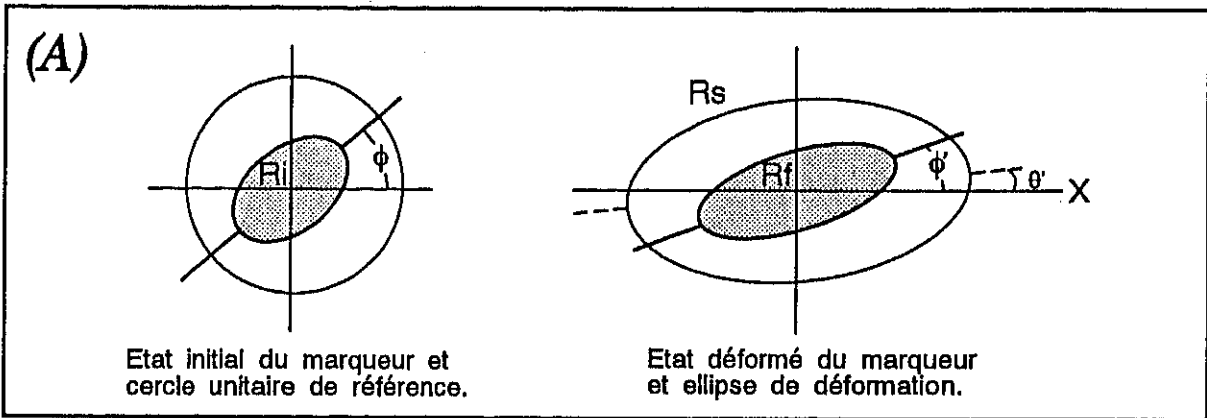


Figure 4.37

Présentation de la méthode d'analyse quantitative de l'éirement Rf/ϕ' : (A) terminologie utilisée pour les rapports de demi-axes R et angles (d'après Ramsay & Huber 1983) et (B) exemples de chartes d'analyse de Lisle (1985) et de leur application à des crinoïdes de Furfooz (ZC 2 Montagne de Chalet).

R_i et ϕ : Ellipticité et orientation initiale.

R_f et ϕ' : Ellipticité et orientation finale (seuls mesurables).

R_s et θ' : Ellipticité et orientation de la déformation.

Dunnet (1969) a donc établi des chartes de références, où, pour chaque valeur de **R_s**, les courbes théoriques **R_i**/ ϕ de référence sont présentées. Elles permettront, si le nombre de points mesurés est suffisant et après un test de symétrie validant la méthode quant à la fabrique initiale, la comparaison avec les diagrammes log/linéaires de l'ellipticité finale des marqueurs (**R_f**) en regard de l'angle final (ϕ') (Lisle 1985 ; fig. 4.37). Lorsque la forme du nuage de points **R_f**/ ϕ' épouse au mieux un set donné de courbes théoriques **R_i** et si, dans ces conditions, la valeur minimum du contrôle d'ajustement des cellules ϕ par χ^2 est atteinte, alors le **R_s** défini pour la charte utilisée est celui qui représente le mieux l'état de la déformation finale. Ce sont ces valeurs que nous présenterons dans les cas où l'analyse fut possible en regard des conditions expérimentales très strictes de fabrication et d'orientation des lames, du nombre de marqueurs par lame, d'homogénéité de la déformation, etc.

L'exemple des calcaires étirés de Cannington Park.

Un dernier préliminaire à l'étude des étirements ductiles des domaines waulsortiens étudiés, après la présentation des échelles qualitatives et de la méthode de quantification, est la présentation de l'application de ces méthodes à une part des échantillons du sondage de *Cannington Park*. L'article que Lees & Hennebert (1982) publièrent sur des données de sondage d'un calcaire waulsortien à *Cannington Park* (Somerset, U.K.) fut fondamental au départ de nos recherches (§ 1.2.b.). C'est ainsi qu'il traite, entre autres considérations sédimentologiques et géométriques, du contraste structural qui différencie les masses de dolomies et les faciès calcaires. Ces derniers sont le plus souvent sparitiques, mais aussi biomicritiques, et alternent avec les dolomies tout au long des quelques 226 m de carottes étudiées. Tant à l'échelle de petits amas de dolomies visibles en lames minces qu'à celle des noyaux massifs carottés sur près de 30 m, Lees & Hennebert (1982) ont montré combien l'étirement ductile des calcaires pouvait être anormalement élevé en bordure des dolomies pré-tectonique à comportement plus cassant. En complément du log que ces auteurs ont publié où l'intensité relative de l'étirement est assez bien figurée, nous avons refait, grâce aux lames minces aimablement mises à notre disposition, nos propres logs (texture-structure) tel que nous le décrivions ci-dessus.

C'est ainsi que, par exemple, les lames CP30, CP33, CP34 (à - 660 m environ) puis CP47 (à - 704 m) qui entourent une masse dolomitique, ont un degré d'étirement du type 3 qui

nous servit à l'époque de référence pour établir notre échelle qualitative. Ces lames montrent une variété très serrée de rubanement, une calcmylonite ductile, d'intensité rarement égalée à Furfooz mais parfois atteinte dans certaines zones de cisaillement des faciès waulsortiens de Loughbeg par exemple. Les crinoïdes atteignent dans ce secteur un niveau également exceptionnel de dislocation et surtout d'étirement extrême. C'est aussi grâce aux étapes progressives de démantèlement des crinoïdes observées le long de ce sondage, particulièrement entre - 520 m et - 610 m, que nous avons conçu notre échelle qualitative de description de leur déformation (Brodkom 1988).

En comparant les composantes tectoniques et primaires des inclinaisons de la stratification et des bandes d'étirement, tant dans le récif que dans son enveloppe, Lees & Hennebert (1982) ont montré comment l'inclinaison totale dans les secteurs non étirés du récif atteignait une valeur équivalente au pendage tectonique dans l'enveloppe. Cela suggère que *"In the relatively massive reef body the movement took place along the only existing anisotropic elements, namely those of the sedimentary grain, and that the arrangement of the depositional dips was such that relatively slight tectonic tilt was required to align them with the dip in the envelope."* (op. cit. p. 24). Cette idée originale d'un nécessaire basculement permettant d'aligner les éléments anisotropiques du récif massif aux pentes de l'enveloppe sera comparée plus loin avec nos interprétations pour Furfooz. Nous y évoquerons la mobilité (ou rotation) des masses anisotropes du Waulsortien afin qu'elles s'accordent au plissement régional particulièrement bien marqué dans l'enveloppe.

§ 4.11.b. Les zones ductiles de cisaillement à Furfooz.

Grâce aux logs effectués pour la recherche de zones de déformation ductile et aux critères d'étirement des calcaires et de démantèlement des crinoïdes, des zones ductiles de cisaillement (ou zones d'étirement) ont été identifiées dans le domaine waulsortien de Furfooz et plus particulièrement dans le récif (ann. 1). Suivant leur origine et leur localisation, ces zones ont été groupées en trois ensembles : (1) les zones disposées en relais le long de la Montagne de Chalet qui appartiennent à une zone majeure de cisaillement, (2) la zone isolée liée au pli secondaire AA 8 (§ 4.4.a.), et (3) les zones dispersées dans le récif qui correspondent à de l'étirement en bordure des noyaux dolomitiques ou lentilles isolées.

Les zones ductiles de cisaillement en relais.

Quatre zones (ZC 1 à ZC 4, fig. 4.38), identifiées comme des zones ductiles de cisaillement, se disposent en relais dans les affleurements de la Montagne de Chalet (ann. 1, Coupe 11). Pour rappeler le contexte tectonique de cette bande majeure nord-sud de

cisaillement, il faut savoir que le récif et son enveloppe sont affectés, dans la moitié nord de cette coupe, de plis anticlinaux et synclinaux **AA 3** et **AS 4** clairement identifiés de part et d'autre du récif dans les Coupes 1 et 10. Ces plis font partie de l'Anticlinal de Molemont d'une part, et du Synclinal de Vetchamp d'autre part (§ 4.4.a., ann. 1, ann. 2).

Au centre de ce cisaillement majeur, se trouve la zone d'étiement identifiée par Swennen en 1982 (affl. 76, à ± 300 m au sud du Pont de Cwarnau, ann. 1). Il a attribué à cette zone **ZC 1**, une longueur d'environ 100 m et une direction NNW-SSE. L'échantillon PB423 (pl. 9) de Bouw (1971) montre, à titre d'exemple, un étirement du calcaire de type 3 et des crinoïdes complètement étiés. Latéralement dans la zone, c'est progressivement que la déformation diminue tant pour la matrice que pour les crinoïdes. Au coeur de la zone de cisaillement, nous avons quantifié la déformation de l'échantillon OS161 de Swennen (1982) suivant la méthode Rf/ϕ' : les valeurs de R_s suivant XY:YZ:XZ sont 2.55:2.85:7.27.

La deuxième zone d'étiement **ZC 2**, située à 125 m au sud de la première, affecte sur 25 m de long des *wackestones* du Tournaisien terminal - début Viséen. La matrice est fortement étiée (types 2 et 3) alors qu'entre **ZC1** et **ZC2**, le calcaire ne dépasse pas le type 1 d'étiement. Ces variations du degré d'étiement sont corroborées par les articles de crinoïdes dont la déformation varie entre la flexuration des macles et la dislocation, certains atteignant le stade extrême de l'étiement. Nos mesures du plan de cisaillement dans la zone **ZC 2** donnent des attitudes N 123°E, 53°SW et N 126°E, 61°SW. Les valeurs quantifiées de la déformation R_s (XY:YZ:XZ) sont inférieures à celles de la zone **ZC 1** soit 1.00:3.40:3.40 pour notre échantillon 212 et 1.12:2.85:3.20 pour l'échantillon OS188.

La troisième zone ductile de cisaillement (**ZC 3**) s'étend sur une longueur de 15 m au nord-ouest des deux autres. Elle est située dans un *wackestone-packstone* waulsortien, riche en crinoïdes et daté du Tournaisien supérieur. Cette zone ne dépasse pas le type 2 d'étiement avec des crinoïdes très flexurés, kinkés (pl. 10) ou disloqués. Elle est aussi entourée d'une étroite bande de calcaires déformés du type 1 avec des crinoïdes maclés ou faiblement flexurés. Le plan moyen de cisaillement dans la zone **ZC 3** est d'attitude N 121°E, 88°SW

La dernière zone, **ZC 4**, de cette série en relais est localisée au nord de la troisième et fait 10 m de long à l'affleurement. Ici, ce sont des *mudstones* et *wackestones* pauvres en crinoïdes représentant les facès terminaux du récif, à la base du Viséen, qui sont étiés. Dans sa partie la plus déformée, la zone atteint une intensité d'étiement du type 3 où le cisaillement est d'attitude N 116°E, 80°SW.

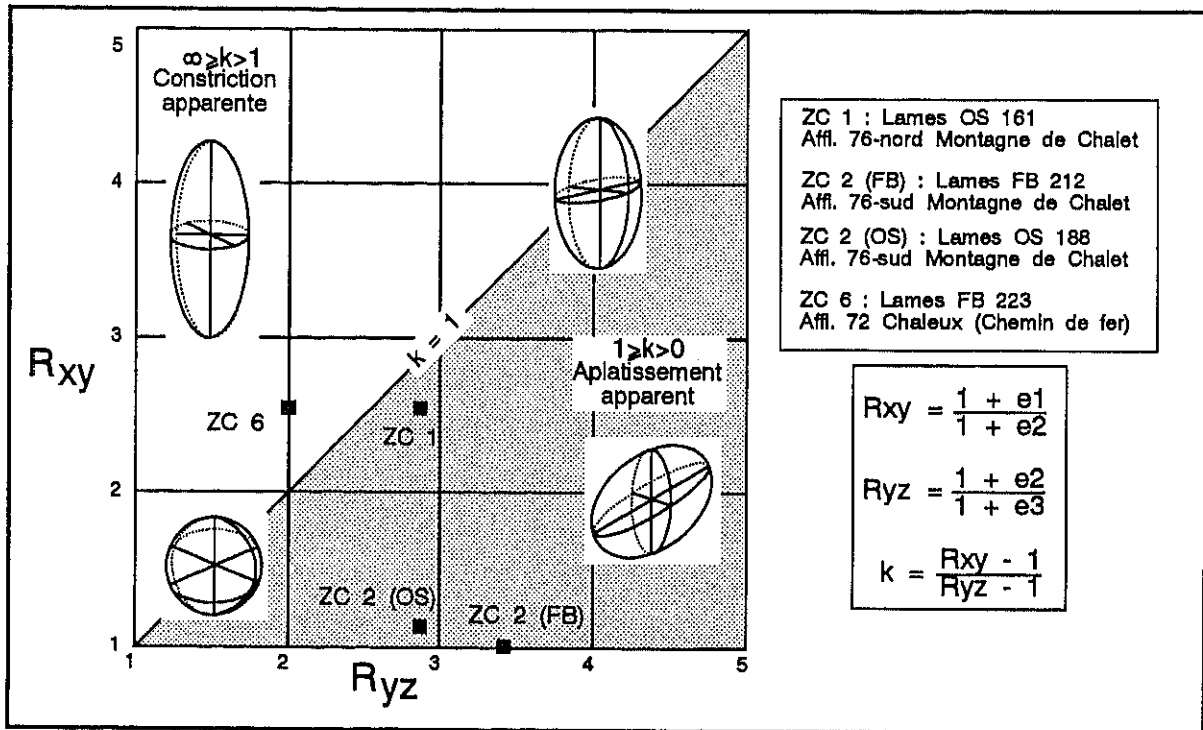


Figure 4.38

Graphe de Flinn pour l'analyse de l'ellipsoïde de déformation sur base des valeurs déterminées de R_s (x,y,z,zx) par la méthode Rf/ϕ' appliquée aux crinoïdes de quelques zones de cisaillement à Furfooz.

La géométrie des directions des zones ZC 1 à ZC 4 (ann. 1) montre bien la structure en relais qu'elles forment. Si l'inclinaison des plans de cisaillement varie de 53° à 88° SW, les directions ne varient que très peu autour de N 121°E, le cisaillement de la zone ZC 1 étant plus oblique. L'ensemble de ces zones correspondrait donc à une *shear zone* majeure de direction nord-sud, d'une longueur minimum de 375 m pour une largeur n'excédant pas 40 m au sud pour s'affiner au nord du Pont de Cwarnau. Ce rapport géométrique de la *shear zone* de $\pm 9.4/1$, est une valeur minimum puisqu'à une centaine de mètres au sud de la zone ZC 2, des indices de déformation ductile sont encore visibles à l'analyse des échantillons de Bouw (1982) dont PB405. Plus au sud, près du Puits des Vaux (affl. 80) plus aucune trace de déformation n'a été découverte. Suivant Ramsay (1980) et le diagramme de Flinn que nous avons établi pour les valeurs de R_s , cette *shear zone* est le fait d'un cisaillement simple avec changement de volume, tous les deux hétérogènes dans la zone (fig. 4.38).

La *shear zone* est donc transverse aux structures plissées AA 3 et AS 4 (fig. 4.5, ann. 1). Au § 4.4.a., nous avons vu dans la complexité relative de ces structures, un héritage certain des géométries sédimentaires et des dysharmonies de comportement entre lithofaciès structuraux. L'axe synclinal AS 4, partie ^{du} est du Synclinal de Vietchamp, est ainsi légèrement bombé au droit de la Montagne de Chalet où il laisse apparaître les faciès waulsortiens. Il

s'ennoie dans les faciès latéraux de 5°W et 16°E, successivement à hauteur de la Galerie des Sources, à l'ouest, et à hauteur du Chalet du Parc, à l'est. D'autre part, alors que dans sa partie orientale le pli est déversé vers le nord (plan axial de 62° à 65°S), il est par contre droit à l'ouest avec un plan axial de 88°S. L'anticlinal AA 3, partie est de l'Anticlinal de Molemont, est quant à lui ennoyé SE dans le secteur waulsortien central, au Pont du Cwarnau, alors qu'il est subhorizontal à l'est et fortement ennoyé SW à l'ouest. Contrairement au pli AS 4, son plan axial est incliné à subvertical de 71°SW à 78°S dans les faciès waulsortiens et latéraux.

Une telle structuration des plis dans la partie terminale de l'agrégat lenticulaire waulsortien n'a probablement pas pu se faire sans une déformation transverse capable de compenser les torsions induites par les taux variables de déversement des structures. Cette déformation transverse, contemporaine donc aux déversements, devait être (1) progressive et continue comme le plissement, (2) ductile car de profondeur suffisante, (3) affectée de changement de volume sous l'effet de contrainte latérale, et (4) probablement initiée suivant une zone ancienne de faiblesse. Ces caractéristiques sont celles de la *shear zone* dextre que nous décrivons, *shear zone* qui elle seule permet une accommodation réaliste des déformations contradictoires. L'agrégat waulsortien est propre au développement de ce genre de structure par (1) son caractère diversifié de composition et texture et (2) ses hétérogénéités liées tant aux discontinuités qu'elle contient qu'aux masses comme les noyaux de dolomies. Les variations de pentes et la disposition en relais des quatre zones du cisaillement majeur sont probablement dues à la présence de ces noyaux dolomitiques plus rigides qui mettent un frein intermittent au développement du cisaillement. Les logs ont en effet montré que des zones dolomitiques entouraient partiellement les zones d'étirement (fig. 4.36) et que, dans ces dolomies pré-tectoniques, la quantité de veines tectoniques était parfois plus importante, ce qui traduirait leur réaction plus cassante aux torsions induites.

La zone de cisaillement du pli AA 8.

Une zone mineure de cisaillement, ZC 5, a été identifiée dans la Coupe 10 au sud de la Galerie des Sources (ann. 1). A l'affleurement, elle fait environ 30 m de long et affecte un *mudstone-wackestone* du Tournaisien supérieur. Son degré maximum d'étirement est du type 2 et la déformation des crinoïdes ne dépasse pas le stade de la dislocation. La direction moyenne de ce cisaillement est grosso-modo E-W, son pendage orienté étant environ de 37° vers N 348°E. Ce plan a une direction identique à l'axe du pli secondaire anticlinal AA 8, identifié à proximité par l'analyse de l'enveloppe, et son faible angle de pendage correspondrait à sa position dans la courbure du flanc nord de ce pli (§ 4.4.a., fig. 4.5, ann. 1, ann. 2). Dans ce secteur où le récif passe latéralement aux faciès stratifiés de l'enveloppe, il y

a un manque évident de plans de stratification qui jouent un rôle important de glissement lors de la flexuration des couches. L'absence de ces plans aurait ici été compensée par la formation syntectonique du cisaillement, parallèle aux bancs plissés de l'enveloppe. Ce cisaillement est localisé et son lien au plissement est corroboré par des critères de polarité dans la partie massive qui en attestent la déformation. Notons encore que si le flanc nord du pli **AA 8** montre ce cisaillement, son flanc sud, par contre, semblerait être faillé (ann. 2, § 4.4.a.). Tant donc les déformations cisailantes ductiles que cassantes sont aptes à caractériser la différence de comportement entre l'agrégat lenticulaire et son enveloppe stratifiée. Si la dysharmonie engendrée par cette différence est peu marquée dans les secteurs où le passage progressif des deux lithofaciès se fait sans que des structures secondaires ne perturbent la transition, elle est par contre intense et variée dès lors qu'une déformation doit s'y produire.

Les zones de cisaillement par interaction des dolomies et lentilles.

Nous avons vu comment lors de la déformation du Waulsortien de Furfooz, celui-ci a été entraîné dans le plissement pour se retrouver, au moins dans sa partie centrale et sud, en position subverticale dans le flanc sud du Synclinal de Vietchamp (ann. 2). La présence dans l'agrégat waulsortien de noyaux dolomitiques et de lentilles isolées, visibles à sa base, fut à l'origine de remarquables effets d'interaction : ce sont les zones d'étirement du calcaire situées en bordure de ces masses plus rigides. A l'analyse des logs, plusieurs zones bien caractéristiques d'interactions entre lithofaciès structuraux contrastés, en l'occurrence ces zones d'étirements, sont apparues (fig. 4.36, fig. 4.38, ann. 1). Elles se situent **(1)** en bordure de grands noyaux dolomitiques rigides au sein de l'agrégat lenticulaire waulsortien (**ZC 6, ZC 7**), **(2)** en bordure de lentilles isolées (**ZC 8**), ou même **(3)** au sein de calcaires coincés entre l'un et l'autre de ces deux lithofaciès massifs (**ZC 9**).

La zone ductile d'étirement **ZC 6** (fig. 4.38) se situe en l'extrémité septentrionale de la Coupe 10 (aff. 72, ann. 1), juste aux abords de Chaleux dans la tranchée de chemin de fer. Cette zone d'étirement borde un petit noyau dolomitique qui débute plus ou moins sous le pont du chemin et qui se termine dans la transition au faciès stratifié de Leffe. L'attitude du plan moyen de cisaillement est N 172°E, 77°E tandis que les premiers bancs de la série stratifiée sont quasi verticaux et inclinés NW. L'étirement du calcaire est caractéristique du type 2 et les crinoïdes atteignent, dans cette zone, l'étirement complet. La déformation quantifiée de ces objets donne, pour les rapports d'ellipticité de **R_s** (XY:YZ:XZ), des valeurs de **2.55:2.00:5.10**.

La deuxième zone locale d'éirement, **ZC 7**, est aussi le fait d'un étirement des calcaires autour de la dolomie plus rigide. Cette zone affleure sur quelques mètres le long de la Route d'Hulsonniaux (Coupe 4, fig. 2.7) où l'alternance de masses de dolomie avec de fines bandes calcaires intercalées est bien visible. Ces calcaires de texture *wackestone-packstones* riches en fragments de crinoïdes montrent une matrice étirée du type 2 contenant des crinoïdes disloqués et, par endroit, étirés.

La zone d'éirement **ZC 8** est une zone de faible déformation intime des calcaires à proximité des lentilles massives à veines bleues. Elle se trouve le long de la tranchée de la Gare de Gendron-Celles (Coupe 3, ann. 1, fig. 2.8) à la base du récif. On y observe une succession de quatre lentilles isolées à veines bleues entre lesquelles s'intercalent des niveaux crinoïdiques stratifiés du Faciès de Bayard. La zone en question est située en bordure d'une de ces lentilles et montre un étirement du type 2 avec des crinoïdes flexurés et peu disloqués. Le faible taux relatif de déformation intime qui marque cette interaction entre les lithofaciès structuraux, s'explique, à l'opposé de ce que l'on a décrit dans l'agrégat waulsortien, par le fait trivial que la prise en charge des déformations est en partie réalisée par les plans de stratification qui peuvent glisser pour marquer la flexuration.

La zone d'éirement **ZC 9** s'étend sur environ 20 m au sud du Chalet du Parc dans le Ravin des Vaux (affl. 5, ann. 1). Affectant un *wackestone* du début Viséen, cette zone contient des crinoïdes en quantité moyenne (de 15% à 35%) dont une bonne partie sont au stade de la dislocation. Le degré d'éirement du calcaire waulsortien est du type 2 et très localement du type 3. L'attitude moyenne du plan de cisaillement est N 99°E, 48°S. Le contexte d'interaction de cette zone **ZC 9** est plus complexe que celui des précédentes. Elle est non seulement jouxtée à l'ouest par un important noyau dolomitique, mais aussi au nord par les premières formes de stratification observées localement dans les parties terminales du Waulsortien, d'attitude moyenne N 99°E, 82°N, et au sud par de possibles lentilles de croissance. La conjonction de ces composantes hétérogènes confère au secteur waulsortien entourant l'affleurement 5 un caractère hautement anisotrope où l'éirement a aisément pu se développer dans les calcaires waulsortiens plus ductiles.

Nous n'avons ici cité que quelques zones d'éirement par interaction, les plus intenses ou les plus typiques. D'autres zones ont été identifiées entre autres par l'étude des lames minces de Bouw (1972) ou Hallet (1982). En bordure de noyaux dolomitiques, ce sont, par exemple, (1) à l'Escarpement des Cavernes, les lames PB309, PB326, PB301-302, (2) le long de la Coupe 12, notre échantillon 183, (3) à la Coupe 6 (RI des Forges), la lame VH63, et (4) de

nombreuses petites zones parfois prononcées le long de la Route de Chaleux (PB394, PB440, etc.) ou du Ravin des Vaux (éch. 23), hormis celles déjà décrites (**ZC 5**, **ZC 6** et **ZC 9**). Signalons tout de même que la déformation dans ces secteurs est souvent faible, du type 1, les crinoïdes atteignant à peine la flexuration, très rarement ils sont un peu disloqués.

Il apparaît que les zones d'éirement par interaction affectent de nombreux secteurs du Waulsortien de Furfooz, ce qui se marque d'autant plus si l'on y adjoint le cisaillement majeur de la Montagne de Chalet - une part au moins des variations de la géométrie du cisaillement dans cette zone majeure en relais fut attribuée à des interactions locales. Cependant, nous devons souligner que ces zones d'éirement sont mieux marquées dans les secteurs ouest et nord-ouest du domaine waulsortien. Les types d'éirement des calcaires y sont plus élevés (2 - 3) et les crinoïdes, souvent disloqués à étirés, y ont été plus facilement quantifiés quant à leur déformation. Depuis la partie sud du Ravin des Vaux jusqu'au Ri des Forges, en passant par l'Escarpement des Cavernes (ann. 1, fig. 2.7), les deux seules zones décrites en détails **ZC 7** et **ZC 8** atteignent le stade 2 de l'éirement dans les Coupes 3 et 4. Partout ailleurs, dans cette partie centrale et orientale du récif, l'interaction des corps rigides avec l'encaissant calcaire n'a produit que des zones de faible intensité d'éirement. C'est donc dans la partie occidentale et supérieure, où le Waulsortien est intrinsèquement plissé, que les zones de cisaillement se sont le mieux développées (ann. 1, ann. 2). Dans la partie où les faciès waulsortiens ne font qu'occuper le flanc sud redressé du Synclinal de Vetchamp, la mobilité des masses et les interactions conséquentes n'ont été que de faible importance.

Le principe de mobilité des corps massifs intrawaulsortiens se rapproche de la notion d'alignement que Lees & Hennebert (1982) ont décrit à *Cannington Park* (§ 4.11.a.). Nous pensons que les zones d'éirement isolées de Furfooz (**ZC 6** à **ZC 9**) sont le fait de la mobilité tectonique (en fait une rotation ou un basculement même faible mais sans déplacement) des masses rigides et de l'effet de ces mouvements sur les calcaires de leur pourtour, par différence de comportement et donc interaction. Cette mobilité tenterait à réaliser l'accordance des masses intrarécifales au plissement de l'enveloppe stratifiée qui entraîne avec lui le récif, accordance nécessaire à leur impossibilité d'assumer eux-mêmes leur propre plissement. Les noyaux dolomitiques et lentilles isolées sont plus rigides et sans possibilités aisées de se plisser intrinsèquement, tandis que l'agrégat lenticulaire qui les entoure est un corps composite dont la diversité texturale et géométrique le rendent plus sensible à la déformation.

Ce mécanisme et les structures qui en découlent, soit en étirement ductile soit par broyage, sont attachés à la présence de contacts anormaux entre des corps sédimentaires à géométries dissemblables. Au § 3.1.c., nous insistons sur la possibilité qu'ont les lithofaciès structuraux du domaine waulsortiens, d'être soit bien stratifiés et planaires, soit plus tabulaires et effilés, soit même en monticules lenticulaires. Ces types de corps, s'ils sont conjointement et à même condition d'échelle des déformations mis en contexte de raccourcissement régional de sorte qu'un plissement s'y produit, auront un comportement au moins en partie contradictoire. Les corps massifs ou monticulaires, à pente et géométrie initiale discordante, seront sujets à une mobilité différentielle qui causera des cisaillements par interaction dans leur encaissant. Dans d'autres conditions, probablement plus exceptionnelles comme à St-Pierre, c'est un véritable broyage ou une bréchification qui sera la marque de cette interaction (Brodkom 1991).

§ 4.11.c. Le broyage par interaction à St-Pierre.

Une forme plus cassante d'interaction entre corps dissemblables est possible dans les conditions particulières de la présence d'une petite lentille massive, isolée au sein d'un encaissant stratifié. C'est le cas de la lentille située dans les calcaires waulsortiens stratifiés de St-Pierre. Au niveau 25-30 m de la coupe NE-SW du paller - 80 de Feux-Vilaine (fig. 2.16), une petite lentille de quelques mètres d'épaisseur est disposée en position redressée. La brèche qui marque le banc au pourtour de la lentille, partiellement dégagée, est unique pour toute la coupe et exprime ainsi les conditions particulières de tension dans son environnement immédiat (pl. 8). Outre la forte fracturation qui marque le calcaire, le broyage, semblable en cela à toutes brèches de ce genre, comporte une part de dissolution, transfert et cristallisation proximale des solutions.

Malgré l'apparent désordre des cristallisations de calcites, deux réseaux diffus de veines se dégagent de l'analyse N 115°E, 65°NE et N 104°E, 73°S (Brodkom 1991). En regard de cela, la lentille est quant à elle intacte de toute déformation pénétrative mais par contre, il y a de nombreuses stries, sur placages calcitiques, disposées sans orientations bien précises. La striation est ici le témoin des glissements que le banc bréchique a subi sur le pourtour de la lentille.

Les mécanismes de mobilité et d'interaction sont ici bien nets avec la nuance, par rapport aux interactions de Furfooz, que la déformation s'est produite par glissements de bordure, fracturation et transferts de solution sans qu'aucune composante ductile n'apparaisse. Le caractère bien stratifié des roches déformées et les conditions plus

cassantes du régime global de la déformation à St-Pierre sont probablement responsables du fait qu'ici le cisaillement est du type mixte à cassant et non ductile comme à Furfooz. Lors de la structuration à St-Pierre (plissement et faillage) et donc pendant le glissement des bancs sur le pourtour de la lentille, la différence de comportement entre la lentille et les roches stratifiées qui l'entourent a induit des états anormaux et localisés de contraintes secondaires. Ce sont les tensions induites par ces contraintes qui furent responsables de la bréchification.

§ 4.11.d. Les zones de cisaillement du Sud de l'Irlande.

La zone étirée et clivée de Loughbeg.

Nous avons vu au § 4.5.c. que le clivage des *Waulsortian Limestones* de Loughbeg se confond avec l'étirement localement très intense de ces faciès. Deux zones sont particulièrement affectées par ce type ductile de cisaillement : la première affleure à la pointe sud de Loughbeg *Point* (Heselden, comm. pers., juillet 1989 ; ann. 4) et la seconde à Golden Rock au nord, près du contact avec la *Ballysteen Formation*.

Nos échantillons 278 à 280 de Loughbeg *Point*, et 289 de Golden Rock montrent particulièrement bien le cisaillement ductile des calcaires waulsortiens (fig. 2.23, pl. 9, pl. 10, ann. 4). Ils sont classiquement, comme nous le présentions au type 3 d'étirement, marqué par une sorte de rubannement d'aspect lenticulaire où les boues fines étirées de couleur sombre alternent avec ce qui reste des sparites claires et crinoïdes. Au microscope, ce rubannement se complète d'une alternance très serrée - d'un *spacing* moyen de 0.025 mm - de fins niveaux foncés avec de fines micrites plus claires disposées en microlentilles allongées. La plupart des restes de crinoïdes montrent une dislocation avancée par tullage, de légers basculements par rotation et parfois des ombres de pression où cristallisent des micrites claires de 0.02 mm environ. Toujours enfin, les crinoïdes sont contournés par la matrice calcaire étirée.

La finesse de ces calcmylonites et leur intensité, nous permettent de les considérer comme une forme de clivage spécifique aux calcaires waulsortiens. C'est d'ailleurs en ces termes que Sleeman (1991), et souvent d'autres auteurs, en ont parlé. Les plans de cisaillement ont des attitudes N 72°E, 85°-90°N à Loughbeg *Point* et N 42°E, 75°-80°SE à Golden Rock. En ce sens, ces attitudes s'écartent très peu des valeurs du clivage général (subvertical de direction ENE à E, § 4.5.c.), bien que nous savons que, dans le Waulsortien, il est d'attitude assez variable suivant le sous-faciès où il se développe. La localisation et la géométrie de ces déformations, par contre, limitées en zones étroites, nous permettent de les attribuer aux *shear zones* ductiles. Différents faits peuvent être énoncés en faveur du développement de *shear zones* :

- (1) Ces zones ont la même caractéristique que les *shear zones* définies traditionnellement : elles sont allongées et étroites, à très hauts degrés de déformation ductile.
- (2) En aucun cas, elles ne peuvent être liées, au regard de leur position structurale, à une faille connue ou à la zone axiale du Synclinal de Loughbeg.
- (3) Les faciès qu'elles affectent n'ont rien de fondamentalement dissemblable des autres faciès des *Waulsortian Limestones* où un clivage plus normal s'est développé : ce sont des *mudstone-wackestones* et des *wackestones* à sparites et crinoïdes de l'agrégat tabulaire.
- (4) Elles sont d'intensité variable dans l'ensemble des *Waulsortian Limestones* étudiés à Loughbeg : certains secteurs montrent des crinoïdes intacts avec des joints stylolithes primaires et un clivage tectonique dans une matrice faiblement étirée, d'autres secteurs sont extrêmement étirés à moins de 65 m des premiers (éch. 287 et 289, pl. 9).

Il semble donc possible que, dans l'agrégat tabulaire waulsortien, le raccourcissement n'a pu s'accommoder à certains caractères géométriques locaux que par un cisaillement plus prononcé des carbonates. Les *shear zones* ductiles qui en ont résulté empruntèrent un chemin préparé par le développement précoce et variable du clivage, ce qui en expliquerait le relatif parallélisme. La nécessité de ces accommodations en cisaillement ductile est sans doute une conséquence du caractère composite de ce lithofaciès structural où alternent des bancs à textures et géométries variées.

Le cisaillement en transpression à Muckross.

Nous avons vu au § 4.8.c. la disposition particulière des calcaires dinantiens de Muckross qui constituent une zone imbriquée entre deux failles dont une part importante du mouvement est relatif au charriage varisque : la *Muckross-Millstreet Fault* au sud, et la *Benson's Point Fault* au nord (fig. 2.24). Notre levé de détail entre Doo Lough et Dundag Bay a permis de mettre en évidence une *shear zone* mixte à structures variées (ann. 5). Cette zone majeure de fracturation et cisaillement s'allonge suivant une direction NE-SW, du sud de Doo Lough jusqu'au nord de Muckross House. Le cortège des structures qui marquent cette zone déformée, sur près de 1750 m de long pour 150 m de large, est bien celui des *shear zones* allongées semi-cassantes : fractures, failles, veines et zones d'éirement qui sont présentées dans les stéréogrammes de la fig. 4.39. De son extrémité SW à sa limite NE près des faciès massifs, nous avons successivement rencontré :

- (1) Au SW de Doo Lough, un calcaire haché par un réseau de veines N 22°E, 80°E.
- (2) Au sud de Doo Lough (éch. 318 et 317), une variation des pendages de S_0 de part et d'autre de la zone majeure de cisaillement. Les bancs passent sur moins de 150 m de 45° vers N 144°E à 74° vers N 188°E. Dans ce secteur aussi, une direction de faille est N 52°E.

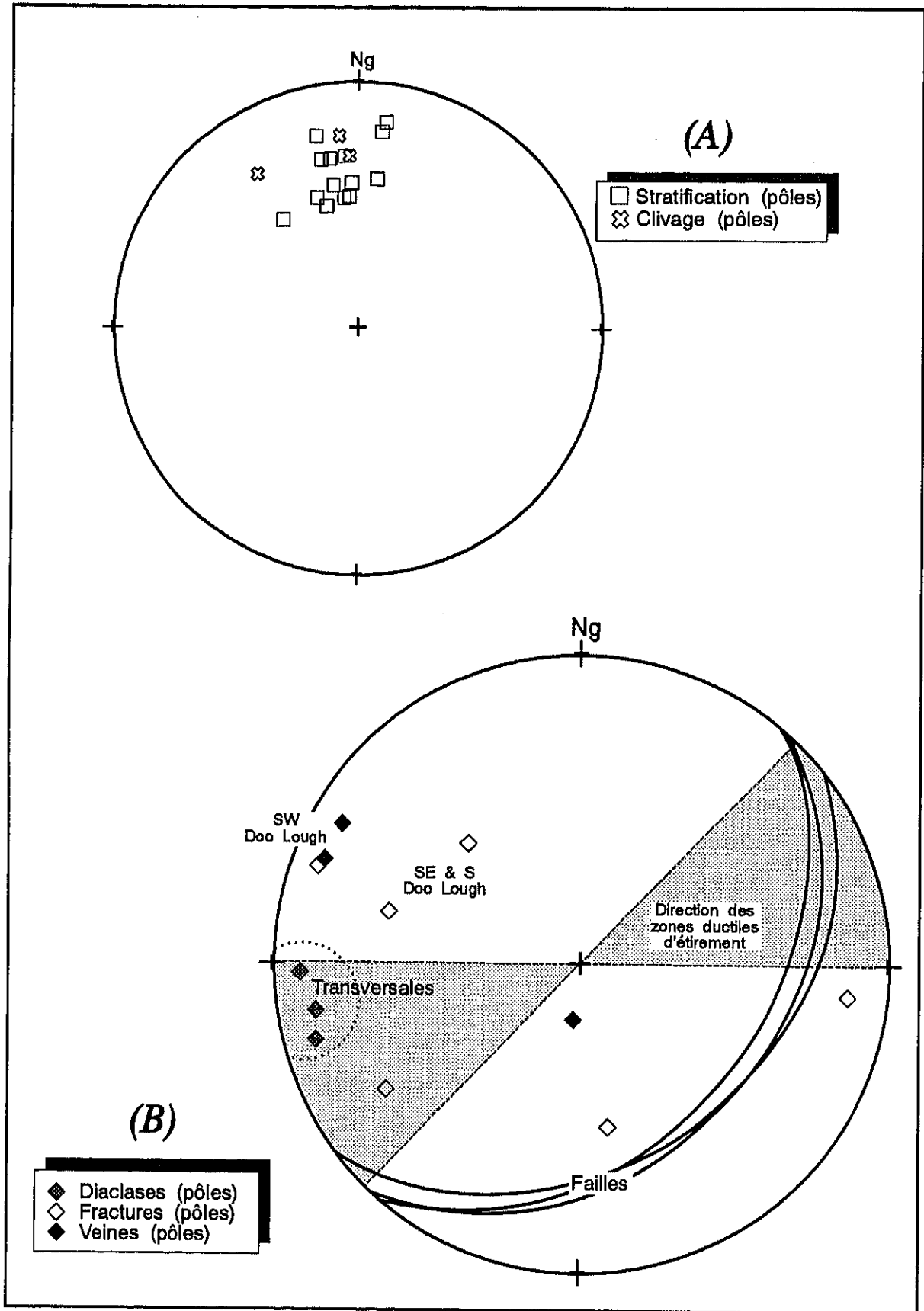


Figure 4.39

Stereogrammes des structures du secteur de Doo Lough à Muckross (Proj. Schmidt, hém. inf.) : (A) la stratification et le clivage, (B) les diaclases et les principales structures de la shear zone majeure NE-SW ; les failles NE-SW, les fractures et veines associées et la direction globale des zones ductiles d'éirement.

(3) Au SE de Doo Lough (éch. 314-316), une faille d'attitude N 40°E, 40°SE, des clivages de fracture d'attitude N 34°-52°E, 25-36°SE parallèles au rubannement de la roche.

(4) A l'est de Doo Lough (éch. 312 et 303), un réseau de fractures d'attitude N 47°E, 45°SE à déblits très concentrés (fréq. 10 à 20/m) et obliques au clivage.

En périphérie de ces zones de déformation en cisaillement mixtes à cassant, ou parfois même en alternance avec elles dans la bande majeure de cisaillement, diverses zones de cisaillement ductile ont été identifiées. A l'affleurement, ces zones ont un aspect très net de calcmylonites étirées ou broyées suivant leur texture suivant qu'elles sont plus ou moins cristallisées. Une forme de rubannement apparaît aussi par l'alternance de sparites et micrites, parfois liés à des zones silicifiées. Dans les zones de déformation ductile plus nettes, comme au sud de la bande majeure (éch. 312) et à son extrémité NE (éch. 309, 310), l'étirement est du type extrême 3 dans des *mudstones* faiblement crinoïdiques mais très micritisés ou cristallisés (granularité de 0.0125 à 0.03 mm). Les calcites granulaires sont typiquement allongées et aplaties, semblables à celles des marbres métamorphiques, certaines masses de sparites décomposées se disposant en fuseau. Le plan moyen de l'étirement est variable mais sa tendance est toujours ENE-WSW, quasi parallèle au clivage avec lequel il se confond dans certains secteurs comme à l'extrémité nord-est où il est d'attitude N 82°-92°E, 78°-90°S.

La géométrie de cette zone majeure de cisaillement mixte apparaît assez clairement sur la carte structurale (ann. 5.). Les zones intactes ou de faibles déformations limitent la *shear zone* en bordures externes (éch. 317, 319, 301, 311) ou la subdivisent en tronçons plus ou moins fortement déformés comme au centre (éch. 313). Les segments déformés sont plus souvent du type cassant au centre et au SW de la zone, leur direction NE-SW à ENE-WSW leur donnant un aspect en relais à rotation dextre. Enfin, les segments ductilement déformés se distribuent soit à l'est (éch. 309, 310) en fin de zone, soit au pourtour de segments cassants (éch. 302, 314). La *shear zone* majeure qui court donc suivant un axe NE-SW est aussi bordée de niveaux plus massifs de calcaire comme celui qui s'étend au NW de Dundag Bay, au sud-est de la zone, et entre les échantillons 319-311 au nord-est.

L'attitude NE-SW de la *shear zone*, sa composante en cisaillement dextre, ses formes diverses qui en traduisent le type mixte et sa position au moins en partie localisée entre des zones massives intactes, sont différents points qui nous permettent de l'attribuer à une transpression locale, relative à sa présence entre les failles majeures du charriage varisque. Entre la *Muckross-Millstreet Fault* qui court dans Muckross Lake et qui charrie des ensembles

dévonien sur le Dinantien et la *Benson's Point Fault* qui décale au nord l'anticlinal dévono-dinantien, nous pouvons ajouter cette zone de cisaillement légèrement oblique aux deux autres structures. Elle jouerait le rôle de relais intermédiaire qui prendrait en charge les contraintes différentielles générées par la contradiction des chevauchements N-S vis-à-vis des couissements E-W. En ce sens, comme nous le signalons en présentant la zone imbriquée de Muckross au § 4.8.c., nous confortons ici les propositions de Naylor (1978) qui évoquait des déplacements longitudinaux à la limite du front varisque Irlandais. Nous pensons de plus qu'à l'échelle locale, les cisaillements en transpression se sont placés et furent exacerbés dans les zones les plus sensibles à ce genre de déformation : en bordure des lithofaciès structuraux plus massifs. En ce sens, cette forme particulière d'interaction est au moins en partie responsable de la complexité des structures de ce cisaillement majeur.

*

*

*

Section 4.12.

LES SYSTEMES DE VEINES EN ECHELON.

Les veines en échelon ont longtemps fait l'objet de controverses quant à savoir quel mode de déformation pouvait être invoqué pour en expliquer l'origine, par cisaillement ou fractures d'extension. Diverses classifications ont finalement été proposées dont nous ferons la présentation pour définir ces structures (fig. 4.40).

Hancock (1972), tout d'abord, a basé sa classification sur l'angle entre les veines et la zone. Lorsque cet angle δ est entre 20° et 40° , il s'agirait d'une forme transitoire entre les cisaillements de Riedel ($10^\circ < \delta < 20^\circ$) et les fractures d'extension ($40^\circ < \delta < 45^\circ$). En étudiant plus particulièrement les sets conjugués de veines en échelon, Beach (1975) distingua les *shear fractures* (type 1) attachées aux zones mixtes de cisaillement et les *tensile fractures* (type 2) dont les veines des deux sets conjugués sont parallèles et qui peuvent éventuellement être reprises en cisaillements ultérieurs (fig. 4.40). Rothery (1988) proposa quant à lui une classification basée sur une étude détaillée des relations des veines entre elles et des veines en regard de la zone : angle δ bien sûr, mais aussi la direction de zone ϕ , l'*overlap* des veines, leur *spacing*, etc. (fig. 4.40). Il a donc subdivisé les zones en deux types (*op. cit.* p. 71) : "*shear arrays arise due to secondary failure in shear zones, while extension arrays develop during propagation of an extension vein.*" Plus loin, il confirma que le raccourcissement principal régional a une direction (1) bissectrice de l'angle aigu des directions de sets conjugués de zones en cisaillement et (2) parallèle aux directions de zones en extension. Enfin, Olson & Pollard (1991) révisèrent les mécanismes connus - déformation cisailante finie et extension d'une fracture parentale - et décriront un troisième mécanisme possible par croissance sélective de fractures ouvertes suivant des défauts de la roche initialement distribués d'une manière aléatoire. Suivant leur modèle, la présence simultanée et parallèle de veines en échelon et veines rectilignes isolées devient possible, les zones en échelon pouvant servir par après de zones propices aux déformations : en cisaillement ductile responsable des formes sigmoïdes ou par fracturation initiant des petites fractures en échelon. Dans leurs conclusions, Olson & Pollard (1991) confirmèrent que l'identification n'est possible que par l'analyse précise des veines et de leur encaissant : analyse géométrique, recherche de fractures parentales ou d'étiements associés, âges relatifs, etc.

Dans les lignes qui suivront, nous présenterons les analyses réalisées sur les sets de veines en échelon. Malgré leur caractère ubiquiste dans les calcaires déformés - relatif au fait que les mécanismes à leur origine sont communs et qu'elles ont une adéquate échelle d'observation -, nous verrons que ces structures sont presque absentes dans certains domaines étudiés, comme Furfooz, et abondantes ailleurs comme à Ardmore.

§ 4.12.a. L'absence de veines en échelon par cisaillement à Furfooz.

Dans le domaine de Furfooz, nous n'avons pas découvert de veines en échelon par cisaillement. Au contraire des veines en échelon par extension ont été identifiées surtout dans les faciès de Lefte et de la Mollignée (pl. 6). Par leur géométrie et étant donné leur association étroite aux bancs et aux diaclases orthogonales et diagonales (§ 4.7.a., § 4.4.a.), ces veines ont été rattachées à la fracturation liée au plissement de ces faciès. Si des cisaillements ductiles ont été reconnus à Furfooz, force nous a été donné de constater que le mode de déformation par cisaillement mixte, dans la transition ductile-cassant, ou par cisaillement cassant, en décrochement, n'a pas été effectif dans ce domaine waulsortien. On peut ainsi supposer que (1) soit les conditions de contraintes n'étaient pas appropriées, les ruptures s'étant développées sans cisaillement, (2) soit que les conditions de fragilité du milieu n'étaient pas rassemblées pour que les cisaillements induits n'entraînent des ruptures.

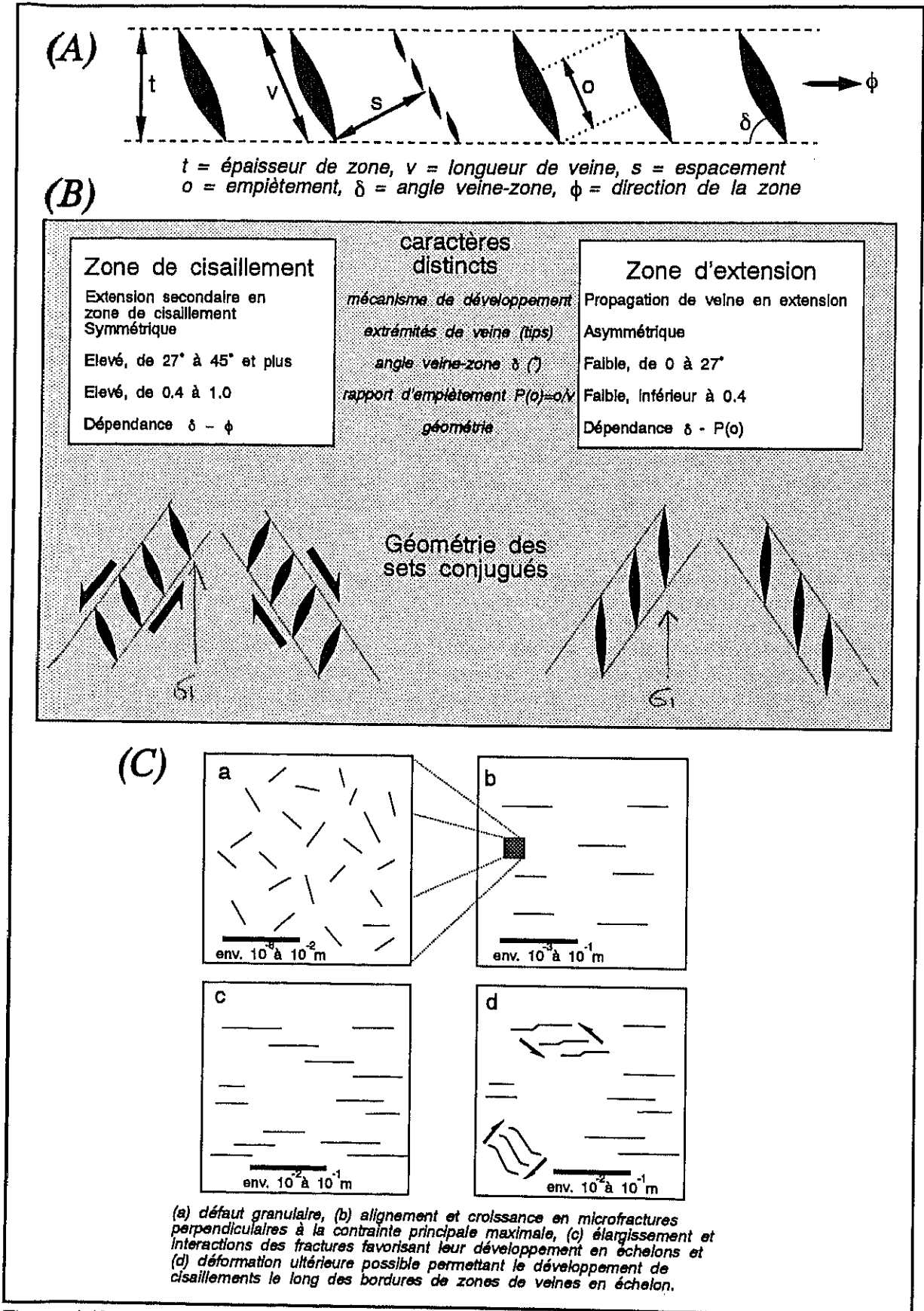


Figure 4.40

Classification des veines en échelon : (A) les paramètres utilisés, (B) la distinction des zones suivant Rothery (1988) et les sets conjugués suivant Beach (1975), (C) la croissance des zones de veines en échelon suivant Olson & Pollard (1991).

§ 4.12.b. Les veines en échelon des domaines de Laval.

Les veines en échelon par cisaillement à Bouère.

Dans la carrière du Jars à Bouère, et plus particulièrement dans la lentille précoce waulsortienne, deux zones mineures de veines en échelon ont été associées aux autres structures qu'elles accompagnent : les mésofailles inverses (§ 4.8.b.) et les *kink bands* (§ 4.13.a.) Ces zones mineures n'auront ici qu'une importance relative à la compréhension des autres structures et au mode de déformation plus fragile de la lentille isolée.

Une première occurrence de veines en échelon, du type en cisaillement (fig. 4.40), est celle que nous avons associé aux mésofailles inverses du bord sud-ouest de la lentille waulsortienne du Jars (fig. 4.12, § 4.8.b.). Dans le bloc en coin relevé dans la lentille, entre les deux mésofailles, des veines et veines en échelon d'attitude moyenne N 120°, 70°SW apparaissent au sein de la roche fort fissurée. Ces veines, limitées à la lentille isolée plus fragile et plus ou moins bissectrices des failles, sont sans nul doute un effet des cisaillements dus aux tensions différentielles induites par les glissements le long des mésofailles. Des veines plus récentes d'attitude N 110°E, 50°S intersectent ce réseau en échelon.

La seconde zone de veines en échelon est ici relative à une extension locale NW-SE, perpendiculaire aux compressions globalement NE-SW (point 5 de la fig. 4.12). C'est en fait tout une petite bande déformée où coexistent des veines en échelon et des fractures contemporaines. Les veines en échelon sont limitées à une zone d'un peu plus de 50 cm de large et d'attitude N 120°E, 75°SW avec un angle δ de $\pm 20^\circ$ (fig. 4.40). Ces veines sont accompagnées d'un intense réseau de fractures (fréq. 8/m) légèrement obliques à la direction ϕ de la zone. La compression NE-SW relative à cette structuration est la même qui, en prolongement de cette zone, est responsable de la formation des *kink bands* du niveau calcschisteux (Sect. 4.13. ; Brodtkom 1991).

Les systèmes de veines en échelon en extension à St-Pierre.

Brodtkom (1988) a signalé les trois réseaux de veines calcitiques en échelon situés à 30 m du bord SW du front de taille NE-SW du pailier - 80 de Feux-Vilaine à St-Pierre (fig. 2.16). Les directions de zones (ϕ) des réseaux majeurs sont 20°, N 200°E et 25°, N 20°E et les angles veines-zone (δ) moyens sont successivement de 28° et 20° (fig. 4.41). Les rapports d'*overlap* des veines de ces zones, qui expriment leur décalage en escalier au sein de la zone (fig. 4.40), ne dépassent jamais la valeur critique de 0.4 - les zones à valeur moindre pouvant être attribuées au mode de formation en extension (Roering 1968). De même, la valeur limite de 27° pour l'angle δ n'est pas atteinte, ou à peine d'un degré, ce qui appuie l'idée que ces

veines en échelon relèvent d'un processus de fracturation en extension. La direction principale du raccourcissement, déterminée par l'analyse géométrique de ces zones conformément aux propositions de Roering (1968), est donc N 20°-200°E. Fait remarquable s'il en est, ces deux zones de veines en échelon ont passablement subi un cisaillement ultérieur, la zone orientée N 200°E en rotation dextre et la zone N 20°E en rotation sénestre. Ce cisaillement simple et progressif est attesté par l'aspect sigmoïde que prennent les veines, en accord avec la classe 2a décrite par Beach (1975). Notons encore que, dans ce contexte cisailant, les distorsions des veines du réseau dextre tendent à prouver qu'elles sont relatives à un cisaillement plus important que celui du réseau sénestre.

Une troisième zone de veines en échelon recoupe nettement les veines de la zone sénestre (fig. 4.41). Elle est constituée par quelques veines lenticulaires, à peine légèrement déformées et très fines. Les veines de cette zone ont une attitude moyenne N 113°E, 62°SW. Enfin, en d'autres endroits de la coupe comme à proximité du banc crinoïdique au point 40 m (fig. 4.20), diverses séries de veines lenticulaires parfois organisées en échelon mais rarement sigmoïdes apparaissent, d'attitude moyenne N 83°E, 11°N. Il est important de signaler que dans tous les cas, ces veines lenticulaires recoupent les boudins dans l'intercalation crinoïdique tel que nous les avons présentés au § 4.6.a. et à la pl. 2.

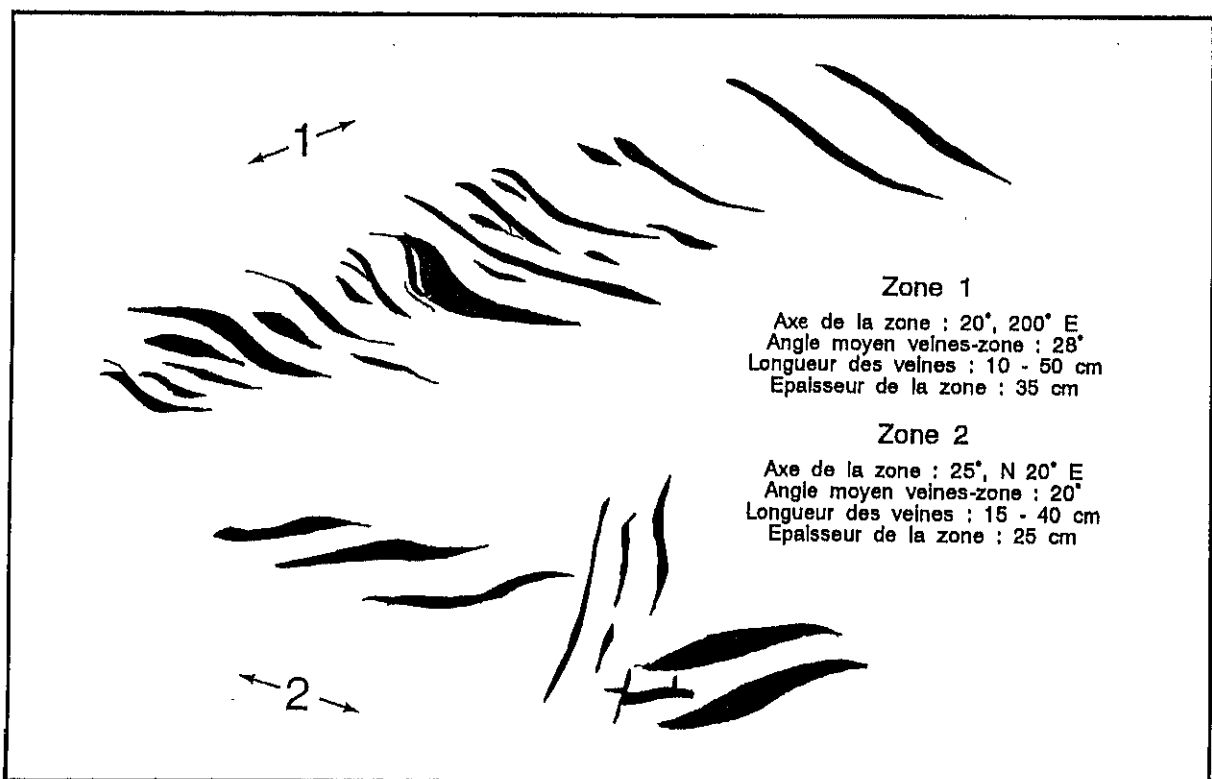


Figure 4.41

Croquis et paramètres significatifs d'un set conjugué de veines en échelon situé à 30 m de l'extrémité SW du palier - 80 m de Feux-Vilaine à St-Pierre.

Après la phase majeure de structuration dont ces boudins sont un héritage, nous avons, avec ces veines lenticulaires et les deux zones de veines en échelon, la trace évidente d'une extension NE-SW. Cette extension a initié des fractures parentales et des veines lenticulaires qui soit en sont restées là, soit se sont développées par propagation en systèmes en échelon. Cette extension NE-SW est à notre sens une conséquence directe du coulisement majeur NW-SE dont elle est, dans une direction conjuguée, une forme classique d'accompagnement ou de poursuite par relâchement ou permutation des contraintes (Tchalenko 1970 ; Gamond & Giraud 1982 ; Sect. 4.9.). Cette même extension, globalement relative au décrochement, fut à l'origine d'autres structures comme des réseaux NE-SW de fractures et des stries (§ 4.10.c.). Le cisaillement qui ultérieurement a déformé ces veines en échelon est un fait encore mal compris dans le cadre des déformations du graben de St-Pierre. Il ne joue cependant que comme une simple reprise de déformations antérieures qui termineraient par là leur structuration.

§ 4.12.c. Les veines en échelon des domaines d'Irlande.

Les veines en échelon du cisaillement majeur d'Ardmore.

Le domaine waulsortien d'Ardmore (fig. 2.21, ann. 3) est une fois encore celui qui nous a livré le plus d'informations tant la variété des structures est importante dans la série alternée calcaires-schistes et l'agrégat tabulaire. Si notre analyse a montré que presque toutes les veines d'extension rectillignes du domaine waulsortien d'Ardmore sont associées à la famille NNE-SSW des diaclases (§ 4.7.c.), le levé a également mis en évidence, dans les deux lithofaciès structuraux, un net parallélisme entre les fractures de la famille NNW-SSE et les directions de zone de veines en échelon (ϕ) non associées en sets conjugués. Nous avons vu au § 4.9.c. que ces fractures sont associées aux failles transverses qu'elles accompagnent lors de leur structuration. Le cisaillement et les rotations dextres que nous étudierons avec les veines en échelon expliciteront les tensions à l'origine de ces décrochements. La fig. 4.42 montre les différents paramètres mesurés ou calculés pour chaque zone de veines en échelon cartographiée (ann. 3) et des illustrations en sont données à la pl. 6 avec d'autres veines.

Ces paramètres utilisés par divers auteurs comme Roering (1968), Hancock (1972), Beach (1975), Ramsay & Huber (1983) et surtout Rothery (1988), ont permis de classer les différentes zones de veines en échelon suivant leur mode de formation : en cisaillement ou en extension. Leur caractérisation en zones dextres ou sénestres a été établie suivant les diagrammes des directions des zones (ϕ) relatives aux angles veines-zone (δ) (fig. 4.40, fig. 4.42).

Zone	localisation	angle veine-zone	direction de la zone	direction mesuré-calculé	biss. aigue vein-zone	
	Secteur	δ	ϕ	vein rotation	σ maximum	
	a	secteur 2	35°	174°	202°-209°	dextre 188°
b c	secteur 2	(20°)	217°	177°-197°	séneestre	192°
		37°	167°	202°-204°	dextre	
d	secteur 3	(5°)	157°	152°-152°	séneestre	155°
e	secteur 3	22°	187°	207°-209°	dextre	197°
f g	secteur 3	20°	167°	197°-187°	dextre	197°
		(15°)	217°	197°-202°	séneestre	
h	secteur 3	32°	162°	172°-194°	dextre	167°
i	secteur 4	35°	167°	192°-202°	dextre	180°
j	secteur 5	33°	154°	184°-187°	dextre	169°
k	secteur 5	36°	167°	197°-203°	dextre	182°
l	secteur 5	(27°)	150°	122°-122°	séneestre	136°

b-c & f-g (en encadrés) sont des sets conjugués de veines en échelon

Zone	Beach 75 type conj.	dilatation v 45°	épaisseur t	spacing s	overlap P(O) = O/V	
a		positive		de 5 à 7 cm		
b c	type 1 shear fracture	positive	ép. 3 cm	esp. 1.5 cm	0.31	shear > 0.4
		positive	ép. 5 cm	esp. 8 cm	0.55	
d		positive	0.5 à 1 cm	esp. 0.5 cm	0.02	extension
e		positive				
f g	type 2 ext. fracture	positive	env. 8 cm	de 3 à 5 cm	0.18	extension < 0.4
		positive	env. 8 cm	de 3 à 5 cm	0.23	
h		positive				
i		positive	8 à 20 cm	esp. 2 cm	0.6	shear
j		positive				
k		positive				
l		positive				

Figure 4.42

Tableaux de synthèse des données acquises sur les zones de veines en échelon d'Ardmore : pour les secteurs de localisation, voir ann. 3, pour les angles caractéristiques et définitions, voir fig. 4.40.

Suivant la classification géométrique de Beach (1975), le set conjugué **b-c** a été rattaché à des mouvements de cisaillement (type 1 *shear fracture*). La direction de compression calculée est ici N 12°-192°E (= σ_1 direction de contrainte principale maximale, bissectrice de l'angle aigu des deux réseaux). Le même cisaillement est à l'origine de cinq zones isolées de veines en échelon : les zones **a, h, l** (pl. 6), **j, k**, à mouvement dextre, qui ont exactement les mêmes caractéristiques morphologiques et géométriques que le set dextre **c** du système conjugué. Les directions de compressions mesurées comme la bissectrice de l'angle δ , selon Roering (1968), ont une valeur moyenne N 357°-177°E. Ces angles δ varient entre 32° et 36° et expriment une dilatation positive durant la déformation progressive. Ces valeurs confirment en plus notre hypothèse car elles dépassent la limite de 27° que Rothery (1988) a considéré comme une valeur limite inférieure pour classer les veines en échelon du cisaillement. Seules les zones **l, j, k**, situées le plus au nord et dans la *Ballysteen Formation*, ont des veines d'aspect sigmoïde bien développé qui traduisent un mouvement progressif du cisaillement. Il s'est ainsi poursuivi en composante ductile, ce qui classiquement provoque une cristallisation déformée, plus étalée dans le temps.

L'autre set conjugué de veines en échelon, **f-g** (pl. 6), relève du second type géométrique de Beach (1975), par propagation à partir de fractures parentales en extension (type 2 *extension fracture*). Ces zones se forment, en comportement exclusivement du type cassant au départ, par la nucléation en échelon et la croissance de fractures dans une zone de moindre cohésion - cette mécanique rejoignant en fait le mode de formation proposé par Olson & Pollard (1991). L'hétérogénéité ainsi initiée dans la masse rocheuse est propice au développement ultérieur d'un cisaillement oblique à σ_1 . Dans ce cas donc, à l'opposé du type 1, le cisaillement se développe après la formation des fractures et n'est pas à l'origine de la forme en échelon. Le témoin de ce fait est que l'orientation des veines est constante dans les deux réseaux du set conjugué **f-g**, N 17°-197°E. Les veines ne sont pas d'aspect sigmoïde, ou que très faiblement dans la *Ballysteen Formation*. On peut donc supposer que le cisaillement n'a été que très faible après la formation des veines en échelon. Les similitudes entre ce set conjugué **f-g** et des zones isolées de veines en échelon ont permis les correspondances : la zone **e** dextre et les zones **d, l** senestres sont ainsi assimilées à ce type 2. Les directions de la contrainte principale maximum sont, selon Rothery (1988), parallèle à la direction de zone : pour **e**, elle est de direction N 7°-187°E, et, pour **d** et **l**, N 337°-157°E et N 330°-150°E successivement. Les angles δ de ces zones sont nettement plus faibles que pour les zones en cisaillement et inférieur à 27° (classification de Rothery 1988).

Qu'elles soient génétiquement liées aux modèles de cisaillement ou de fracturation, les zones simples de veines en échelon ont, malgré les nuances locales et à l'exception de la zone ● de direction N 187°E, une direction NNW-SSE. La même direction tectonique, globalement celle du raccourcissement N-S, est par ailleurs à l'origine des deux sets conjugués de veines en échelon, l'une en cisaillement direct et l'autre en fracturation parentale. Toutes les zones simples en cisaillement sont en outre en régime dextre de rotation, les zones initiées en fracturation ayant quant à elles subies l'un ou l'autre des deux types de rotation. Enfin, suivant les classifications de Ramsay & Huber (1983), il est apparu que toutes les zones présentent un développement en dilatation positive de leurs veines (fig. 4.42).

L'image globale que donne ainsi ces zones de veines en échelon est donc bien celle d'un cisaillement transverse majeur, compatible avec la présence du réseau de fractures secondaires transversales N 336°-156°E que nous décrivons au § 4.9.c.. La faille NNW-SSE, présumée par Collins & De Paor 1986 et qui pour eux s'arrêterait juste en bordure nord-ouest de *Black Rock Point* (ann. 3), trouverait son prolongement et sa terminaison par ce cisaillement majeur. Si la structure qu'ils ont signalée est bien un décrochement transverse du type cassant, nous décrivons ici son amortissement progressif en rupture et cisaillement mixte. Cette zone d'amortissement, ou en tout cas une part évidente, se marque dans la *Ballysteen Formation* comme dans l'agrégat tabulaire waulsortien. Si les auteurs ne s'accordent pas encore sur le tracé possible d'un décrochement transverse NNW-SSE au NW de *Black Rock* et si aucune évidence stratigraphique ne permet de lui attribuer un déplacement suffisant, nous avancerons tout de même cette zone majeur de cisaillement mixte comme un témoin privilégié de ce décrochement.

Les veines en échelon de Loughbeg.

Deux occurrences de veines en échelon ont été décrites dans le faciès waulsortien de Loughbeg : à la pointe sud de cette presqu'île, à proximité de la *shear zone* ductile des échantillons 278-280 (§ 4.11.d.), et au sud de *Golden Rock* près des échantillons 287-288, à proximité de la zone de cisaillement ductile (ann. 4, fig. 2.23).

A la pointe sud de Loughbeg, la zone de veines en échelon est quasi verticale de direction ϕ N 52°E et d'angle veine-zone δ de 15-20°. La zone est longue d'environ 40 cm et le *spacing* entre les veines est d'environ 3 cm, ces dernières étant parfaitement lenticulaires sans distorsion sigmoïde. De manière assez caractéristique, les zones au sud de *Golden Rock* sont assez semblables quoique plus effilées et de direction plus ENE-WSW : les pentes de

zones sont subverticales aussi, les directions ϕ sont N 72°-82°E, les angles δ de 0°-15° et le *spacing* des veines de 1.5 à 5 cm. Dans les deux cas également, et exclusivement en ces endroits, des bandes de veines et draperies de veinules calcitiques sont nettement visibles à l'affleurement. Ces zones font de 5 à 6 m de longueur et sont épaisses de 10 à 20 cm jusqu'à 60 cm là où les veines sont moins concentrées. A Loughbeg sud, ces bandes ont une direction moyenne N 62-67°E et à Golden Rock, celle qui fut décrite est de direction N 67°E. L'ensemble que nous associons ici correspond à un système d'ouverture et remplissage en extension SE-NW à SSE-NNW (fig. 4.16).

Le fait remarquable pour l'analyse structurale est que ces veines en échelon ont montré une nette relation d'antériorité par rapport au clivage du raccourcissement précoce. C'est particulièrement bien visible à Golden Rock où le clivage intersecte les veines en échelon. Malgré cette intersection, qui se traduit par le faible décalage des veines, le fait que l'obliquité clivage-veines ne soit pas très élevée est une des causes, puisque la compression était quasi perpendiculaire aux veines, pour laquelle les veines n'ont pas subi une distorsion sigmoïde.

Notre contribution s'il en est, permet donc d'évoquer la possibilité que ces veines soient des veines de dilatation qui marqueraient une phase précoce d'extension, SE-NW à SSE-NNW. Elle aurait précédé le raccourcissement à l'origine du clivage de direction semblable et cela par suite d'une permutation des axes principaux de contraintes. De semblables observations sur une extension SSE-NNW au Dinantien moyen ont été évoquées par de Brit (1989) dans son étude sur le *timing* de veines d'extension et de ciments dans des calcaires dinantiens du centre de l'Irlande, à l'ouest de Longford.

*

* *

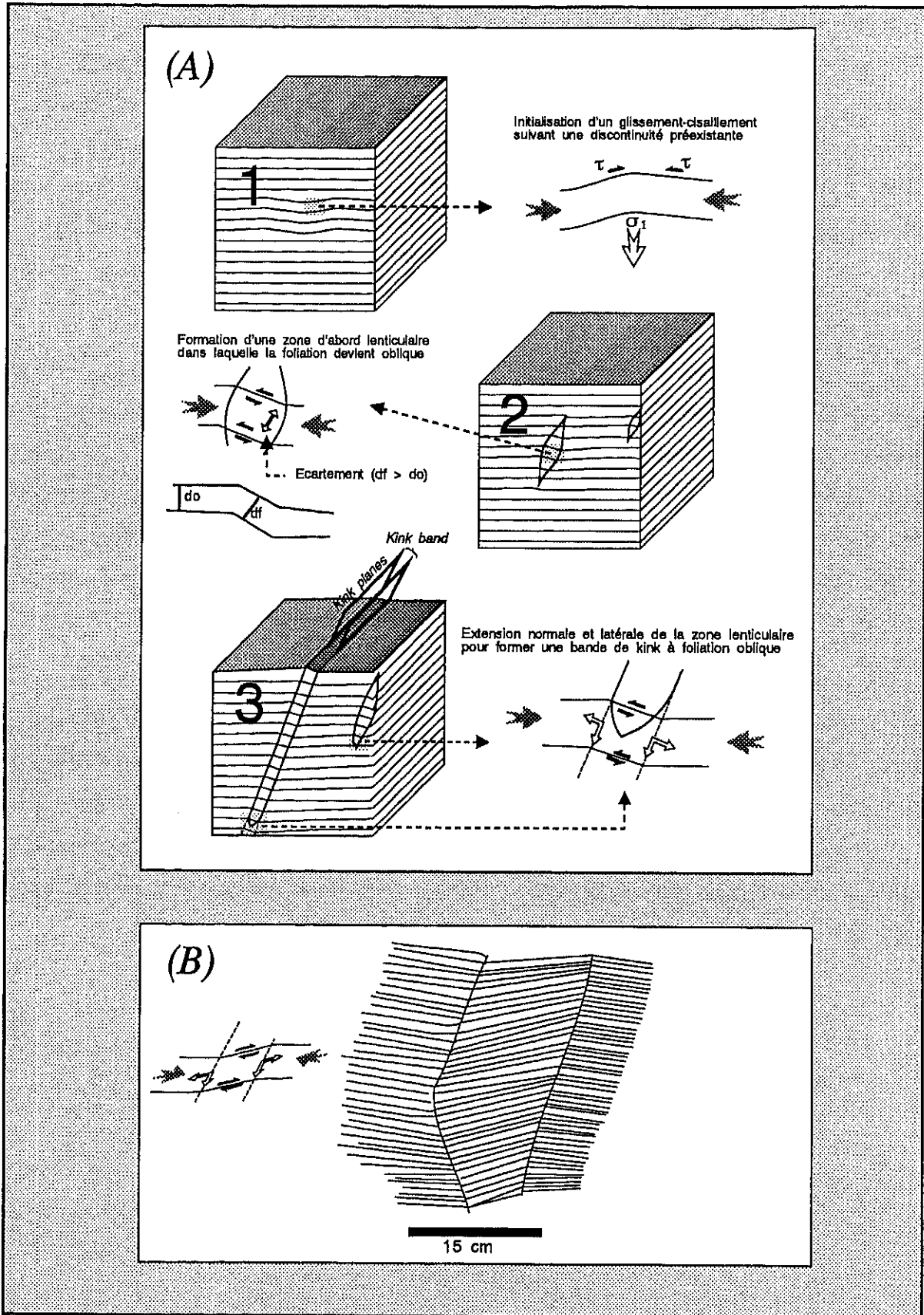


Figure 4.43

Présentation des kinks : (A) principe, selon Ramsay & Huber (1987), du développement progressif des kinks par glissement-cisaillement suivant une discontinuité initiale dans un faciès anisotrope et (B) kink inverse dans les calcschistes de la carrière du Jars à Bouère (voir aussi Fig. 4.12).

Section 4.13.

LES KINK BANDS.

Les structures particulières que sont les *kinks*, parfois abusivement classés avec les plis en chevron, sont caractéristiques de matériaux qui présentent une forte anisotropie planaire. Ce sont des charnières anguleuses séparant des bandes (*kink bands*) où, après déflexions, la fabrique linéaire reprend une attitude planaire très régulière. Certains auteurs comme Dewey (1965 ; 1969) et Weiss (1980) ont fait des études de référence en la matière, toutes reprises par Ramsay & Huber (1983). Mécaniquement, les *kinks* ont la particularité d'être un mélange entre platement et cisaillement, parfois en plus avec fracturation régulière dans les bandes. Ils peuvent être le produit tant de contractions (*reversed kinks*) que d'extensions tectoniques (*normal kinks* ou *shear bands*). Leur classification avec les plis ou fractures cisillantes devient ainsi mal aisée, c'est pourquoi nous les étudierons à part, d'autant plus qu'ils sont rares dans les lithofaciès structuraux qui nous concernent.

Les tests en laboratoire (Anderson 1974) ont permis de reconstituer le mode de formation des *kinks* (fig. 4.43). Suivant une faible hétérogénéité, la compression, si l'on s'en tient à ce contexte, induit le développement d'une légère ondulation. Avec l'augmentation des contraintes de cisaillement sur les flancs de ces ondulations, le seuil critique de résistance mécanique est atteint qui permettra l'initiation d'un premier *kink* de forme lenticulaire. A l'intérieur de cette lentille et sous l'effet des cisaillements induits par l'anisotropie du système plan (Initial) - lentille (oblique), une rotation s'effectuera réorientant la fabrique dans la zone déformée. Comme cette forme n'est tectoniquement pas stable à ses extrémités, une bande complète (dite de *kink*) se développera progressivement.

§ 4.13.a. Les *kinks* du niveau calcschisteux de Bouère.

Pour l'ensemble des lithologies décrites pour les domaines waulsortiens, seuls les calcschistes ou schistes des séries alternées furent propices au développement de *kink bands*. A part à Bouère, aucune occurrence de ces structures n'a été trouvée, ni à Furfooz dans les Calcschistes de Maurenne, ni à Ardmore dans les passées schisteuses de la *Ballysteen Formation*. Ces structures nécessitent, en effet, pour leur développement, des conditions très restrictives dont la présence conjointe d'une fabrique planaire serrée et bien structurée et de petits défauts permettant l'initiation du cisaillement. Les *kinks* sont donc bien, de par ces exigences, des objets structuraux rares et tardifs dans la tectogénèse varisque des terrains calcaro-schisteux.

Dans les calcschistes de la carrière du Jars (faciès D), les *kinks* se sont développés juste au-dessus de la lentille waulsortienne précoce (fig. 4.12, fig. 4.43). Le *kink* caractéristique que nous détaillons à une demi-longueur d'onde $W/2$ d'un peu moins de 15 cm et un plan axial d'attitude N 140°E, 85°NE. Les *kinks* sont du type inverse (en compression), ce que tentent à prouver (1) la similitude des angles α et β , et (2) la faible augmentation de l'épaisseur de la bande de *kink*. Dans le prolongement inférieur de la zone la plus marquante de *kinks*, donc dans la lentille waulsortienne, une zone de cisaillement d'attitude N 120°E, 75°SW, marquée par des fractures cisillantes et des veines en échelon, affecte les calcaires (§ 4.12.b.). Ces

deux structures - *kinks* et zone de cisaillement - sont très probablement contemporaines et impliquent à peu de choses près une compression de même orientation plus ou moins horizontale NE-SW. Elles ont été assimilées à un même événement de déformation auquel elles ont participé en toute solidarité : en rupture avec cisaillement dans la lentille et en cisaillement avec *kinks* localisés dans le niveau de calcschistes (Brodtkom 1991). La relation de ces *kinks* avec le clivage et les glissements des niveaux calcschisteux indiquent une nette relation de postériorité. Il semblerait donc que la faible compression NE-SW dont nous évoquons ici les structures est postérieure à la phase majeure de structuration dans ce domaine waulsortien (plissement et failage).

*

*

*