

CHAPITRE 5

LES ROLES ET COMPORTEMENTS TECTONIQUES

CHAPITRE 5.

LES ROLES ET COMPORTEMENTS TECTONIQUES

Dans le deuxième chapitre, nous avons établi le cadre géologique de notre étude : régionalement, avec les contextes stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques, et localement, lors de la présentation des formations et structures majeures des six domaines waulsortiens étudiés. La diversité lithologique et géométrique des corps géologiques rencontrés, nous a ensuite amenés à définir sept lithofaciès structuraux qui ont, par leurs caractéristiques intrinsèques, des comportements mécaniques différents (Chap. 3.). Enfin, au coeur de notre travail, nous avons analysé toutes les structures tectoniques rencontrées en essayant pour chacune de l'expliquer suivant le contexte tectonique et le(s) lithofaciès structural(aux) qu'elle affecte (Chap. 4.).

La recherche d'une modélisation des comportements rhéologiques des domaines waulsortiens débutera par une mise en correspondance des lithofaciès structuraux avec les structures tectoniques (Sect. 5.1.). En connaissance des réponses particulières de chacun des lithofaciès structuraux aux contraintes et en fonction de leur rôle mécanique particulier dans l'ensemble waulsortien, nous établirons alors cinq grands principes de relations qui régissent les comportements des lithofaciès structuraux (Sect. 5.2.).

L'image globale recherchée du mode de déformation des domaines waulsortiens sera finalement présentée suivant deux modèles de comportement et structuration. Nous synthétiserons alors notre étude de la déformation dans les domaines waulsortiens en présentant, pour chaque domaine, la chronologie des déformations et les principes qui la régissent (Sect. 5.3.).

*

* *

Section 5.1.

LA DEFORMATION DES LITHOFACIES STRUCTURAUX.

Avant de discuter des principes majeurs qui régissent la déformation des ensembles waulsortiens, nous décrivons, en guise de synthèse de l'inventaire, les structures caractéristiques qui, pour chaque lithofaciès structural, traduisent sa potentialité propre à marquer la déformation. Nous verrons par ailleurs le rôle particulier de chaque lithofaciès structural dans la structuration régionale et le style tectonique.

§ 5.1.a. La déformation des séries stratifiées.

Les séries stratifiées (Sect. 3.2.) sont connues dans les domaines waulsortiens de Furfooz, Bouère, St-Pierre et Loughbeg, où elles occupent, à une exception près, la place des faciès latéraux aux agrégats waulsortiens - à St-Pierre, la série stratifiée se trouvant stratigraphiquement sous l'agrégation waulsortienne. La stratification bien planaire et les microdiscontinuités internes aux bancs de ce lithofaciès sont les éléments les plus favorables à sa bonne compétence au plissement. C'est pour cette raison, que les séries stratifiées furent utilisées comme référence lors de l'analyse des structures majeures.

Les structures propres aux séries stratifiées.

Les structures propres aux séries stratifiées de Furfooz sont d'abord les plis secondaires, ou parasites de 3^{ème} ordre. Nous avons vu qu'ils sont de tailles variables, soit décimétriques dans le Ravin des Vaux, par exemple, soit plus importants comme ceux de la Route de Chaleux. Dans ce secteur, les plis secondaires AA 8 et AS 9 (fig. 4.8 G) ont déformé, avec une faille proche de la charnière, des faciès stratifiés latéraux au Waulsortien qui par entraînement fut localement cisailé. Parmi les structures cassantes, les diaclasses orthogonales sont caractéristiques des séries stratifiées (fig. 4.25). A Furfooz, ce système de diaclasses a un régime de fracturation classique, par diminution de l'intensité de fracturation si l'épaisseur des bancs augmente. Cette structuration classique de diaclasses a été retrouvée dans les domaines de St-Pierre et Loughbeg. Des nuances ont été décrites pour les zones charnières de plis et/ou les paraclases comme à Bouère. Pour les failles, nous avons, à Furfooz, les observations qui appuient l'hypothèse d'une faille longitudinale courant de Chaleux à Vêve dans la série stratifiée. Un même genre de structure inverse a été décrite à Loughbeg, dans la partie terminale stratifiée du Waulsortien, où nous avons signalé les structures d'accompagnement de cette faille (fig. 4.31)

L'implication des séries stratifiées dans le style tectonique.

Les structures qui caractérisent le mieux le contexte tectonique des domaines waulsortiens étudiés sont celles que marquent les séries stratifiées. Ce sont les plis du raccourcissement varisque et dans une moindre mesure les failles. A Furfooz, ce sont les plis majeurs de 2^{ème} ordre, marqués surtout par la série stratifiée, qui caractérisent le style tectonique régional (fig. 4.5, ann. 2). Il en est de même à Loughbeg où les 25 derniers mètres des *Waulsortian Limestones* et la *Loughbeg Formation* sont solidement structurés, avec l'agrégat tabulaire waulsortien en un synclinal majeur (fig. 2.22). La série stratifiée marque ici aussi, d'une manière discontinue et grossière, le clivage régional plan-axial du Synclinal de Loughbeg. A Bouère, la série stratifiée marque avec l'intercalation crinoïdique, le pli en chaise, probablement secondaire du Synclinal de Bouère (fig. 2.14).

Parmi les failles, outre celles décrites plus haut qui n'affectent que les séries stratifiées des domaines étudiés, citons aussi les failles obliques de Bouère qui ont décalé ces séries ainsi que les autres lithofaciès structuraux. A St-Pierre, aucune différence réelle n'a été observée pour les structures d'extension (failles et rejeux des plans de stratification) entre celles de la série stratifiée et de l'agrégat tabulaire. Exceptionnellement, le niveau stratifié de St-Pierre qui contient une petite lentille waulsortienne fut broyé et cisailé par interaction au pourtour de cette lentille (pl. 8). Nulle part ailleurs, des déformations en cisaillement par interaction n'ont été observées dans ce lithofaciès structural.

§ 5.1.b. La déformation des séries alternées.

Les séries alternées calcaires-schistes et/ou calcschistes ont été décrites dans trois des domaines étudiés : Furfooz, Bouère et Ardmore (Sect. 3.2.). De par leur position dans les segments orogéniques, les conditions du raccourcissement varisque sont plus ou moins identiques aux trois domaines, au moins en ce qui concerne le développement d'un clivage plan-axial. Par ailleurs, la série alternée est un lithofaciès structural à comportement ductile, quasi incompétent au plissement s'il n'y avait une stratification. Par ses sites privilégiés de microplissements et sa géométrie multiplanale, la série alternée est le siège de déformations variées dont la plus significative est le clivage tectonique. En raison de leur faible épaisseur stratigraphique, les séries alternées calcaires-schistes et calcschistes des domaines étudiés ont été entraînés dans les structures majeures sans trop développer de dysharmonies.

Les structures propres aux séries alternées.

La structure tectonique caractéristique des séries alternées est le clivage plan-axial des niveaux plus schisteux, parfois réfracté dans les niveaux calcaires. C'est surtout un clivage

espacé et disjonctif à Furfooz et Ardmore, parfois nettement sigmoïde par réfraction (fig. 4.18). Il se serait donc formé au début des raccourcissements, dans ce lithofaciès structural considéré comme le plus sensible aux pressions précédant la flexion des couches (fig. 4.17). Exceptionnellement à Bouère, c'est un clivage de crénulation du type zonal et plan-axial des plis et microplis qui a affecté des joints de dissolution encore bien marqués mais déformés. Les micropilis parasites ont été observés dans des bandes de calcite au sein des calcschistes de Bouère (fig. 4.12). Ces microplis ont non seulement leur plan axial parallèle au plan de crénulation, mais semble également entraîner avec eux les calcschistes. Toujours à Bouère, des paraclases se sont développées dans les calcschistes sous la lentille isolée où elles traduisent des glissements différentiels par interaction.

L'implication des séries alternées dans les structures locales.

Les séries alternées calcaires-schistes et/ou calcschistes sont particulièrement sensibles aux cisaillements. C'est ainsi qu'à Bouère, un cisaillement postérieur à la phase principale de structuration s'est traduit par le développement de kink bands (fig. 4.43). A Ardmore, la *Ballysteen Formation* participe, comme l'agrégat waulsortien, à l'amortissement d'un décrochement transverse majeur et cela par le développement de fractures transverses et de veines en échelon (fig. 4.14).

Dans le cas de la déformation cassante, les Calcschistes de Maurenne à Furfooz, dans la partie orientale de l'Anticlinal de Molemout, participent par le jeu des compétences contrastées à la redistribution locale des contraintes secondaires qui furent à l'origine du faillage secondaire de la charnière AA 6. En ce qui concerne, les calcschistes de Bouère, les mésosfailles inverses décalent conjointement, et sans contraste marqué si ce n'est par l'atténuation dans les calcschistes, l'extrémité SW de la lentille waulsortienne et les calcschistes sus-jacents (fig. 4.30). Dans ce domaine aussi, les calcschistes latéraux ont participé au faillage oblique du coulissement régional NW-SE. A Ardmore, c'est plus à l'échelle régionale que locale que se développent les structures de chevauchement. C'est le cas de la back-thrust longitudinale qui affecte, sans fort déplacement, la *Ballysteen Formation*. Il n'est pas étonnant que cette formation, contrastée en regard des faciès waulsortiens ou dévonien, soit le site de chevauchements régionaux, même antithétiques.

Enfin, quant au rôle des séries alternées calcaires-schistes et/ou calcschistes dans le plissement régional des trois domaines, nous confirmerons (1) leur participation à la flexion sans dysharmonies flagrantes et (2) leur habilité à marquer de leur clivage le plan axial des plis, clivage précoce néoformé durant le raccourcissement. La démonstration de cette

participation au plissement a été faite dans le flanc sud du Synclinal de Vletchamp à Furfooz, dans le plateau du pil en chaise de Bouère ou dans le flanc nord du Synclinal d'Ardmore suivi par l'anticlinal secondaire de Black Rock.

§ 5.1.c. La déformation des agrégats tabulaires.

L'agrégat tabulaire est l'occurrence typique des calcaires waulsortiens du Sud de l'Irlande (Ardmore, Loughbeg et Muckcross) et de St-Pierre (Sect. 3.3.). Les *Waulsortian banks* se présentent en niveaux plats (*tabular form* de croissance) superposés et interstratifiés ou non avec des faciès de flancs de telle manière qu'ils constituent une aggrégation tabulaire particulièrement propice aux glissements d'interfaces et cisaillements.

Les structures propres aux agrégats tabulaires.

Les structures propres aux agrégats tabulaires du Sud de l'Irlande sont d'abord ces shear zones locales dont on a vu à Loughbeg qu'elles empruntent un chemin préparé par le clivage néoformé du calcaire (ann. 4). Elles jouent un rôle d'accommodation ductile lorsque la déformation doit se satisfaire de statuts géométriques anisotropes. Dans la gamme des déformations cassantes, divers types de diaclasses se sont développés dans les agrégats tabulaires : diaclasses transversales et surtout diagonales à St-Pierre (fig. 4.28), dominance des diaclasses transversales à Ardmore et Muckcross, (fig. 4.14, fig. 4.39) absence de réseaux systématiques à Loughbeg (fig. 4.16). Le caractère incomplet du développement des diaclasses dans ce lithofaciès structural par rapport aux séries stratifiées est le fait (1) de ses interfaces que sont les limites de sous-faciès, normalement les lieux de développement des diaclasses, (2) du développement précoce du clivage au lieu géométrique des diaclasses longitudinales, et (3) de la plus grande ductilité par glissement-cisaillement de ces faciès. Enfin, nous avons décrit à St-Pierre et Loughbeg des réseaux plus ou moins isolés de veines en échelon. A St-Pierre, les veines relèvent d'une extension NE-SW, conjuguée et accompagnatrice des décrochements régionaux. A Loughbeg, leur origine a été décrite comme le fait d'une extension SE-NW à SSE-NNW antérieure au raccourcissement varisque.

L'implication des agrégats tabulaires dans le style tectonique.

Etant donné son importance stratigraphique dans le Sud de l'Irlande et à St-Pierre, l'agrégat tabulaire waulsortien sera très marqué par les structures majeures. A St-Pierre, il participe au déversement régional et dans les Variscides Irlandaises, les *Waulsortian Limestones* participent au plissement des assises carbonifères. Ce lithofaciès a toujours montré une bonne compétence au plissement, malgré des dysharmonies internes ou des asymétries de flancs dues aux variations latérales de faciès.

Quant aux modes de rupture ou de cisaillement provoqués par les failles de tout genre qui affectent les agrégats tabulaires, nous dégagerons divers comportements. La déformation très fragile, liée à l'ouverture et l'extension dans le graben de St-Pierre, se marque par des stries de glissement sur failles et plans primaires en rejeux (fig. 4.28, fig. 4.34). A Ardmore, nous avons vu que le décrochement transverse majeur semble s'amortir dans l'agrégat tabulaire par du cisaillement mixte (fractures et velnes en échelon, fig. 4.42). Il existe enfin un cisaillement majeur en transpression qui affecte les calcaires de ce lithofaciès structural dans la zone du charriage de Muckross (fig. 2.24, fig. 4.39).

§ 5.1.d. La déformation des agrégats lenticulaires.

L'agrégat lenticulaire, typique de Furfooz et présent à Muckross, est une forme d'aggrégation waulsortienne plus en relief que le développement tabulaire (Sect. 3.3.). Le récif de Furfooz se présente dans sa partie supérieure et même latérale, après les lentilles isolées à la base et les intercalations crinoïdiques, comme un agrégat relativement massif de monticules waulsortiens lenticulaires mal individualisés et de faciès de flancs. Des niveaux localement bien stratifiés, plus particulièrement au sommet du récif, et des noyaux dolomitiques peuvent apparaître par endroits dans l'agrégat lenticulaire. Il a ainsi un comportement interne hétérogène à grande échelle et est propice au développement de formes dysharmoniques quand il se plisse avec son enveloppe stratifiée - même si l'on sait que la transition est progressive. Le statut rhéologique de l'agrégat lenticulaire est donc intermédiaire entre les corps résistants (noyaux dolomitiques et lentilles isolées) et des lithofaciès structuraux plus compétents comme les séries stratifiées ou les agrégats tabulaires.

Les structures propres à l'agrégat lenticulaire.

L'agrégat lenticulaire de Furfooz est structuré par des diaclases d'une manière beaucoup plus grossière que la série stratifiée. Nous avons ainsi relevé les deux familles, ici mal définies et fort dispersées, de diaclases orthogonales (fig. 4.23). Outre cette structuration fragile, les structures tectoniques significatives et caractéristiques de l'agrégat lenticulaire de Furfooz sont les zones de cisaillement ici en étirement ductile. D'une part, ce sont les zones ductiles de cisaillement en relais (ZC 1 à ZC 4) qui constituent un axe majeur de cisaillement N-S lié aux torsions induites lors du plissement (fig. 4.38, ann. 1), et d'autre part, ce sont les zones d'étirement liées aux masses rigides, lentilles isolées et surtout noyaux dolomitiques. Ces masses étaient tectoniquement mobiles - par accordance au plissement de l'enveloppe et par incapacité mécanique de se flexurer - et ont dès lors pu interagir avec les calcaires plus ductiles qui les entourent au sein de l'agrégat. C'est particulièrement le cas dans les secteurs

du récif waulsortien où les tensions internes ont été exacerbées lors du plissement comme dans la *shear zone* majeure N-S et dans les secteurs septentrionaux plissés (ZC 6 et ZC 9). Ailleurs dans le récif de Furfooz, comme dans les coupes de l'Escarpe des Cavernes ou du RI des forges, de telles zones de cisaillement sont présentes mais d'intensité nettement moins prononcée.

L'implication des agrégats lenticulaires dans le style tectonique.

Par leur position au sein des séries stratifiées à Furfooz, ou au sein d'un agrégat tabulaire comme à Muckross, les agrégats lenticulaires sont entraînés dans la déformation régionale. C'est le cas du récif de Furfooz, plissé avec la série d'Inanienne dans le Synclinal de Vetchamp, et celui des deux zones massives de Muckross.

A Furfooz, cet entraînement ne s'est pas fait sans dysharmonies de formes dans le style tectonique : (1) les lieux de mobilité interne nécessaires au plissement ont provoqué des cisaillements par interaction, et (2) malgré l'entraînement général dans le plissement, l'anisotropie de forme engendrée par l'association récif-enveloppe a influencé le type de déversement des structures plissées et leurs ennoyages. Les couples contradictoires de tensions ainsi générés pendant le plissement ont causé le développement de la shear zone majeure N-S. Latéralement, où le caractère stratiforme du Waulsortien est plus prononcé que dans la partie centrale, des structures plissées secondaires sont aptes à se développer dans l'enveloppe stratifiée latérale en entraînant le Waulsortien réduit. Ce sont les axes AA 8 et AS 9 à l'ouest, pour lesquels nous avons vu avec la zone mineure de cisaillement ZC 5 et la faille associée aux pils que les contrastes de ductilité et la moindre présence de plans de discontinuités dans l'agrégat lenticulaire ont eu un rôle à jouer dans le développement de ces structures.

A Muckross, notre étude ne nous a pas mené au cœur des zones massives bien qu'il y fut au moins constaté l'absence de déformations intimes. L'implication structurale de ces zones plus massives du SE et NE réside surtout dans leur rôle sur la position du cisaillement majeur NE-SW qui s'est développé en transpression. De plus, c'est à la présence des agrégats lenticulaires massifs qu'il faut attribuer l'exacerbation du cisaillement en leur bordure et la diversification des structures qui constituent ce cisaillement.

§ 5.1.e. La déformation des intercalations crinoïdiques.

Les intercalations crinoïdiques sont surtout caractéristiques des domaines waulsortiens de Furfooz et St-Pierre (Sect. 3.4.). Dans le premier, cette importance des intercalations

crinoïdiques relève de leur rôle comme sole et faciès de flanc des lentilles waulsortiennes et dans le second, c'est en regard des boudins très particuliers qui se sont développés dans ce lithofaciès structural. A Bouère et Ardmore, les intercalations crinoïdiques participent aux déformations locales comme les lithofaciès structuraux auxquels ils sont associés. Ce lithofaciès structural a un comportement ductile par le fait de la granulométrie favorable des calcites et des microglissements possibles autour des niveaux de cherts ou microagrégats dolomitiques. La compétence au plissement de ce lithofaciès est ainsi assez remarquable.

Les structures propres aux intercalations crinoïdiques.

Les structures propres aux intercalations crinoïdiques ne sont pas très courantes en regard de celles d'autres lithofaciès plus typés. C'est surtout les cas à Ardmore et Bouère où il n'ont montré aucune particularité au sein de l'agrégat tabulaire ou de la série stratifiée. Par contre, le banc crinoïdique de la série stratifiée de St-Pierre montre une forme de boudinage proche des *pinch and swell structures* (fig. 4.20). Malgré le faible contraste de compétence, ces structures ont été attribuées à l'étirement, la segmentation et la recristallisation dans le seul milieu capable d'une telle prise en charge des tensions induites par la structuration souple, en l'occurrence un *packstone* crinoïdique. Une autre particularité de l'intercalation crinoïdique, à Furfooz cette fois, est le développement d'un diaclasage inverse où l'espacement entre les diaclasses tend à augmenter dans les bancs plus fins (fig. 4.26). Ce fait fut attribué à la plus grande capacité des intercalations crinoïdiques à développer des glissements intra- et intergranulaires propres à annihiler un diaclasage plus serré. Enfin, c'est aussi typique des intercalations crinoïdiques de Furfooz d'avoir développé, en raison de leur texture, des pseudo-stratifications par stylolithes diagénétiques.

L'implication des intercalations crinoïdiques dans les structures locales.

Dans les domaines concernés, les intercalations crinoïdiques sont, avec les séries stratifiées, le lithofaciès structural qui marque le mieux le plissement par sa bonne compétence aux déformations souples. A Furfooz, il est ainsi dans la charnière de la partie orientale de l'Anticlinal de Molemout et plus globalement, c'est ce lithofaciès structural qui marque le basculement du Waulsortien (ann. 2). Il en est de même dans les autres domaines où les intercalations crinoïdiques signalent la charnière du pli dissymétrique majeur à Bouère (fig. 2.14), la stratification et son déversement régional à St-Pierre (fig. 2.16), et, au sein des *Waulsortian Limestones*, le Synclinal d'Ardmore.

Dans le cadre des déformations cassantes, les intercalations crinoïdiques de Bouère sont, avec les autres niveaux stratifiés, décalées par les failles obliques. Ce sont aussi à

Furfooz, les variations de pendage des bancs de ce lithofaciès structural qui ont marqué la présence de la faille de charnière AA 6, dans la partie orientale de l'Anticlinal de Molemont (fig. 4.9. D).

Enfin, signalons aussi les cisaillements ductiles que développent les intercalations crinoïdiques en bordure des lentilles isolées et noyaux dolomitiques dans le Waulsortien de Furfooz (ann. 1). C'est le cas des zones d'étirement par interaction **ZC 7** et **ZC 8** où nous avons signalé que leur faible taux de déformation, en regard de ce qu'on trouve au coeur de l'agrégat waulsortien, était dû à la prise en charge de la déformation par des ripages sur les interfaces stratifiées.

§ 5.1.f. La déformation des lentilles isolées.

La lentille isolée est un lithosome individualisé au sein des développements waulsortiens de Furfooz, Bouère, et St-Pierre (Sect. 3.4.). A Furfooz, ce sont des lentilles à "veines bleues" d'épaisseurs variables d'une quinzaine de mètres et de pentes primaires allant de 17° à 34°. A Bouère et St-Pierre, les deux lentilles à veines bleues sont de tailles plus modestes, de quelques mètres d'épaisseur, et pentées de 15° à 20°. Dans tous les cas, les lentilles isolées sont caractérisées par la rigidité que leur confère leur aspect massif et les carbonates microcristallins qui constituent la matrice de ce lithofaciès. Nous avons ainsi, comme pour les noyaux dolomitiques, un lithofaciès structural qui, malgré son entraînement dans les structures régionales, a un comportement rhéologique anormal dans l'ensemble de la série waulsortienne.

L'implication des lentilles isolées dans les structures locales.

Nous n'avons pas trouvé, dans les domaines où les lentilles isolées furent décrites, de structures tectoniques proprement spécifiques qui pourraient les caractériser. A Bouère seulement, des cisaillements semi-cassants, par veines en échelon et fractures, et des mésofailles inverses ont été décrites dans la lentille précoce (fig. 4.12). Le cisaillement, contemporain des *kinks* de l'enveloppe calcschisteuse, a été attribué aux compressions régionales NE-SW. Les mésofailles inverses décalant le contact lentille-calcschistes participent quant à elles au chevauchement majeur affectant le Synclinal de Bouère. Les effets de ces mésofailles dans le bloc relevé de la lentille sont les développements de veines et veines en échelon bissectrices.

La mobilité tectonique, et l'interaction conséquente, sont comme pour les noyaux dolomitiques, le mode de déformation qui a développé les structures les plus marquantes

liées aux lentilles isolées. Lors des plissements régionaux, les lentilles isolées participèrent au basculement mais d'une manière tout à fait hétérogène et en discordance brutale avec les faciès stratifiés qui marquent ces plissements. Par accordance à la structuration de l'enveloppe, les lentilles isolées pourraient avoir compensé leurs anomalies de forme, de géométrie et de compétence, par une certaine mobilité différentielle. Cette mobilité, même faible et par simple rotation ou basculement, a provoqué des cisaillements à leur pourtour et cela par interaction. Les calcaires de leurs flancs, à Furfooz, furent de cette manière le siège de cisaillements ductiles (ZC 8 et en partie ZC 9 avec les dolomies). A St-Pierre, cette déformation est du type semi-cassante par broyage (pl. 8) et à Bouère, il semble qu'une partie au moins des déformations des calcschistes de l'enveloppe soit liée à l'interaction de la lentille, lorsque celle-ci s'est accordée au plissement local.

§ 5.1.g. La déformation des noyaux dolomitiques.

La dolomitisation prétectonique a surtout affecté, en ce qui concerne les domaines waulsortiens dont ce travail fait l'objet, les calcaires du domaine de Furfooz (Sect. 3.4.). Lorsque cette dolomitisation est ténue, en microagrégats grossiers au sein des autres lithofaciès structuraux, elle a favorisé, en raison de sa résistance à la déformation, des microglissements de bordure qui ont amélioré la ductilité d'ensemble. Il en va tout autrement dans le cas des noyaux dolomitiques qui sont des masses importantes, compactes, difformes et isolées au sein du récif waulsortien. Les noyaux dolomitiques ont là un comportement plus cassant, ou plus résistant aux déformations ductiles, et furent responsables de déformations de pourtours, par interaction avec les calcaires qui les entourent.

Les structures propres aux noyaux dolomitiques.

Les structures intrinsèques des noyaux dolomitiques de Furfooz sont exclusivement rattachées au domaine de la déformation fragile ou cassante. C'est par exemple le cas des noyaux dolomitiques étudiés à proximité des zones de cisaillement ductile ZC 1 et ZC 2 de la *shear zone* majeure N-S (fig. 4.36, ann. 1). Les veines et fractures des zones dolomitiques traduisent leur réaction plus cassante aux déformations qui dans les calcaires provoquent un étirement ductile. Il faut cependant noter que cette fracturation des noyaux dolomitiques n'est pas systématique, surtout lorsqu'ils sont mobiles, sans ruptures ni distensions intimes, par accordance au plissement de l'enveloppe.

L'implication structurale des noyaux dolomitiques.

Outre le fait que comme constituant du récif waulsortien de Furfooz, les noyaux dolomitiques participent au plissement régional, les structures qu'ils ont provoquées durant

ces déformations relèvent surtout des interactions tectoniques. Par leur mobilité en accordance avec les pils de l'enveloppe et par l'interaction que cette mobilité engendre dans les calcaires plus ductiles qui les bordent, les noyaux dolomitiques furent à l'origine (1) de la naissance et du développement progressif de petites zones d'étirements (ZC 6, ZC 7 et avec d'autres corps anisotropes ZC 9), et (2) d'une part de la disposition en relais et des faibles divergences de pentes des zones ductiles de cisaillement qui participent au cisaillement majeur N-S de Furfooz (ZC 1 à ZC 4, ann. 1).

*

*

*

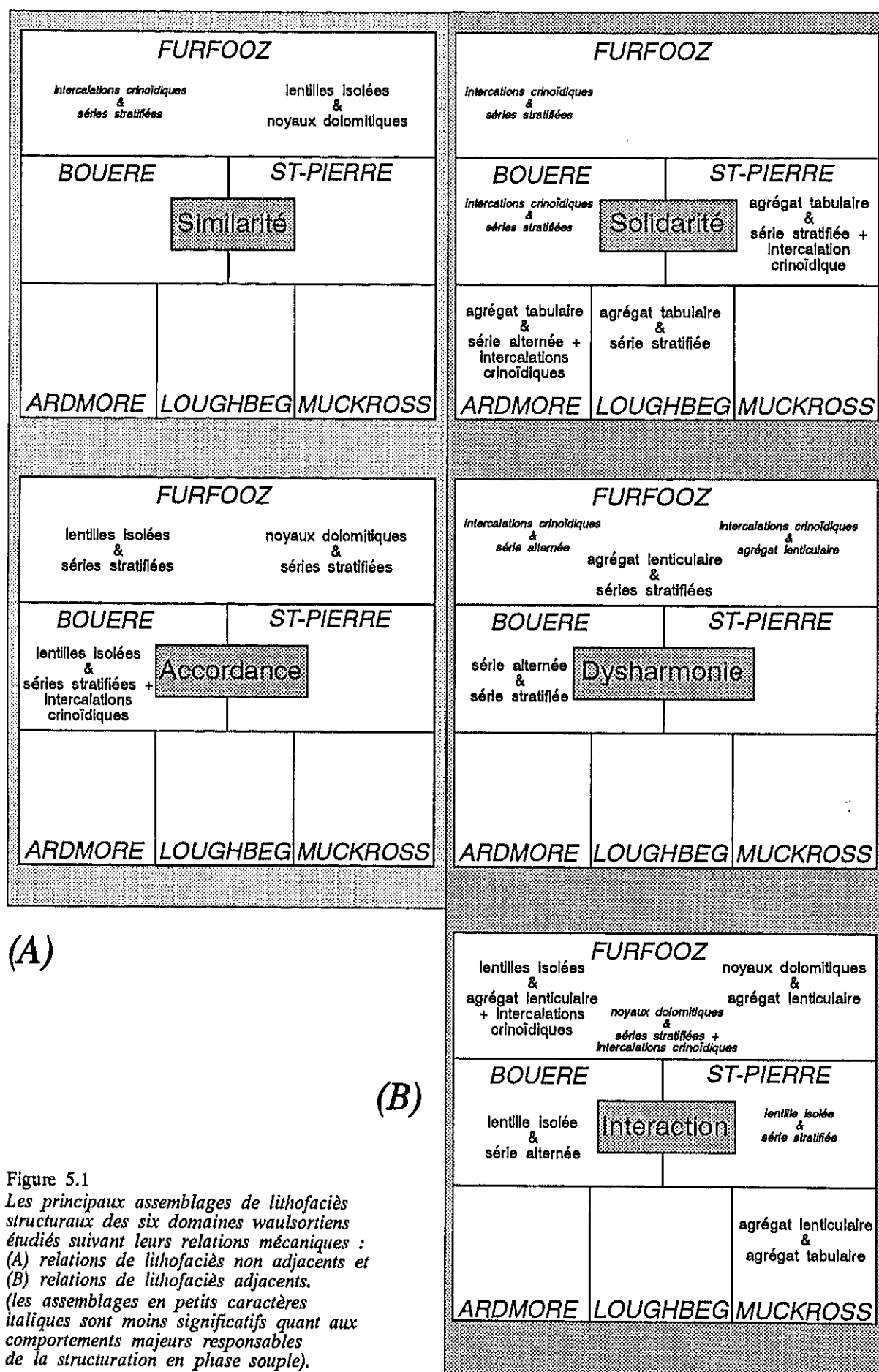


Figure 5.1

Les principaux assemblages de lithofaciès structuraux des six domaines waulsortiens étudiés suivant leurs relations mécaniques :
 (A) relations de lithofaciès non adjacents ;
 (B) relations de lithofaciès adjacents.
 (les assemblages en petits caractères italiques sont moins significatifs quant aux comportements majeurs responsables de la structuration en phase souple).

Section 5.2.

LA REPONSE MECANIQUE DES ASSEMBLAGES DE LITHOFACIES.

§ 5.2.a. Les cinq principes de relations et rôles mécaniques.

Nous pensons que le comportement rhéologique des domaines waulsortiens est le fait de cinq grands principes qui régissent les rôles et relations mécaniques des lithofaciès structuraux durant les phases majeures de structuration orogénique, en l'occurrence les phases souples du raccourcissement varisque. Puisque ces principes lient les comportements rhéologiques des lithofaciès entre eux, nous parlerons d'assemblages de lithofaciès structuraux lorsque deux d'entre eux sont gérés dans leur structuration principale par un principe défini. Nous décrirons dans cette section, après leur définition, les assemblages les plus typés qui permettront de modéliser la déformation dans les domaines waulsortiens.

Cinq principes d'assemblages de lithofaciès se dégagent donc de l'analyse structurale, trois caractérisant les relations de lithofaciès adjacents et deux les relations entre lithofaciès non adjacents (fig. 5.1). Nous verrons d'abord les relations de ces derniers car il ressortira de l'analyse qu'elles influencent celles des lithofaciès adjacents. Les principes se définissent rapidement comme suit :

(1) le principe de similarité de deux lithofaciès structuraux non adjacents implique que les deux lithofaciès structuraux montrent des rôles et réponses mécaniques semblables si les mêmes conditions de déformation sont réunies lors du plissement - *par exemple, à Furfooz, les lentilles isolées et les noyaux dolomitiques qui ont un même type de mobilité responsable du cisaillement, ou les intercalations orinoïdiques et la série stratifiée qui se plissent d'une même manière de part et d'autre du récif waulsortien.*

(2) le principe d'accordance de deux lithofaciès structuraux non adjacents implique que l'un des deux lithofaciès s'accorde au plissement régional d'une manière qui lui est spécifique et imposée par la structuration de l'autre lithofaciès - *par exemple, les noyaux dolomitiques et lentilles isolées de Furfooz dont la mobilité tectonique est le fait de leur accordance au plissement des séries stratifiées de l'enveloppe.*

(3) le principe de solidarité de deux lithofaciès structuraux adjacents implique que ces lithofaciès montrent ensemble une même réponse mécanique aux déformations qu'ils

subissent conjointement - par exemple l'agrégat tabulaire et la série stratifiée de Loughbeg qui participent ensemble et sans dysharmonies au plissement local.

(4) le principe de dysharmonie de deux lithofaciès structuraux adjacents exprime l'indépendance et les variations de style tectonique que peuvent avoir les deux lithofaciès structuraux lorsqu'ils participent ensemble au même plissement - par exemple, l'agrégat lentillaire et la série stratifiée de Furfooz participent au même plissement mais le style tectonique des plis varie suivant le lithofaciès structural.

(5) le principe d'interaction de deux lithofaciès structuraux adjacents implique que l'un des lithofaciès structuraux subit, au pourtour de l'autre plus rigide, des déformations en cisaillement qui sont induites par les différences de compétences et la mobilité des corps - par exemple, à Furfooz, les noyaux dolomitiques mobiles interagissent avec leur encaissant calcaire plus ductile et génèrent ainsi des zones localisées de cisaillement, et à Bouère, ce sont les calcschistes qui sont déformés et plissotés autour de la lentille isolée.

§ 5.2.b. La similarité de comportement de corps non adjacents.

Dans les cas de non-proximité des deux lithofaciès structuraux, nous avons recherché des critères de similarité des comportements. Les similarités que nous montrerons ici sont importantes pour formaliser les comportements de l'enveloppe et de la sole du Waulsortien de Furfooz et pour comparer les lentilles isolées et noyaux dolomitiques du même domaine. Dans les autres domaines waulsortiens, la plupart des lithofaciès structuraux sont adjacents et le principe de similarité ne joue que très peu dans la modélisation de leur structuration, qu'elle soit souple ou cassante.

La similarité des lentilles isolées et noyaux dolomitiques à Furfooz.

C'est dans le domaine waulsortien de Furfooz, le seul à avoir des noyaux dolomitiques, que nous avons mis en évidence la ressemblance de leur rôle mécanique avec celui des lentilles isolées. Les deux lithofaciès structuraux ont en commun (1) un comportement rigide à la déformation lié à leur lithologie et l'absence de discontinuités internes propres à favoriser le glissement, et (2) une localisation dispersée au sein du récif. La similarité de ces deux lithofaciès structuraux réside dans la résistance qu'ils ont montrée au plissement ou au cisaillement. Cette résistance a réduit leur participation à une éventuelle mobilité tectonique, mobilité nécessaire à leur accordance au plissement régional. Même si les intensités des cisaillements ductiles, provoqués par la mobilité de ces lentilles isolées ou noyaux dolomitiques dans leur encaissant, varient en fonction du contexte structural ou lithologique, les cas étudiés sont toujours réglés par le même mode de déformation.

La similarité des Intercalations crinoïdiques et séries stratifiées à Furfooz.

A Furfooz, l'agrégat lenticulaire waulsortien sépare les séries stratifiées et les Intercalations crinoïdiques stratifiées ou contient en son sein de telles Intercalations crinoïdiques, parfois plus massives. Les comportements de ces deux lithofaciès ont été similaires à l'échelle des déformations majeures et cela en raison de leur même potentialité à marquer le plissement de 2^{ème} ordre - seules des nuances pourraient être présentées quant aux régimes de fracturation des diaclasses. D'autre part, les Intercalations crinoïdiques et séries stratifiées ont réagi d'une manière également similaire aux interactions induites par les lentilles isolées ou noyaux dolomitiques lorsque ces corps massifs leur sont adjacents. L'étirement intime et ductile, par glissements intra- et intergranulaires, caractérise certaines Intercalations crinoïdiques au pourtour des lentilles isolées. Pour les séries stratifiées, c'est le long de ses propres microdiscontinuités que des cisaillements localisés peuvent apparaître en bordure des noyaux dolomitiques.

§ 5.2.c. L'accordance des corps massifs aux plissements.

Nous venons de voir que le dénominateur commun des noyaux dolomitiques et lentilles isolées de Furfooz est la mobilité tectonique de ces lithofaciès structuraux au sein du Waulsortien. Cette mobilité est leur réponse à leur besoin d'accordance au plissement de l'enveloppe stratifiée et de l'entraînement conséquent de l'ensemble de la masse waulsortienne. Cette notion d'accordance entre des lithofaciès structuraux non adjacents est le principe de relation qui gère deux assemblages : lentilles isolées - séries stratifiées et noyaux dolomitiques - séries stratifiées.

L'accordance au plissement des lentilles isolées et noyaux dolomitiques de Furfooz.

Dans le domaine de Furfooz, et durant la phase souple de structuration lors du raccourcissement asturien, l'ensemble de la série dinantienne a été impliqué dans un plissement que seul les lithofaciès structuraux bien stratifiés étaient aptes à prendre en charge d'une manière aisée. De plus et globalement, la plupart des corps massifs intraréclifaux de Furfooz n'étaient pas en contact direct avec l'enveloppe stratifiée, tous étant plus ou moins isolés au sein de l'agrégat lenticulaire ou des Intercalations crinoïdiques. Dans ces conditions, le réclif waulsortien de Furfooz a été entraîné dans le plissement de deux manières : (1) par plissement et cisaillement de l'agrégat lenticulaire en dysharmonie par rapport à l'enveloppe, (2) par rotation ou basculement des lentilles isolées en accordance avec les structures majeures, et (3) par un même principe, peut-être plus exacerbé, pour les noyaux dolomitiques pré-tectoniques. La mobilité tectonique des corps massifs intraréclifaux

plus rigides et isolés au sein du Waulsortien est la conséquence de leur accordance aux déformations de l'enveloppe répercutées en dysharmonie dans l'agrégat waulsortien (§ 5.1.f.). Nous avons vu que ce mode d'accommodation aux déformations imposées est proche dans son concept - et au moins dans ces conséquences eut égard aux cisaillements qui se développent en bordure des masses mobiles - de la notion d'alignement proposée par Lees & Hennebert (1982) pour expliquer les étirements observés dans le sondage de *Cannington Park* (§ 1.2.b, § 4.11.a.).

L'accordance au plissement de la lentille isolée de Bouère.

A Bouère, c'est pendant la phase souple de la structuration sudète-II de l'orogénèse varisque, que les pils majeurs et chevauchements ont déformé la séquence dinantienne de ce qui allait devenir le Synclinal de Bouère. Dans ce contexte, la petite lentille isolée de la carrière du Jars, séparée des séries stratifiées et intercalations crinoïdiques par des niveaux Incompétents de calcschistes, a dû également s'accorder au plissement ici dissymétrique. La lentille est disposée dans le flanc plat du pli en chaise et les interactions qu'elle a induit dans les calcschistes est des témoins de ce type de structuration synplissement (fig. 4.12).

§ 5.2.d. La solidarité des lithofaciès adjacents lors de leur structuration.

Dans la gamme des principes qui règlent les relations des lithofaciès structuraux adjacents, le premier qui vient à l'esprit est la solidarité au plissement que peuvent avoir deux lithofaciès. Les cas les plus évidents sont ceux des assemblages solidaires de lithofaciès structuraux dans le Sud de l'Irlande ou de Laval : (1) à Loughbeg, la série stratifiée qui succède à l'agrégat tabulaire waulsortien, (2) à Ardmore, la série alternée calcaires-schistes qui précède l'agrégat tabulaire waulsortien, et (3) à St-Pierre, la série stratifiée qui précède également l'agrégat tabulaire waulsortien.

D'autres cas de solidarité, moins significatifs et plus classiques, sont ceux (1) de l'assemblage séries stratifiées - Intercalations crinoïdiques stratifiées dans la charnière du pli AA 6 à Furfooz où il n'y a pas de développement waulsortien (ann. 1, ann. 2), et (2) à Bouère, où les faciès E, F et G participent ensemble au pli majeur dissymétrique au SW et au failage oblique au NE (fig. 2.14). Nous nous permettons de discuter de l'assemblage lentille isolée - série alternée de calcschistes à Bouère, dans les conditions particulières et tardives du failage et cisaillement. Les cas de solidarité de comportement et structuration sont donc les plus significatifs, dans le cadre d'une modélisation des agrégats tabulaires waulsortiens, surtout dans les conditions des premières structurations souples du raccourcissement varisque.

La solidarité de l'agrégat tabulaire avec les séries stratifiées et alternées en Irlande.

Lors de l'analyse structurale du Synclinal de Loughbeg, nous avons montré comment ce pli relevait d'une harmonie parfaite entre l'agrégat tabulaire waulsortien et les séries stratifiées qui lui font suite (ann. 4). Ni les paramètres du pli, mise à part dans l'asymétrie de flancs liée aux effets de pentes, ni la stratification ou le clivage, ni même la fracturation, ne nous ont permis de mettre en évidence une quelconque forme de structuration qui traduirait que les deux lithofaciès ont eu un comportement dissemblable (fig. 4.16). C'est l'agencement interne des niveaux interstratifiés tabulaires du Waulsortien et leur passage très progressif aux niveaux stratifiés qui expliquent le comportement solidaire des *Waulsortian Limestones* et de la *Loughbeg Formation* lors du plissement et de la fracturation.

L'assemblage de la série alternée calcaires-schistes avec l'agrégat tabulaire waulsortien est également solidaire à Ardmore (ann. 3). Malgré les nuances et les conditions de cette solidarité, nous avons montré par l'analyse structurale les deux traits majeurs qui lient étroitement ces deux lithofaciès : le plissement et le cisaillement transverse. En regard donc du plissement du Synclinal d'Ardmore et de la réfraction du clivage précoce, nous avons vu que la relation géométrique du clivage au plan axial du pli variait, en divergence ou convergence, dans les *Waulsortian Limestones* et non à leur contact avec la *Ballysteen Formation* (fig. 4.15). La séquence du flanc nord du pli, où se trouve cette limite du Waulsortien avec les calcaires et schistes de la *Ballysteen Formation*, est dans ce sens harmonique sans changement de style tectonique malgré des variations de pentes. C'est de plus, par les mêmes fractures et par les mêmes veines en échelon que nous avons défini un cisaillement NNW-SSE qui traduit l'amortissement d'une *cross-fault* majeure dans les deux lithofaciès structuraux. La solidarité de ces lithofaciès à Ardmore relève peut-être en partie de l'uniformisation des compétences générée par le raccourcissement précoce (*layer-parallel shortening*). Le clivage, anté-plissement *sensu stricto*, a permis aux calcaires waulsortiens d'acquiescer des lieux supplémentaires de discontinuité et de glissement qui se sont ajoutés à ses interfaces primaires ou diagenétiques. Le statut rhéologique de l'agrégat tabulaire s'est de cette manière rapproché de celui de la série alternée calcaires-schistes.

A Ardmore, enfin, nous avons aussi montré comment les quelques intercalations crinoïdiques stratifiées au sein des *Waulsortian Limestones* participent solidairement au plissement, aucune déformation dysharmonique ou par interaction n'ayant été répertoriée (fig. 2.21, ann. 3).

La solidarité de l'agrégat tabulaire avec la série stratifiée à St-Pierre.

A St-Pierre également, une solidarité à la structuration existe entre l'agrégat tabulaire et la série stratifiée qui le précède (fig. 2.16). Les attitudes de la stratification sont semblables dans les deux lithofaciès structuraux et la transition est progressive depuis la zone bien stratifiée jusqu'au niveau des interdigitations de bancs bien planaires avec des sous-faciès plus tabulaires et effilés. A part dans le fait que les diaclases se distinguent mieux dans l'agrégat tabulaire et que la fracturation y est exceptionnellement plus sensible, les deux lithofaciès structuraux ont néanmoins été solidaires dans le cadre des structurations majeures du graben de St-Pierre : basculement et failage en extension.

En ce qui concerne les fines intercalations crinoïdiques de St-Pierre, nous avons vu que le fin banc isolé au sein de l'agrégat tabulaire ne montre aucune forme de déformation particulière ni d'interaction. La relation est donc là solidaire alors qu'il semblerait que le boudinage du fin banc crinoïdique situé dans la série stratifiée traduise tout de même un comportement anormal (fig. 4.20).

La solidarité tardive de la lentille isolée de Bouère avec son encaissant calcschisteux.

Nous avons vu que le comportement intrinsèque des lentilles isolées est assez uniforme par le fait essentiel que sa rigidité entraîne un manque de solidarité entre elles et leurs encaissants. La nuance la plus spectaculaire à ce comportement est que la lentille isolée de Bouère a été impliquée, avec des calcschistes, dans un failage inverse et un cisaillement local (fig. 4.30, fig. 4.12). Les mésofailles complètent la structuration souple et le cisaillement a été reconnu comme tardif dans les épisodes de déformation. Dans les deux cas, la continuité de ces structures est frappante dans les calcschistes déjà structurés qui constituent l'enveloppe de la lentille : par les mésofailles qui déplacent le contact et par le prolongement de la *shear zone* de la lentille en *kink bands*. Cette continuité est la marque du comportement solidaire des deux lithofaciès structuraux aux conditions cisailantes et tardives de l'orogène. Le failage et cisaillement communs nous permettent en effet de penser que la résistance différentielle de la lentille isolée et ses interactions induites sont surtout le fait des déformations progressives des débuts de structuration, plus souples globalement. Avec le temps, la lentille isolée et son encaissant structuré vont alors acquérir un comportement solidaire. Dans d'autres conditions plus précoces, nous avons vu, à *contrario*, que les *shear zones* n'affectent pas les lentilles isolées de Furfooz.

§ 5.2.e. La dysharmonie entre lithofaciès adjacents.

Les cas de dysharmonie sont présents dans les domaines waulsortiens où des lithofaciès structuraux ont des relations contrastées de compétence au plissement qui sont favorables au développement de géométries particulières. Dans ce sens, le principe de comportement et structuration en dysharmonie régit surtout les relations, à grande échelle, entre l'agrégat waulsortien lenticulaire de Furfooz et son enveloppe stratifiée. Ce sont également des relations dysharmoniques que nous signalerons à Furfooz qui sont responsables de la faille du pli AA 6.

D'autres cas de dysharmonie peuvent être cités comme (1) le boudinage dysharmonique de la fine intercalation crinoïdique de St-Pierre au sein de la série stratifiée, et (2) pour Bouère, la dysharmonie de déformation, à petite échelle, entre la série alternée de calcschistes et la série stratifiée sus-jacente et latérale, et à plus grande échelle, dans le cadre du plissement dissymétrique.

La dysharmonie de plissement de l'agrégat lenticulaire à Furfooz.

Les différences géométriques et mécaniques du type de réponse au plissement qu'apporte l'agrégat lenticulaire de Furfooz par rapport aux séries stratifiées de son enveloppe justifie que cet assemblage majeur soit considéré comme dysharmonique. Les plis de 2^{ème} ordre, à savoir le Synclinal de Vietchamp et l'Anticlinal de Molemont, sont les structures majeures qui entraînent l'ensemble de la séquence dinantienne de Furfooz, en ce compris le récif waulsortien (fig. 4.5, ann. 1, ann. 2). Nous avons montré comment les styles tectoniques de ces plis, variables suivant les secteurs, étaient conditionnés par la puissance du récif, là où son développement est maximal ou dans les secteurs latéraux ouest et est. Ces styles tectoniques se caractérisent comme suit :

- (1) Les ennoyages opposés des segments de plis qui affectent l'agrégat lenticulaire waulsortien dans sa partie supérieure et qui donnent, dans ce secteur, l'aspect d'un bombement transverse des structures plissées.
- (2) Les variations dans l'importance des déversements des segments de plis dans l'agrégat waulsortien en regard des attitudes déterminées dans les séries stratifiées de l'enveloppe.
- (3) Le changement brutal de direction du pli à Chaleux, dans la partie occidentale de l'Anticlinal de Molemont.
- (4) Les ripages obliques et les ennoyages élevés dans les secteurs latéraux à forte pente diachronique entre les deux lithofaciès structuraux.

(5) Les pils parasites du Synclinal de Vletchamp qui, pour le secteur occidental où ils se marquent dans l'enveloppe stratifiée, ne peuvent impliquer le Waulsortien sans un faillage et cisaillement localisés.

L'entraînement du Waulsortien dans les pils majeurs ne se fait donc pas sans résistance et dysharmonie conséquente. L'anisotropie rhéologique entre le récif et son enveloppe est la cause fondamentale qui gère cette dysharmonie. Elle est le fait des géométries sédimentaires impliquant des contrastes dans les lieux géométriques primaires qui permettent la flexion des couches lors du plissement. Si les styles tectoniques de plissement, proches et/ou dans l'enveloppe, sont bien différenciés et permettent la compréhension des structures régionales, les relations dysharmoniques ont également des effets complémentaires dans le récif qui expliquent son comportement intrinsèque :

(1) La nécessité d'accordance, au sein de l'agrégat lenticulaire, des noyaux dolomitiques et lentilles isolées qui se sont ajustées ou alignées aux structures de l'enveloppe par mobilité tectonique.

(2) La torsion contradictoire, induite par les déversements différentiels des pils et exacerbée par la présence de noyaux massifs mobiles, a généré un axe majeur de cisaillement N-S constitué de zones ductiles de cisaillement disposées en relais (ann. 1).

La dysharmonie au plissement des calcschistes à Furfooz.

A Furfooz, une forme particulière de dysharmonie est apparue dans la relation de la série alternée de calcschistes avec l'intercalation crinoïdique stratifiée lorsque ces deux lithofaciès structuraux adjacents se sont plissés. Ce sont ici les Calcschistes de Maurenne qui, dans le cadre du pli faillé AA 6, ont joué un rôle dysharmonique par rapport au Faciès de Bayard (ann. 1, fig. 4.9 D). La faille de charnière de la partie orientale de l'Anticlinal de Molemout est à notre sens une figure dysharmonique liée au contraste de compétence entre ces deux lithofaciès structuraux. La rupture, conséquente à la modification ou redistribution géométrique dans la zone charnière des axes de contraintes secondaires, a de plus été accompagnée d'une nette perturbation des attitudes de bancs dans la zone de fermeture du pli. A l'échelle régionale, les deux lithofaciès montrent leurs propres formes de réponses : les calcschistes marquant le clivage et ne montrant pas le diaclasage caractéristique de l'encrinite (fig. 4.26). Les deux lithofaciès structuraux participant au plissement régional, nous pourrions de plus suggérer que la présence des calcschistes à proximité du Waulsortien fut un facteur favorable à la flexion de toute la séquence dinantienne. Ils ont en effet une potentialité élevée de glissement qui a cependant été contrôlée par les niveaux stratifiés qui

enserrent les calcschistes et qui ont annihilé, à l'échelle régionale, toute forme plus Incompétente de comportement.

Les dysharmonies à Bouère.

Les dysharmonies à Bouère sont de deux ordres : à petite échelle autour des calcschistes, et plus globalement, dans le développement du pli dissymétrique (fig. 2.14, fig. 4.12). Dans le premier cas, et malgré la transition graduelle entre les calcschistes (faciès D) et les bancs calcaires (faciès E), on a observé que l'entraînement, par interaction des calcschistes autour de la lentille, ne s'est pas répercuté dans les calcaires sus-jacents. La particularité évidente des calcschistes est donc ici d'être en situation tectonique contrainante : par leur interaction avec la lentille et par leur dysharmonie aux bancs stratifiés responsables de la mobilité. Sans qu'on puisse en discriminer la part exacte, il est possible que le développement des structures tectoniques précoces des calcschistes (civages et microplis) soit dû à ces relations qui traduisent surtout l'hétérogénéité rhéologique de la séquence. Quant au pli dissymétrique, nous avons vu au § 4.5.b. que, fautes d'informations suffisantes, il nous était difficile d'attribuer avec certitude sa dissymétrie à des effets dysharmoniques liés aux développements des faciès waulsortiens dans le Synclinal de Bouère (fig. 4.11). D'autres plis parasites à même vergence NE et de même forme en chaise sont connus dans ce synclinal et l'on s'est posé la question de savoir si leurs formes et localisations ne pourraient pas être conditionnées, au moins en partie, par la présence des développements waulsortiens.

§ 5.2.1. L'interaction des corps massifs du Waulsortien.

Les cas d'interaction de lithofaciès structuraux sont ceux des domaines waulsortiens qui contiennent des lentilles isolées (Furfooz, Bouère, St-Pierre) ou des noyaux dolomitiques (Furfooz). La diversité des structures de cisaillement induites par ces interactions est liée aux variétés lithologiques et géométriques des lithofaciès structuraux qui bordent les deux lithofaciès plus rigides. Exceptionnellement, nous présenterons le cas particulier de Muckcross où le cisaillement en transpression est en partie une conséquence de l'interaction des lithofaciès structuraux.

La mobilité tectonique qui permet aux lentilles isolées et noyaux dolomitiques de s'accorder au plissement est la cause majeure d'interaction. Que la mobilité soit induite par simple alignement des pentes du corps massif aux pentes de l'enveloppe stratifiée ou par rotation plus importante, elle provoque toujours des interactions par cisaillement localisé. Le lieu privilégié de ce cisaillement, qui permet la mobilité tectonique, est le pourtour des

lentilles isolées ou noyaux dolomitiques impliqués. Le développement de l'étirement ductile dans les calcaires est progressif et d'intensité et géométrie variables en fonction de trois points : (1) le taux de mobilité du corps massif responsable (alignement ou rotation plus importante), (2) la situation en regard des structures majeures responsables du besoin d'accordance des masses, et (3) la capacité du calcaire encaissant à se déformer ductilement. Quand la déformation cisailante affecte des niveaux bien stratifiés ou même calcschisteux, elle se marque plus exclusivement (1) le long des discontinuités existantes par glissement, sans donc qu'il soit indispensable que des zones ductiles d'étirement ne se développent (Bouère et en partie Furfooz), et (2) par broyage et cisaillement mixte dans des conditions plus rigides (St-Pierre).

Les interactions par mobilité tectonique à Furfooz.

Le cas de l'interaction des noyaux dolomitiques sur leur encaissant calcaire de l'agrégat waulsortien lenticulaire à Furfooz est de loin le plus remarquable. Nous savons que les noyaux dolomitiques, antérieurs à la déformation, sont mobiles durant le plissement régional. La mobilité se réalise par accordance aux déformations de l'enveloppe et implique des cisaillements dans les calcaires encaissants sur le pourtour des noyaux dolomitiques. Ces cisaillements qui se traduisent par la formation de zones d'étirement ductile sont parmi les plus intenses que nous ayons décrits (fig. 4.38). A Furfooz, les zones d'interactions les plus contrastées autour des noyaux de dolomies sont localisées dans les secteurs les plus sensibles à l'accordance : près des axes de plis de l'enveloppe ou de la zone majeure N-S de cisaillement (ann. 1).

L'accordance au plissement est aussi le principe qui gère la relation des lentilles isolées à la base du Waulsortien aux séries stratifiées de l'enveloppe. Le lieu de mobilité de la lentille est son pourtour, soit par faible déformation intime dans les intercalations crinoïdiques qui l'entourent, soit par étirement plus intense dans les calcaires situés plus haut dans le récif. Les cas les plus typés de cette interaction sont associés à des interactions multiples : avec les dolomies dans la partie terminale du Waulsortien à proximité des plis de l'enveloppe ou dans le cadre du cisaillement majeur N-S. Les lentilles constitutives de l'agrégat lenticulaire sont difficiles à individualiser mais il est acquis que plusieurs zones d'étirement peu intense sont relatives à leurs interactions. C'est cette mobilité et ces interactions qui, globalement avec la flexion même difficile et dysharmonique de l'agrégat lenticulaire, ont permis l'adaptation du Waulsortien aux déformations qui lui furent imposées lors de son plissement avec l'enveloppe. Les zones d'étirement des contacts de lentilles isolées avec les intercalations crinoïdiques sont d'une intensité faible en regard des interactions des noyaux dolomitiques. L'interaction s'est

adaptée ici d'une manière originale au statut de l'encaissant : par un étirement intime d'une intensité peu élevée et par une prise en charge des tensions induites par les discontinuités préexistantes (stratification, limites de lentilles, bordures de cherts, etc.). Il semble de plus que la mobilité tectonique en accordance avec le plissement régional est ici d'autant moins importante (1) que le lithofaciès encaissant est en partie stratifié et participe, suivant son potentiel interne de flexion, au plissement d'une manière plus classique, et (2) que le secteur waulsortien où se localisent ces déformations est dans le flanc sud du Synclinal de Vietchamp, sans plis d'ordres inférieurs et assez loin des zones charnières. L'interaction qui lie les noyaux dolomitiques aux intercalations crinoïdiques, toujours à la base du Waulsortien, est semblable aux interactions des lentilles isolées, les deux lithofaciès massifs étant similaires dans leur comportement et leur rôle tectonique.

L'interaction de la lentille isolée de St-Pierre.

Si le domaine waulsortien de Furfooz ne montre pas de lentilles isolées adjacentes aux séries stratifiées, ce n'est pas le cas à St-Pierre où, à 30 m du bord SW de la coupe levée au paller - 80 de Feux-Vialine, se trouve une lentille individualisée au sein des calcaires stratifiés (fig. 2.16, pl. 8). Nous avons signalé la forme particulière d'interaction qui marque le pourtour de la lentille et les bancs adjacents : en cisaillement semi-cassant, fracturation et glissement sur interfaces. Lors de la structuration par basculement des bancs en position inverse, la petite lentille a bien entendu suivi le mouvement. Alors qu'ailleurs le simple ripage banc sur banc a suffi pour permettre la structuration, la lentille a ici été entraînée par mobilité différentielle en broyant les calcaires encaissants, les contraintes induites étant devenu localement anormales.

L'interaction de la lentille isolée de Bouère.

Nous avons cité plus haut la dysharmonie, à Bouère, entre les calcschistes périlenticulaires et les séries calcaires stratifiées sus-jacentes. D'autre part, nous avons également vu l'accordance de la lentille précoce au plissement de ces séries stratifiées et des intercalations crinoïdiques (fig. 2.14). En conséquence de cette accordance et en dysharmonie sur les calcaires, les calcschistes ont subi l'interaction induite par la relative mobilité de la lentille. Cet interaction a pris la forme particulière de micropilis de niveaux de calcite dans les calcschistes et de stries sur paraclases (fig. 4.12). Les micropilis sont parasites du pli dissymétrique et le clivage de crénulation leur reste plan-axial. On a donc une forme particulière d'interaction, par entraînement plus que par cisaillement de l'encaissant. Comme cet entraînement s'est réalisé dans un lithofaciès clivé et en conditions compressives ductiles lors de l'accordance au plissement régional, il présente les signes de la déformation

synschisteuse régionale. Comme nous l'avons vu avec les mésofailles inverses et le cisaillement, nous devons constater que très vite, durant l'orogénèse, les calcschistes se sont ultérieurement solidarisés à la lentille.

L'interaction des masses au cisaillement de Muckross.

A l'opposé des interactions localisées et décrites autour de lentilles isolées et noyaux dolomitiques, celles qui régissent la relation des zones massives de Muckross, identifiées comme des agrégats lenticulaires, avec l'agrégat tabulaire sont d'une échelle bien plus importante. La *shear zone* majeure NE-SW à composante dextre en transpression, est constituée de fractures, failles et cisaillements ductiles. Elle est surtout la conséquence des charriages et décrochements qui caractérisent cette zone d'émergence du front varisque Irlandais. La potentialité de l'agrégat tabulaire à marquer par le cisaillement ces déformations est ici accentuée par sa localisation entre deux zones plus rigides constituées des calcaires massifs de l'agrégat lenticulaire (fig. 2.24, ann. 5). La résistance de ces massifs aux déformations a dès lors impliqué une forme d'interaction par l'augmentation locale de l'intensité des déformations et une réorientation transpressive des axes de contraintes secondaires. Les marques de ces interactions seront, outre leur participation au développement différentiel et progressif de la *shear zones*, la présence de calcmylonites ductiles localisées au pourtour du cisaillement majeur et des zones massives.

*

* *

Section 5.3.

LA DEFORMATION DU WAULSORTIEN : CHRONOLOGIE ET TYPOLOGIE.

Dans cette dernière section de notre chapitre de synthèse sur les rôles et comportements tectoniques du Waulsortien et de son environnement, nous présenterons (1) les deux types de comportement et structuration du Waulsortien qui constituent nos modèles pour comprendre leur déformation (fig. 5.2.), et (2) des séquences chronologiques des déformations dans chacun des domaines waulsortiens étudiés. Ces chronologies de la déformation, dont les bases ont souvent été esquissées lors de l'inventaire des structures tectoniques, seront discutées dans les § 5.3.b. et § 5.3.c. avec les principes majeurs de relations mécaniques entre lithofaciès qui permettent de modéliser la déformation des faciès waulsortiens.

§ 5.3.a. Les bases d'une modélisation du Waulsortien.

A la lecture des relations mécaniques les plus marquantes entre les lithofaciès structuraux, trois points essentiels se dégagent qui permettent de modéliser la structuration et le comportement tectonique des ensembles waulsortiens :

(1) Le comportement des agrégats waulsortiens, en regard de la structuration de leur enveloppe, est variable suivant le type d'agrégation. La relation est dysharmonique dans le cas du récif waulsortien de Furfooz à épaisse extension verticale et développements lenticulaires plus ou moins massifs. La relation est par ailleurs solidaire à Loughbeg, Ardmore et St-Pierre où l'agrégat est du type tabulaire et plus stratiforme.

(2) Lorsqu'ils sont non adjacents, les lithofaciès structuraux à géométries dissemblables - *noyaux dolomitiques et lentilles isolées en regard des séries stratifiées* - ont toujours eu une relation d'accordance dans le sens où les masses isolées se sont adaptées par mobilité tectonique au plissement de l'enveloppe stratifiée et cela, soit au sein de l'agrégat waulsortien à Furfooz, soit au sein de calcschistes à Bouère.

(3) Lorsqu'ils sont adjacents et aux conditions régionales des premières structurations souples, les lithofaciès structuraux à géométries dissemblables - *surtout les noyaux dolomitiques et lentilles isolées en regard des autres lithofaciès* - ont toujours eu une relation d'interaction avec leur encaissant, en cisaillement surtout, dont l'intensité et le type sont variables - *cas des corps massifs isolés de Furfooz, Bouère et St-Pierre et de l'agrégat lenticulaire de Muckross.*

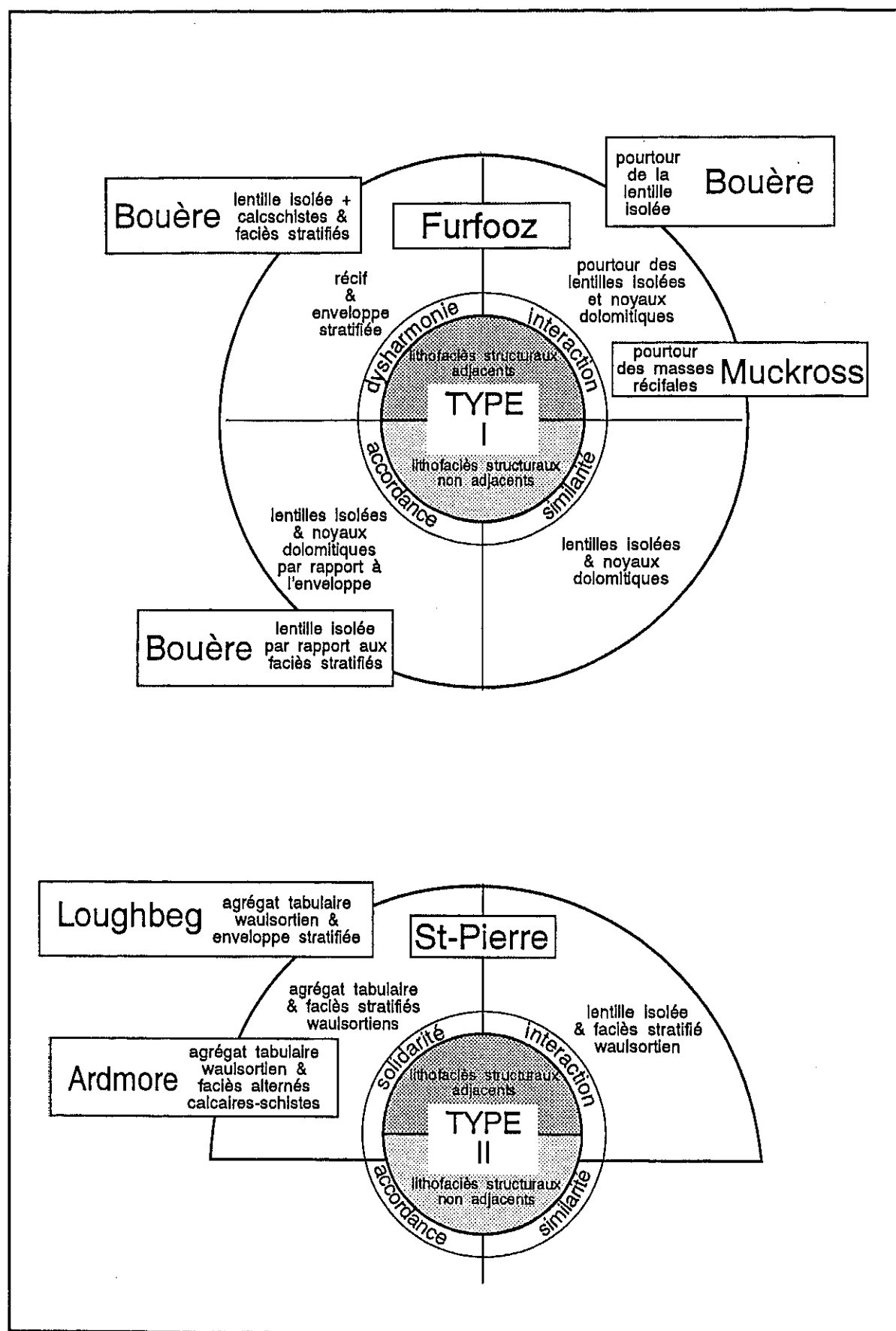


Figure 5.2

Les deux modèles de caractérisation des rôles et comportements tectoniques des faciès waulsortiens étudiés.

Deux types de comportement et structuration du Waulsortien se dégagent donc de ces principes (fig. 5.2). Ils sont surtout adaptés aux structurations souples des débuts de phases orogéniques. Dans les deux modèles, c'est en effet le plissement qui est l'élément essentiel de la structuration sans pour autant que des structures en cisaillement ou même des failles ne soient incompatibles avec leur établissement. Dans les deux modèles également, nous verrons aussi que le mode de structuration est une conséquence directe de l'agencement des lithofaciès structuraux au sein même et au pourtour de l'agrégation waulsortienne.

A Furfooz et Bouère, nous présenterons l'association des principes d'accordance, d'interaction et de dysharmonie comme les traits majeurs de la structuration lors du plissement (**Type I**). L'accordance justifiera les interactions intrinsèques au Waulsortien et la dysharmonie son implication dans le style tectonique des plis. A Loughbeg et Ardmore, nous montrerons l'étroite solidarité du Waulsortien avec le reste de la séquence, solidarité qui lui confère une participation active à la structuration (**Type II**).

Nous montrerons aussi comment les cas spécifiques de Muckcross et de St-Pierre, dont les développements waulsortiens particuliers ont eu à subir des déformations plus originales (par cisaillement et failage), seront utiles à la compréhension des deux modèles de base. La structuration à Muckcross sera attachée au **Type I**, par le rôle des corps massifs dans le développement du cisaillement majeur en transpression, et celle de St-Pierre au **Type II**, par la solidarité de ses lithofaciès structuraux lors des diverses phases de structuration, y compris en rupture.

§ 5.3.b. Le Type I de comportement et structuration du Waulsortien.

Cas de Furfooz, Bouère et Muckcross en tectonique souple ou cisailante : accordance-Interaction des lithofaciès massifs isolés et dysharmonie de déformation des agrégats.

La structuration du récif waulsortien de Furfooz : chronologie et principes.

Le comportement mécanique du récif waulsortien de Furfooz est l'exemple caractéristique du **Type I** de structuration des domaines waulsortiens. Dans les conditions souples de la déformation engendrée par le raccourcissement asturien, l'ensemble de la séquence dinantienne a entraîné dans son plissement les faciès waulsortiens et environnants. Faisant suite à un niveau continu de calcschistes et une sole crinoïdique, le Waulsortien constitue un développement composite, à forte extension verticale, de plusieurs lithofaciès structuraux : des lentilles isolées associées, surtout à la base du développement, avec des

Intercalations crinoïdiques et, plus haut, une épaisse agrégation lenticulaire contenant des noyaux dolomitiques et des niveaux stratifiés discontinus. Latéralement, ce récif waulsortien, passe de manière progressive aux séries stratifiées qui constituent son enveloppe.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A FURFOOZ

La chronologie des événements tectoniques de Furfooz est relativement simple dans le cadre du raccourcissement varisque pendant la phase asturienne. On sait que le plissement synschisteux des assises dévono-carbonifères du Synclinorium de Dinant s'est accommodé des poussées asturiennes par un charriage majeur au front varisque. Il se pourrait dans ce cadre que la faille longitudinale Chaleux-Vêve en soit une rampe secondaire. Notre étude a montré que le cisaillement N-S dans le récif de Furfooz, ainsi que les zones d'étirement liées à la mobilité des masses intrarécifales, étaient contemporains au plissement majeur marqué ici par le Synclinal de Vletchamp et l'Anticlinal de Molemont. De cette période principale de déformation, ou peut-être tout juste postérieure, datent aussi des failles telles celles des plis AA 6 et AA 8.

Par rapport à cette phase majeure de structuration en plissement et faillage, l'analyse des veines dans les charnières de plis mineurs a de plus montré qu'il y a vraisemblablement eu un phase antérieure de dilatation et une phase postérieure de fracturation transverse.

L'anisotropie mécanique que constitue le récif avec son enveloppe au moment du plissement a engendré des dysharmonies dans la forme des plis de 2^{ème} ordre, tant au niveau des ennoyages que dans le déversement des structures. La constitution intrinsèque du récif ne lui a de plus pas permis de marquer les plis parasites. En revanche, et en réponse au couple de torsions différentielles induites par son plissement anormal, le récif a développé un cisaillement majeur N-S, transverse aux structures plissées. Durant cette structuration, les masses intrarécifales rigides qui constituent les lentilles isolées et noyaux dolomitiques, se sont accordées au plissement de l'enveloppe par alignement et éventuelle rotation. Cette mobilité nécessaire à la structuration de l'ensemble waulsortien, a eu pour effet, dans les calcaires encaissants plus ductiles, le développement de zones de cisaillement ductile au pourtour des masses.

L'ensemble waulsortien de Furfooz, ainsi structuré dans le Synclinal de Vletchamp et l'Anticlinal de Molemont qui lui fait suite au nord, s'inscrit donc sans autres formes de déformation ou anomalies majeures dans le cadre de la tectonique asturienne du bord sud du Synclinorium de Dinant. Toutes les déformations de cet épisode, décrites à l'échelle des

affleurements ou des structures régionales, définissent sans contradictions le **Type I** des rôles et comportement tectonique du Waulsortien : par sa dysharmonie sur l'enveloppe et l'accordance-interaction des masses intrarécifales.

La structuration de la lentille waulsortienne de Bouère : chronologie et principes.

Aux conditions souples des premières phases du raccourcissement sudète-II, la déformation de la lentille waulsortienne de Bouère relève également du **Type I** de structuration. Des nuances seront par ailleurs apportées qui complètent le concept du modèle : aux conditions plus cassantes ou cisailantes, tardives dans l'orogénèse, une relative solidarité a fait place aux interactions ou dysharmonies du plissement. La lentille waulsortienne précoce de Bouère est ici entourée d'une enveloppe calcschisteuse qui mis fin à cette première tentative de développement waulsortien. Le reste de la séquence étudiée correspond à une reprise de sédimentation carbonatée qui précéda le redémarrage du développement waulsortien de la carrière de Bois Jourdan, située au nord, stratigraphiquement au dessus de la carrière du Jars.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A BOUERE

La chronologie des événements tectoniques, déduite de nos observations dans la carrière du Jars, s'inscrit sans problème dans le modèle régional. Le plissement synschisteux et les chevauchements, contemporains ou juste postérieurs, de la phase sudète-II sont responsables de la formation du Synclinal de Bouère et de son chevauchement vers le NE sur le Synclinal de Solesmes. Le pli dissymétrique de la carrière du Jars est parasite de cette structure majeure ainsi que les microplis dont on a vu que le clivage plan-axial de crénulation leur était associé.

Les mésofailles inverses accompagnées de veines en échelon ont été interprétées, par leur géométrie, comme des structures secondaires mineures des chevauchements. Elles semblent avoir joué après le plissement, une fois que la lentille isolée et les calcschistes périlenticulaires furent solidarisés. La même compression SW-NE, qui poursuit celle du plissement, est à notre sens responsable de cisaillements dans la lentille et des *kinks* associés dans les calcschistes.

Les chevauchements majeurs furent ensuite relayés, dans le cadre des décrochements armoricains, par des coulissements tardi-varisques NW-SE dont un est situé à quelques kilomètres au SW de Bouère. Notre analyse a montré que c'est à cette structure qu'il faut raccrocher les deux failles obliques de la carrière du Jars.

La lentille de Bouère est ainsi dans le flanc horizontal du pli en chaise en totale interaction, au moment du plissement, avec son enveloppe calcschisteuse. A cet égard, sa structuration relève d'une accordance nécessaire à sa participation au plissement et conséquente à son entraînement avec les calcaires et encrinites stratifiés. La dysharmonie de l'assemblage lentille isolée et calcschistes en regard de la structuration des calcaires environnants se marque par la spécificité des structures propres à cet assemblage et qui sont absentes en d'autres conditions et lieux de la carrière.

La solidarité exceptionnelle, qu'on retrouve par un cisaillement commun de la lentille et des calcschistes, s'est constituée alors que les ensembles étaient déjà structurés dans le plissement. Les conditions d'anisotropies se sont alors modifiées et ont permis la solidarité au cisaillement. Les failles obliques, complémentaires de 1^{er} ordre aux coulisements NW-SE armoricains tardi-varisques, affectent l'ensemble des lithofaciès structuraux de la carrière sans non plus montrer de variations.

Le petit développement waulsortien précoce de Bouère a donc subi les déformations régionales souples dont les structures locales ont été contrôlées par les lithofaciès structuraux, puis cisailantes et/ou cassantes sans que les différences de lithofaciès aient eu alors un rôle à jouer. Par les effets dysharmoniques et l'accordance-interaction, le plissement de Bouère correspond au **Type I** de rôle et comportement tectonique du Waulsortien. Au contraire de Furfooz, les déformations tardives et les changements de relations nous permettent de confirmer le postulat relatif au fait que la typologie des comportements est aussi fonction des régimes de déformation.

La structuration du Waulsortien de Muckross : chronologie et principes.

La particularité du régime tectonique affectant les faciès dévono-dinantien du domaine de Muckross, situé dans la Zone de transition de la zonation structurale des Variscides Irlandaises, est celui d'un cisaillement majeur dextre NE-SW en transpression induit par les charriages N-S et/ou des coulisements E-W. Les formations sont ici dans la zone d'émergence du front varisque Irlandais - la ligne Dungarvan-Dingle - dont les composantes cinématiques réelles sont encore sujettes à discussion. La dysharmonie de comportement et l'interaction prononcée, caractéristiques du **Type I** de structuration et de comportement du Waulsortien, sont flagrantes ici. Elles ont lieu entre d'une part, les deux massifs plus rigides et intacts que constituent les agrégats massifs, au NE et au SE de la péninsule de Muckross, et d'autre part, les calcaires plus ou moins bien stratifiés de l'agrégation tabulaire qui occupent toute la partie centrale et occidentale de la péninsule jusque Doo Lough.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A MUCKROSS

Les calcaires dinantiens participent à une structure anticlinale majeure à vergence nord, coincée entre la *Benson's Point Fault* (de décrochement) et la *Muckross-Millstreet Faults* (de charriage).

La chronologie des événements tectoniques est relativement simple dans le sens où ces deux grandes structures régionales faillées affectent le pli anticlinal majeur. La zone majeure de cisaillement NE-SW en transpression, que nous avons étudiée dans le flanc sud de l'anticlinal, est quant à elle contemporaine des principales périodes d'activité de ces failles puisqu'elle en est une conséquence directe.

Les niveaux interstratifiés de l'agrégat tabulaire qui borde les zones massives sont cisailés dans la zone centrale et occidentale de la péninsule. Une part au moins des antagonismes structuraux qui ont favorisé le développement en transpression d'un cisaillement majeur NE-SW fut la dysharmonie mécanique. Elle fut induite par l'anisotropie des zones massives, anisotropie qui fut propice aux développements de contraintes cisailantes secondaires en leur bordure et en transpression sous l'effet des pressions du raccourcissement. Cette dysharmonie de comportement et les interactions induites dans l'agrégat tabulaire, s'ajoutant aux mouvements des charriages et décrochements, participe sans conteste à l'exacerbation du cisaillement dextre NE-SW bissecteur des failles.

§ 5.3.c. Le Type II de comportement et structuration du Waulsortien.

Cas de Loughbeg, Ardmore et St-Pierre en tectonique souple, cisailante ou cassante : solidarité de l'agrégat tabulaire avec les lithofaciès environnants.

La structuration des Waulsortian Limestones de Loughbeg : chronologie et principes.

La potentialité mécanique des Waulsortian Limestones de Loughbeg et Golden Rock est exemplaire du **Type II** de rôle et comportement tectoniques des faciès waulsortiens. Outre la transition des calcaires et schistes de la *Ballysteen Formation* avec les Waulsortian Limestones au nord, ce domaine nous a permis surtout d'analyser le passage de ces derniers à la *Loughbeg Formation* au cœur de la presqu'île. Ces niveaux dinantiens sont dans le *North Munster Shelf*, ici au tout début des faciès de plate-forme carbonatée, et appartiennent à la Zone 1 de la zonation structurale des Variscides Irlandaises. Le Synclinal de Loughbeg, dont le cœur est constitué par la *Loughbeg Formation* et les flancs par les Waulsortian Limestones, est une structure secondaire du Synclinal de Cloyne, pour lequel les formations ont été définies.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A LOUGHBEG

Au point de vue de la chronologie des événements tectoniques, notre étude a montré la présence de veines qui ont été attribuées à une phase de dilatation antérieure au raccourcissement asturien. Ces veines sont intersectées par le clivage plan-axial qui lui, fut considéré comme précoce durant le raccourcissement étant donné sa déformation légère lors de la flexion des couches.

La flexion responsable du plissement régional, traduite ici par le Synclinal de Loughbeg, est donc une conséquence des poussées asturiennes globalement sud-nord. C'est de cette période que datent les cisaillements ductiles, subparallèles au clivage, qui ont été étudiés à Loughbeg Point et Golden Rock. La poussée varisque est également à l'origine des failles longitudinales inverses qui se rattachent aux charriage varisque majeur et dont une secondaire a été cartographiée à Loughbeg.

Les *cross-faults* de ce secteur des Variscides Irlandaises, sont soit des décrochements, contemporains ou juste postérieurs au charriage et au plissement, ou des failles normales héritées de structures anciennes, qui affectent également les structures plissées. Nous avons ainsi signalé la présence possible de telles failles normales tardives NNW-SSE dans la région de Loughbeg.

La solidarité et l'harmonie au plissement est remarquable entre l'agrégat tabulaire waulsortien et les calcaires stratifiés, transitionnels du Waulsortien puis supérieurs, et/ou latéraux. Aucune forme particulière de dysharmonie n'a été engendrée entre les deux lithofaciès structuraux durant la déformation. Ce sont la constitution quasi stratiforme de l'agrégat waulsortien et son passage progressif aux faciès stratifiés qui ont rendu possible son plissement et surtout sa capacité à imposer sa structuration aux autres lithofaciès structuraux comme membre dominant de la séquence. Un tel mode de comportement et structuration du Waulsortien est ici défini comme le **Type II** de nos modèles.

La structuration des *Waulsortian Limestones* d'Ardmore : chronologie et principes.

Le domaine waulsortien d'Ardmore est parfaitement complémentaire de celui de Loughbeg dans la caractérisation du **Type II** des rôles et comportements tectoniques du Waulsortien. Les déformations varisques de ce domaine, également situé dans la Zone 1 des Variscides Irlandaises, montrent les structures typiques du raccourcissement asturien en avant de la zone d'émergence du charriage varisque. Les faciès étudiés sont quant à eux typiques des développements carbonatés du *North Munster Shelf* : la *Ballysteen Formation* constituée de calcaires et fins niveaux schisteux auxquels font suite les *Waulsortian Limestones*.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A ARDMORE

Selon la chronologie des événements tectoniques, l'entraînement et la réfraction du clivage plan-axial du Synclinal d'Ardmore, ont montré son caractère précoce durant les raccourcissements asturiens. Le pli en question est l'élément majeur qui caractérise le style tectonique régional et c'est en son coeur que se situent les faciès waulsortiens.

Comme à Loughbeg, les failles transverses sont postérieures au plissement, ici elles se marquent par un cisaillement NNW-SSE (surtout des veines en échelon) qui constitue l'amortissement d'un de ces décrochements.

L'agrégat tabulaire et la série alternée calcaires-schistes sont plissés de manière tout à fait solidaire dans le cadre du Synclinal d'Ardmore. Cette solidarité fut favorisée par le clivage plan-axial dont le développement précoce a amélioré et uniformisé la compétence au plissement des deux lithofaciès structuraux. Le cisaillement qui signe l'amortissement du décrochement régional transverse affecte également les deux lithofaciès sans distinction. A l'intérieur même des *Waulsortian Limestones* certains niveaux crinoïdiques plus remarquables ont eux aussi montré une égale solidarité à l'ensemble lors de la structuration.

La solidarité de comportement des *Waulsortian Limestones* avec la formation qui constitue sa sole, sans dysharmonie ni interaction, est le fait principal de sa forme d'agréation tabulaire (quasi stratiforme) qui est propice à sa structuration aisée en conditions souples ou cisailantes. Le plissement et le cisaillement du Waulsortien d'Ardmore constitue avec celui de Loughbeg des standards de rôles et comportements qui définissent le **Type II** de structuration. Le plissement aisé dans le Dinantien du Sud de l'Irlande est en partie le fait de la capacité qu'ont eu les faciès waulsortiens à se déformer d'une manière souple et de la solidarité qu'ils ont eu avec les faciès qui les entourent. Dans les deux domaines, les failles compressives longitudinales ne semblent pas affectés directement les faciès waulsortiens - elles sont plutôt situées dans les faciès de transitions, dans les calcaires et schistes inférieurs ou dans leur contact avec des faciès terrigènes plus anciens. Enfin, les *cross-faults*, en décrochement ou distension normale, semblent s'amortir par cisaillement ou se dissiper dans les faciès waulsortiens et/ou alternés calcaires-schistes.

La structuration du Waulsortien de St-Pierre : chronologie et principes.

Tant pour les déformations souples que cassantes, la solidarité de comportement entre la série stratifiée et l'agrégat tabulaire du Waulsortien de St-Pierre a permis son classement dans le **Type II** des rôles et comportements tectoniques des faciès waulsortiens. Les "blohermes" waulsortiens du graben de St-Pierre se présentent comme des ensembles

calcaires, plus ou moins bien stratifiés, isolés au sein du faciès Cûlm inférieur. Sans autre sédimentation postérieure à l'émergence de ces faciès, la crise orogénique westphalienne a structuré ces faciès.

SEQUENCE CHRONOLOGIQUE DES DEFORMATIONS A ST-PIERRE

Dans la chronologie des déformations, le basculement des faciès waulsortiens dans leur position de flanc inverse actuelle est bien sûr la première étape liée au raccourcissement sudète-II. C'est lors de cette structuration qu'exceptionnellement une petite lentille isolée a provoqué des cisaillements dans son encaissant et qu'un boudinage a pu se produire localement.

Cette structuration est donc l'effet des compressions westphaliennes et coulisements centre-Armoricains sudète-II. L'extension, se poursuivant le long de failles subméridiennes en coulisements et de failles transverses normales prenant le relais des distensions, sera responsable de la structuration finale au Stéphanien. La partie la plus étirée du Bassin de Laval, au NW, atteindra à cette période son seuil de rupture par la formation en "*pull-apart*" du graben losangique de St-Pierre. C'est à cette période que nous avons attribué des décrochements sénestres, réactivant des interfaces primaires, puis des glissements *dip-slip* sur les mêmes surfaces qui indiquent ainsi que la structuration à St-Pierre a été progressive et accompagnée de permutations des contraintes.

Pendant la structuration westphalienne, le basculement des constituantes stratifiées et tabulaires du Waulsortien de St-Pierre s'est réalisé de manière solidaire. A ce point remarquable au palier - 80 de la carrière de Feux-Villaine, s'ajoute la relative continuité, là où leur contact n'est pas faillé tardivement, entre les faciès schisto-gréseux du Cûlm inférieur et l'encaissant waulsortien au palier - 40. Dans le cadre de la structuration stéphanienne finale, la solidarité de l'ensemble est encore plus évidente ; les failles, stries et rejeux d'interfaces primaires étant ubiquistes et non contrôlés par les différences de lithofaciès structuraux. Pour ces raisons, notre contribution aux reconstitutions géologiques et tectoniques de l'histoire du graben de St-Pierre s'inscrit dans les concepts connus. Elle apporte une description des structures tectoniques en différentes phases tectoniques, mais de plus, elle permet de comprendre le comportement du Waulsortien de St-Pierre en le classant dans le **Type II** des modèles de structuration du Waulsortien.

*

* *

CHAPITRE 6

LES PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS

CHAPITRE 6. LES PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS

Deux types de comportement et structuration du Waulsortien, compatibles avec tous les régimes de déformation, ont été modélisés (fig. 5.2). Le **Type I** (Furfooz, Bouère, Muckross) explique le comportement des agrégats lenticulaires à relief marqué ou de lentilles bien individualisées. Il est caractérisé par trois principes de relation entre lithofaciès structuraux : l'interaction et/ou la dysharmonie de lithofaciès adjacents, et l'accordance des lithofaciès intrawaulsortiens aux déformations de l'enveloppe. Le **Type II** (Loughbeg, Ardmore, St-Pierre) régit le comportement et la structuration des agrégats waulsortiens du type tabulaire. Il est caractérisé par la relation de solidarité des faciès waulsortiens avec leurs faciès environnants et/ou latéraux.

Dans une première section de ces perspectives et conclusions, nous établirons les comparaisons possibles de nos modèles pour le Waulsortien avec quelques comportements et modes de structuration connus en d'autres domaines waulsortiens que ceux que nous avons étudiés ou pour d'autres types de développements récifaux comme ceux du Dévonien (Sect. 6.1.). Dans une deuxième section, nous montrerons rapidement pourquoi et comment l'analyse structurale des domaines récifaux anciens, ne se satisfait que d'une approche particulière et d'une méthodologie qui lui sont bien appropriées (Sect. 6.2.).

Ces sections montreront les perspectives de notre apport à la connaissance des comportements rhéologiques et structures tectoniques des milieux sédimentaires anciens du type récifal. Le comportement intrinsèque et le rôle des récifs, et agrégats assimilés, dans la structuration des séquences sédimentaires sont des domaines de la recherche en structurale qui méritent un avenir, tant pour leur intérêt scientifique fondamental que pour les besoins cartographiques (Sect. 6.3.).

*

*

*

Section 6.1.

LA COMPARAISON DES MODELES WAULSORTIENS AUX AUTRES RECIFS.

Nous tenterons ici de comparer nos deux modèles de comportement et structuration du Waulsortien à des cas publiés, ou que nous avons visité, sur la structuration de quelques développements récifaux d'Europe occidentale. Ces récifs, ou assimilés, que nous comparerons - ou pour lesquels nous établirons les problèmes qui existent encore quant à leur comportement tectonique - ont été choisis soit parmi des exemples du Waulsortien, *sensu stricto*, ou du type Waulsortien, soit parmi d'autres récifs d'âge et/ou d'accumulation différente : récifs dévonien d'Allemagne ou biohermes frasniens de Belgique. L'établissement de toutes les comparaisons possibles est un travail de longue haleine. Il y aurait ainsi moyen d'étendre nos deux modèles, d'en penser des nouveaux ou même de réfléchir à leur subdivision possible. Le but serait de mieux intégrer le comportement des faciès récifaux à la connaissance structurale de nos régions. Nous nous contenterons seulement ici d'une approche de comparaison pour évaluer la constance de nos modèles (fig. 6.1). Enfin, nous avons choisi de bien cibler nos références bibliographiques car c'est sur leur base, et sans autre prétention, que nous présenterons nos comparaisons.

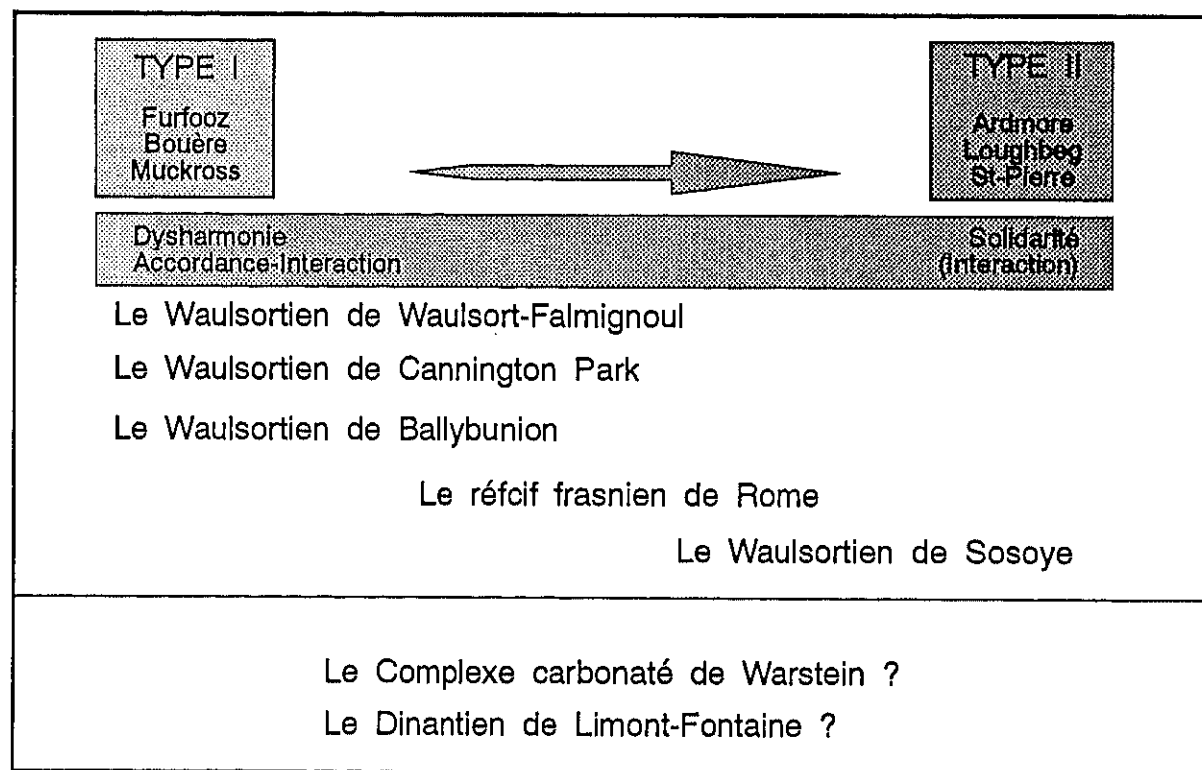


Figure 6.1

Table des comparaisons des types I et II de rôles et comportements tectoniques des faciès waulsortiens avec les types probables pour d'autres développements récifaux ou assimilés, waulsortiens ou dévonien.

§ 6.1.a. Les domaines waulsortiens d'Europe occidentale.

La région de Waulsort-Falmignoul (Synclinorium de Dinant).

Réf.: Tazieff 1944, H. Dupont 1969, Dehantschutter 1990.

Dans le secteur de Falmignoul, et par extension dans toute la région dinantaise, Tazieff, que nous citons au § 1.2.b., avait déjà vu en 1944 (p. 42) que l'assise de Celles à faciès waulsortiens a joué le rôle de môles résistants, *"soit en accentuant l'intensité des efforts exercés par la serre méridionale du synclinorium de Dinant, soit en contrecarrant ceux-ci comme s'ils divisaient le synclinorium en petits bassins secondaires."* Tazieff a conclu plus loin que l'influence des lentilles - pour lui tout le Waulsortien - *"n'apparaît qu'à la faveur des anomalies que l'on décèle dans le sens et l'intensité du déversement des pils."* (op. cit. p. 44). Nous devons ainsi à Tazieff (1944), (re)découvert récemment car il ne fut jamais cité, une première perception du principe de dysharmonie engendré par la présence du Waulsortien au sein des séries stratifiées. La structuration qu'il expose pour les domaines waulsortiens de la Haute-Meuse est ainsi semblable à celle que nous présentons dans le **Type I** défini à Furfooz.

Dupont (1969), dont nous évoquons au § 2.1.a. la qualité de sa contribution, envisagea le problème des reconstitutions d'épaisseur waulsortienne dans un milieu plissé comme celui de la région de Waulsort. Son postulat de base était cependant que, *"Malgré la présence de lithosomes massifs, isolés et entourés de calcaires et de dolomies stratifiées (...) l'ensemble des formations se comportent en roches compétentes et produisent des pils parallèles"* (op. cit. p. 109). Si ce point de départ laisse à penser que Dupont n'a pas eu accès aux travaux de Tazieff (1944), il n'en reste pas moins vrai que ses coupes de la rive droite de la Meuse présentent des problèmes structuraux qui justifieraient une analyse de leur lien avec les masses waulsortiennes (Freyr-Colébi et Rocher du Pendu-Drapeau de Falmignoul). Les dysharmonies de flancs de pils à Château Thierry ou au Colébi en regard du Synclinal de Freyr, les pils secondaires et anomalies de pentes au nord du Colébi et dans le Chemin des Ecuries à Falmignoul (nos levés de mai 1990), les failles, ainsi que les charriages et rétro-charriages récemment signalés à Waulsort lors des levés cartographiques, sont autant de témoins d'une structuration semblable au **Type I** de Furfooz. Des zones d'interaction par étirement ductile, et une possible fracturation différentielle, ont par ailleurs été analysés lors de nos visites aux affleurements de la gare de Waulsort en compagnie de Dehantschutter (1990) lorsqu'il réalisa son mémoire de fin d'études.

La région de Sosoye-Maredsous (Synclinorium de Dinant).

Réf.: Demanet 1923, Ceuppens 1976.

Demanet (1923) a fait la carte et a établi la stratigraphie des faciès waulsortiens et de leurs équivalents latéraux dans la région de Sosoye, près de Maredsous. Selon cet auteur

(p. 97) "Le Waulsortien de Sosoye occupe le noyau d'un anticlinal simple, à l'Est sur le plateau du "Tiennie" de Sosoye ; mais cet anticlinal se bifurque à l'Ouest en deux anticlinaux, séparés par un synclinal dont le noyau est occupé, sur le flanc Ouest de la Cluse du "Laid Trou", par du calcaire à cherts, viséen du type V1b." La participation du Waulsortien au plissement secondaire semble ici très active et pourrait s'expliquer par les types lithologiques et géométriques des faciès - pour Demanet (1923), les niveaux dolomitiques W_{β} sont disposés en couches, seul le noyau waulsortien W_{α} ayant l'aspect massif. Ceuppens (1976) a révisé ce travail lors de son mémoire de fin d'études en établissant plus clairement la stratigraphie et le contexte structural. Une faille N-S verticale, qui serait intersectée plus au sud par un charriage E-W, rabaisserait la partie occidentale des faciès d'âge fin Tournaisien - début Viséen, en ce compris les calcaires waulsortiens massifs. Pour Ceuppens (1976 p. 48) le Waulsortien est bien dans la charnière relevée de l'anticlinal déversé vers le nord, "le calcaire à velines bleues affleure dans le V1a au nord de l'anticlinal alors qu'il est Tournaisien dans le sud." et pour conclure, après plusieurs hypothèses, cet auteur précise "qu'il doit les controverses quant à son âge, à son mode de croissance et sa position structurale toute particulière." (op. cit. p. 53).

Les faciès des niveaux waulsortiens et environnants sont donc visiblement solidaires quoi que se posent encore beaucoup de questions, peut-être expliquées par des dysharmonies, accordances ou interactions. La déformation et la rhéologie de l'agrégat de type Waulsortien à Sosoye est donc en première approche assez semblable au **Type II** de structuration et de comportement, caractéristique des *Waulsortian Limestones* d'Ardmore et Loughbeg. Le Waulsortien de Sosoye est néanmoins, d'après ses anomalies comportementales et ses lithofaciès structuraux, l'exemple type de développement récifal dont l'inventaire structural précis devrait permettre d'établir des nuances à notre modélisation et d'en affiner les définitions.

Le sondage de Cannington Park (Mendips, Somerset).

Réf.: Lees & Hennebert 1982.

Nous rappellerons ici, le travail fondamental de Lees & Hennebert (1982) qui mirent en évidence des zones ductiles d'éirement en bordure de noyaux dolomitiques étudiés dans le *Cannington Reef Limestone* lors du sondage de Knap Farm à Cannington Park (§ 4.11.a.). C'est leur principe d'alignement de ces noyaux aux pentes de l'enveloppe du récif, par léger basculement tectonique, qui nous inspira pour définir la mobilité tectonique des masses anisotropes et intrarécifales de Furfooz. Nous avons par ailleurs vu que cette accordance se réalise par interaction, ici en éirement ductile, et définit le **Type I** de comportement et

structuration du Waulsortien caractéristique à Furfooz. Le même mécanisme interne de structuration, lié à la ressemblance relative des deux agrégations récifales à forte extension verticale, justifie que nous classions dans ce **Type I** le comportement structural du *Cannington Reef Limestone*.

La côte de Ballybunion (West Midlands, Irlande).

Réf.: Dolan 1984.

Au § 1.2.b., nous avons déjà évoqué le travail de Dolan (1984) qui a montré comment dans le domaine waulsortien et son environnement à Ballybunion, le style tectonique était au moins en partie lithostratigraphiquement contrôlé. Le secteur se situe dans le nord-ouest du comté de Kerry, dans la partie occidentale des Midlands Irlandais, où le style tectonique est celui de la Zone 2 de la zonation structurale des Variscides Irlandaises. Dans cette zone, les structures sont de moins en moins prononcées lorsqu'on s'écarte vers le nord de la zone d'émergence du front varisque, le clivage est présent et variable suivant le faciès, les plis sont largement concentriques avec des structures secondaires, les charriages mineurs existent et le tout fut repris dans des cisaillements transverses majeurs, ductiles et cassants. Aux *Waulsortian Limestones*, des *silt-* et *mudstones* calcaires pauvrement stratifiés, succèdent ici les *Supra-reef Limestones*. Ce sont d'abord des *striped limestones*, puis des niveaux bréchiques et ensuite seulement des niveaux stratifiés en bancs calcaires et schisteux, parfois à cherts.

Les contrastes rhéologiques entre les lithofaciès structuraux qu'on pourrait définir ici parlent d'eux-mêmes quand Dolan décrit les différences de style de plis entre les calcaires compétents pauvrement stratifiés du Waulsortien et les plis en boîte de leur enveloppe supérieure. La dysharmonie entre les deux ensembles se justifie par le fait qu'il y a eu décollement à la limite waulsortienne. Par ce fait, nous proposons d'assimiler ces comportements à notre **Type I** de comportement et de structuration des domaines waulsortiens. Si l'on se pose la question du manque de ressemblance entre la structuration des faciès waulsortiens de Ballybunion et celle des faciès d'Ardmore ou Loughbeg plus solidaires avec leur encaissant, deux points doivent être précisés : (1) les lithofaciès structuraux de Ballybunion pourraient être plus contrastés, surtout par le fait des premiers faciès incompétents des *Supra-reef Limestones* (*striped limestones* et brèches) et par le statut géométrique plus massif de son Waulsortien, et (2) les conditions tectoniques régionales sont moins intenses à l'échelle des grandes structures, les larges flexions du Waulsortien de Ballybunion font place au sud de la zone d'émergence du charriage varisque à des plis plus serrés à clivage plan-axial plus intense.

Semblablement donc à ce que nous avons répété dans cette thèse, la modélisation du comportement structural du Waulsortien et les typologies qu'on peut appliquer à ces développements en Irlande passe par une maîtrise parfaite (1) des lithofaciès structuraux dans leur définition géométrique et lithologique, (2) des conditions régionales de la déformation dans la définition du style tectonique régional relatif au front varisque ou aux structures majeures, et (3) de l'inventaire des structures tectoniques.

La carrière de Limont-Fontaine (Nord de l'Avesnois).

Réf.: Khatir, Mansy & Meilliez 1989, Mansy et al. 1989.

On sait que le Dinantien du Nord de l'Avesnois (France) contient des faciès du type waulsortien et qu'ils se situent dans le prolongement occidental des développements identiques de l'Auge dinantaise (Mansy et al. 1989). En avril '90, nous avons visité la carrière de Limont-Fontaine où Khatir, Mansy & Meilliez (1989) ont montré la complexité des structures tectoniques qui affectent des faciès qui ne sont visibles qu'à partir du V1a dans le Calcaire noir de Bachant. Ces structures sont par exemple un synclinal dysharmonique, des cisaillements, des plis tardifs à vergences contraires, et des rampes tectoniques. Faute d'informations plus précises, nous posons juste ici la question du rôle et de la participation des roches sous-jacentes, qui seraient peut-être du type waulsortien.

§ 6.1.b. Les récifs dévoniens d'Allemagne et Belgique.

Le Complexe carbonaté de Warstein (Massif Rhénan).

Réf.: de Roo, Duyster & Weber 1992.

Le Warstein Carbonate Complex, que nous prendrons comme exemple très particulier de structuration de l'allochtone hercynien d'Allemagne, est un ensemble de calcaires massifs du type récifal (*intra-shelf atoll*) à la limite des faciès Cülm de la transition dévono-carbonifère. Situé, au sein de faciès détritiques dévoniens à namuriens, le complexe a une forme elliptique et est hétérogène au sein de la série très schistosée. de Roo, Duyster & Weber (1992) ont montré que le litage distinct de la plupart de ses calcaires massifs était tectonique - S_m étant parfois oblique à S_0 ou plan-axial de leur plis (F_m). Les auteurs concluent (p. 344) que *"The literature terms 'massive' and 'micritic' are misleading in that major parts of the limestones are not massive at all and instead include a pile of calcmylonites with an S-L fabric."* Ces calcmylonites récifales expriment une typologie rhéologique tout à fait particulière liée probablement aux contrastes de lithologies mais aussi au développement des multiples charriages. Une telle structuration du Warstein Carbonate Complex est proche de celle que nous avons étudiée dans le domaine de Muckross, quoiqu'elle est ici plus ductile et cisailante. Ceci nous laisse penser que nous avons là toutes les conditions réunies à

l'établissement d'un modèle de structuration spécifique qui étendrait nos modèles à d'autres types d'agrégation récifale.

**Le récif frasien de Rome (Ride anticlinale de Durbuy).
Réf.: de Magnée 1934.**

de Magnée (1934), rendant compte des excursions de la Société géologique de Belgique, dans les récifs frasniens de la région de Durbuy, présenta, entre autres, l'extraordinaire déformation du récif frasien de Rome, entièrement replié dans le nez d'un anticlinal. La dysharmonie et l'interaction induite par le bloherme sur son encaissant ont fait l'objet de diverses interprétations. Les interactions furent présentées comme suit et comparées aux plis diapirs (op. cit. p. 38) : *"Les calcaires stratifiés et les schistes entourant le marbre rouge, plus plastique que celui-ci, ont été chiffonnés en détail, parfois littéralement laminés."* Le récif ayant été refoulé vers le haut durant son plissement en voûte, le terme de "faille enveloppe" a aussi été suggéré pour *"désigner la zone laminée et froissée épousant la surface convexe du récif."* (op. cit. p. 38). Les petites failles postérieures qui terminent la structuration de l'enveloppe, alors devenue solidaire du récif, ont quant à elles été rattachées en prolongement ou relais à l'accident majeur de Bomal.

Nous ne ferons que signaler ici l'hétérogénéité des divers lithofaciès structuraux qui pourraient constituer ce récif où s'entremêlent des marbres lenticulaires, des encrinlites stratifiées, des calcaires noirs et calcschistes et même des niveaux schisteux. Est-ce ainsi le complexe récifal qui a été est le principal vecteur des glissements-cisaillements d'interfaces propices à sa flexion ? Comment dans ce cas, a-t-il pu interagir d'une manière aussi dysharmonique avec son encaissant plus plastique ? Beaucoup de questions restent encore en suspens sur le récif de Rome si l'on veut bien le regarder sous la loupe d'une étude rhéologique. Quoiqu'il en soit son comportement et sa structuration ne pourraient directement entrer dans nos deux modèles waulsortiens. Il relèverait plutôt d'un intermédiaire entre les **Types I et II**, où une relative solidarité intrinsèque - selon le plissement conjoint des lithofaciès intrarécifaux - devrait s'accompagner d'importantes dysharmonies périrécifales - responsables des interactions induites sur l'encaissant également hétérogène.

*

* *

Section 6.2.

L'ETUDE TECTONIQUE DES DOMAINES RECIFEAUX, QUESTION DE METHODE ?

L'étude tectonique des complexes récifaux et de leurs faciès environnants peut se résumer en différentes étapes qui, nous le pensons aux fruits de nos expériences, sont indispensables à suivre si l'on veut aboutir à une bonne compréhension de leur comportement intrinsèque et de leur rôle mécanique au sein de la série sédimentaire.

L'analyse fondamentale :

1. Etablissement de la séquence stratigraphique et sédimentaire.
2. Etablissement des conditions régionales de l'enfouissement.
3. Etablissement des régimes tectoniques et structures régionales.
4. Etablissement de la séquence chronologique des événements tectoniques.

L'analyse structurale :

5. Subdivision des formations en lithofaciès structuraux suivant leur lithologie et géométrie.
6. Cartographie géologique et structurale du complexe récifal et de son environnement.
7. Réalisation d'un inventaire des structures tectoniques liées aux lithofaciès structuraux.

L'analyse comportementale :

8. Recherche des relations mécaniques entre lithofaciès structuraux adjacents ou non.
9. Modélisation des rôles et comportements tectoniques lors de la structuration.
10. Recherche d'une validation du modèle par comparaisons et rapprochements.

Dans les lignes qui suivent nous insisterons sur les points qui nous paraissent importants dans ces étapes de l'analyse des comportements tectoniques du Waulsortien.

§ 6.2.a. L'analyse fondamentale.

L'établissement des statuts sédimentaires, diagenétiques et tectoniques d'un domaine récifal constitue les fondements de toute analyse structurale. Dans le cadre des complexes récifaux, l'importance du travail préliminaire d'analyse sédimentaire réside surtout dans la mise en évidence du type de récif ou d'agréation (accumulations de boues, constructions corallaires, etc.) ainsi que des relations entre le ~~corps~~ récifal et son enveloppe. Les diversités de formes et de relations des complexes récifaux ainsi que les multiples composantes texturales que ces corps peuvent avoir, mériteraient que des catalogues de *bulldups* carbonatés comme celui de Heckel (1974) soient affinés par et/ou pour des structuralistes.

Nous avons montré à suffisance que le rôle de la compaction et de la diagenèse était celui d'une première structuration des récifs et de leur environnement. L'induration des faciès, les effets de pression-dissolution, les compactions différentielles de flancs, etc. sont de multiples aspects de l'enfouissement qui peuvent parfois même apparaître à de faibles conditions de métamorphisme. L'aspect dynamique de ces événements et les structures qu'ils engendrent doivent rester à l'esprit du structuraliste qui cherche à définir les conditions préliminaires à la déformation tectonique.

Enfin, il est trivial de déterminer les régimes de contraintes et les structures majeures qui constituent le cadre tectonique de l'analyse. Ce sont avant tout les structures régionales (plis et failles majeures, schistosité, etc.) et leur style tectonique (ouverture et déversement des plis, disposition plan-axiale et intensité du clivage, etc.) qui permettront d'identifier le (ou les) régime(s) global(aux) - compressif ou extensif, ductile ou cassant. C'est seulement par cette connaissance appropriée du contexte qu'on peut rechercher les structures locales, les redistributions de contraintes possibles, et en fin de compte, faire sa propre cartographie, quitte à revoir l'un ou l'autre de ces prérequis. Forte de ces connaissances, et si les informations sont suffisantes, une recherche de la chronologie des événements tectoniques est très utile avant de se lancer dans la cartographie. C'est cette connaissance qui oriente la manière dont le levé doit être réalisé si les conditions d'affleurement ne permettent pas de découvrir, d'emblée, toutes les informations nécessaires à l'analyse structurale.

§ 6.2.b. L'analyse structurale.

En connaissance des fondements sédimentaires, diagénétiques et orogéniques, il faut définir ses unités de travail dans les domaines récifaux. Ces unités que nous avons définies en terme de géométrie surtout et de lithologie seront recherchées pour décomposer le statut rhéologique des complexes récifaux. Sept lithofaciès structuraux nous furent ainsi nécessaires pour approcher la déformation des domaines waulsortiens. On peut aisément imaginer que ce concept pourrait être étendu en tenant compte des caractères particuliers de certains développements récifaux : "lithofaciès schisto-gréseux" près des récifs dévonien, "lithofaciès bréchique" à Ballybunion (Dolan 1984), voire même un "lithofaciès stylolithique" comme celui que décrivent Logan & Semeniuk (1976).

Est-il encore ensuite nécessaire d'insister sur l'importance du levé géologique et de l'inventaire structural lors d'une étude de la déformation ? Pas vraiment, mais nous avons constaté que ces deux étapes qui constituent le coeur de l'étude indiquent une chose primordiale, à savoir qu'à chaque structure tectonique correspond des spécificités

Incontournables si l'on désire en extraire l'information essentielle. Lors de l'étude de diaclase, il est par exemple nécessaire d'en chiffrer la fréquence dans les bancs et d'identifier le touché de la surface diaclasée. Il en va de même pour l'identification des types de veines en échelon qui nécessite les mesures d'angles adéquates. La quantification de l'éirement dans les cisaillements nécessite quant à elle un échantillonnage orienté. Il en va encore de même pour les stylolithes qui doivent être étudiés suivant leur géométrie relative à S_0 et la forme de leurs pics. Le lecteur trouvera encore dans l'inventaire structural un bon nombre d'exemples de la nécessité d'une bonne adéquation du levé structural aux besoins d'interprétations.

§ 6.2.c. L'analyse comportementale.

La mise en relation des lithofaciès structuraux se réalise en définissant les principes de base régissant leurs modes propres ou communs de déformation. Accordance et similarité de lithofaciès non adjacents et dysharmonie, solidarité et interaction de lithofaciès adjacents sont les cinq principes qui régissent toutes les relations des lithofaciès structuraux des domaines étudiés ici. Existe-t-il d'autres principes pour des lithofaciès à comportements plus ou moins contrastés ? Existe-t-il aussi des relations qui pourraient être héritées de structuration plus dynamique du métamorphisme ? Certainement, et c'est en tout cas ce que tendrait à prouver des structurations aussi complexes que celles des piles de calcmylonites du Dévonien de Warstein, ou du récif de Rome que nous évoquons plus haut.

La description d'un récif en terme de ces relations entre lithofaciès structuraux permet de dégager son modèle de structuration et de comportement. Le modèle, défini suivant un ou plusieurs principes, doit pour s'affirmer au mieux, être applicable à divers domaines où sont présents de mêmes assemblages de lithofaciès structuraux. C'est le cas de nos **Type I** et **II** des rôles et comportements tectoniques du Waulsortien. La tentative de comparaison esquissée ci-dessus, avec quelques autres cas waulsortiens ou dévoniens, montre à suffisance que l'extension de cette démarche permettrait la mise en évidence d'assemblages plus variés de lithofaciès structuraux et, par voie de conséquence, de relations mécaniques plus nuancées et, sûrement donc, de modèles différents. Ce sont ces modèles qui, nous le pensons, devraient permettre à l'avenir de mieux comprendre et mieux cartographier les complexes anciens du type récifal.

*

* *

Section 6.3.

CONCLUSIONS.

En plus de notre contribution à la connaissance structurale et à la chronologie des événements tectoniques des domaines waulsortiens de Furfooz (Synclinorium de Dinant), Bouère et St-Pierre-la-Cour (Bassin de Laval) et d'Ardmore, Loughbeg et Muckross (Variscides Irlandaises), nous avons ajouté une tentative de modélisation de leur rôle et comportement tectonique. Ces modèles de structuration sont un héritage certain des géométries et lithologies des lithofaciès structuraux et des conditions de régime tectonique.

Le modèle du **Type I** est celui du récif waulsortien de Furfooz, qui s'applique aux cas des faciès waulsortiens de Bouère et aux agrégations de Muckross. Il est caractérisé par des assemblages de lithofaciès structuraux qui interagissent en relations dysharmoniques lorsqu'ils sont adjacents, et accordantes lorsqu'il s'agit d'expliquer le comportement des masses hétérogènes isolées au sein de l'agrégat lenticulaire waulsortien. Le **Type II** est celui des *Waulsortian Limestones* de Loughbeg et d'Ardmore, applicable aux faciès waulsortiens de St-Pierre, où les assemblages de lithofaciès structuraux adjacents montrent une relation de solidarité qui implique une participation effective, voire dominante, du Waulsortien à la structuration. Dans les deux modèles, par ailleurs, nous avons souligné la similitude comportementale de certains lithofaciès structuraux qui agissent d'une manière identique dans l'ensemble du processus de structuration.

Hormis l'analyse structurale et comportementale de ces domaines waulsortiens, l'inventaire structural nous a permis d'affiner des méthodes d'analyse, et donc la connaissance de certaines structures tectoniques, plus particulièrement applicables aux domaines récifaux en milieu carbonaté et calcschisteux. Ce sont à titre d'exemple : la fréquence des diaclases, la quantification de la déformation de crinoïdes, l'approche des zones ductiles d'étirement, la relation d'un clivage précoce aux pils, le boudinage de bancs crinoïdiques, la classification des stylolithes, la crénulation de calcschistes, les *kink bands*, le concept de mobilité tectonique, le cisaillement en zone faillée ou autres, etc.

Les dernières sections de ce travail ont montré comment une méthodologie appropriée de l'analyse structurale et comportementale, appliquée à d'autres complexes récifaux que les domaines waulsortiens de notre recherche, permettrait de mettre en évidence, d'une manière adéquate, le mode intrinsèque de structuration et le rôle mécanique de ces complexes récifaux au sein des séquences lithostratigraphiques.

Les perspectives de notre étude transparaissent clairement des dernières sections. Ne cherchons pas de vaines applications à notre étude - le but d'une recherche fondamentale en sciences géologiques n'est elle pas d'abord de comprendre le pourquoi et le comment de phénomènes naturels ? Peut-on cependant, qu'en Belgique ou ailleurs, tout est réellement compris sur les rôles et comportements tectoniques des complexes récifaux, tant waulsortiens que dévonien ? Ne faudrait-il pas, enfin, redonner à la géologie structurale ses lettres de noblesse qui firent la gloire de nos ancêtres ou qui, dans d'autres pays, permettent à ce domaine des sciences géologiques d'avoir une place reconnue et appréciée.

La Rochefoucauld ne disait-il pas que : *"Pour bien savoir les choses, il faut en savoir le détail, et comme il est presque infini, nos connaissances sont toujours superficielles et imparfaites."* Oserait-on le contredire si l'on ne cherche à comprendre ces infinis détails qui font la complexité et l'intérêt des structures tectoniques ?

BIBLIOGRAPHIE

- Anderson, E.M. 1951. *The dynamics of faulting* (2^d edition). Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 pp.
- Anderson, T.B. 1974. The relationship between kink-bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **130**, 367-382.
- Angeller, J. & Bergerat, F. 1983. Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 137-147.
- Bathurst, R.G.C. 1971. *Carbonate sediments and their diagenesis*. Developments in sedimentology **12**, Elsevier publ., Amsterdam, 620 pp.
- Beach, A. 1975. The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, **28**, 245-263.
- Bénard, F. et al. 1990. Palaeo-stress fields in the Variscan foreland during the Carboniferous from microstructural analysis in the British Isles. *Tectonophysics*, **177**, 1-13.
- Bhagat, S.S. & Marshak, S. 1990. Microlithon alteration associated with development of solution cleavage in argillaceous limestone: textural, trace-elemental and stable-isotopic observations. *J. Struct. Geol.*, **12**, 165-175.
- Blake, D.B. & Roy, C.J. 1949. Unusual stylolites. *Am. J. Sci.*, **247**, 779-790.
- Blès, J.-L. & Feuga, B. 1981. *La fracturation des roches*. B.R.G.M., Manuels et Méthodes n°1, Orléans, 123 pp.
- Bouw, P. 1971. *Le Waulsortien de la région de Furfooz : contribution à son étude*. Mémoire de Licence, U.C.L., inédit, 64 pp.
- Brodkom, F. 1985. *Relations structurales du récif waulsortien de Furfooz avec son enveloppe stratifiée et plissée (S-W du Bassin de Dinant)*. Mémoire de Licence, U.C.L., inédit, 83 pp.
- Brodkom, F. 1988. Mise en évidence de zones d'étirement dans le calcaire waulsortien de Furfooz ; Synclinorium de Dinant, Belgique. 12^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Lille 1988, Soc. géol. France édité, Paris, p. 24.
- Brodkom, F. 1991. Contribution à l'analyse structurale des calcaires waulsortiens de Bouère et St-Pierre-La-Cour (Dinantien du Synclinorium de Laval, France). *Ann. Soc. géol. Nord*, **109**, 223-235.
- Brossé, R. et al. 1988. *Notice explicative de la feuille Château-Gontier à 1/50.000ème*. Editions du B.R.G.M., Orléans, 48 pp.
- Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime : a review. *J. Struct. Geol.*, **15**, 351-368.
- Buxton, T.M. & Sibley, D.F. 1981. Pressure solution features in a shallow buried limestone. *J. sediment. Petrol.*, **51**, 19-26.
- Carreras, J., Cobbold, P.R., Ramsay, J.G. & White, S.H. (Eds.) 1980. *Shear zones in rocks : a special issue*. *J. Struct. Geol.*, **2** (1/2), 287 pp.

- Carlo-Schaffhauser, E. & Gaviglio, P. 1990. Pressure solution and cementation stimulated by faulting in limestones. *J. Struct. Geol.*, **12**, 987-994.
- Ceuppens, J.-C. 1976. *Contexte stratigraphique et structural du Waulsortien de Sosoye*. Mémoire de Licence, U.C.L., Inédit, 53 pp.
- Chapple, W.M. 1978. Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 1189-1198.
- Chapple, W.M. & Spang, J.H. 1974. Significance of layering parallel slip during folding of layered sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 1523-1534.
- Clayton, G. et al. 1980. Devonian rocks in Ireland : a review. *J. Earth Sci. R. Dubl. Soc.*, **2**, 161-183.
- Cloos, E. 1947. Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **58**, 843-918.
- Cobbold, P.R. & Gapais, D. 1986. Slip-system domains. I. Plane-strain kinematics of arrays of coherent bands with twinned fibre orientations. *Tectonophysics*, **131**, 113-132.
- Colbeaux, J.-P. 1984. L'évolution structurale du Sud de la Belgique et du Nord de la France : sa relation avec la dérive des continents - quelques hypothèses. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93**, 71-78.
- Collins, D.A. & De Paor, D.G. 1986. A determination of the bulk rotational deformation resulting from displacements in discrete shear zones in the Hercynian Fold Belt of South Ireland. *J. Struct. Geol.*, **8**, 101-109.
- Collinson, J.D. & Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary structures* (2^d edition). Unwin Hyman Ltd, London, 207 pp.
- Conil, R. et al. 1990. Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins : their potential for widespread correlation. *Courler Forsch. - Inst. Senckenberg*, **130**, 15-30.
- Conil, R. & Dupont, H. 1965. Remarques sur l'extension verticale des faciès waulsortiens. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **88**, B45-B59.
- Conybeare, C.E.B. & Crook, K.A.W. 1968. *Manual of sedimentary structures*. Bureau of mineral resources, geology and geophysics of Australia Bull., **102**, 327 pp.
- Cooper, M.A. et al. 1984. Structural style, shortening estimates and the thrust front of the Irish Variscides. In : Hutton, D.H.W. & Sanderson, D.J. (Eds.) *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*. Geol. Soc. London, sp. publ., **14**, 167-176.
- Cooper, M.A. et al. 1986. Structural evolution of the Irish Variscides. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **143**, 53-61.
- Cotter, E. 1966. Limestone diagenesis and dolomitization in Mississippian carbonate banks in Montana. *J. sediment. Petrol.*, **36**, 764-774.
- Currie, J.B., Patnode, H.W. & Trump, R.P. 1962. Development of folds in sedimentary strata. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **73**, 655-674.
- Dandois, P. 1981. Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes Franco-Belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, **90**, 299-316.

- Dandols, P. 1985. *Le métamorphisme des terrains paléozoïques de la partie médio-occidentale de l'Ardenne ; Une approche de l'extension de la zone métamorphique par l'étude des minéraux phyllosiliqués de la fraction argileuse des roches silico-alumineuses*. Thèse de Doctorat en sciences, U.C.L., inédit, 200 pp.
- Darbois, J.-R., Gravelle, M., Pelhâte, A. & Rolet, J. 1977. L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **284 Série D**, 1151-1153.
- Davis, G.H. 1984. *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & sons Ltd, New York, 492 pp.
- Dawson-Grove, G.E. 1955. Analysis of minor structures near Ardmore, Co. Waterford, Eire. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, **111**, 1-22.
- de Brit, T.J. 1989. Timing structural events and basement emplacement using extension veins and cements in the Carboniferous of North Central Ireland. *Ir. J. Earth Sci.*, **10**, 13-31.
- de Dorlodot, H. 1909. Description succincte des assises du Calcaire carbonifère de la Belgique et de leurs principaux faciès lithologiques. *Bull. Soc. belge Géol.*, **23**, *Mémoires*, 175-193.
- de Dorlodot, H. 1911. Véritable nature des prétendus Stomatoporoïdes du Waulsortien. *Bull. Soc. belge Géol.*, **25**, 119-133.
- Dehantschutter, J. 1990. *Sédimentologie et stratigraphie du récif waulsortien des Pauquis, Waulsort, Belgique*. Mémoire de Licence, U.C.L., inédit, 139 pp.
- de Kerckhove dit Van der Varent, J. 1991. *Application et comparaison des principales méthodes de quantification de la déformation : étude de cas dans la vallée de la Sennette et les régions de Lahonry et de Furfooz*. Mémoire de Licence, U.C.L., inédit, 71 pp.
- Delépine, G. 1926. La répartition des faciès waulsortiens en Europe occidentale. *Ann. Soc. Sc. Bruxelles*, **45**, 77-83.
- Delépine, G. 1949. Le Carbonifère d'Irlande et ses faciès waulsortiens. *Ann. Hébert et Haug*, **7**, 143-159.
- Delépine, G. & Milon, Y. 1922. Sur la présence de récifs waulsortiens dans le Calcaire carbonifère de Laval. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **175**, 1079-1080.
- Delvaux de Fenffe, D. & Laduron, D. 1991. Caledonian and Variscan structures in the Rocroi-Ardenne Lower Paleozoic Basement (Belgium and adjacent countries). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **114**, 141-162.
- de Magnée, 1934. Compte rendu de la session extraordinaire de la Soc. Géol. de Belgique et de la Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrologie, tenue à Barvaux-sur-Ourthe du 16 au 19 septembre 1932. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **55**, 5-67.
- Demanet, F. 1923. Le Waulsortien de Sosoye et ses rapports fauniques avec le Waulsortien d'âge Tournaisien supérieur. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **2**, 36-286.
- De Paor, D.G. 1988. R_f/ϕ Strain analysis using an orientation net. *J. Struct. Geol.*, **10**, 323-333.
- de Roo, J., Duyster, J. & Weber, K. 1992. Calcmylonites and solution transfer in a Devonian reef at Warstein, Germany. *Geologische Rundschau*, **81**, 333-346.
- de Sitter, L.U. 1939. The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, **42**, 412-430.

- de Sitter, L.U. 1964. *Structural Geology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 551 pp.
- Dewey, J.F. 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, **1**, 459-494.
- Dewey, J.F. 1969. The origin and development of kink-bands in a foliated body. *Geol. J.*, **6**, 193-216.
- Dixon, J. & Wright, V.P. 1983. Burial diagenesis and crystal diminution; the origin of crystal diminution in some limestones from South Wales. *Sedimentology*, **30**, 537-546.
- Dolan, J.M. 1984. A structural cross-section through the Carboniferous of Northwest Kerry. *Ir. J. Earth Sci.*, **6**, 95-108.
- Dorobek, S.L. & Watkinson, A.J. 1988. Cathodoluminescence petrography of microstructural fabrics in deformed limestones. *J. Struct. Geol.*, **10**, 305-309.
- Douglas, J.A. 1909. The Carboniferous Limestone of County Clare (Ireland). *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, **65**, 538-586.
- Doukhan, J.C., Henry, J.P. & Paquet, J. 1976. Microstructure and brittle behaviour of fine grain calcite. *J. Mater. Sci.*, **11**, 1884-1892.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*. Mem. Am. Assoc. Petroleum Geologists, **1**, 108-121.
- Dunne, W.M. & North, C.P. 1990. Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales. *J. Struct. Geol.*, **12**, 207-215.
- Dunnet, D. 1969. A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, **7**, 117-136.
- Dunnington, H.V. 1954. Stylolite development post-dates rock induration. *J. sediment. Petrol.*, **24**, 27-49.
- Dunnington, H.V. 1967. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. *World Petrol. Congr., Proc.*, 7th, Mexico 1967, **2**, 339-352.
- Dupont, E. 1863. Sur le calcaire carbonifère de la Belgique et du Hainaut français. *Bull. Acad. roy. Belg.*, 2^e série, **15**, 86 et seq.
- Dupont, E. 1883. Sur les origines du Calcaire Carbonifère de la Belgique. *Bull. Acad. roy. Belg.*, 3^e série, **5**, 211-229.
- Dupont, H. 1969. Contribution à l'étude du Waulsortien de Waulsort. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **24**, 93-164.
- Dumey, D.W. 1976. Pressure solution and crystallisation deformation. *Phil. Transact. Roy. Soc. Lond.*, Ser. A, **208**, 229-240.
- Edel, J.-B. & Coulon, M. 1984. Late Hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline, Armorican Massif, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **68**, 343-350.
- Elliott, C.G. & Williams, P.F. 1988. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, **10**, 171-182.
- Elliott, D. 1976. The motion of thrust sheets. *J. Geophys. Res.*, **81**, 949-963.

- Engelder, T. & Engelder, R. 1977. Fossil distortion and decollement tectonics of the Appalachian Plateau. *Geology*, **5**, 457-460.
- Engelder, T. & Marshak, S. 1985. Disjunctive cleavage formed at shallow depths in sedimentary rocks. *J. Struct. Geol.*, **7**, 327-343.
- Evamy, B.D. & Shearman, D.J. 1969. Early stages in development of overgrowths on echinoderm fragments in limestones. *Sedimentology*, **12**, 317-322.
- Ferguson, C.C. 1981. A strain reversal method for estimating extension from fragmented rigid inclusions. *Tectonophysics*, **79**, T43-T52.
- Fleuty, M.J. & Weaver, J.D. 1975. Slickensides and slickenlines (a discussion). *Geol. Mag.*, **112**, 319-322.
- Foumarier, P. 1954. *Prodrôme d'une description géologique de la Belgique*. Soc. Géol. Belg. (Ed.), Liège, 826 pp.
- Foumarier, P. & Pelhâte, A. 1968. La profondeur originelle du front supérieur de schistosité à l'endroit du Bassin de Laval (massif armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **267 Série D**, 931-934.
- Freund, R. 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, **21**, 93-134.
- Gamond, J.-F. & Giraud, A. 1982. Identification des zones de faille à l'aide des associations de fractures de second ordre. *Bull. Soc. géol. France*, **(7) XXIV**, 755-762.
- Gapais, D. et al. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, **9**, 635-646.
- Gelser, P.A. & Sansone, S. 1981. Joints, microfractures, and the formation of solution cleavage in limestone. *Geology*, **9**, 280-285.
- George, T.N. et al. 1976. A correlation of Dinantian rocks in the British Isles. *Geol. Soc. London*, sp. report, **7**, 87 pp.
- Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **141**, 609-620.
- Gill, W.D. 1962. The variscan fold belt in Ireland. In: Coe, K. (Ed.) *Some Aspects of the Variscan Fold Belt*. Manchester University Press, 49-64.
- Gray, D.R. 1977. Morphologic classification of crenulation cleavage. *J. Geol.*, **85**, 229-235.
- Groessens, E., Conil, R. & Lees, A. 1973. Problèmes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, **82**, 17-50.
- Groshong, R.H., Pfiffner, O.A. & Pringle, L.R. 1984. Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. *J. Struct. Geol.*, **6**, 5-18.
- Hallet, V. 1982. *Contribution à l'étude du réolt waulsortien de Furfooz: sa partie est et ses équivalents latéraux*. Mémoire de Licence, U.C.L., Inédit, 60 pp.
- Hancock, P.L. 1972. The analysis of en-échelon veins. *Geol. Mag.*, **109**, 269-276.
- Hanmer, S. & Passchier, C. 1991. *Shear-sense Indicators: a review*. Geol. survey of Canada, Paper 90-17, 72 pp.
- Hatcher, R.D. 1990. *Structural geology: principles, concepts and problems*. Merrill Publishing Company, Columbus, 531 pp.

- Heckel, P.H. 1974. Carbonate buildups in the geologic record : a review. In : Laporte, L.F. (Ed.) *Reefs In Time and Space - selected examples from the recent and ancient*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. sp. publ., 18, 90-154.
- Heselden, R.G.W. 1991. *Sedimentology and stratigraphy of the Courcayan-Asblan limestones (Dinantian, Lower Carboniferous) of the Cork Harbour area, southern Ireland*. Unpublished Ph.D. Thesis, University College Cork, 427 pp.
- Houlgatte, E., Le Hérissé, A., Pelhâte, A. & Rolet, J. 1988. Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, 1, 27-46.
- Hudson, R.G.S. & Philcox, M.E. 1965. The Lower carboniferous stratigraphy of the Buttevant area, Co. Cork. *Proc. R. Ir. Acad.*, 64 Sect. B, 65-79.
- Hugman, R.H.H. & Friedman, M. 1979. Effects of texture and composition on mechanical behavior of experimentally deformed carbonate rocks. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 63, 1478-1489.
- Hyett, A.J. 1990. Deformation around a thrust tip in Carboniferous limestone at Tutt Head, near Swansea, South Wales. *J. Struct. Geol.*, 12, 47-58.
- Jones, G.L. 1992. Irish Carboniferous conodonts record maturation levels and the influence of tectonism, igneous activity and mineralization. *Terra Nova*, 4, 238-244.
- Kendall, A.C. & Tucker, M.E. 1973. Radial fibrous calcite : a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 20, 365-389.
- Khatir, A., Mansy, J.-L. & Meilliez, F. 1989. Structures et déformation dans l'Allochthone Ardennais en Avesnols (Nord). *Ann. Soc. géol. Nord*, 108, 73-83.
- Knipe, R.J. 1989. Deformation mechanisms - recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, 11, 127-146.
- Le Corre, C., Auvray, B., Ballevre, M. & Robardet, M. 1991. Le Massif Armoricaïn. *Sol. Géol. Bull. Strasbourg*, 44, 31-103.
- Lees, A. 1961. The Waulsortian 'reefs' of Eire : a carbonate mudbank complex of Lower Carboniferous age. *J. Geol.*, 69, 101-109.
- Lees, A. 1964. The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reefs" of West-central Eire. *Phil. Transact. Roy. Soc. Lond.*, Ser. B, 247, 483-581.
- Lees, A. 1982. The paleoenvironmental setting and distribution of the Waulsortian facies of Belgium and Southern Britain. In : Bolton, K., Lane, H.R. & LeMone, D.V. (Eds.) *Symposium on the Environmental Setting and Distribution of the Waulsortian Facies*. El Paso Geol. Soc. and the Univ. of Texas at El Paso, 1-16.
- Lees, A. 1988. Waulsortian 'reefs' : The history of a concept. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 34, 43-55.
- Lees, A. & Conll, R. 1980. The Waulsortian reefs of Belgium. *Geobios. Mem. spc.*, 4, 35-46.
- Lees, A., Hallet, V. & Hibo, D. 1985. Facies variations in Waulsortian buildups, part 1 : A model from Belgium. *Geol. J.*, 20, 133-158.
- Lees, A. & Hennebert, M. 1982. Carbonate rocks of the Knap Farm borehole at Cannington Park, Somerset. *Rep. Inst. Geol. Sol.*, 82/5, 18-36.

- Lees, A. & Miller, J. 1985.** Facies variation in Waulsortian buildups, part 2 ; Mid-Dinantian buildups from Europe and North-America. *Geol. J.*, **20**, 159-180.
- Lees, A. & Miller, J. (In press).** Waulsortian Banks. In : Monty, C., Bosence, D., Bridges, P. & Pratt, B. (Eds.) *Mud Mounds*. Int. Ass. Sedimentologists sp. publ., 1-58.
- Lees, A., Noël, B. & Bouw, P. 1977.** The Waulsortian "reefs" of Belgium : a progress report. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **29**, 289-315.
- Le Gall, B. 1991(a).** Structure profonde de la croûte varisque en Manche et mer Celtique : apports des profils de sismique réflexion en écoute longue SWAT. *Mém. Soc. géol. France*, **159**, 83-121.
- Le Gall, B. 1991(b).** Crustal evolutionary model for the Variscides of Ireland and Wales from SWAT seismic data. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **148**, 759-774.
- Lisle, R.J. 1985.** *Geological strain analysis : a manual for the R_f/ϕ technique*. Pergamon press, Oxford, 99 pp.
- Lloyd, G.E. & Ferguson, C.C. 1981.** Boudinage structure : some new interpretations based on elastic-plastic finite element simulations. *J. Struct. Geol.*, **3**, 117-128.
- Logan, B.W. 1984.** Products and processes of dynamic metamorphism (deformation) in carbonate sediments and rocks at low temperature. In : *Stylolites and associated phenomena : relevance to hydrocarbon deposits*. Spec. Publ. Abu Dhabi Reservoir Research Foundation, 109-135.
- Logan, B.W. & Semenluk, V. 1976.** *Dynamic metamorphism : processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia*. Geol. Soc. Australia sp. publ., **6**, 138 pp.
- Lohest, M., Stainier, X. & Fourmarier, P. 1908.** Compte rendu de la session extraordinaire de la société géologique de Belgique tenue à Eupen et à Bastogne du 29 août au 3 septembre 1908. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **35**, B351-B434.
- Lucia, F.J. 1962.** Diagenesis of a crinoidal sediment. *J. sediment. Petrol.*, **32**, 848-865.
- MacGill, G.E. & Raney, J.A. 1970.** Experimental study of faulting in an anisotropic, inhomogeneous dolomitic limestone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2949-2958.
- Mansy, J.-L. et al. 1989.** Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien dans l'Avesnois. *Ann. Soc. géol. Nord*, **108**, 125-142.
- Mattauer, M. 1973.** *La déformation des matériaux de l'écorce terrestre*. Coll. Méthodes, Hermann, Paris, 493 pp.
- Matte, P. & Hirn, A. 1988.** Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'ouest de la France. In : Cazes, M. & Torrelles, G. (Coord.) *Programme ECORS ; étude de la croûte terrestre par sismique profonde : profil nord de la France (structure hercynienne)*. Ed. Technip, Paris, 197-222.
- Meilliez, F. et coll. 1991.** Ardenne-Brabant. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, **44**, 3-29.
- Merle, O. 1986.** Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes. *Tectonophysics*, **124**, 211-222.
- Meyers, W.J. 1980.** Compaction in Mississippian limestones, southwestern New Mexico. *J. sediment. Petrol.*, **50**, 457-474.

- Michot, P. 1980. Belgique. In : *Géologie des pays européens, France-Belgique-Luxembourg*. Ed. Dunod, Paris, 485-576.
- Mills, P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures - a review. *Sediment. Geol.*, **35**, 83-104.
- Milon, Y. 1924. Sur la faune et l'âge des Calcaires waulsortiens de Saint-Pierre-la-Cour (Mayenne). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **179**, 1174-1176.
- Misík, M. 1971. Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *J. sediment. Petrol.*, **41**, 450-460.
- Mitra, G. & Yonkee, W.A. 1985. Relationship of spaced cleavage to folds and thrusts in the Idaho-Utah-Wyoming thrust belt. *J. Struct. Geol.*, **7**, 361-373.
- Moody, J.D. & Hill, M.J. 1956. Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **67**, 1207-1246.
- Murphy, F.X. 1990. The Irish Variscides: a fold belt developed within a major surge zone. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **147**, 451-460.
- Naylor, D. 1969. Facies change in Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of southern Ireland. *Geol. J.*, **7**, 307-328.
- Naylor, D. 1978. A structural section across the Variscan fold belt, southwest Ireland. *J. Earth Sci. R. Dubl. Soc.*, **1**, 63-70.
- Naylor, D., Phillips, W.E.A., Sevastopulo, G.D. & Synge, F.M. 1980. *An Introduction to the geology of Ireland*. 26th Geol. Congr. 1980, Ir. Nat. Committee for Geology of the R. Ir. Acad. (publ.), 50 pp.
- Naylor, D., Reilly, T.A., Sevastopulo, G.D. & Sleeman, A.G. 1983. Stratigraphy and Structure in the Irish Variscides. In : Hancock, P.L. (Ed.) *The Variscan Fold Belt in the British Isles*. Adam Hilger Ltd, Bristol, 20-46.
- Naylor, D., Sevastopulo, G.D. & Sleeman, A.G. 1989. The subsidence history of the South Munster Basin, Ireland. In : Arthurton, R.S., Gutteridge, P. & Nolan, S.C. (Eds). *The Role of tectonics in Devonian and Carboniferous sedimentation in the British Isles*. Proc. York. Geol. Soc., 99-109.
- Naylor, D., Sevastopulo, G.D., Sleeman, A.G. & Reilly, T.A. 1981. The Variscan fold belt in Ireland. *Geol. Mijnbouw*, **60**, 49-66.
- Neugebauer, J. 1978. Micritization of crinoids by diagenetic dissolution. *Sedimentology*, **25**, 267-283.
- Nissen, H.U. 1964. Dynamic and kinematic analysis of deformed crinoid stems in a quartz graywacke. *J. Geol.*, **72**, 346-360.
- Oehlert, D. 1887. Sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le bassin de Laval. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **102**, 528-529.
- Oertel, G., Engelder, T. & Evans, K. 1989. A comparison of the strain of crinoid columnals with that of their enclosing silty and shaly matrix on the Appalachian Plateau, New York. *J. Struct. Geol.*, **8**, 975-993.
- Olson, J.E. & Pollard, D.D. 1991. The initiation and growth of en échelon veins. *J. Struct. Geol.*, **13**, 595-608.

- Paproth, E., Conil, R. et al. 1983. Bio-and Lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian of Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**, 185-239.
- Park, W.C. & Shot, E.H. 1968. Stylolites : their nature and origin. *J. sediment. Petrol.*, **38**, 175-191.
- Peacock, D.C.P. & Sanderson, D.J. 1992. Effects of layering and anisotropy on fault geometry. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **149**, 793-802.
- Pelhôte, A. 1971. *Le Carbonifère Inférieur du Bassin de Laval, Massif armoricain. Stratigraphie-Sédimentologie-Evolution paléogéographique*. Thèse d'Etat (Rennes 1967), Mem. Soc. géol. minéral. Bretagne, **15**, 315 pp.
- Pelhôte, A. 1973. Précisions sur l'âge de la sédimentation carbonatée dans l'Ouest du bassin de Châteaulin et conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **277 Série D**, 2305-2307.
- Pelhôte, A., Conil, R., Vullemin, C. & Melliez, F. 1991. Les calcaires de la Viosne : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval, au Moliniacien (Viséen inférieur). *Ann. Soc. géol. Nord*, **109**, 237-244.
- Plaine, J. 1976. *La bordure Sud du Synclinorium Paléozoïque de Laval (Massif Armoricain). Stratigraphie, Volcanisme, Structure*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Rennes, inédite, 212 pp.
- Powell, C.McA. 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, **58**, 21-34.
- Price, C.A. & Todd, S.P. 1988. A model for the development of the Irish Variscides. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **145**, 935-939.
- Price, N.J. & Cosgrove, J.W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 pp.
- Ramberg, H. 1955. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.*, **63**, 512-526.
- Ramsay, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York, 560 pp.
- Ramsay, J.G. 1980. Shear zone geometry : a review. *J. Struct. Geol.*, **2**, 83-100.
- Ramsay, J.G. & Graham, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, **7**, 786-813.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology ; Volume 1 : Strain analysis*. Academic Press, London, 1-307.
- Ramsay, J.G. & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology ; Volume 2 : Folds and Fractures*. Academic Press, London, 308-700.
- Ramsay, J.G. & Wood, D.S. 1976. A discussion on natural strain and geological structure. *Phil. Transact. Roy. Soc. Lond.*, **Ser. A**, **183**, 344 pp.
- Raoult, J.-F. & Melliez, F. 1987. The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River. *J. Struct. Geol.*, **9**, 473-479.
- Rast, N. 1983. Variscan Orogeny. In : Hancock, P.L. (Ed.) *The Variscan Fold Belt in the British Isles*. Adam Hilger Ltd, Bristol, 20-46.
- Rawnsley, K.D. et al. 1992. Joint development in perturbed stress fields near faults. *J. Struct. Geol.*, **14**, 939-951.

- Raynaud, S. & Carrio-Schaffhauser, E. 1992. Rock matrix structures in a zone influenced by a stylolite. *J. Struct. Geol.*, **14**, 973-980.
- Reading, H.G. (Ed.) 1986. *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 pp.
- Reches, Z. 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**, 133-156.
- Rickard, M.J. 1972. Fault classification-discussion. *Geol. Mag.*, **108**, 23-26.
- Rispoli, R. 1981. Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. *Tectonophysics*, **75**, T29-T36.
- Roering, C. 1968. The geometrical significance of natural en-échelon crack-arrays. *Tectonophysics*, **5**, 107-123.
- Rolet, J. 1984. Graben losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulisements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif Armoricaïn. *Ann. Soc. géol. Nord*, **103**, 209-220.
- Rolet, J. et al. 1986. L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. géol. France*, (8) **11**, 43-54.
- Rothery, E. 1988. En échelon vein array development in extension and shear. *J. Struct. Geol.*, **10**, 63-71.
- Rowan, M. G. 1991. Three-dimensional finite strain from crinoid ossicles. *J. Struct. Geol.*, **13**, 1049-1059.
- Ruhland, M. 1973. Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, **26**, 91-113.
- Schmid, S.M., Boland, J.N. & Paterson, M.S. 1977. Superplastic flow in finegrained limestone. *Tectonophysics*, **43**, 257-291.
- Sevastopulo, G.D. 1982. The age and depositional setting of Waulsortian Limestones in Ireland. In : Bolton, K., Lane, H.R. & LeMone, D.V. (Eds.) *Symposium on the Environmental Setting and Distribution of the Waulsortian Facies*. El Paso Geol. Soc. and the Univ. of Texas at El Paso, 65-79.
- Shalin, V.E. 1950. Conjugate sets of en échelon tension fractures in the Athens Limestones at Riverton, Virginia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **61**, 509-517.
- Shepard-Thorn, E.R. 1963. The Carboniferous Limestone succession in north-west County Limerick, Ireland. *Proc. R. Ir. Acad.*, **62 Sect. B**, 267-294.
- Sibley, D.F. & Gregg, J.M. 1987. Classification of dolomitic rock textures. *J. sediment. Petrol.*, **57**, 967-975.
- Sibson, R.H. 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, **249**, 542-544.
- Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **133**, 191-213.
- Simpson, J. 1985. Stylolite-controlled layering in a homogeneous limestone : pseudo-bedding produced by burial diagenesis. *Sedimentology*, **32**, 495-505.

- Sleeman, A.G. 1987. The Dinantian and Namurian rocks of the Ringabella and Cloyne Synclines, west of Cork Harbour, County Cork. *Geol. Surv. Ire. Bull.*, **4**, 67-76.
- Sleeman, A.G. 1991. *The geology of Cork City and Harbour. Geological summary to accompany the 1:25,000 geological map series: map sheets 17/5NW Cork Harbour, 17/7SW Little Island, 14/7SE Cork & 14/5NE Ballinhassig.* Geol. Surv. Ireland, Map Report Series MRS 91/1, 34 pp.
- Sleeman, A.G. & Sevastopulo, G.D. (Leaders) 1987. *Manual of the Southern Ireland Field Meeting at Kinsale (Co. Cork), 3rd-6th April 1987.* Paleontological Association Carboniferous Group, 46 pp.
- Sleeman, A.G., Thornbury, B. & Sevastopulo, G.D. 1986. The stratigraphy of the Courceyan (Carboniferous ; Dinantian) rocks of the Cloyne Syncline, west of Cork Harbour. *Ir. J. Earth Sci.*, **8**, 21-40.
- Swennen, O. 1982. *Structure et déformation du réoif waulsortien de Furfooz, Belgique.* Mémoire de Licence, U.C.L., Inédit, 109 pp.
- Tazieff, H. 1944. *De l'influence des faciès waulsortiens sur la tectonique de la région de Falmignoul.* Thèse pour le grade d'Ingénieur géologue, U.Lg., Inédit, 54 pp.
- Tchalenko, J.S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 1625-1640.
- Treagus, S.H. 1982. A new isogon-cleavage classification and its implication to natural and model fold studies. *Geol. J.*, **17**, 49-64.
- Trémolières, P. & Reulet, J. 1978. Influence des déformations tectoniques sur les caractéristiques pétrophysiques matricielles des roches réservoirs calcaires. *Revue I.F.P.*, **33/3**, 331-348.
- Troëll, A.R. 1962. Lower Mississippian bioherms of southwestern Missouri and northwestern Arkansas. *J. sediment. Petrol.*, **32**, 629-644.
- Turner, J.P. & Hancock, P.L. 1990. Relationships between thrusting and joint systems in the Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, **12**, 217-226.
- Vuillemin, C. 1990. *Les tétracoralliaires (rugosa) du Carbonifère Inférieur du Massif armoricain (France).* Les Cahiers de Paléontologie, Ed. C.N.R.S., 169 pp.
- Walsh, P.T. 1968. The Old Red Sandstone west of Killarney, Co. Kerry, Ireland. *Proc. R. Ir. Acad.*, **66 B**, 9-26.
- Wanless, H.R. 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *J. sediment. Petrol.*, **49**, 437-462.
- Wanless, H.R. 1984. Styles of pressure dissolution. In: *Stylolites and associated phenomena: relevance to hydrocarbon deposits.* Spec. Publ. Abu Dhabi Reservoir Research Foundation, 81-105.
- Wardlaw, N.C. 1962. Aspects of diagenesis in some Irish Carboniferous limestones. *J. sediment. Petrol.*, **32**, 776-780.
- Weber, J.N. 1969. The incorporation of Magnesium into the skeletal calcites of echinoderms. *Am. J. Sci.*, **267**, 537-566.
- Weiss, L.E. 1980. Nucleation and growth of kink bands. *Tectonophysics*, **65**, 1-38.

- Wenk, H.-R., Wagner, F., Essling, C. & Bunge, H.J. 1981. Texture representation of deformed dolomite rocks. *Tectonophysics*, **78**, 119-138.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B.C. 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**, 105-115.
- Williams, E.A., Ford, M. & Edwards, H.E. 1990. Discussion of a model for the development of the Irish Variscides. *Jl. geol. Soc. Lond.*, **147**, 566-571.
-