

Université du Québec
INRS Centre Eau, Terre et Environnement

**Pli de détachement et sédimentation syntectonique
dans un bassin d'avant-pays Tertiaire :
l'anticlinal de Vilanova dans le nord-est
du bassin de l'Èbre, Pyrénées Sud**

Par
Emilie Tremblay-Paquet

Mémoire présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès sciences (M. Sc.)
en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Examineur externe	Michel Rocheleau Département de géologie et génie géologique Université Laval
Examineur interne	Bernard Long INRS-ETE
Directeur de recherche	Michel Malo INRS-ETE
Codirecteur de recherche	Jaume Vergés CSIC, Institut Jaume Almera Barcelone, Espagne

RÉSUMÉ

L'interaction entre la sédimentation et la tectonique dans les Pyrénées espagnoles peut facilement être étudiée compte tenu de la qualité des affleurements. La présence d'horizons évaporitiques dans la séquence sédimentaire du nord-est du bassin de l'Èbre permet la déformation du front tectonique des Pyrénées orientales de se propager le long de ces horizons. Des plis de détachement accompagnent ces décollements et sont souvent associés à des *growth strata*. Pour déterminer si l'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement et s'il contient des *growth strata*, des données de terrain et de sismique réflexion sont combinées. En plus d'une analyse structurale conventionnelle, la géométrie du pli est analysée en produisant deux coupes structurales perpendiculaires à sa trace axiale qui intègrent une interprétation de profils sismiques et des données de surface. L'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement tel que défini par Vergés et al. (1996) parce qu'il est composé d'unités sédimentaires compétentes au-dessus d'un horizon incompetent, le sel de la Formation de Cardona, dans lequel est situé un décollement et dont le raccourcissement est dû au plissement. Les unités sous le décollement basal ne sont pas déformées. Les formations de Castelltallat et de Barbastro sont considérées comme des dépôts syntectoniques, des *growth strata*. Les paléocourants dans ces dépôts ont été déviés par l'anticlinal de Vilanova sur son flanc sud-est. L'angle d'ouverture γ de ces unités est plus grand que celui des unités plus anciennes et des discordances angulaires locales entre les unités sont reconnues. De plus, il y a un nombre plus élevé de changement vertical de faciès sur le flanc nord-ouest que sur le flanc sud-est à l'intérieur des unités syntectoniques. L'augmentation rapide de la granulométrie dans la séquence sédimentaire et l'évolution de faciès lacustres à des faciès continentaux fluviaux confirment l'influence de la progression vers le sud des chevauchements pyrénéens lors de la sédimentation. Finalement, l'interaction entre la sédimentation et la tectonique dans la région d'étude permet d'affirmer que l'anticlinal de Vilanova s'est développé à partir du Chattien (29 Ma).

Étudiante

Directeur de recherche

REMERCIEMENTS

Pour obtenir le niveau de Maître ès sciences, il faut beaucoup de travail. Mais le plus exigeant dans ce diplôme, c'est qu'il faut réussir à avoir confiance en soi. Je vois ces deux années (et plus!) comme une démarche visant à développer mes aptitudes pour la recherche. En obtenant ce diplôme, je prouve que je suis capable de mener un projet à terme en participant à toutes ces étapes.

Bien entendu, il est impossible de faire cette démarche sans beaucoup d'aide, de support et de reconnaissance. Je tiens donc à remercier Michel Malo pour son énorme support, ses nombreux conseils, sa patience et sa joie de vivre. Mais avant tout, c'est grâce à lui si j'ai eu l'opportunité de travailler dans un pays étranger et de connaître d'autres façons de travailler avec des géologues espagnols. Grâce à lui, j'ai non seulement appris à connaître la géologie d'un coin de notre jolie planète, mais aussi une autre culture. Je veux également remercier Jaume Vergés, pédagogue incroyable, qui m'a fait connaître une nouvelle technique et qui m'a si brillamment dirigée sur le terrain. Mes remerciements vont aussi à ceux qui m'ont aidée sur le terrain et avec qui je me suis bien amusée, Esther Bordet, Alexandre Aubiès-Trouilh, Cristina Lladó et Hadi Emani. Un merci tout particulier à Donna Kirkwood pour ses explications sur le terrain qui m'ont permis d'y voir plus clair et de mieux comprendre les Pyrénées (et d'améliorer mes dessins de paysages!).

Sans le savoir peut-être, beaucoup de gens sont derrière ce projet pour m'avoir encouragée et dirigée. Merci à Marie, Raymond, Josée-Anne, Lucien, Madeleine, Antonio, Francine, Michèle, Richard, Audrey, Charles N., Charles L., Émilie, Esther, Vladimir, Grégory, Bruno et beaucoup d'autres. Mais je tiens à remercier tout particulièrement Eric Normandeau pour son soutien moral et son sourire contagieux. Merci d'être dans ma vie!

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	iii
REMERCIEMENTS	v
TABLE DES MATIÈRES.....	vii
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX	xiii
CHAPITRE 1	
<u>INTRODUCTION</u>	1
1.1 Problématique.....	1
1.2 Objectifs.....	4
1.3 Méthodologie.....	7
1.4 Géologie régionale.....	9
1.4.1 Pyrénées.....	9
1.4.2 Bassin de l'Èbre.....	11
1.4.2.1 Stratigraphie.....	12
1.4.2.2 Déformation.....	13
1.4.3 Travaux antérieurs dans le secteur de Vilanova de la Aguda.....	13
CHAPITRE 2	
<u>LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE VILANOVA DE LA AGUDA</u>	15
2.1 Formation d'Igualada.....	15
2.2 Formation de Cardona	15
2.3 Formation de Barbastro	16
2.4 Formation de Castelltallat.....	17
2.5 Formation de Solsona	18
CHAPITRE 3	
<u>ANALYSE STRUCTURALE DE LA RÉGION DE VILANOVA DE LA AGUDA</u>	21
3.1 Caractéristiques structurales de l'anticlinal de Vilanova	21
3.2 Attitude de la stratification	21
3.3 Coupes structurales.....	29
3.4 Paléocourants.....	29
CHAPITRE 4	
<u>SISMIQUE RÉFLEXION</u>	33
4.1 Interprétation des profils sismiques.....	33
4.2 Conversion de l'échelle verticale de temps en profondeur.....	37
4.3 Intégration de toutes les données en coupe.....	39
4.4 Description des coupes synthétiques	40

CHAPITRE 5	
<u>DISCUSSION</u>	45
5.1 Pli de détachement	45
5.1.1 Exemples de plis de détachement dans le bassin de l'Èbre	46
5.1.2 Anticlinal de Vilanova	47
5.2 <i>Growth strata</i>	51
5.2.1 Exemple de <i>growth strata</i> dans le bassin de l'Èbre	52
5.2.2 Anticlinal de Vilanova	53
5.2.2.1 Paléocourants	53
5.2.2.2 Attitude de la stratification et discordances	54
5.2.2.3 Angle d'ouverture γ	56
5.2.2.4 Stratigraphie	57
5.3 Historique de la déformation	58
CHAPITRE 6	
<u>CONCLUSION</u>	61
RÉFÉRENCES	64

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Géologie régionale des Pyrénées, du bassin de l'Èbre, de la Chaîne Ibérique et de la Chaîne Côtière Catalane.....	2
Figure 2 : Géologie du secteur nord-est du bassin de l'Èbre.....	3
Figure 3 : Géométrie d'un pli de détachement accompagné de <i>growth strata</i> dont les épaisseurs varient entre les surfaces axiales..	4
Figure 4 : Orthophoto de la région d'étude avec localisation des profils sismiques T-21 et T-22 et des forages SV1, SV2 et SV3. Localisé sur la figure 2.....	5
Figure 5 : Technique de construction de coupe structurale par domaine de pendage.....	8
Figure 6 : Stratigraphie du bassin de l'Èbre. Le sel de la Formation de Cardona est le dernier dépôt marin dans la séquence.....	12
Figure 7 : Coupe régionale à travers l'avant-pays des Pyrénées sud illustrant les détachements de Beuda et de Cardona. L'anticlinal de Vilanova est situé au dessus du décollement de Cardona et l'anticlinal de Sanaüja constitue la structure au front du chevauchement qu'est le décollement de Cardona. Localisée sur la figure 2..	13
Figure 8 : Colonnes stratigraphiques à partir des forages SV-1, SV-2 et SV-3 du rapport de Riba et al. (1974).....	14
Figure 9 : Gypse laminé de la Formation de Barbastro.....	16
Figure 10 : Alternance de grès fin, de siltstone et de mudstone de la Formation de Castelltallat.....	17
Figure 11 : A. Lit de conglomérat intraformationnel avec laminations parallèles. B. Vue du plan de stratification du conglomérat intraformationnel à fragments centimétriques de calcaire, de grès ou siltstone, de quartz et de chert.	19
Figure 12 : Niveaux isochrones issus de l'interprétation de l'orthophoto de la figure 4.	22
Figure 13 : Carte géologique comprenant les niveaux isochrones de référence t1, t2 et t3.	23
Figure 14 : Coupe A-A' localisée sur la figure 13 montrant l'attitude de la trace axiale de l'anticlinal de Vilanova.....	24
Figure 15 : Carte géologique avec les données de stratification divisées en domaines.	25

Figure 16 : Données de stratification ($\pi S0$) selon les différents domaines identifiés sur la figure 15.....	26
Figure 17 : Coupe structurale T-22 construite à partir des données de stratification à la surface.....	27
Figure 18 : Coupe structurale T-21 construite à partir des données de stratification à la surface.....	28
Figure 19 : Carte géologique des paléocourants divisés en domaines.....	31
Figure 20 : Données de paléocourants représentées en rosace symétrique de fréquence selon la direction par rapport au nord. Les domaines sont représentés sur la figure 19. ..	32
Figure 21 : Interprétation du profil sismique T-22. Le symbole en triangle représente un changement d'épaisseur.....	35
Figure 22 : Interprétation du profil sismique T-21.....	36
Figure 23 : Interprétation de l'encadré B du profil sismique T-21 (figure 22).....	38
Figure 24 : Signature sismique des différentes lithologies de la région de Vilanova de la Aguda.....	39
Figure 25 : Coupe synthétique T-22 localisée sur la figure 4.....	42
Figure 26 : Coupe synthétique T-21 localisée sur la figure 4.....	43
Figure 27 : Coupe structurale de l'anticlinal de Cardona montrant le décollement basal de ce pli de détachement.....	46
Figure 28 : Coupe structurale de l'anticlinal d'Oló dont le décollement basal se situe dans la Formation de Cardona.....	47
Figure 29 : Modèle d'évolution d'un pli de détachement symétrique impliquant un contraste de compétence entre l'unité basale et les unités supérieures. Le bilan des aires indique que l'aire résiduelle (A2) est équivalente à la différence entre l'aire au cœur de l'anticlinal (A1) au dessus du niveau régional et l'aire des synclinaux en dessous de ce niveau (A3 et A4).....	48
Figure 30 : Schéma illustrant la sédimentation syntectonique développant des <i>growth strata</i>	51
Figure 31 : Coupe structurale à la terminaison sud du front tectonique des Pyrénées orientales montrant la relation entre les chevauchements hors-séquence et les dépôts conglomératiques syntectoniques.....	52

Figure 32 : Interaction entre le développement d'un anticlinal et la sédimentation.....55

Figure 33 : Séquence schématique de la sédimentation et de la déformation en coupe dans le secteur à l'étude du Priabonien au Chattien.60

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Description des paramètres d'enregistrement, de la source et de la configuration des lignes sismiques T-21 et T-22, ainsi que le traitement géophysique des données sismiques.	34
Tableau 2 : Vitesses de propagation des ondes sismiques en m/s des lithologies de la région de l'anticlinal de Vilanova.....	38

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Un bassin d'avant-pays est un bassin déposé sur un craton et à proximité d'un prisme orogénique ou d'une chaîne de montagnes. La surcharge de la ceinture orogénique provoque une flexure de la croûte continentale. Les sédiments qui remplissent le bassin d'avant-pays proviennent de l'érosion de cette structure croissante (Macqueen et Leckie, 1992). Cette étude s'intéresse particulièrement au bassin de l'Èbre en Espagne qui est le bassin d'avant-pays tertiaire situé immédiatement au sud des Pyrénées orientales. Les bassins d'avant-pays sont rarement ou peu déformés, à l'exception de la zone d'interaction avec le front tectonique. La particularité du bassin de l'Èbre réside dans le fait que la déformation tectonique s'est propagée au sud du front tectonique, dans le bassin d'avant-pays. Les forces tectoniques ont emprunté trois différents niveaux évaporitiques (décollement), entraînant la déformation des unités sédimentaires au sommet en une succession de synclinaux larges et ouverts, et d'anticlinaux plus fermés d'environ 30 km de longueur (Sans et Vergés, 1995) (figures 1 et 2). Dans le secteur nord-est du bassin de l'Èbre (figures 1 et 2), les anticlinaux serrés au-dessus des niveaux évaporitiques correspondent souvent à des plis de détachement (Sans et al., 1996). Selon Jamison (1987), un pli de détachement est un pli se développant à la terminaison d'un chevauchement à faible pendage dans un horizon peu compétent par rapport aux unités adjacentes. De son côté, Vergés et al. (1996) définissent un pli de détachement comme un pli se formant par déformation au-dessus d'un décollement subparallèle à la stratification originale et dont le raccourcissement est dû principalement au plissement et non au déplacement le long d'une faille.

La sédimentation dans les bassins d'avant-pays est dite syntectonique parce qu'elle est contemporaine à l'activité tectonique dans le prisme orogénique adjacent et parfois à la déformation tectonique dans le bassin même. Dans le bassin d'avant-pays de l'Èbre, la

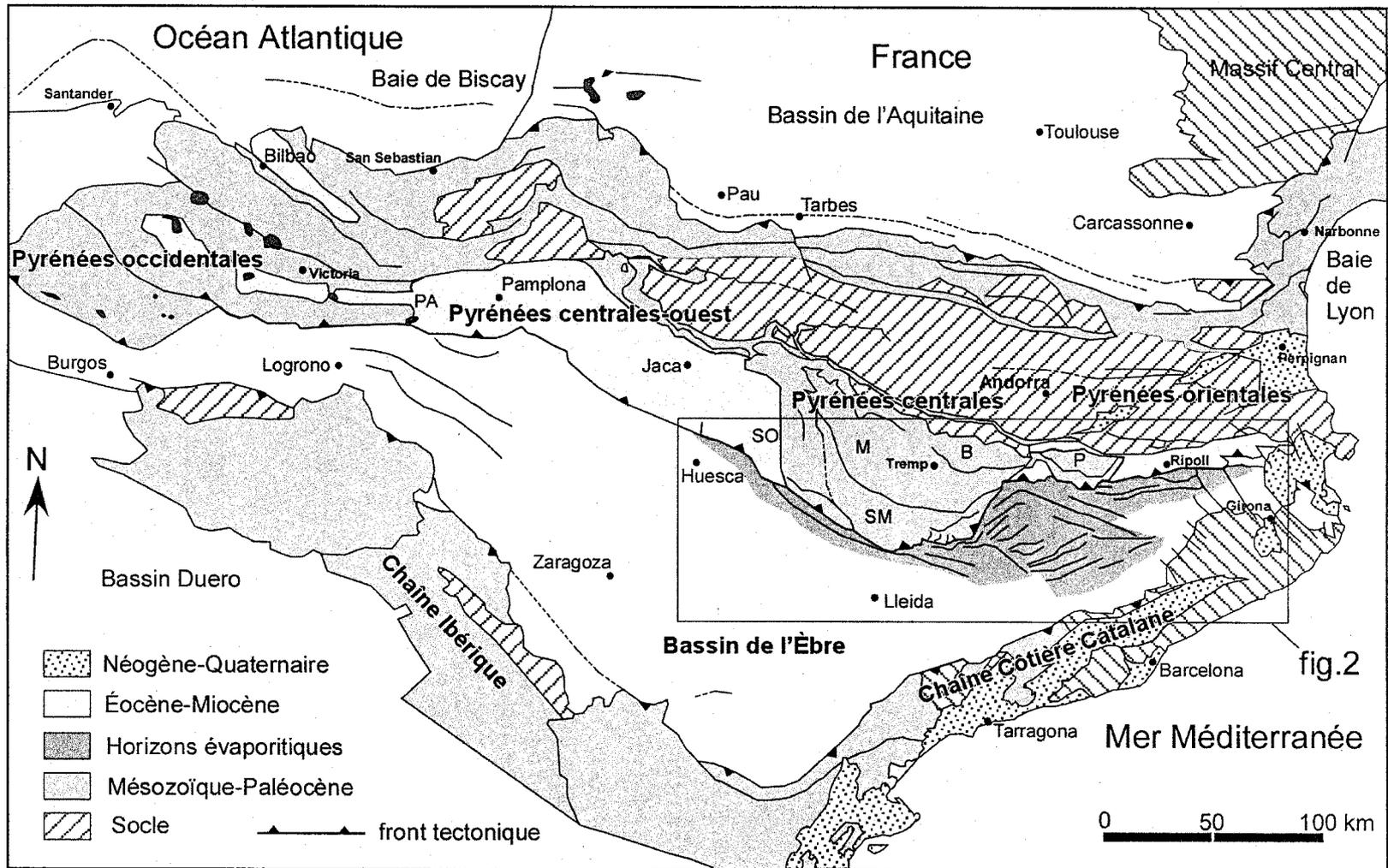


Figure 1 : Géologie régionale des Pyrénées, du bassin de l'Èbre, de la Chaîne Ibérique et de la Chaîne Côtière Catalane. B : Bóixols, M : Montsec, SM : Sierra Marginales, SO : Sobrarbe, P : Pedraforca, PA : Pamplona. Modifiée de Vergés et al. (2002b).

sédimentation est localement contrôlée par la séquence de chevauchement le long des niveaux évaporitiques (Vergés et Muñoz, 1990). Dans plusieurs cas (e.g. anticlinal d'Oliana, figures 2), l'apport de sédiments est contemporain à la formation des plis de détachement (Vergés et Muñoz, 1990; Burbank et al., 1992). Les sédiments qui se déposent en même temps que la formation de structures tectoniques, qui y sont associées sont appelés des *growth strata* (Riba, 1976; Meigs, 1997; Suppe et al., 1992). Les *growth strata* sont en général des dépôts contemporains à une déformation continue. Ils sont caractérisés par une géométrie en biseau avec des discordances angulaires entre eux et avec les strates antérieures à la déformation (figure 3). Les discordances sont induites par un mouvement de rotation des strates qui lui peut être dû à des plis ou des failles. Lorsqu'on connaît l'âge des *growth strata*, on peut ainsi déterminer l'âge de formation de la structure tectonique qui y est associée. L'étude des *growth strata* dans le bassin de l'Èbre permet de déterminer la chronologie de formation des plis de détachement (Riba, 1976; Vergés et Muñoz, 1990; Burbank et al., 1992; Suppe et al., 1992; Sans et al., 1996; Vergés et al., 1996 et Vergés et al., 2002a) et, par le fait même, l'histoire plus globale de la déformation et de la sédimentation du bassin d'avant-pays. Le type de déformation et de géométrie résultante connue pour le bassin de l'Èbre est susceptible d'engendrer des réservoirs potentiels d'hydrocarbure, de charbon et de sel (Sans et al., 1996).

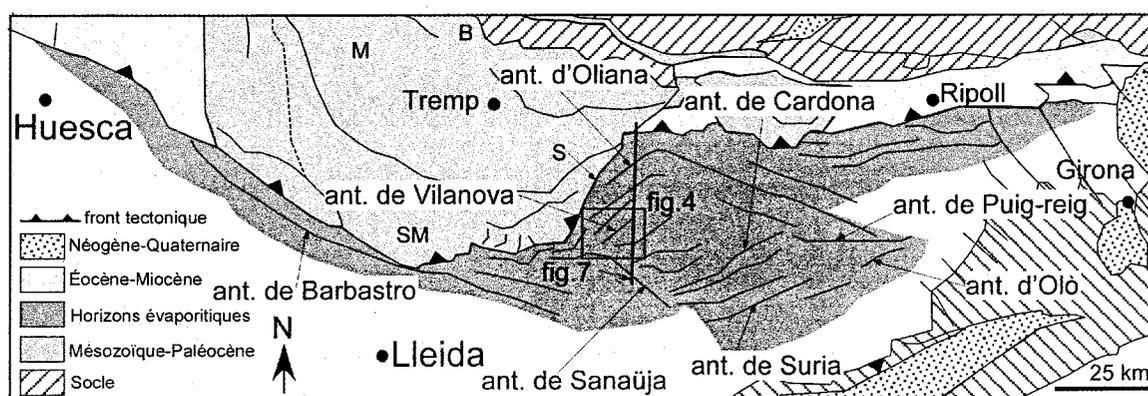


Figure 2 : Géologie du secteur nord-est du bassin de l'Èbre. B : Bóixols, M : Montsec, S : Rampe latérale de Segre, SM : Sierra Marginales, ant. : anticlinal. Localisée sur la figure 1. Modifiée de Vergés et al. (2002b).

La géométrie en profondeur de l'anticlinal de Vilanova (figure 2) n'est pas connue, mais Sans et Koyi (2001) assument qu'il est un pli de détachement. Des données de sismique

réflexion et des orthophotos de qualité (figure 4) ont récemment été rendues publiques dans la région de l'anticlinal de Vilanova. L'intégration de ces données à une étude géologique permet alors de cartographier les différents faciès lithostratigraphiques de la structure anticlinale et d'analyser sa géométrie en profondeur. On peut ainsi déterminer dans un premier temps si l'anticlinal de Vilanova fait partie de la famille de plis de détachement qui caractérise le bassin de l'Èbre et dans un deuxième temps analyser la relation entre la sédimentation et la structure anticlinale pour déterminer si les strates déposées sont des *growth strata*. Connaissant l'âge des dépôts, on peut déterminer l'âge de la formation de l'anticlinal. En plus de l'âge de la déformation, les dépôts syntectoniques entourant les plis de détachement dans le nord-est du bassin de l'Èbre peuvent indiquer la cinématique du plissement (Vergés et al., 2002a), c'est-à-dire le taux et la direction de la rotation des flancs.

1.2 Objectifs

Les objectifs du projet sont de : 1) caractériser la géométrie du pli, donc l'attitude des différentes unités sédimentaires composant le pli tant en surface qu'en profondeur pour déterminer si l'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement; 2) caractériser la géométrie des corps sédimentaires déposés autour du pli et analyser leurs relations avec le pli pour déterminer s'il s'agit de dépôts de type *growth strata*, puis 3) établir la séquence et l'âge de la déformation dans la région d'étude.

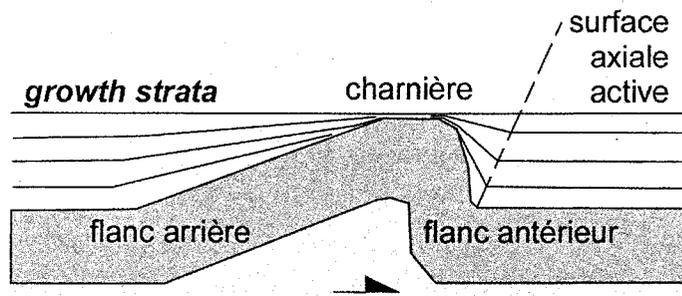


Figure 3 : Géométrie d'un pli de détachement accompagné de *growth strata* dont les épaisseurs varient entre les surfaces axiales des synclinaux. Modifiée de Vergés et al. (1996).

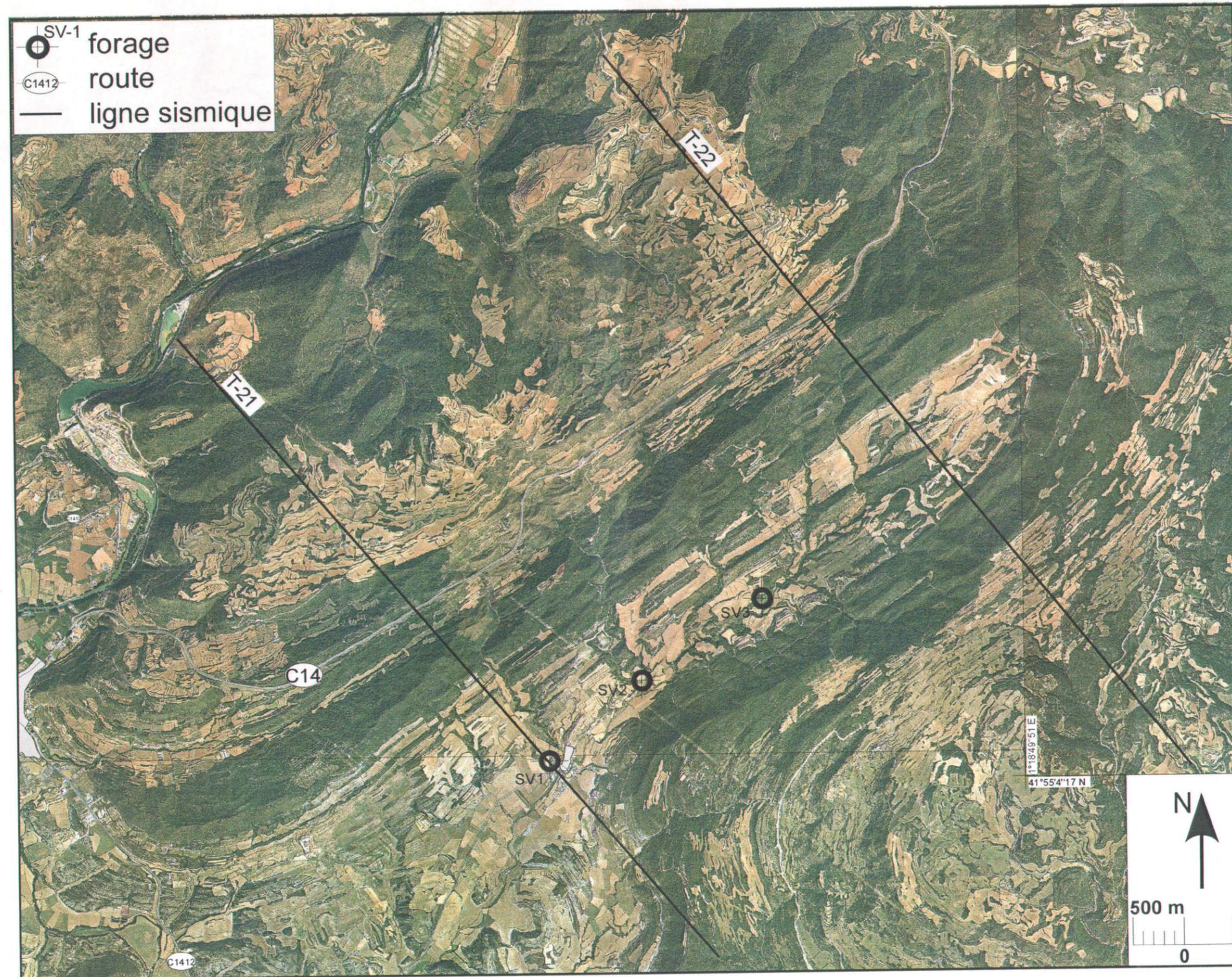
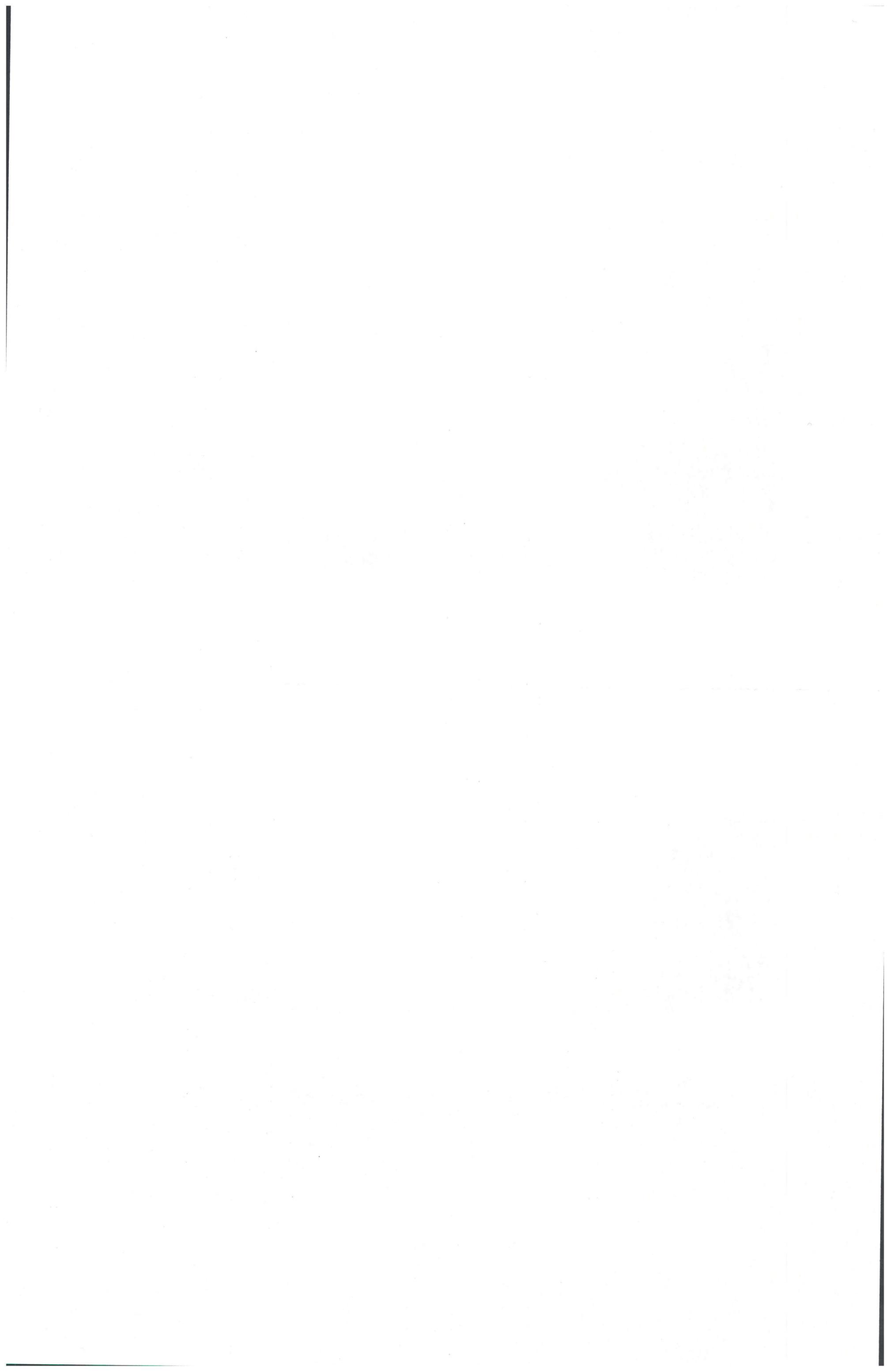


Figure 4 : Orthophoto de la région d'étude avec localisation des profils sismiques T-21 et T-22 et des forages SV1, SV2 et SV3. Localisé sur la figure 2.



1.3 Méthodologie

La démarche générale pour arriver à répondre aux objectifs est de combiner l'interprétation structurale des données de terrain avec les données de sismique réflexion obtenues dans la région d'étude (Vergés et al., 2002a). Pour obtenir une interprétation structurale, une cartographie détaillée des faciès lithostratigraphiques, de l'attitude de la stratification, des paléocourants et des failles est effectuée. La division de la région d'étude en domaines correspondant aux grandes unités sédimentaires permet d'identifier l'angle d'ouverture γ du pli en fonction de chacune des unités et de déterminer l'attitude du plan axial de l'anticlinal. Les données de stratification et de paléocourants redressés dans leur position pré-pliessement sont analysées pour chaque domaine.

Les données de stratification permettent ensuite de construire deux coupes structurales équilibrées et orientées perpendiculairement à la trace axiale du pli (figure 4). En fait, la position des deux coupes structurales correspond exactement à celle des deux profils de sismique réflexion examinés dans cette étude. Ces coupes structurales sont construites selon la méthode des domaines de pendage élaborée dans Gill (1953) et décrite par Groshong (1999). Cette méthode est basée sur le fait que les lits correspondent à des segments planaires séparés par des charnières étroites et permet de projeter des contacts sur une coupe. Le résultat de cette technique de projection donne des plis de style kink-band. Il faut donc supposer que les lits ont des épaisseurs constantes dans le plan de coupe. Dans un premier temps, les données de stratification sont projetées sur la coupe structurale à leur altitude réelle. Elles sont ensuite regroupées en domaine selon leur valeur de pendage avec un intervalle inférieur à quatre degrés. Une valeur de pendage correspondant à la moyenne des données dans le domaine est attribuée à celui-ci (figure 5a). Des bissectrices sont ensuite tracées entre les domaines, elles correspondent aux plans des charnières entre les segments planaires des lits (figure 5b). À partir des contacts entre les lits marqueurs observés sur le terrain, il est alors possible de tracer la projection du contact avec l'inclinaison indiquée par le domaine de pendage. Lorsque le segment planaire correspondant au contact rencontre une bissectrice, il est projeté selon un nouvel angle dicté par le nouveau domaine de pendage (figure 5c).

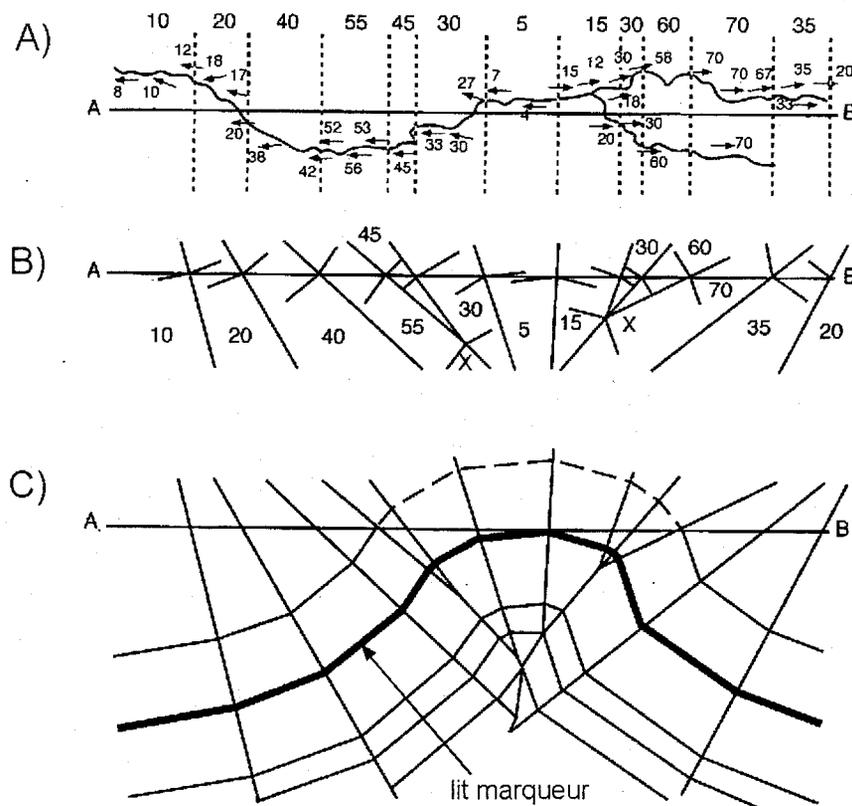


Figure 5 : Technique de construction de coupe structurale par domaine de pendage. A) Carte des pendages mesurés le long d'une coupe de ruisseau et les frontières (lignes pointillées) entre les domaines de pendage interprétés. B) Première étape dans la construction de la coupe par domaine de pendage montrant les domaines de pendages ainsi que les surfaces axiales qui bissectent les charnières des segments de droite. Les X représentent des intersections entre les surfaces axiales. C) Coupe structurale complétée. Tirée de Groshong (1999), d'après Gill (1953).

Le travail sur le terrain est couplé à une analyse de l'orthophoto à l'échelle 1 :25 000 de la région d'étude afin de produire une carte géologique la plus juste possible. Une orthophoto est une photographie obtenue par une projection orthogonale sur un plan horizontal d'un modèle stéréoscopique correctement orienté formé par deux ou plusieurs photos aériennes se recouvrant l'une l'autre (Grand dictionnaire terminologique). Pour analyser l'orthophoto, il faut d'abord tracer tous les lits qui sont visibles à cette échelle. Ensuite, il est possible de tracer les lits marqueurs importants en combinant les tracés qui semblent s'aligner. Tel qu'observé sur le terrain, certains de ces lits marqueurs correspondent effectivement à des contacts entre des unités sédimentaires. Les marqueurs

choisis sont intégrés à la carte géologique. Cette méthode est utile pour produire une carte géologique fiable sur toute la région d'étude sans nécessairement être allé visiter tous les affleurements. La qualité d'affleurement dans les Pyrénées espagnoles et dans le bassin de l'Èbre permet d'appliquer cette technique sans difficulté.

Nous avons à notre disposition deux profils en sismique réflexion dans la région d'étude (figure 4). Ces profils sont d'abord interprétés, c'est-à-dire que les réflecteurs qui correspondent aux contacts entre les unités sédimentaires à la surface sont tracés sur les profils. La méthode des domaines de pendage est appliquée aux sections des profils montrant de bons réflecteurs. Pour construire la section finale, il faut donc combiner les domaines de pendage issus des données de surface et ceux de l'interprétation des réflecteurs sismiques.

La dernière étape consiste à convertir l'échelle verticale en temps des coupes en échelle de profondeur. La conversion s'effectue, à l'aide du logiciel DepthCon2000, en attribuant une vitesse de propagation des ondes sismiques à chaque polygone correspondant à une unité sédimentaire sur l'image du profil. Le logiciel corrige l'épaisseur verticale du polygone selon sa vitesse et un profil avec une échelle en distance est obtenu. Le résultat est alors très similaire à la réalité. Finalement, le résultat obtenu permet d'élaborer des conclusions relatives à la géométrie du pli et donc d'établir la cinématique du plissement.

1.4 Géologie régionale

1.4.1 Pyrénées

La chaîne de montagnes à double vergence des Pyrénées, qui constitue la frontière entre la France et l'Espagne, est le résultat d'une collision et d'une subduction partielle de la plaque ibérique sous la plaque eurasiennne (ECORS-Pyrenees Team, 1988; Choukroune et al., 1989; Roure et al., 1989; Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995) de la fin du Crétacé à l'Oligocène-début Miocène (Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Vergés et al., 1995). Les structures de cette chaîne sont, du nord au sud, le bassin d'avant-pays de l'Aquitaine, les

nappes de chevauchement nord-pyrénéennes, la zone axiale, les nappes de chevauchement sud-pyrénéennes et le bassin d'avant-pays de l'Èbre (figure 1). Le bassin de l'Aquitaine est composé de turbidites syntectoniques du Crétacé supérieur, de lits rouges du Paléocène, de carbonates de plate-forme récifale de l'Éocène ainsi que des dépôts alluvionnaires et fluviaux de l'Éocène moyen (Vergés et al., 1995). La zone de suture entre les deux plaques tectoniques est représentée par la faille nord-pyrénéenne, une structure jouant en transtension senestre (Puigdefàbregas et Souquet, 1986; Debroas, 1990; Capote et al., 2002). Celle-ci affecte le socle hercynien et les roches de couverture du Mésozoïque à l'Éocène inférieur (Vergés et al., 1995). La zone axiale, un empilement antiforme de nappes, est constituée d'une dizaine de kilomètres de roches datant du Cambrien au Carbonifère, métamorphisées durant l'orogénie hercynienne à la fin du Carbonifère (Vissiers, 1992). Cet empilement est recoupé par des intrusions du Permien inférieur d'origine crustal (Zwart, 1979). La zone axiale est couverte de roches sédimentaires d'origine continentale et de roches volcaniques datant du Carbonifère supérieur au Trias inférieur (Vergés et al., 1995). Les nappes de chevauchement sud-pyrénéennes sont composées en général d'une succession de roches sédimentaires marines du Crétacé et de calcaires ou roches terrigènes du Tertiaire (Vergés et al., 1995; Capote et al., 2002). Dans la partie centrale des Pyrénées espagnoles, les nappes reposent sur les roches du Paléogène du domaine autochtone du bassin de l'Èbre (Cámara et Klimowitz, 1985; Teixell et Muñoz, 2000; Capote et al., 2002). La succession du bassin de l'Èbre est constituée de dépôts marins du Crétacé supérieur à l'Éocène moyen et de dépôts continentaux du Paléocène au Miocène (Capote et al., 2002).

Les Pyrénées espagnoles sont subdivisées, d'est en ouest, comme ceci : 1) les Pyrénées orientales de la côte de la mer Méditerranée à la faille Segre, une rampe latérale, 2) les Pyrénées centrales entre la faille Segre et le système Sobrarbe à l'ouest, 3) les Pyrénées centrales-ouest jusqu'à la zone de transfert de Pamplona, et 4) les Pyrénées occidentales au sud de la Baie de Biscay (figures 1 et 2; Capote et al., 2002).

Du Jurassique tardif au Crétacé précoce, un bassin d'extension en transtension est créé par la rotation antihoraire à partir de l'ouest de la péninsule ibérique (Vergés et al., 1995, Vergés et al., 2002b). Le Crétacé tardif marque le début de la convergence entre les deux plaques tectoniques pour ainsi provoquer l'inversion du bassin. La collision pyrénéenne débute à l'extrémité est, là où les marges du bassin sont les moins éloignées et elle se propage progressivement vers l'ouest durant tout le Tertiaire. Le taux de raccourcissement est de seulement 0,5 mm/an jusqu'au Paléocène, mais s'accélère à 4,5 mm/an à l'Éocène. Vers 47 Ma, le taux de raccourcissement se stabilise à 2 mm/an (Vergés, 1993; Vergés et al., 1995). La direction principale de raccourcissement des Pyrénées est globalement nord-sud. Dans le secteur du bassin de l'Èbre à l'étude, près de l'anticlinal de Vilanova, le raccourcissement est de 21 km (Vergés et al., 1992).

Bien que l'extension mésozoïque n'ait pas été suffisante pour produire une croûte océanique, à l'exception de la Baie de Biscay (figure 1), la géométrie des grands chevauchements dans les Pyrénées est tout de même héritée de l'inversion tectonique de structures extensionnelles (Vergés et al., 2002b). Les grands chevauchements de la zone axiale ainsi que le chevauchement à la base de la nappe de Bóixol des Pyrénées centrales sont reconnus comme des failles normales bordant le bassin d'extension mésozoïque. Ces failles ont été inversées au Cénozoïque (Capote et al., 2002; Vergés et al., 2002b). D'ailleurs, le caractère trapézoïdale des nappes de chevauchement des Pyrénées centrales (figures 1 et 2) est attribué à la géométrie d'un bassin en pull-apart formé lors de l'épisode de transtension le long de la faille nord-pyrénéenne (Vergés et al., 2002b).

1.4.2 Bassin de l'Èbre

Le bassin d'avant-pays de l'Èbre se situe entre la Chaîne des Pyrénées, la Chaîne Côtière Catalane et la Chaîne Ibérique (figure 1). Il possède alors toutes ces chaînes comme source de sédiments dans des proportions différentes sur l'étendue du bassin. Les Pyrénées ont par contre été la source principale de sédiments. Dans cette étude, la stratigraphie de la partie nord-est du bassin de l'Èbre sera examinée de plus près. C'est

d'ailleurs dans ce seul secteur que des déformations sont observées dans le bassin (figure 2).

1.4.2.1 Stratigraphie

La séquence sédimentaire du bassin de l'Èbre est constituée d'une série de dépôts marins (Paléocène à Éocène) surmontés de marnes de dépôts lacustres et de dépôts continentaux (fin Éocène à Oligocène) comme des grès et des conglomérats (Sans et Vergés, 1995). Cette séquence comprend trois niveaux de dépôts évaporitiques; le gypse de la Formation de Beuda (47 Ma), le sel de la Formation de Cardona (37 Ma), marquant la transition entre les dépôts marins et continentaux, puis le gypse de la Formation de Barbastro (34 Ma) (figure 6). Par contre, ces niveaux ne se retrouvent pas sur toute l'étendue du bassin; ils représentent seulement une mince bande au sud du front tectonique des Pyrénées centrales et à l'est de la zone de transfert de Segre (figures 1 et 2).

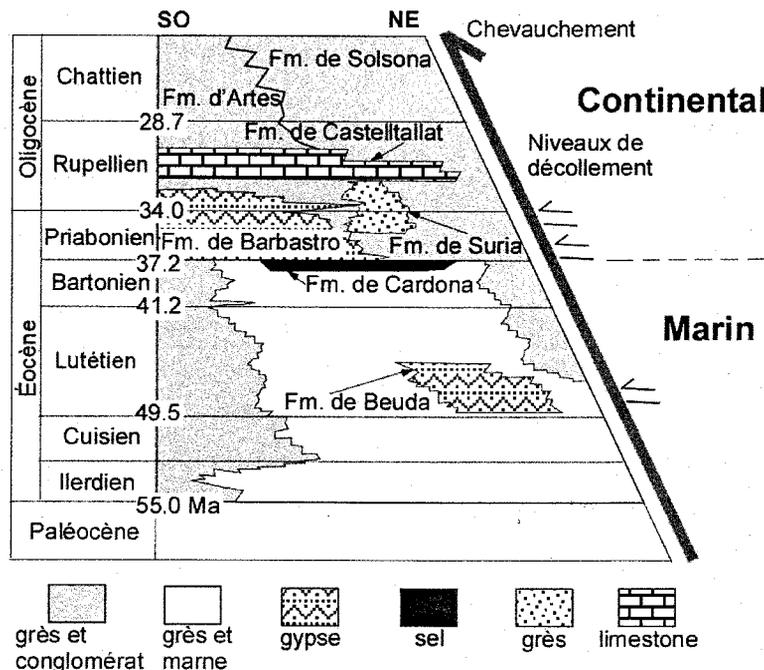


Figure 6 : Stratigraphie du bassin de l'Èbre. Le sel de la Formation de Cardona est le dernier dépôt marin dans la séquence. Les trois niveaux de détachement correspondant aux dépôts évaporitiques sont indiqués. Modifiée de Sans et al. (1996) et de Sans et Koyi (2001).

1.4.2.2 Déformation

Des déformations majeures dans le bassin de l'Èbre sont observées seulement lorsqu'il y a des dépôts évaporitiques dans la séquence sédimentaire (figure 2). Les trois familles d'anticlinaux orientés NE-SO, NO-SE et ONO-ESE se sont développées chacune au-dessus de plans de décollement qui correspondent à un niveau évaporitique. L'anticlinal de Sanaüja et celui de Barbastro reposent sur les évaporites de la Formation de Barbastro, tandis qu'au nord jusqu'à l'anticlinal de Puig-reig, les anticlinaux reposent sur le sel de la Formation de Cardona (figure 2). Près du front des nappes, dans le secteur nord-est, c'est plutôt la Formation de Beuda qui est à la base. Ces anticlinaux correspondent tous à des plis de détachement dont le cœur est constitué d'évaporites (Vergés et al., 1992; Sans et Vergés, 1995). Les plis sont ouverts avec un ratio largeur/amplitude élevé tandis que les synclinaux sont plus étendus et leur charnière est plate (Sans et Koyi, 2001). La région nord-est du bassin est aussi affectée par des failles de chevauchement ou de rетроchevauchement près des anticlinaux et associées souvent au décollement basal.

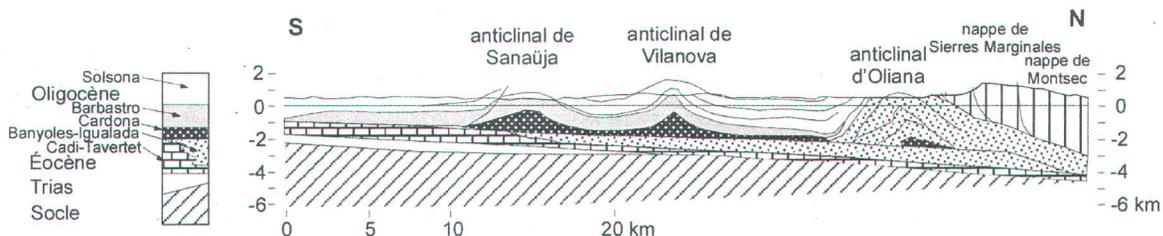


Figure 7 : Coupe régionale à travers l'avant-pays des Pyrénées sud illustrant les détachements de Beuda et de Cardona. L'anticlinal de Vilanova est situé au-dessus du décollement de Cardona et l'anticlinal de Sanaüja constitue la structure au front du chevauchement qu'est le décollement de Cardona. Localisée sur la figure 2. Modifiée de Sans et al. (1996).

1.4.3 Travaux antérieurs dans le secteur de Vilanova de la Aguda

Le relevé sismique ECORS qui a été réalisé à la fin des années 80 a permis d'imager la structure profonde de la chaîne des Pyrénées, du bassin de l'Aquitaine au bassin de l'Èbre (ECORS Pyrenees team, 1988; Choukroune et al., 1989). Grâce à ce relevé, Sans et al. (1996) ont pu dessiner une coupe transversale à travers la section déformée du bassin de

l'Èbre montrant entre autre la structure de l'anticlinal de Vilanova. Sur cette coupe, le décollement à la base des anticlinaux de Vilanova et de Sanaüja se situe dans le sel de la Formation de Cardona (figure 7). De plus, dans un rapport géologique, Riba et al. (1974) présentent les résultats de trois forages dans la région de l'anticlinal de Vilanova (figure 8). Ces forages indiquent que le sel de la Formation de Cardona constitue le cœur de l'anticlinal de Vilanova. Le forage SV-1 (figures 4 et 8) est situé directement sur le profil sismique T-21, ce qui permettra de valider l'échelle de profondeur.

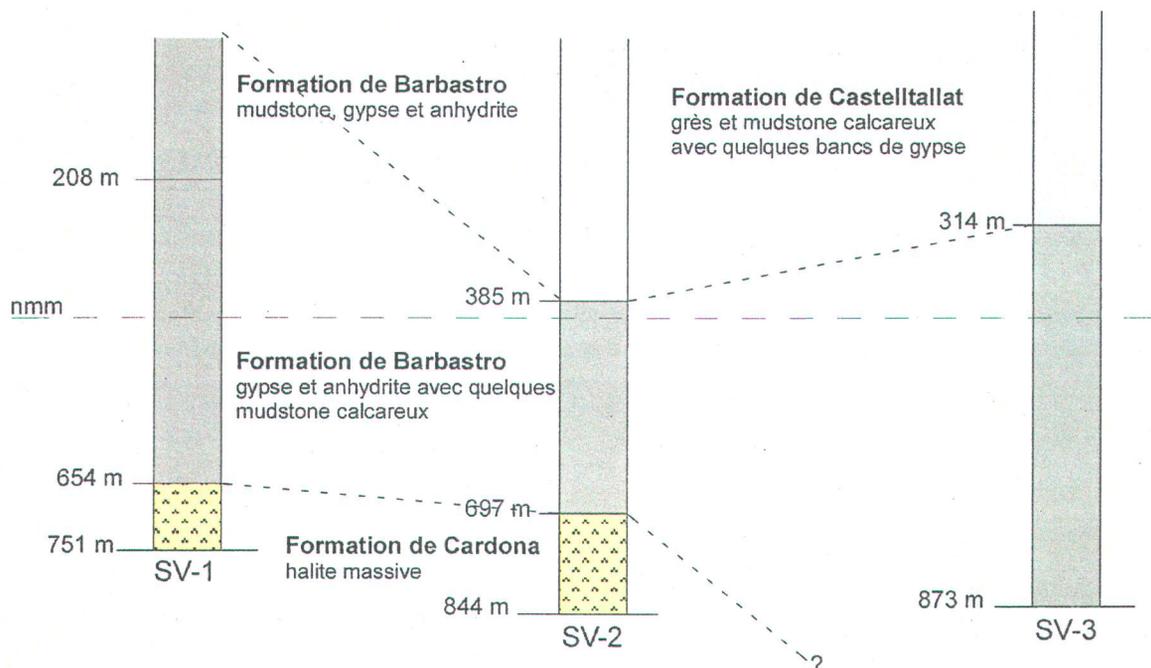


Figure 8 : Colonnes stratigraphiques établies à partir des forages SV-1, SV-2 et SV-3 (rapport de Riba et al., 1974). nmm : niveau moyen des mers. Forages localisés sur la figure 4.

CHAPITRE 2

LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA RÉGION DE VILANOVA DE LA AGUDA

La succession rocheuse dans la région de Vilanova de la Aguda est composée des formations d'Igualada, de Cardona, de Barbastro, de Castelltallat et de Solsona, toutes du Groupe de Santa María (Vergés et al., 1992). Le Groupe de Santa María (Lutézien supérieur à Rupellien) consiste en des dépôts marins d'eau peu profonde dans l'est du bassin de l'Èbre et en des dépôts continentaux dans la partie nord du bassin (Vergés et al., 1992).

2.1 Formation d'Igualada

Cette unité n'affleure pas dans la région de Vilanova de la Aguda, mais elle apparaît en sous surface tant sur les profils sismiques examinés dans cette étude qu'ailleurs dans la section nord-est du bassin de l'Èbre. Dans le rapport géologique de la région de Pons, Riba et al. (1974) présentent la Formation d'Igualada comme étant constituée de marnes et de calcaires marins du Priabonien moyen à supérieur dont l'épaisseur devient plus importante vers le sud. Burbank et al. (1992) décrivent la Formation d'Igualada dans la région d'Oliana, située au nord de Vilanova de la Aguda, comme étant constituée d'une succession de marnes comprenant des calcaires allant du sommet du Bartonien supérieur au Priabonien inférieur.

2.2 Formation de Cardona

Comme la Formation d'Igualada, la Formation de Cardona n'affleure pas dans la région de Vilanova de la Aguda, mais est toutefois présente en sous surface sur les profils sismiques étudiés et traversée par les forages reportés dans le rapport géologique de Riba et al. (1974) (figure 8). La Formation de Cardona est constituée de trois unités atteignant une épaisseur d'environ 300 mètres au centre du bassin. La première unité, à la base de la formation, d'une épaisseur d'environ cinq mètres, est constituée d'anhydrite laminée. La

deuxième unité de sel massif est la plus épaisse avec une épaisseur d'environ 200 mètres. Des lits centimétriques d'halite et de sylvinite d'une épaisseur totale de 100 mètres forment la troisième unité (Pueyo, 1975; Ayora et al., 1995; Rosell et Pueyo, 1997; Sans et Koyi, 2001). Ces dépôts évaporitiques du Priabonien inférieur (Burbank et al., 1992) sont caractéristiques d'un environnement marin restreint, c'est-à-dire une mer presque fermée ayant peu d'apport d'eau marine extérieur. Sáez et al. (2006) attribuent la mise en place de la Formation de Cardona à une régression marine généralisée et une fermeture du bassin due à la tectonique à l'Éocène tardif.

2.3 Formation de Barbastro

Au-dessus de l'épaisse séquence de sel de la Formation de Cardona se trouve le gypse de la Formation de Barbastro du Priabonien supérieur (figure 6) (Riba et al., 1974; Sans et al., 1996; Sans et Koyi, 2001). Dans la région de Vilanova, cette formation est composée principalement de lits de 1 cm à 3 cm d'épaisseur de gypse blanc très clair à grisâtre en cassure fraîche et brun très clair à grisâtre en surface altérée (figure 9). Ces lits sont parfois interstratifiés avec des lits de calcaire fin gris moyen clair à brunâtre en surface altérée et gris moyen foncé en cassure fraîche. Ce type de dépôt est caractéristique d'une plage de lac évaporitique (Sáez et al., 2006).

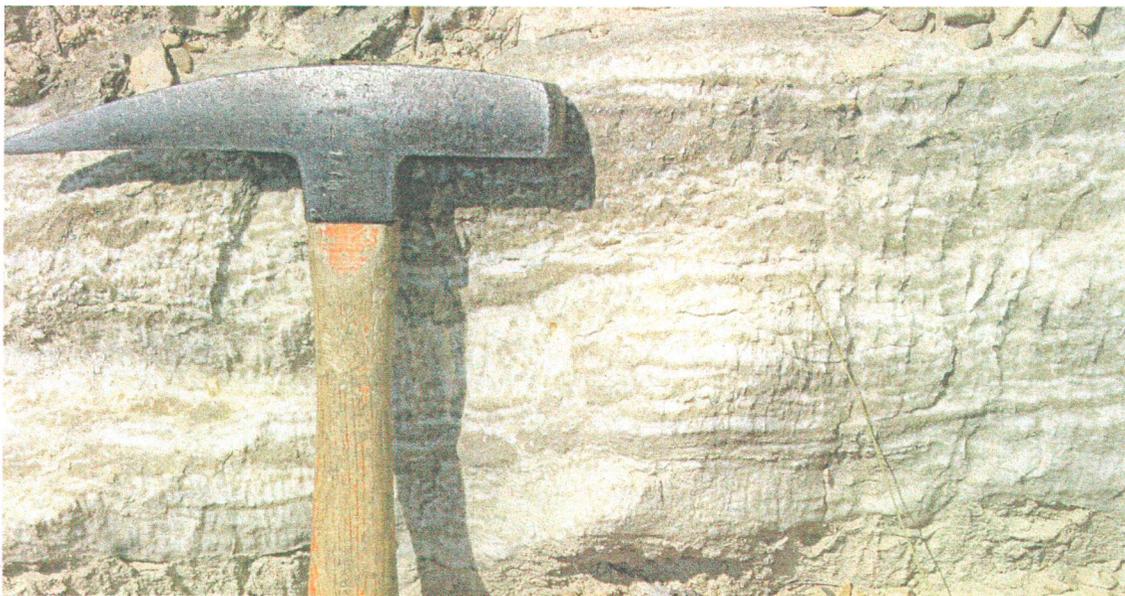


Figure 9 : Gypse laminé de la Formation de Barbastro.

2.4 Formation de Castelltallat

Dans la région de l'anticlinal de Vilanova, la Formation de Castelltallat se présente comme une alternance entre des lits de grès fin ou de siltstone, de mudstone et quelquefois de gypse (figure 10) du Rupellien (figure 6; Sans et Vergés, 1995; Sans et Koyi, 2001; Sans et al., 2003). Les lits de grès ont des épaisseurs variant entre 2 cm et 80 cm et sont de couleur gris moyen clair en cassure fraîche et brun clair à grisâtre, parfois rouge ou brun très foncé en surface altérée. Les lits de mudstone ont une épaisseur variant entre 10 cm et 50 cm et sont de couleur blanc ou beige clair, parfois rosé en surface altérée et gris très clair en cassure fraîche. Les quelques petits niveaux de gypse sont de couleur blanc ou gris pâle. Cet assemblage semble être l'équivalent des faciès M1 et M2 dans Sáez et al. (2006) décrits comme des mudstones rouges ou gris-bleus contenant des laminations parallèles, des nodules de gypse et des traces d'expositions subaériennes. Pour Sáez et al. (2006), ces faciès représentent un environnement de plaine d'argile lacustre ou de zones de courant peu intense entre des chenaux ou des lobes de delta, parfois exposé à l'air libre.



Figure 10 : Alternance de grès fin, de siltstone et de mudstone de la Formation de Castelltallat. La largeur de l'image est d'environ 100m.

2.5 Formation de Solsona

La Formation de Solsona, attribuée à l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur selon Vergés et al. (1992) ou de la partie supérieure de l'Oligocène inférieur selon Sans et Vergés (1995) et Vergés et Burbank (1996), forme le sommet de la séquence stratigraphique dans la région de Vilanova de la Aguda (figure 6). Elle se définit comme une alternance de lits souvent métriques (de 30 cm à 3 m d'épaisseur) de grès conglomératique et des lits plus minces de grès grossier ou de mudstone (figure 11). Les lits de grès conglomératique, dont la base est souvent érosive, comprennent des niveaux de conglomérat petromictique dont les fragments sont non jointifs, mais parfois jointifs et qui forment des laminations entrecroisées. Parfois, des chenaux creusés dans les unités sous-jacentes sont remplis de fragments grossiers. D'autres structures sédimentaires telles des flûtes ou des structures de charge se retrouvent à la base des lits. Les fragments grossiers de ces niveaux du grès conglomératique sont arrondis à subarrondis et ont un diamètre moyen de 2 mm à 4 cm, mais ils peuvent être plus grossiers (10 cm) et composés de calcaire, de roche sédimentaire détritique comme du grès ou du siltstone, de quartz blanc ou gris-rouge et de chert rouge ou noir. Cette unité est de couleur brun-gris noirâtre en surface altérée et possède une matrice terrigène. Sur certains affleurements, cette unité contient des traces fossiles de terriers de fourmis ou de vers. Les lits de grès grossier ont une épaisseur variant de 10 cm à 2 m et sont de couleur brun moyen clair, parfois rosé en surface altérée et gris moyen clair en cassure fraîche. L'unité de mudstone présente parfois une fissilité de litage et est de couleur brun rosé parfois blanc verdâtre en surface altérée et gris-brun foncé en cassure fraîche. L'unité de conglomérat représente environ 50 % des affleurements tandis que l'unité de mudstone représente 30 % et celle de grès représente 20 %. La Formation de Solsona n'a pas été rencontrée dans les forages du rapport de Riba et al. (1974), mais les lits épais de grès conglomératique sont facilement repérables sur l'orthophoto. Cet assemblage représente des dépôts en éventail d'un système fluvial à une distance médiane de la source de sédiment, donc directement en amont de la bordure d'un lac. Cette formation est considérée comme la phase finale régressive du système lacustre du nord-est du bassin de l'Èbre (Sáez et al., 2006).



Figure 11 : A. Lit de conglomérat petromict avec laminations parallèles. B. Vue du plan de stratification du conglomérat petromict à fragments centimétriques de calcaire, de grès ou siltstone, de quartz et de chert.

CHAPITRE 3

ANALYSE STRUCTURALE DE LA RÉGION DE VILANOVA DE LA AGUDA

Le travail sur le terrain a permis de collecter des données de stratification et de paléocourants dans le secteur étudié, localisé à l'est du village de Pons, au sud de la rivière Segre (figures 2 et 4). L'analyse de ces données a permis de déterminer les caractéristiques géométriques de l'anticlinal de Vilanova en plus de la direction et du sens des paléocourants. Puis, l'examen de l'orthophoto a servi à identifier des lits continus le long de l'anticlinal de Vilanova (figure 12). Ces horizons sont considérés comme des niveaux isochrones et sont utilisés pour construire des coupes structurales. Ils représentent des repères, surtout dans le secteur de Vilanova de la Aguda où les changements latéraux de faciès sont nombreux (Anadòn et al., 1989; Kelly, 1993; Sadler et Kelly, 1993; Sáez et al., 2006). Les contacts entre les unités lithostratigraphiques ou formations ne constituent pas des marqueurs temporels, mais seulement des marqueurs d'environnement sédimentologique. Ils peuvent donc traverser ces niveaux isochrones (figure 13).

3.1 Caractéristiques structurales de l'anticlinal de Vilanova

L'anticlinal de Vilanova est un pli droit, ouvert et concentrique, c'est-à-dire dont l'épaisseur des couches demeure constante en tous points. Il est plongeant vers le nord-est avec un angle faible à subhorizontale (de 17° à 0°) (figure 14). Sa longueur d'onde est de 6.2 km sur une distance de 11 km (figure 12).

3.2 Attitude de la stratification

L'anticlinal a été divisé en domaines pour mieux analyser l'angle d'ouverture γ qui varie en fonction des différentes unités sédimentaires (figure 15). Le premier domaine correspond à la Formation de Solsona, le deuxième à la Formation de Castelltallat. Le centre de l'anticlinal composé des formations de Castelltallat et de Barbastro constitue le

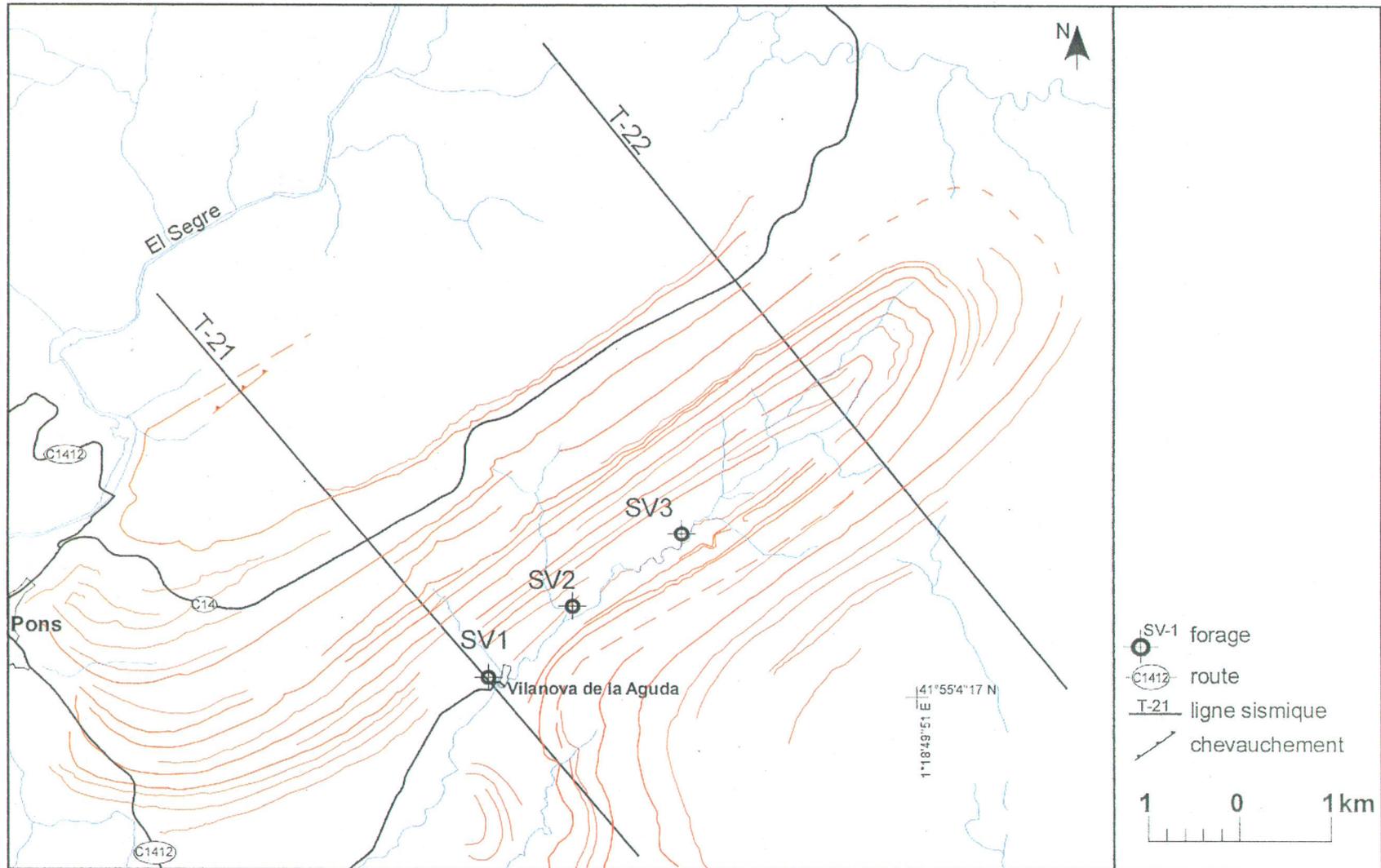


Figure 12 : Niveaux isochrones issus de l'interprétation de l'orthophoto de la figure 4.

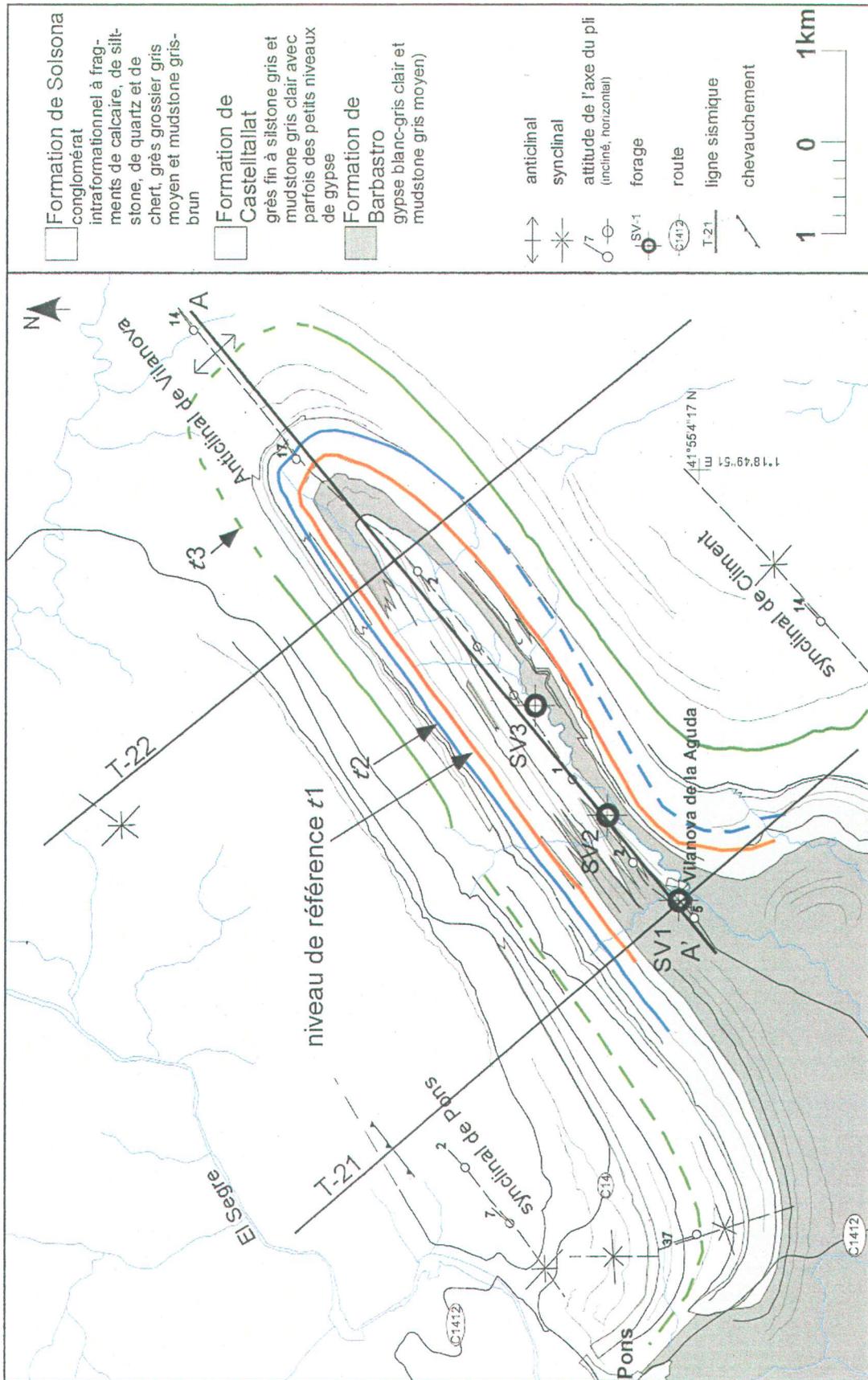


Figure 13 : Carte géologique comprenant les niveaux isochrones de référence t1, t2 et t3.

troisième domaine. L'angle entre les deux flancs est variable d'un domaine à l'autre. En fait, plus le domaine se situe à l'intérieur du pli, plus l'angle est faible. Il passe de 133° pour le domaine 1, à 99° pour le deuxième domaine puis à 90° pour le domaine au centre du pli (figure 16). Normalement, une succession d'unités sédimentaires déformées par des plis concentriques, après leur déposition, ne présente pas de variation angulaire entre les deux flancs. L'axe de pli β est sensiblement constant pour tous les domaines, c'est-à-dire vers le NE avec une plongée entre 1° et 6° (figure 16).

À partir de la carte géologique (figure 13), il est possible d'observer des discordances qui séparent les trois unités sédimentaires principales correspondant aux formations de Barbastro, de Castelltallat et de Solsona dans le secteur ouest de la région d'étude, près du village de Pons. La trace axiale du synclinal de Pons est discontinuée due aux discordances. L'orientation de la trace axiale est NNO au sud-est de Pons, puis elle pivote vers le nord à l'est du village et finalement elle migre vers le nord-est dans le secteur sud-est de la rivière Segre (figure 13). De plus, les unités sédimentaires sont discontinues latéralement. Localement des lentilles d'autres faciès sont incorporées à l'intérieur de la séquence sédimentaire. Ces segments sont déformés au même titre que l'unité qui les entoure, par conséquent, ils sont syngénétiques. Notons qu'il y a plus d'interdigitation entre les unités sur le flanc NO que sur le flanc SE de l'anticlinal de Vilanova.

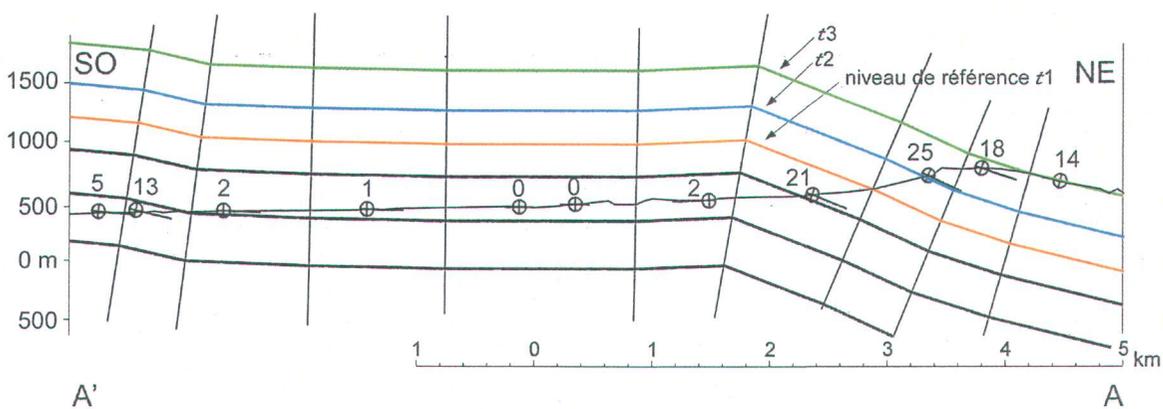


Figure 14 : Coupe A-A' localisée sur la figure 13 montrant l'attitude de la trace axiale de l'anticlinal de Vilanova.

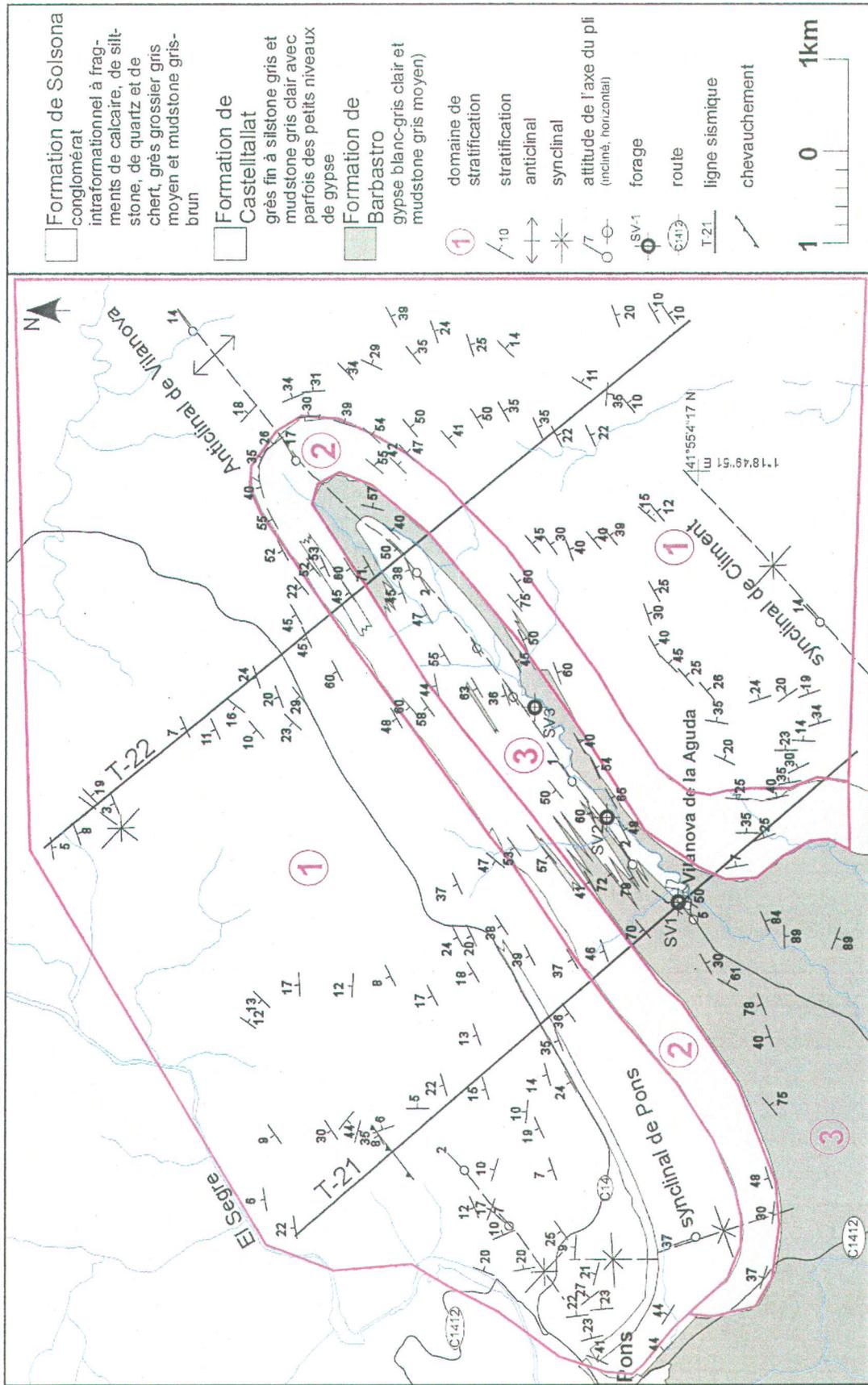


Figure 15 : Carte géologique avec les données de stratification divisées en domaines.

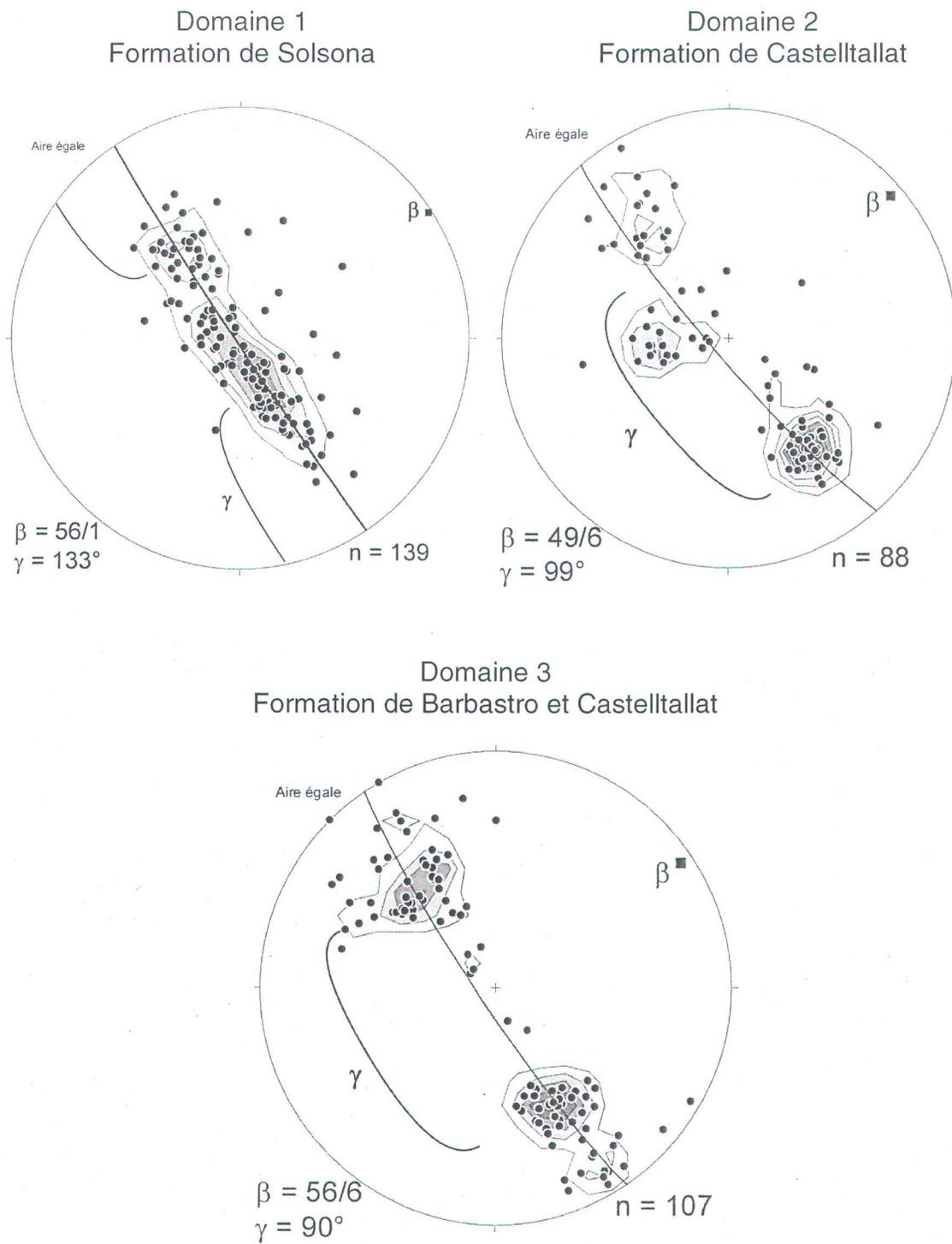


Figure 16 : Données de stratification ($\pi S0$) selon les différents domaines identifiés sur la figure 15. β : trace axiale du pli, γ : angle d'ouverture ou angle entre les deux flancs du pli, n : nombre d'échantillon.

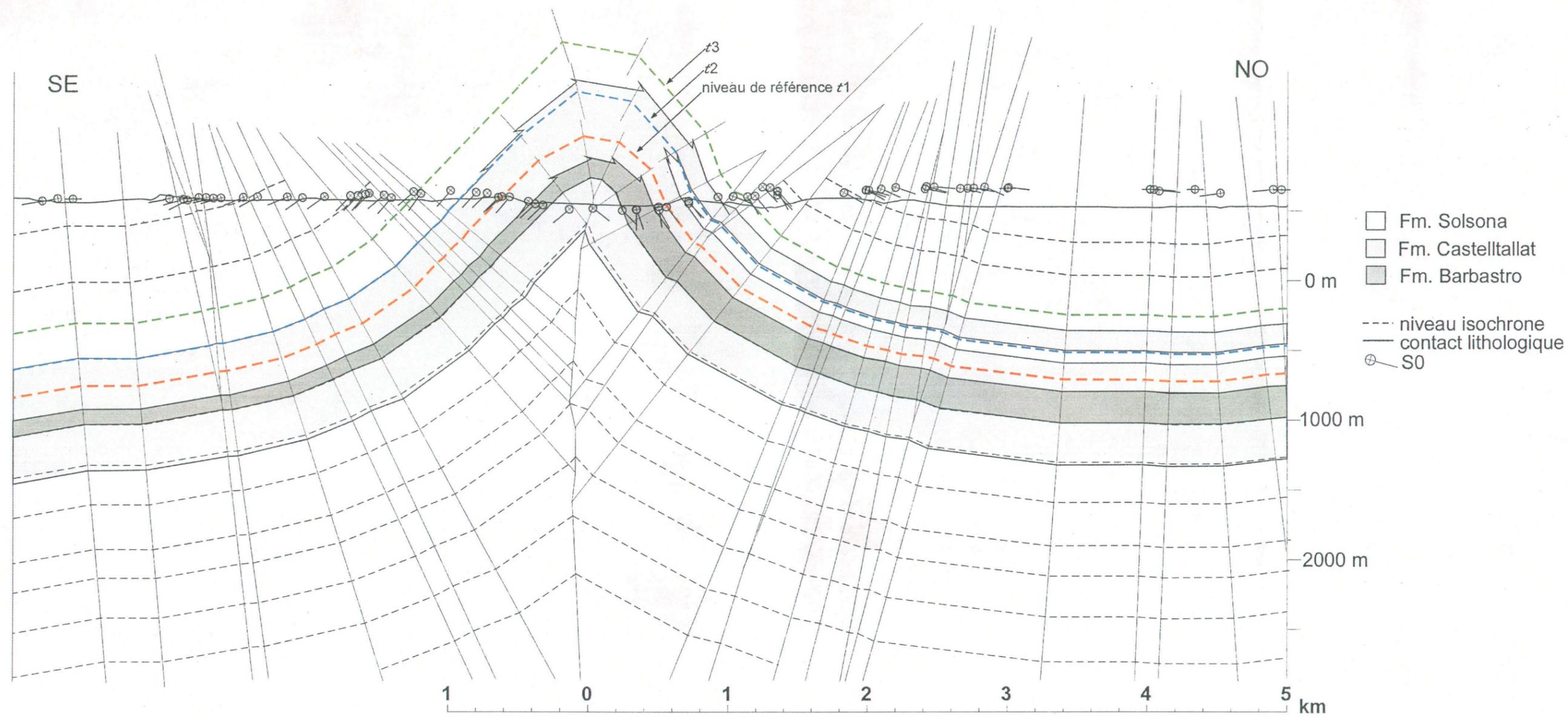


Figure 17 : Coupe structurale T-22 construite à partir des données de stratification à la surface. Noter la position des niveaux de références t1, t2 et t3.

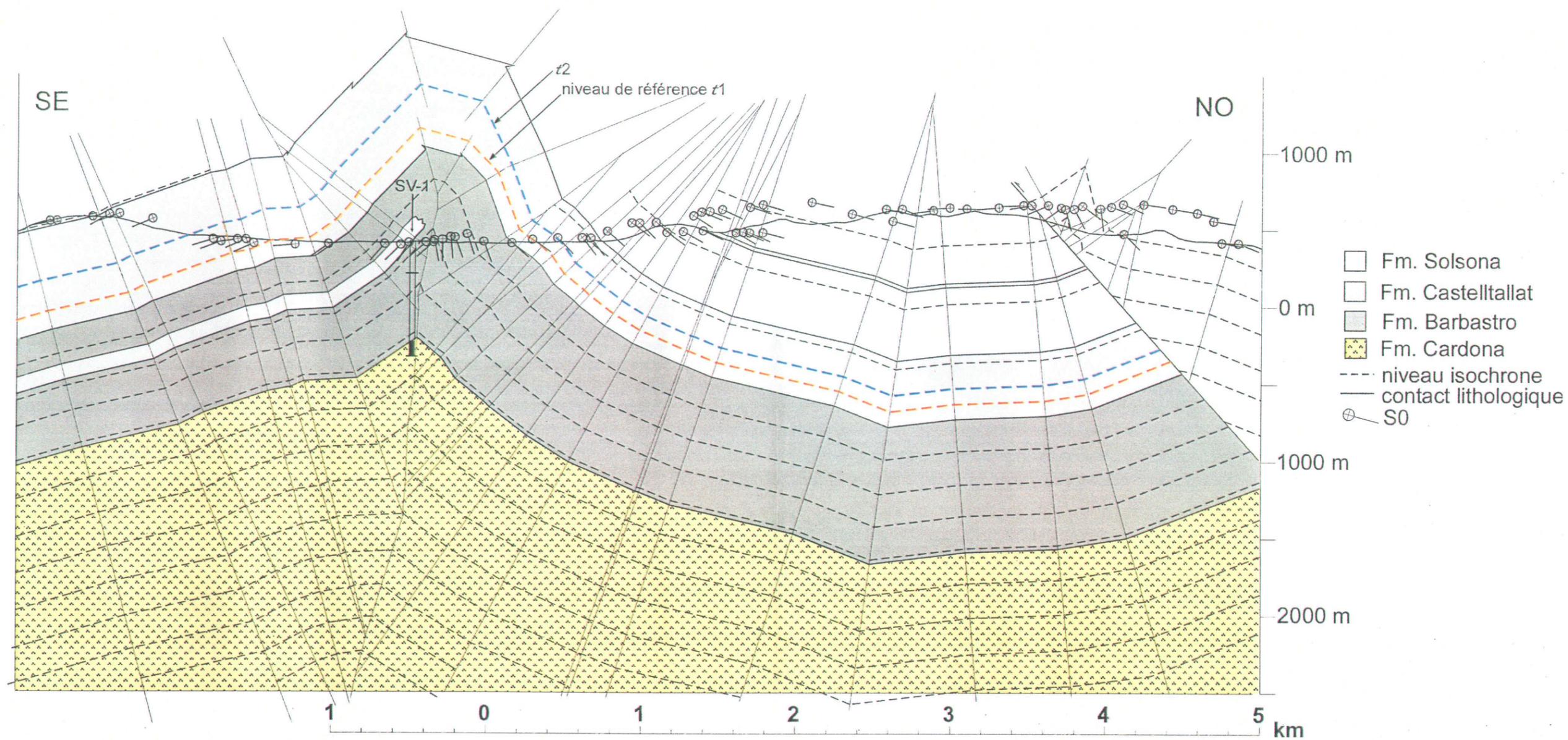


Figure 18 : Coupe structurale T-21 construite à partir des données de stratification à la surface. Noter la position du forage SV-1 et des niveaux de références t1, t2 et t3.

3.3 Coupes structurales

La méthode de Groshong (1999) a été utilisée pour construire deux coupes structurales à partir des données de stratification de surface (figures 17 et 18). Cette méthode considère que l'épaisseur des unités est constante. Dans le secteur étudié, ce sont les niveaux isochrones qui sont projetés selon la méthode de Groshong (1999). Les unités lithostratigraphiques sont superposées sur la coupe par la suite. Les niveaux de références t1, t2 et t3 sont utilisés comme base à la coupe structurale. Il est possible de reconstituer la partie érodée du pli au-dessus de la charnière en projetant la position de chacun de ces niveaux sur la carte (figure 13) et l'endroit où ils croisent les lignes T-21 (figure 18), T-22 (figure 17) et AA' (figure 14).

Sur les coupes structurales (figures 17 et 18), l'anticlinal de Vilanova est légèrement déversé vers le nord, surtout près de la surface. Un épaissement entre les niveaux de références t1, t2 et t3 est aussi observé au niveau de la charnière. Grâce au forage SV-1 (figure 8), la Formation de Cardona est connue en profondeur. Sur la coupe T-22 (figure 17), les unités des formations de Barbastro et de Castelltallat s'épaississent vers le nord-ouest. Sur la coupe T-21 (figure 18), il est possible d'observer au nord-ouest une faille de chevauchement vers le sud-est. Dans le rapport géologique de la région de Pons (Riba et al., 1974), cette faille inverse est observée et elle a été tracée sur la carte géologique au nord-ouest du synclinal de Pons (figure 13). Cette faille a été déduite sur le terrain à partir des observations de l'attitude de la stratification. Dans le même secteur, on observe quelques petits plis de petite amplitude (quelques mètres) et un anticlinal serré dont les strates du flanc sud-est se butent sur un plan de faille (figure 4). Un pli par propagation de faille a donc été créé localement par entraînement le long d'un chevauchement. Pour l'instant, il est impossible de déterminer le déplacement le long de cette faille puisqu'en surface, elle a décalé la même unité.

3.4 Paléocourants

Les données de paléocourants recueillies sur le terrain à partir des structures sédimentaires telles les flûtes, les structures de charge et les rides de courant ont été divisées selon les mêmes domaines établis pour l'analyse des plans de stratification (figure 19). Les deux flancs ont été séparés pour former six domaines en tout (figure 20). Cette façon de diviser la région d'étude permet d'analyser l'évolution des paléocourants dans le temps et d'observer, pour chaque période, s'ils ont une constance spatiale. En effet, les paléocourants du même domaine sont contemporains. Par contre, selon le flanc de l'anticlinal sur lequel ils se situent, nous pouvons vérifier si, à un temps donné, ils ont le même comportement dans l'espace. Avant de représenter les données de paléocourants dans des rosettes de direction symétriques (figure 20), les données ont été redressées à l'horizontal, i.e. leur position initiale de formation avant le plissement.

Sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Vilanova, les paléocourants sont généralement orientés NO-SE ou quelques fois nord-sud (figures 20a, 20b et 20c). Ils sont constants localement durant toute de la sédimentation des formations de Barbastro, de Castelltallat et de Solsona. Les paléocourants du domaine 1 sur le flanc sud-est sont globalement orientés est-ouest (figure 20d), tandis que ceux du domaine 2 sur le même flanc sont principalement NE-SO ou NO-SE (figure 20e). Le diagramme des paléocourants du domaine 3 sur le flanc sud-est (figure 20f) n'est pas significatif, car la quantité de données n'est pas suffisante pour déterminer une orientation préférentielle. Donc, au contraire du flanc nord-ouest, les paléocourants du flanc sud-est changent d'orientation durant la déposition des formations de Castelltallat et de Solsona (figures 20d et 20e). Il est à noter également que les orientations des paléocourants du domaine 1 sont nettement différentes sur les deux flancs de l'anticlinal, donc pour des données contemporaines à la déposition de la Formation de Solsona (figures 20a et 20d). Pour le domaine 2, les paléocourants sont semblables sur les deux flancs, mais la tendance sur le flanc nord-ouest est NO-SE (figure 20b) alors que pour le flanc sud-est, la tendance est plutôt NE-SO (figure 20e). Par conséquent, les paléocourants sont semblables pour la tranche de temps que représente le

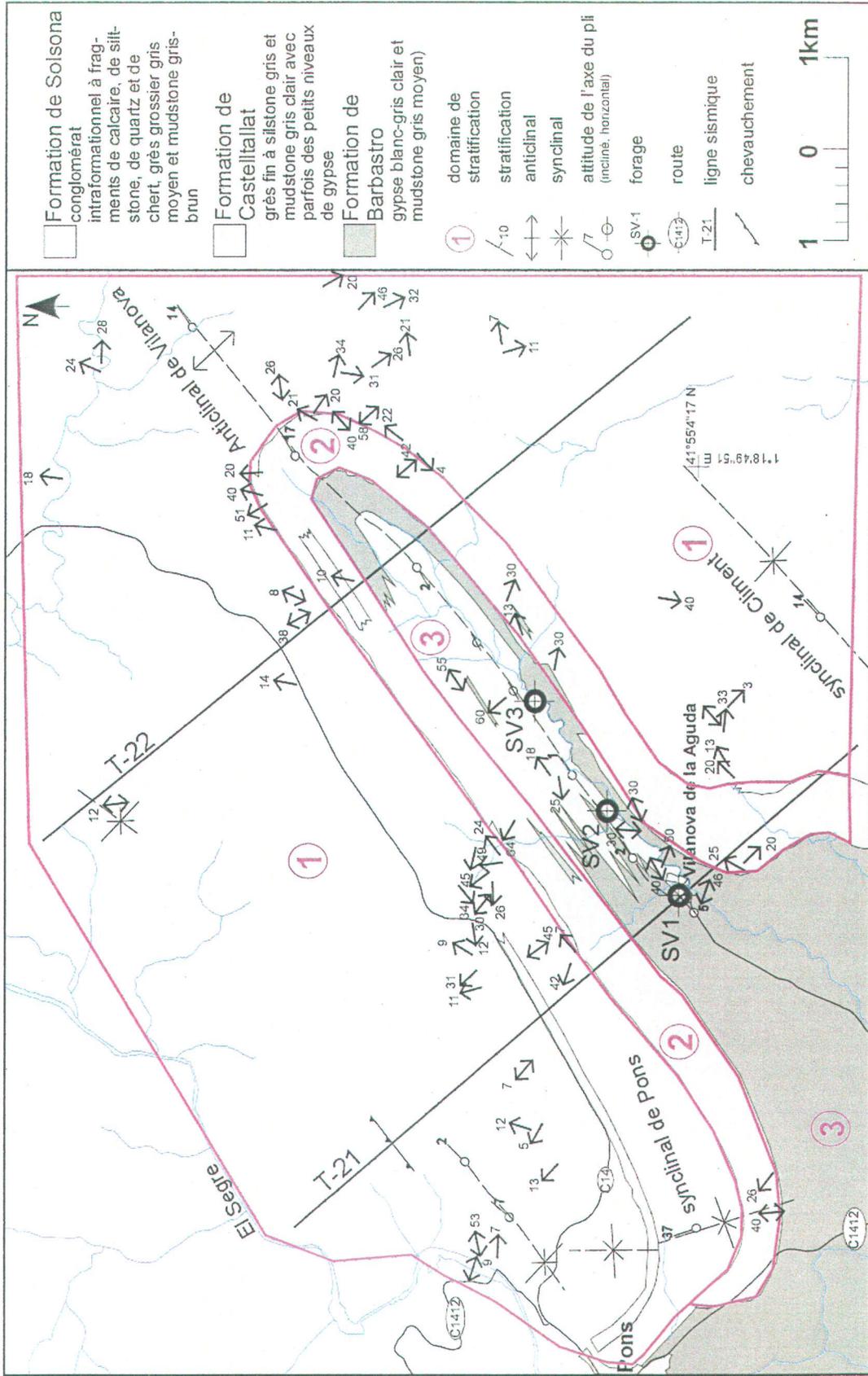


Figure 19 : Carte géologique des paléocourants divisés en domaines.

domaine 2 (figures 20b et 20e), malgré le fait qu'ils représentent des endroits de sédimentation différents dans la région d'étude.

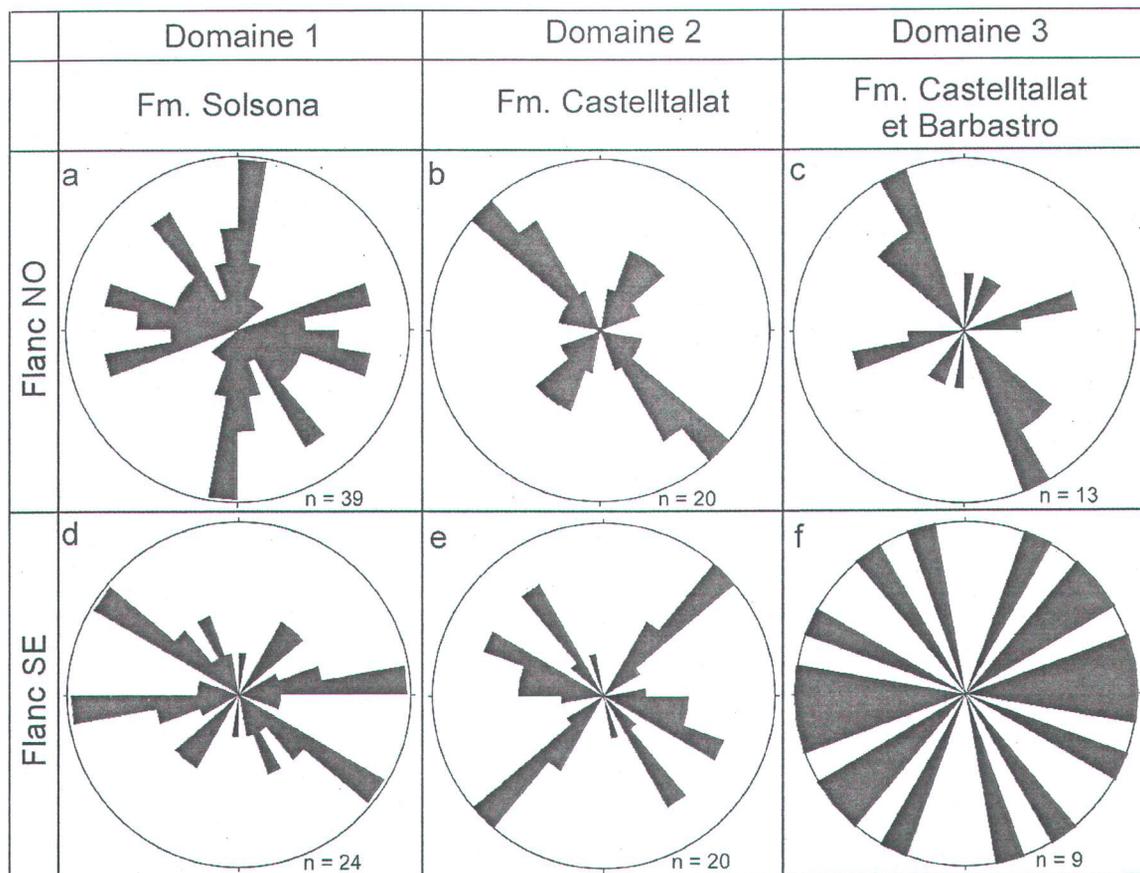


Figure 20 : Données de palécourants représentées en rosace symétrique de fréquence selon la direction par rapport au nord. Les domaines sont représentés sur la figure 19. n = nombre d'échantillon.

CHAPITRE 4

SISMIQUE RÉFLEXION

Deux lignes de sismique réflexion sont situées dans la région d'étude (figures 21 et 22). Les données ont été recueillies pour « Empresa Nacional ADARO Investigaciones Mineras, S. A. » (ENADIMSA) à l'automne 1989. ENADIMSA est une entreprise nationale espagnole d'exploration minérale. Toutes les informations sur l'acquisition et le traitement des données sismiques sont présentées dans le tableau 1.

4.1 Interprétation des profils sismiques

L'interprétation des réflecteurs continus sur les profils sismiques a été effectuée selon la méthode de Groshong (1999). Chaque profil a été divisé en domaines de pendage. Le profil T-22 (figure 21), si on exclut la partie centrale, présente plusieurs réflecteurs continus. Entre la surface et 0.9 ou 1 seconde de profondeur, plusieurs réflecteurs sont inclinés de part et d'autre d'une zone sans réflecteurs bien définis pour former une structure anticlinale. En dessous de 1 seconde, les réflecteurs sont pratiquement continus sur toute la longueur du profil, sauf en dessous de la charnière de l'anticlinal, et ils sont globalement horizontaux. Au contact entre les deux régions de réflecteurs, vers 1 seconde, les réflecteurs horizontaux recoupent les réflecteurs inclinés plus haut, de part et d'autre de l'anticlinal.

Le profil T-21 (figures 22 et 23) est beaucoup plus complexe que le profil T-22 (figure 21). Certaines régions du profil contiennent des réflecteurs continus comme la partie centrale C entre la surface et 1.4 seconde et la partie sud-est D entre 0.9 et 1.4 seconde. Dans la région C, les réflecteurs courbés entre la surface et 1 seconde sont recoupés par des réflecteurs horizontaux situés de 1 à 1.4 seconde. Il est à noter que le profil T-21 recoupe l'anticlinal de Vilanova de façon perpendiculaire sur son flanc nord-ouest et de façon oblique sur son flanc sud-est. Sur la figure 23, plusieurs relations de

Tableau 1 : Description des paramètres d'enregistrement, de la source et de la configuration des lignes sismiques T-21 et T-22, ainsi que le traitement géophysique des données sismiques.

Enregistrement	
Format	SEGB (1600 bpi)
Intervalle entre les enregistrements	1 ms
Temps d'enregistrement	3 s
Source	
Type	dynamite
Charge	0.140 kg
Profondeur	1.5 m
Nombre de puits	5
Configuration réception signal	
Nombre de traces	48
Distance entre les traces	20 m
Fréquence des géophones	10 Hz
Nombre de géophones par trace	9
Extension en ligne	17,16 m
DP (depth point)	400 m
Correction de vitesse	3500 m/s
Traitement	
démultiplexion	
édition des traces et effacement	
récupération des amplitudes	
préfiltre: 18 Hz, 24 dB/oct	
filtre FK: (0-1400 m/s)	
déconvolution: opérateur 100 ms, entre 100-700 ms et 500-1000 ms	
collection des points miroirs	
correction statiques du niveau du sol au dp	
ajustement automatique des corrections statiques	
analyse de vitesses	
corrections dynamiques	
effacement: 10ms-30m, 60ms-70m, 160ms-310m, 350ms-1000m	
nivelage dynamique des traces	
correction statique du dpc (niveau moyen du sol) au dp	
sommation (couverture 2400 0/0)	
migration pour l'équation des ondes	
augmentation de la cohérence spatiale	
filtre variable en temps: 35-130 Hz 0-800 ms, 27-102 Hz 1100-220 ms	
nivelage dynamique des traces (300 ms)	

recoupement des réflecteurs sont observés. Par exemple, le réflecteur *a* tronque quelques réflecteurs sous-jacents à celui-ci et représente la terminaison d'un biseau de propagation. C'est d'ailleurs la même situation qui est observée, entre autres, le long des réflecteurs *b* et *c* (figures 22 et 23). En fait, le réflecteur *a* est une discordance angulaire qui divise des

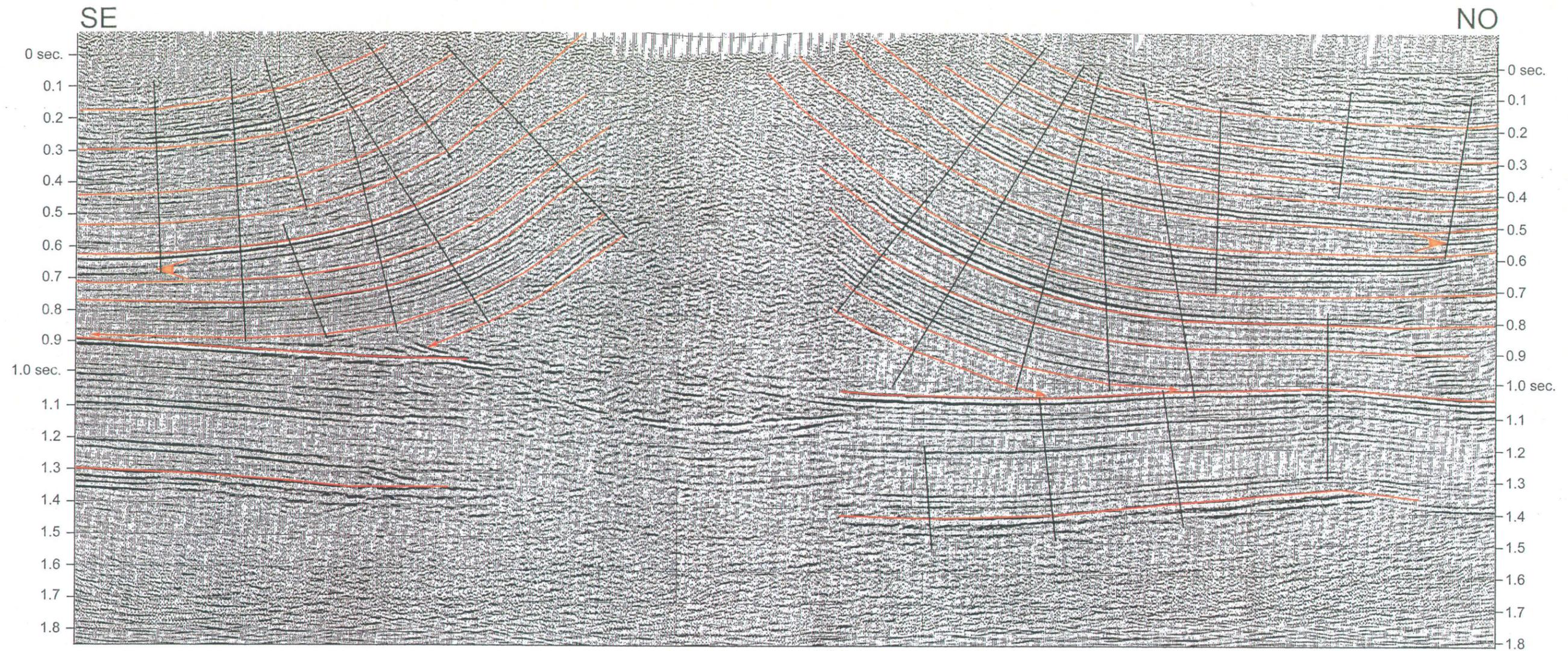


Figure 21 : Interprétation du profil sismique T-22. Le symbole en triangle représente un changement d'épaisseur. Le profil a une longueur de 9100 m. Localisée sur la figure 4.

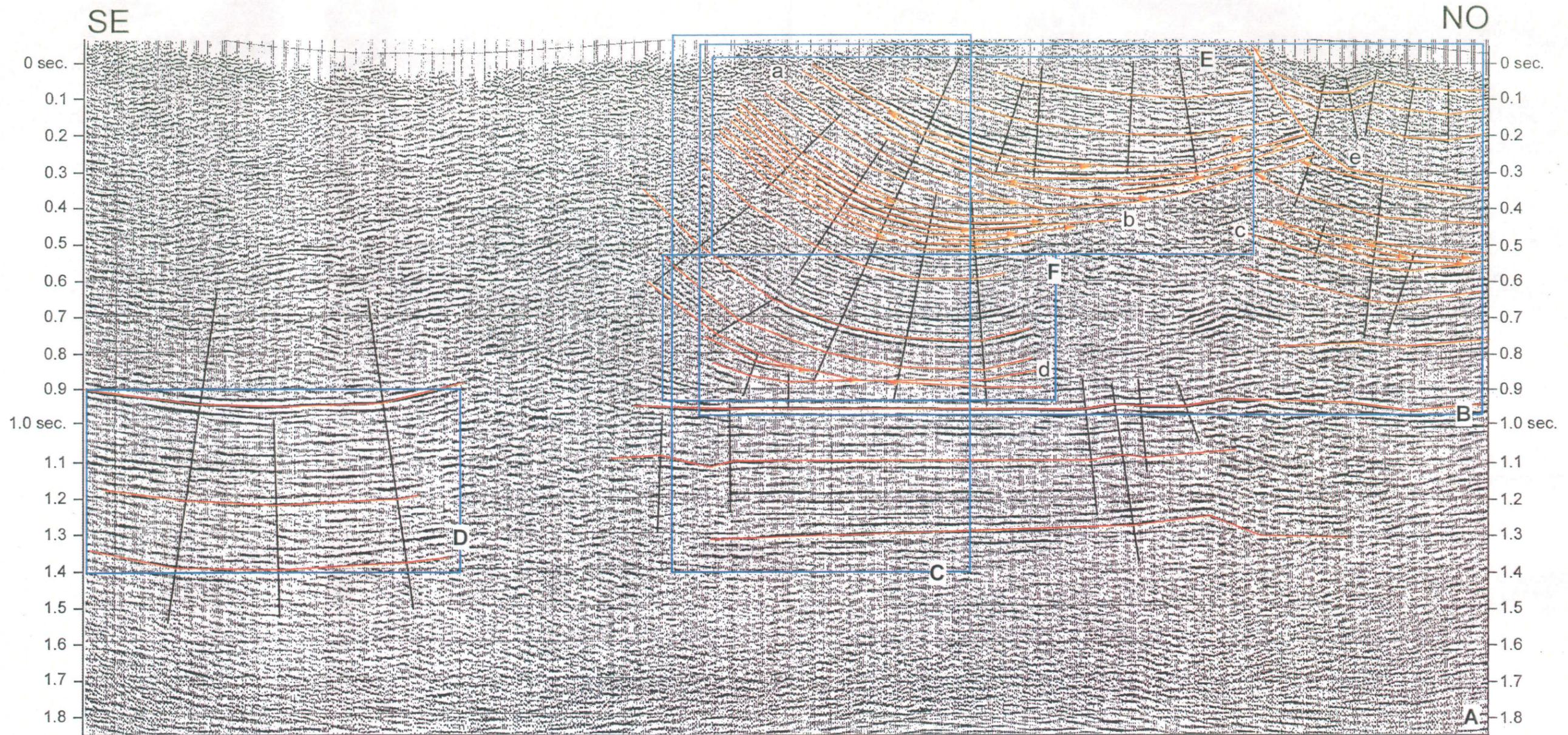


Figure 22 : A. Interprétation du profil sismique T-21. Le symbole en triangle représente un changement d'épaisseur. Le profil a une longueur de 8000 m. Localisée sur la figure 4. B. Emplacement de la figure 23. Voir les explications dans le texte pour C, D, E, F, a, b, c, d et e.

paquets de réflecteurs vers 0.3 seconde (figures 22 et 23). Les réflecteurs de la région E délimitent des unités lithologiques d'épaisseur variable, ce qui n'est pas le cas pour ceux de la région F au centre du profil entre 0.5 et 0.8 seconde où les épaisseurs demeurent constantes (figures 22 et 23). La base *d* de ce dernier paquet de réflecteurs de la région F tronque des réflecteurs vers 0.8 seconde. Le profil T-21 contient également un chevauchement vers le sud-est appelé *e* sur les figures 22 et 23 entre la surface et 0.3 seconde dans la partie extrême nord-ouest.

4.2 Conversion de l'échelle verticale de temps en profondeur

Afin de combiner l'information de surface, c'est-à-dire les coupes géologiques (figures 17 et 18), à l'information de sous-surface, les profils sismiques (figures 21 et 22), il faut procéder à la conversion de l'échelle verticale des profils sismiques d'unité temps à unité profondeur. Ce processus permet d'obtenir la profondeur vraie des structures géologiques ainsi que leur géométrie réelle. En effet, la technique d'acquisition des données de sismique réflexion crée de nombreuses distorsions et des artefacts. Bien entendu, le traitement des données sismiques élimine certaines aberrations, mais la distorsion des unités lithologiques due à la vitesse de propagation des ondes sismiques dans un tel milieu hétérogène demeure.

Le logiciel DepthCon2000 développé par J. Nicholson et M. Blackshaw de Digital Geology Limited permet de faire cette conversion à partir d'une image matricielle (bitmap). En attribuant une vitesse de propagation des ondes sismiques pour chaque unité lithologique, le logiciel déforme le polygone que dessinent ces unités. Une valeur de référence est utilisée par le logiciel et elle correspond à la vitesse de propagation moyenne des ondes sismiques dans le milieu étudié. Si une unité a une vitesse de propagation plus rapide que la valeur de référence, son polygone sera étiré verticalement. Inversement, si les ondes sismiques se propagent plus lentement que la valeur de référence dans une certaine unité, celle-ci sera comprimée dans l'axe vertical. Ce procédé vise à corriger l'effet du contraste des propriétés physiques d'une séquence de matériel hétérogène sur

l'impédance acoustique. C'est la différence de densité et la vitesse du son qui détermine l'impédance acoustique à la surface entre deux matériaux.

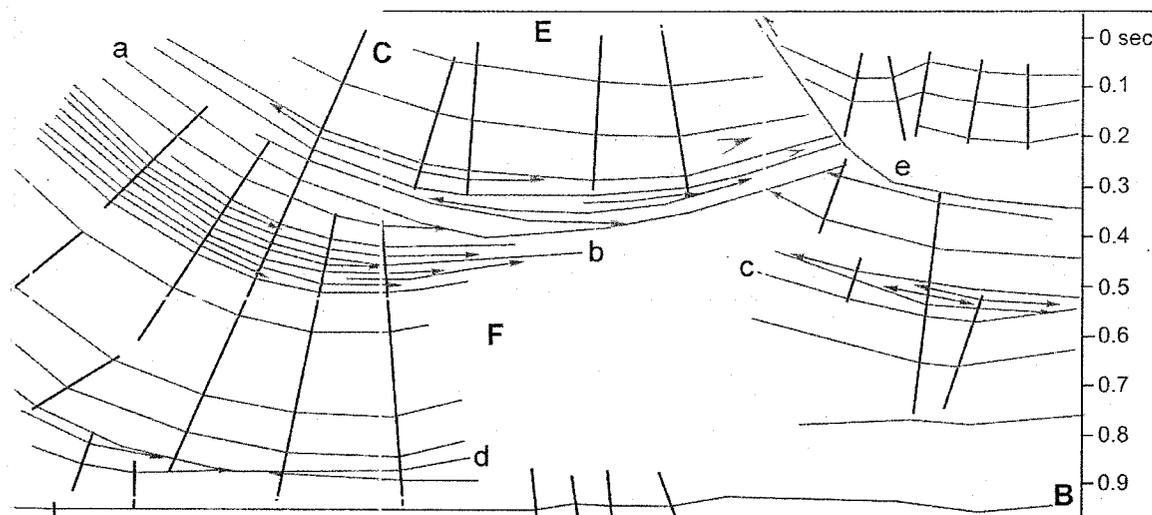


Figure 23 : Interprétation de l'encadré B du profil sismique T-21 (figure 22). Les triangles signifient un changement d'épaisseur. Voir les explications dans le texte pour C, E, F, a, b, c, d et e.

Tableau 2 : Vitesses de propagation des ondes sismiques en m/s des lithologies de la région de l'anticlinal de Vilanova.

Formation	Vitesse de propagation (m/s)
Solsona (grès et conglomérat)	4000
Castelltallat (siltstone, mudstone, grès fin)	3500
Barbastro (gypse, mudstone calcaireux)	3600
Cardona (sel)	3500
Igualada (calcaire fin)	5000

La vitesse de propagation des ondes sismiques (P-wave) pour chaque unité est déterminée à partir d'un intervalle de vitesse pour différentes lithologies (Sheriff et Geldart, 1995). Les vitesses varient selon la densité de l'unité rencontrée. Les vitesses choisies pour les unités lithologiques présentes dans la région de l'anticlinal de Vilanova sont résumées dans le tableau 2. La valeur de vitesse de référence choisie est de 3500 m/s. Tous les pixels ne faisant pas partie d'un polygone sur l'image matricielle se verront attribuer la valeur standard durant le traitement par le logiciel DepthCon2000. La géométrie plate pour les réflecteurs continus en dessous de 1 seconde après la conversion de l'échelle verticale en profondeur confirme le choix des vitesses de propagation. Dans la littérature,

ces réflecteurs sont associés à la Formation d'Igualada qui n'est pas déformée dans la région à l'étude (figure 7; Burbank et al., 1992; Vergés et al., 1992; Sans et al., 1996). Si ces réflecteurs sont plats, c'est que le profil sismique converti reflète la réalité puisque les sédiments s'accumulent sur des plans globalement horizontaux dans un environnement lacustre.

4.3 Intégration de toutes les données en coupe

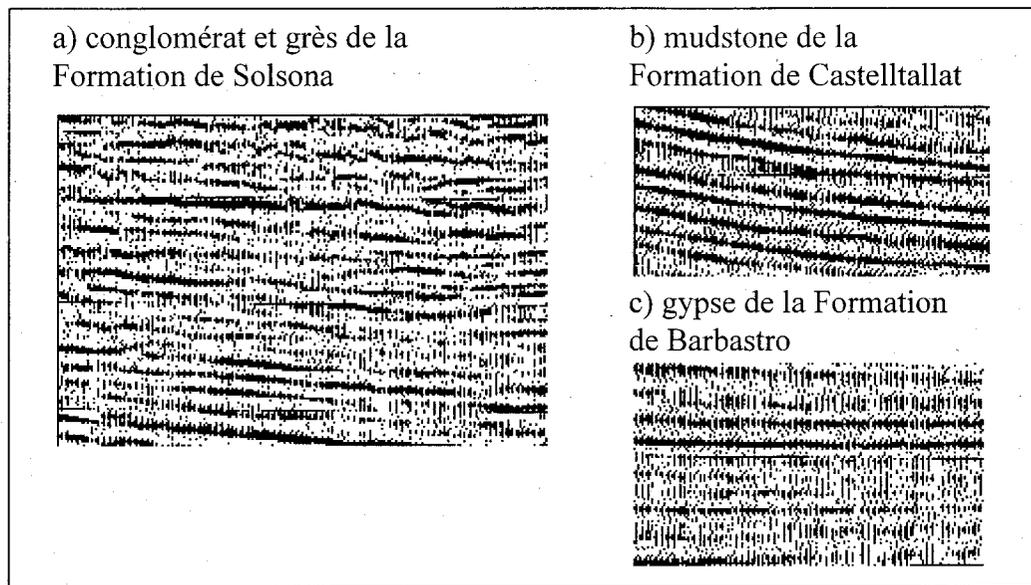


Figure 24 : Signature sismique des différentes lithologies de la région de Vilanova de la Aguda.

Des coupes synthétiques sont construites en intégrant les coupes structurales et les profils sismiques avec une échelle verticale en profondeur. Dans les secteurs des profils où l'image sismique est claire, les domaines de pendage des réflecteurs sont utilisés. Tandis que ce sont les domaines de pendage à partir des données de surface qui servent à projeter les niveaux isochrones là où les réflecteurs ne sont pas clairs. Les lithologies sont superposées en dernier lieu sur les coupes synthétiques de niveaux isochrones. Il est possible de connaître leur distribution, car elles ont chacune une signature sismique distincte. La figure 24 montre la signature sismique attribuée aux différentes lithologies de la région d'étude. Les roches silicoclastiques grossières (conglomérat et grès) de la Formation de Solsona sont identifiées en sismique réflexion comme des réflecteurs discontinus mais très intenses formant des vaguelettes (figure 24a). Les roches

silicoclastiques plus fines (grès fin, siltstone, mudstone) de la Formation de Castelltallat se caractérisent en sismo-stratigraphie comme des réflecteurs continus montrant un fort contraste (figure 24b). Finalement, le caractère sismo-stratigraphique des mudstones et gypses de la Formation de Barbastro ressemble à celui de la Formation de Castelltallat avec toutefois un contraste moins élevé. Certains réflecteurs sont plus intenses et la stratification est toujours marquée (figure 24c).

4.4 Description des coupes synthétiques

Les figures 25 et 26 montrent les coupes synthétiques T-21 et T-22 dont l'échelle verticale est en profondeur. Le niveau de discontinuité à environ 1,5 km de profondeur est très marqué sur ces coupes. Les marnes et calcaires marins de la Formation d'Igualada sont horizontaux sur les deux coupes et le contact supérieur de la formation est une discontinuité. Sur la coupe T-22 (figure 25), les réflecteurs sismiques dans les unités de Barbastro et de Cardona sont tronqués vers le bas par le sommet x de la Formation d'Igualada. Le cœur de l'anticlinal entre la base de la Formation de Barbastro et la discontinuité x est occupé par le sel de la Formation de Cardona (figure 25). Il y a un amincissement entre les niveaux de référence $t1$ et $t2$ à chaque extrémité de cette coupe et un autre amincissement immédiatement en dessous du niveau de référence $t1$ à l'extrémité sud-est. Par contre, entre les niveaux de référence $t1$, $t2$ et $t3$ au niveau de la charnière du pli, il y a un épaississement. Mise à part ces exceptions, l'espace entre les niveaux isochrones est constant le long de la coupe T-22 au-dessus du niveau de discontinuité x à environ 1,5 km. D'un point de vue lithologique, des changements latéraux de faciès sont observés entre le niveau isochrone précédent le niveau de référence $t1$ et le niveau de référence $t3$ (figure 25).

Le forage SV-1 (figure 8) est superposé à la coupe T-21 (figure 26). La discontinuité y au sommet de la Formation d'Igualada, située à environ 1,3 km de profondeur, est aussi très marquée. Deux autres discontinuités sont observées sur la coupe T-21; à la base de la Formation de Barbastro (le réflecteur d des figures 22 et 23) et au niveau de référence $t3$. Plusieurs réflecteurs sismiques tronqués par d'autres réflecteurs ont été identifiés et

discutés à la section 4.1. Ceux-ci permettent de voir les relations de recoupement entre les réflecteurs et de déterminer la séquence de déposition et de déformation des unités sur les coupes synthétiques. Ces réflecteurs se situent presque exclusivement dans la Formation de Castelltallat. Le même type d'amincissement entre les niveaux isochrones, équivalent à ceux sur la coupe T-22 (figure 25), a lieu à l'extrémité nord-ouest de la coupe T-21 en dessous du niveau de référence t1 (figure 26). Un petit anticlinal entre le sommet de la Formation de Cardona et le niveau de référence t3 apparaît sur la coupe T-21. Son sommet est recoupé par le niveau de référence t3, ce qui fait de ce dernier une discordance. D'ailleurs, le niveau de référence t3 correspond exactement au réflecteur *a* identifié sur les figures 22 et 23. Dans la Formation de Castelltallat, au-dessus du niveau de référence t1, les terminaisons de réflecteurs sismiques sont disposées en *onlap* sur le sommet de la Formation de Barbastro du côté sud-est de la crête du petit anticlinal. L'inclusion de faciès de la Formation de Castelltallat à l'intérieur de l'unité de Barbastro sur le flanc nord-ouest du petit anticlinal comporte également ce genre de patron, en plus des réflecteurs tronqués et des biseaux de propagation discutés à la section 4.1. Une faille de chevauchement à vergence nord-ouest, celle qui a été identifiée sur la coupe géologique de la figure 18, recoupe les premiers 500 m de la séquence sédimentaire avec un angle de 52° pour ensuite s'aplatir à 7° d'inclinaison vers le nord-ouest. Il y a également un épaissement à la charnière de l'anticlinal de Vilanova entre les niveaux isochrones, notamment à la base de la Formation de Barbastro et entre les niveaux de référence t1 et t2. Les changements latéraux de faciès sont très similaires à ceux retrouvés sur la coupe T-22 (figure 25). La Formation de Solsona est interdigitée avec la Formation de Castelltallat sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Vilanova au-dessus du niveau de référence t1. La Formation de Cardona se situe au cœur de l'anticlinal et à la base de toute la séquence.

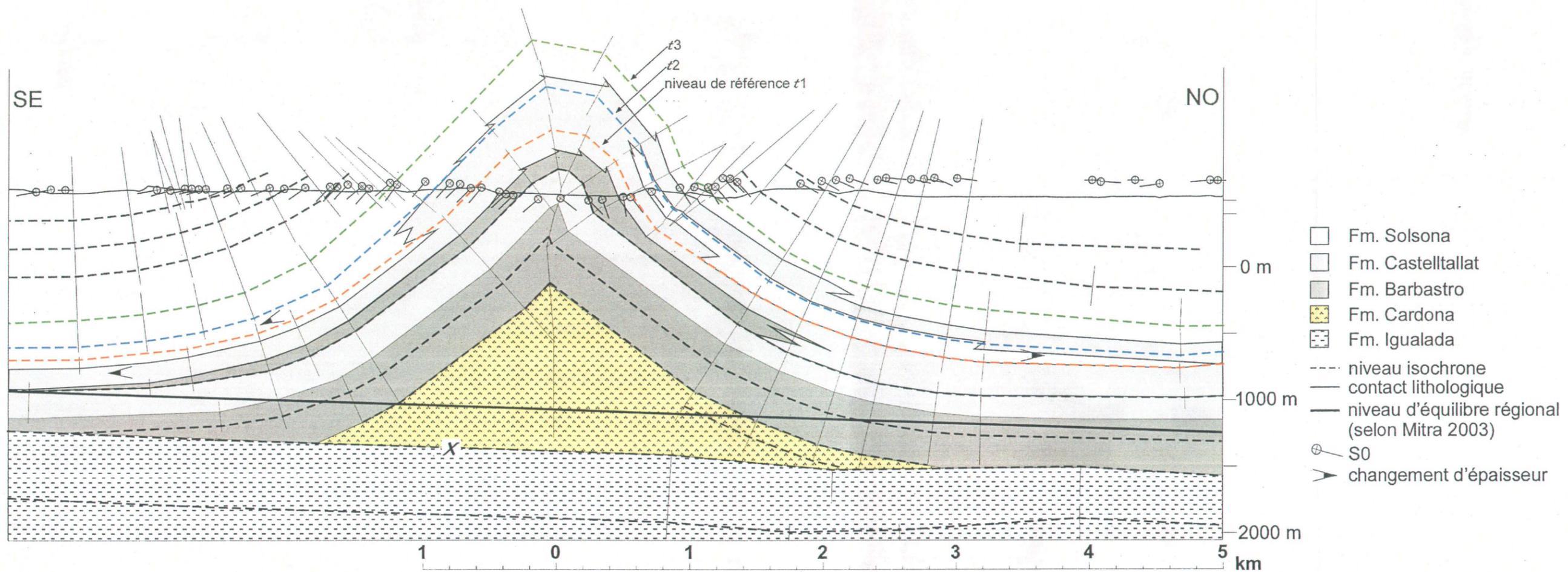


Figure 25 : Coupe synthétique T-22 localisée sur la figure 4.

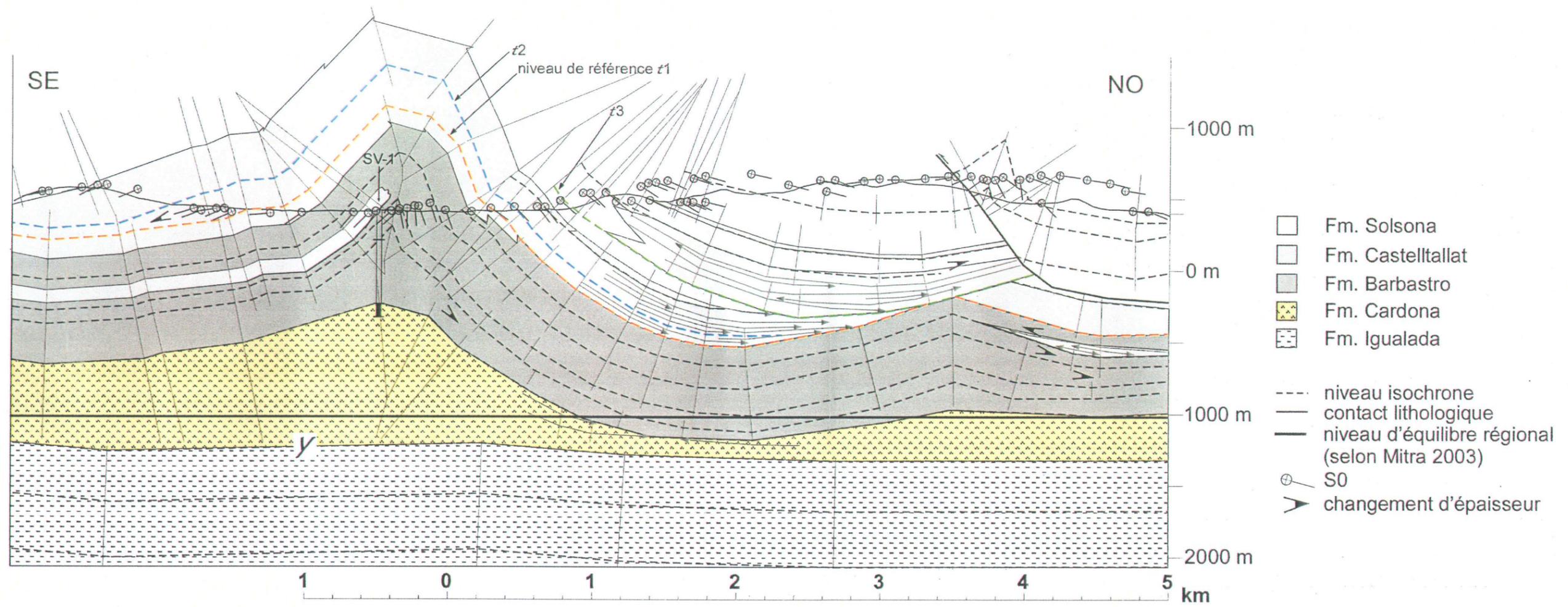


Figure 26 : Coupe synthétique T-21 localisée sur la figure 4.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

Le nord-est du bassin de l'Èbre est affecté par des déformations issues de la propagation du front tectonique des Pyrénées vers le sud. Des anticlinaux de petite amplitude, des synclinaux larges puis des failles de chevauchement et des décollements caractérisent ces déformations (figures 1 et 2) (Sans et al., 1996; Sans et Koyi, 2001). Ces types de déformations se concentrent au nord-est du bassin de l'Èbre parce qu'ils sont associés étroitement à la présence de niveaux peu compétents dans la séquence sédimentaire. Il n'y a pas de dépôts évaporitiques ailleurs dans le bassin et celui-ci n'est pas déformé de façon significative. Les dépôts évaporitiques des formations de Beuda, de Cardona et de Barbastro sont successivement empruntés comme décollement par le front tectonique sud-pyrénéen (Vergés et al., 1992; Sans et Vergés, 1995). Les unités sédimentaires au-dessus de ces décollements sont déformées en pli de détachement. Le développement des Pyrénées au Paléogène contribue à une sédimentation active dans le bassin d'avant-pays. C'est pourquoi les structures à l'intérieur du bassin ont influencé la distribution des sédiments. Ce phénomène est appelé sédimentation syntectonique et les *growth strata* sont parmi les arrangements sédimentaires qui en résultent. Sans et Vergés (1995) affirment que le raccourcissement est faible dans le bassin de l'Èbre et que les anticlinaux sont préservés parce qu'il y a peu de transport par chevauchement. Ainsi, avec tous les éléments retrouvés dans cette étude sur l'anticlinal de Vilanova, il est maintenant possible d'évaluer si cette structure du bassin de l'Èbre est un pli de détachement et s'il contient des *growth strata* ou encore, si des indices de sédimentation syntectonique s'y trouvent. De plus, la nature, la séquence et l'âge de la déformation dans la région d'étude peuvent être déduits grâce aux relations géométriques identifiées.

5.1 Pli de détachement

Jamison (1987) définit un pli de détachement comme un pli se développant à la terminaison d'un chevauchement à faible pendage dans un horizon peu compétent par

rapport aux unités adjacentes. Il peut également être le résultat d'une déformation au-dessus d'un décollement subparallèle à la stratification originale et dont le raccourcissement est dû principalement au plissement et non au déplacement le long d'une faille selon Vergés et al. (1996). Ce type de pli doit alors nécessairement comporter à sa base une faille ou un décollement subhorizontal situé dans un niveau peu compétent.

5.1.1 Exemples de plis de détachement dans le bassin de l'Èbre

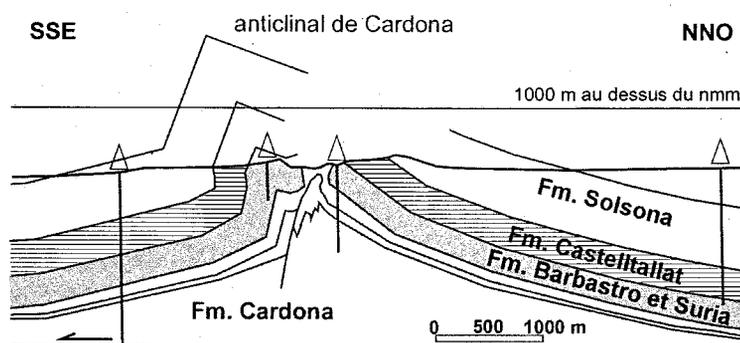


Figure 27 : Coupe structurale de l'anticlinal de Cardona montrant le décollement basal de ce pli de détachement. Les triangles représentent des forages. Fm. : formation, nmm : niveau moyen des mers. Modifiée de Sans et Koyi (2001).

Plusieurs exemples de pli de détachement existent dans le nord-est du bassin de l'Èbre. L'anticlinal de Cardona, situé au sud-est de l'anticlinal de Vilanova et possédant la même orientation que ce dernier, est un bon exemple (figures 2 et 27). Cet anticlinal est un pli déversé vers le sud et est constitué essentiellement du même matériel sédimentaire que l'anticlinal de Vilanova. Son rapport longueur d'onde/amplitude est de 8 (Sans et Koyi, 2001; Sans et al. 2003). Le décollement se situe dans le sel de la Formation de Cardona qui a comblé le cœur de l'anticlinal. Ce flux se traduit par un diapirisme près de la surface (figure 27) (Sans et Koyi, 2001). Le taux de raccourcissement de l'anticlinal de Cardona est de 23%, dont 17% est attribué au raccourcissement parallèle aux couches avant le plissement, qui ne représente donc que 6% du raccourcissement total (Sans et al., 1999; Sans et al., 2003). Près de la limite sud-est de la Formation de Cardona, dans le bassin de l'Èbre, un second système d'anticlinaux parallèles à cette limite constitue un autre bon exemple de pli de détachement. Les anticlinaux d'Oló et d'El Guix (figures 2 et 28) ont

également un décollement à leur base situé dans la Formation de Cardona. Dans le secteur nord-est de l'anticlinal d'Oló (figure 28), la vergence vers le nord de l'anticlinal est attribuée au fait que l'épaisseur de la Formation de Cardona diminue vers le sud. Le sel a glissé vers le cœur de l'anticlinal et plusieurs rétro-chevauchements vers le nord sont observés ailleurs le long de l'anticlinal (Sans et Vergés, 1995). Dans les deux exemples, le décollement est subhorizontal et subparallèle à la position initiale des unités formant le pli.

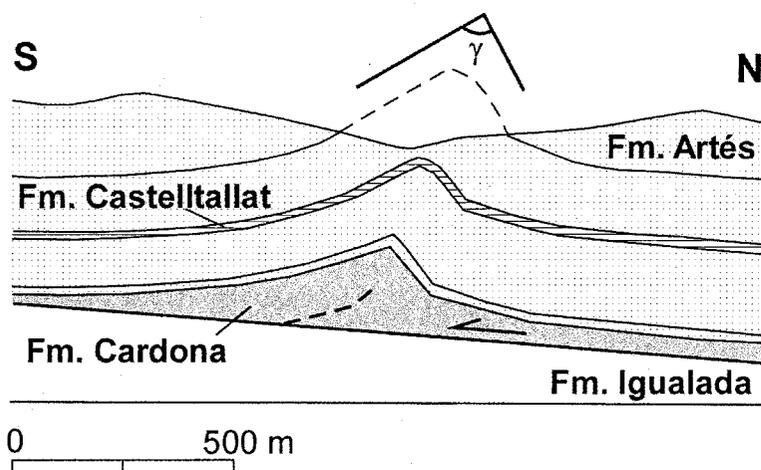


Figure 28 : Coupe structurale de l'anticlinal d'Oló dont le décollement basal se situe dans la Formation de Cardona. Fm. : formation, γ : angle entre les deux flancs égal à 97° (Sans et Vergés, 1995), angle d'ouverture du pli. Modifiée de Sans et Vergés (1995).

5.1.2 Anticlinal de Vilanova

Puisque les décollements à la base des plis de détachement affleurent rarement, les données en coupe sont absolument essentielles. Est-ce que la géométrie en sous surface de l'anticlinal de Vilanova correspond à celle d'un pli de détachement? La Formation d'Igualada n'est pas déformée, tandis que toutes les unités situées au-dessus le sont (figures 25 et 26). Le sel de la Formation de Cardona est à la base de la séquence déformée. En comparaison avec les autres unités sédimentaires dans la région d'étude, le sel de la Formation de Cardona constitue l'unité la plus incompetent (chapitre 2). Un niveau de décollement est donc nécessairement situé dans la Formation de Cardona. Le

décollement y est subhorizontal et subparallèle à la stratification initiale d'après les observations en coupe (figures 25 et 26).

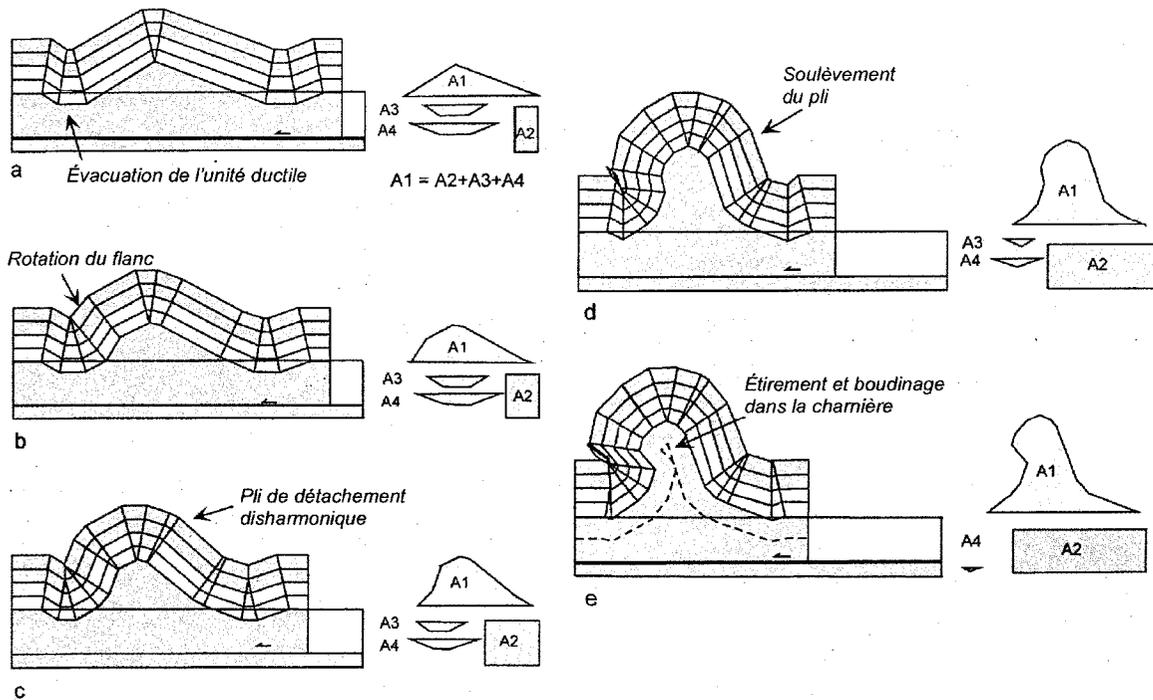


Figure 29 : Modèle d'évolution d'un pli de détachement symétrique impliquant un contraste de compétence entre l'unité basale et les unités supérieures. Le bilan des aires indique que l'aire résiduelle (A2) est équivalente à la différence entre l'aire au cœur de l'anticlinal (A1) au dessus du niveau régional et l'aire des synclinaux en dessous de ce niveau (A3 et A4). Modifiée de Mitra (2003).

Mitra (2003) a développé un modèle synthétique expliquant la cinématique de plissement des plis de détachement. Il décrit les stades de raccourcissement et la géométrie du pli associé (figure 29). Il explique que les plis de détachement sont provoqués par le plissement d'une séquence sédimentaire ayant des contrastes élevés. Le processus de plissement se fait par flexion et glissement banc sur banc accompagnés de fractures et de failles, selon la quantité de raccourcissement. Le premier stade de plissement est caractérisé par de la flexion de l'unité supérieure provoquant un pli avec un rapport longueur d'onde/amplitude élevé dont les charnières des synclinaux adjacents descendent sous le niveau régional de stabilité (figure 29a). Les stades plus évolués de plissement se produisent par l'allongement des flancs en combinant la migration des surfaces axiales et la rotation des flancs (figures 29b et 29c). La rotation des flancs implique un cisaillement

à l'intérieur des unités. En augmentant le raccourcissement, tant l'anticlinal que les synclinaux adjacents se soulèvent de telle façon que les synclinaux remontent vers le niveau d'équilibre régional (figure 29d). La dernière étape dans la progression du raccourcissement décrite par Mitra (2003) est l'augmentation du soulèvement accompagné par l'étirement de la charnière provoquant un boudinage et le développement de chevauchements au niveau des flancs (figure 29e). Tout au long du raccourcissement, l'unité ductile à la base du pli migre vers la charnière de l'anticlinal.

Le rapport entre la longueur d'onde et l'amplitude d'un pli est un paramètre utile à la caractérisation du stade de raccourcissement, dans la mesure où le rapport des autres plis de la région et leur taux de raccourcissement sont connus. Dans le nord-est du bassin de l'Èbre (figure 2), en plus des données connues sur l'anticlinal de Cardona (section 5.1.1), ce rapport a été calculé pour d'autres plis. L'anticlinal d'El Guix (figure 2) a un rapport longueur d'onde/amplitude de 52 (Sans et Koyi, 2001), tandis qu'il est de 15 pour l'anticlinal de Súria (figure 2) (Sans et al., 2003). La longueur d'onde de l'anticlinal de Vilanova est de 8008 mètres pour le niveau de référence t1 (figure 25). Son amplitude est de 1204 mètres. Son rapport longueur d'onde/amplitude est donc de 6,7. Ce rapport est relativement peu élevé en comparaison avec ceux des anticlinaux du même bassin. Cette observation suggère que l'anticlinal de Vilanova présente un stade évolué de raccourcissement, malgré le fait qu'aucun cisaillement ni raccourcissement parallèle aux couches n'ont été observés sur le terrain. En effet, Mitra (2003) associe les anticlinaux aux rapports longueur d'onde/amplitude élevés avec un faible raccourcissement. De plus, aucun chevauchement majeur apportant une quantité de raccourcissement significative n'a pas été observé. L'anticlinal de Vilanova correspond donc au stade intermédiaire de raccourcissement d'un pli de détachement décrit par Mitra (2003) (figures 29b et 29c).

Sur les figures 17, 18, 25 et 26, les surfaces axiales (bissectrices) de l'anticlinal de Vilanova montrent une géométrie semblable aux modèles de Mitra (2003) (figure 29). Par exemple, sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal (figures 25 et 26), la configuration des bissectrices correspond exactement avec la rotation du flanc illustrée par Mitra (2003) sur la figure 29c dont les surfaces axiales sont fixes. Le secteur de la charnière de l'anticlinal

de Vilanova (figures 25 et 26) montre bien la migration des surfaces axiales pour créer un pli de détachement disharmonique. Sur les coupes synthétiques des figures 25 et 26, il est également possible de constater que le matériel de l'unité incompetent, la Formation de Cardona, a migré vers la charnière de l'anticlinal de Vilanova pour remplir l'espace créé par le plissement. D'ailleurs, sur la coupe T-22 (figure 25), il n'y a plus de sel de Cardona au niveau des synclinaux. Cette migration, accompagnée de l'érosion à la surface, peut provoquer du diapirisme (Sans et Koyi, 2001). En effet, une érosion supplémentaire de 100 à 200 mètres d'épaisseur dans la région de l'anticlinal de Vilanova serait suffisante pour déclencher ce phénomène (Sans et Koyi, 2001). Par un simple calcul, il est possible de vérifier si la quantité de matériel ductile qui remplit maintenant la charnière de l'anticlinal est égale à celle qu'il y avait avant le raccourcissement. Dans le plan de coupe d'un anticlinal, il suffit de diviser l'aire que représente l'unité ductile par la longueur de la coupe. Ce calcul donne l'épaisseur de l'unité ductile avant la déformation. Si le résultat correspond à l'épaisseur régionale de l'unité dans la séquence sédimentaire, il est possible d'affirmer que l'unité ductile a migré vers la charnière. La migration de matériel dans une direction différente ferait varier le résultat du calcul de l'épaisseur initiale de l'unité ductile. Par exemple, une migration le long de la charnière donnerait une surface de matériel plus petite dans la coupe perpendiculaire à la charnière et l'épaisseur initiale de l'unité ductile estimée serait moindre. Dans la région d'étude, l'épaisseur normale de la Formation de Cardona est d'environ 300 mètres (chapitre 2). Sur la figure 25, l'aire représentée par la Formation de Cardona est de 2 308 118 m². Sachant que la longueur de la coupe T-22 est de 9100 m, l'épaisseur initiale de cette unité avant la migration aurait été de 254 m. La quantité de matériel ayant migré pour remplir la charnière est similaire à la quantité de matériel avant la déformation. Le matériel manquant au bilan a sans doute migré vers les anticlinaux adjacents. Le développement de l'anticlinal de Vilanova a provoqué l'amincissement de l'unité de sel au niveau des synclinaux et l'épaississement de cette unité à la charnière, donc l'affaissement des synclinaux adjacents sous le niveau d'équilibre régional (Mitra, 2003) (figures 25 et 26). Le gypse de la Formation de Barbastro se situant au-dessus de la Formation de Cardona a aussi légèrement migré vers la charnière de l'anticlinal provoquant un amincissement de cette formation au niveau des

synclinaux (figure 25). Le niveau x sur la figure 25 n'est donc pas une faille recoupant les formations de Cardona et de Barbastro.

Compte tenu du fait qu'un niveau de décollement basal subsiste dans la Formation de Cardona, que l'anticlinal de Vilanova est un pli ayant subi une quantité relativement élevée de raccourcissement et qu'aucune faille majeure contribue à ce raccourcissement, il est possible de confirmer que l'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement selon la définition de Vergés et al. (1996). Il a été démontré qu'il s'est formé par rotation des flancs. L'anticlinal de Vilanova ne correspond pas à la définition d'un pli de détachement selon Jamison (1987), car il ne se développe pas à la terminaison d'un chevauchement à faible pendage.

5.2 Growth strata

Les *growth strata* sont des dépôts contemporains à une déformation continue d'unités préexistantes (Meigs, 1997; Vergés et al., 2002a) (figure 30). Ils sont caractérisés par une géométrie en biseau dont des discordances angulaires entre les strates sont induites par un mouvement en rotation (figure 3). Leur géométrie dépend de l'activité tectonique (Masferro et al., 2002), du style de plissement, du taux de sédimentation et des variations du taux de sédimentation (Meigs, 1997; Masferro et al., 2002). L'étude des *growth strata* permet de dater la déformation ainsi que de déterminer la cinématique du plissement ou tout autre déformation (Suppe et al., 1992; Vergés et al., 2002a).

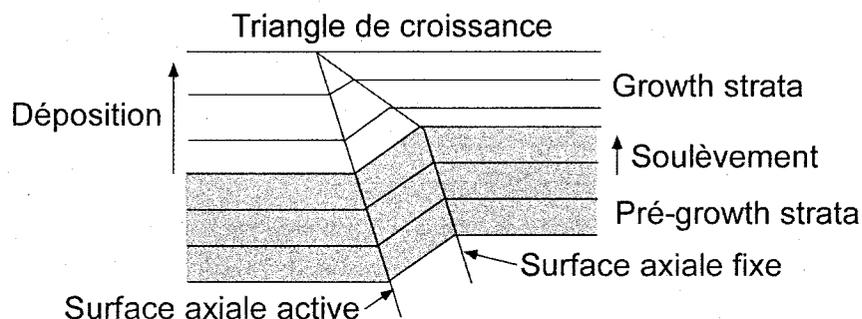


Figure 30 : Schéma illustrant la sédimentation syntectonique développant des *growth strata*. Modifié de Suppe et al. (1992) et Vergés et al. (2002a).

5.2.1 Exemple de *growth strata* dans le bassin de l'Èbre

L'anticlinal d'Oliana se situe directement à l'est de la rampe latérale de Segre, au nord de l'anticlinal de Vilanova (figure 2) et comporte une série d'unités conglomératiques dont l'arrangement est contrôlé par des chevauchements (figure 31) (Vergés et Muñoz, 1990; Puigdefàbregas et al., 1992; Burbank et al., 1992). Cet anticlinal à double plongée est un empilement de duplex constitué des marnes marines de la Formation d'Igualada à la base surmontées par le sel de la Formation de Cardona. Quatre unités conglomératiques de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur, donc contemporaines à la mise en place de chevauchements hors-séquence, sont intégrées dans cette structure (figure 31). Chacune de ces unités sont séparées par des discordances angulaires (Vergés et Muñoz, 1990) et scellent un chevauchement. Ces chevauchements se sont développés successivement vers l'arrière-pays. Les unités conglomératiques forment des biseaux stratigraphiques de part et d'autre de l'anticlinal d'Oliana (figure 31) et cette disposition suggère que ces unités sont contemporaines à la formation de l'anticlinal (Vergés et Muñoz, 1990), donc des *growth strata*.

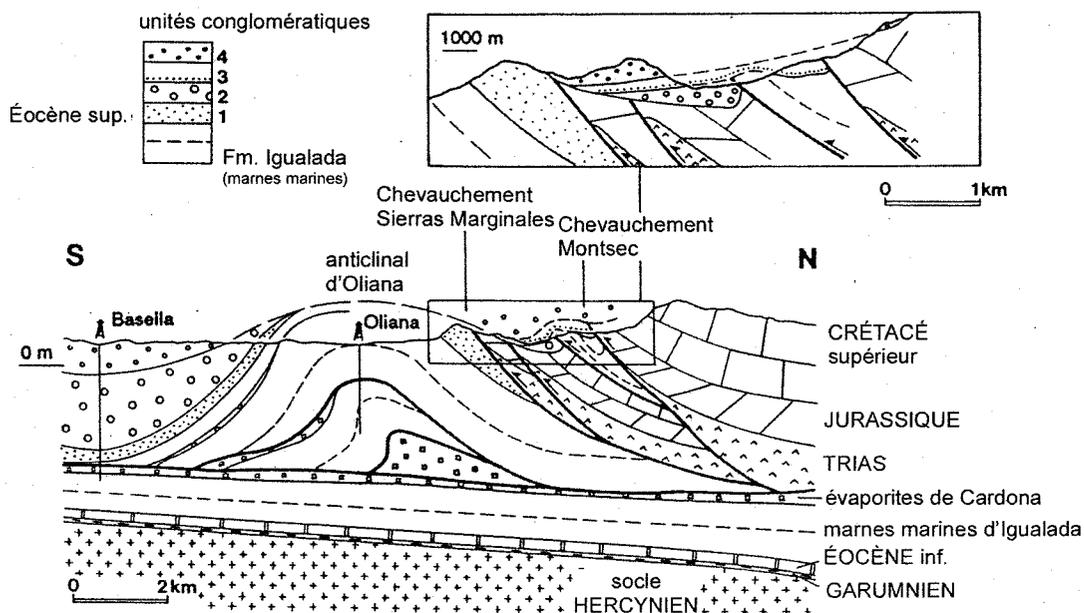


Figure 31 : Coupe structurale à la terminaison sud du front tectonique des Pyrénées orientales montrant la relation entre les chevauchements hors-séquence et les dépôts conglomératiques syntectoniques. Modifiée de Puigdefàbregas et al. (1992).

5.2.2 Anticlinal de Vilanova

Plusieurs indices dans la région d'étude portent à croire que l'anticlinal de Vilanova comporte des *growth strata*. L'étude des paléocourants, de l'attitude de la stratification, des discordances et de la stratigraphie seront discutés afin de prouver que les formations de Castelltallat et de Solsona sont des *growth strata* dans la région de Vilanova de la Aguda.

5.2.2.1 Paléocourants

Des données de paléocourants, c'est-à-dire des structures sédimentaires tels les flûtes, les rides de courants, les chenaux et les structures de charge, ont été mesurées sur le terrain. La région d'étude a été divisée en domaines, globalement selon les différentes unités sédimentaires et également selon les deux flancs (chapitre 3; figures 19 et 20). Cette division permet de considérer l'évolution des paléocourants à travers le temps (selon les unités lithologiques) et l'espace (de part et d'autre de l'anticlinal). Sur la figure 20, les paléocourants ayant été remis dans leur position initiale sont représentés selon les différents domaines dans des rosettes de direction symétriques.

Compte tenu des résultats, l'orientation des paléocourants sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal de Vilanova a été constante durant la déposition des formations de Barbastro, de Castelltallat et de Solsona, contrairement à l'orientation des paléocourants sur le flanc sud-est durant la même période. L'apport sédimentaire principal venant des Pyrénées au nord (Sáez et al., 2006) a donc été dévié par l'anticlinal. En effet, les paléocourants sur le flanc nord-ouest ne montrent aucune variation dans leur orientation, laquelle concorde avec une source pyrénéenne. Ces paléocourants sont orientés nord-sud ou NO-SE pour le premier domaine et NO-SE pour les domaines 2 et 3. Par contre, le paléodrainage sur le flanc sud-est de l'anticlinal de Vilanova n'indique pas une source pyrénéenne puisque les paléocourants sont orientés est-ouest pour le domaine 1 et NE-SO pour le domaine 2. Le réseau hydrographique longeait donc le relief de l'anticlinal, orienté NE-SO. Quelques paléocourants indiquent également qu'une mince partie du paléodrainage provenait de

l'anticlinal lui-même, spécialement dans le domaine 2 où quelques paléocourants sont orientés NO-SE. Dans le travail de Barrier (2002), l'auteure indique que le drainage dans un bassin peut être localement réorganisé lorsque la sédimentation accompagne un chevauchement ou toute autre structure de compression. L'anticlinal de Vilanova est un bon exemple d'obstacle à un drainage normal dans un bassin. Par conséquent, les unités des domaines 1 et 2, donc la Formation de Castelltallat et celle de Solsona, sont considérées comme des *growth strata*.

5.2.2.2 Attitude de la stratification et discordances

Une séquence sédimentaire normale est constituée de couches de sédiments horizontales, d'épaisseurs égales (du moins à une échelle locale) superposées les unes sur les autres (figure 32a). Lorsqu'une telle séquence est plissée sous un régime fragile, relativement près de la surface, les couches de sédiments conservent habituellement leur épaisseur. Dans un cas où la sédimentation est contemporaine à la déformation, l'épaisseur des couches sédimentaires syn-cinématiques peut varier (figures 32b, 32c et 32d). Plusieurs arrangements de couches de croissance (*growth strata*) existent et ils dépendent de deux paramètres, la vitesse de sédimentation (V_{sed}) et la vitesse de surrection (*uplift*) du compartiment chevauchant (V_{upl}), dont le rapport est R . Si $V_{sed} > V_{upl}$ ($R > 1$), les strates de croissance réussiront à recouvrir l'anticlinal, mais verront leur épaisseur diminuée au-dessus de celui-ci (figure 32b). Par contre, si $V_{sed} < V_{upl}$ ($R < 1$), les *growth strata* seront disposés en *onlap* de part et d'autre de la structure émergente avec un amincissement près de celle-ci (flanc sud de l'anticlinal d'Oliana sur figure 31; figure 32d) (Masafarro et al., 2002; Barrier, 2002). Dans le cas où $R < 1$, des discordances progressives sont observées près des synclinaux et des discordances angulaires séparent les *growth strata* près de la charnière de l'anticlinal (figures 32c et 32d) (Riba, 1976; Masafarro et al., 2002; Barrier, 2002). D'après les coupes synthétiques obtenues pour l'anticlinal de Vilanova (figures 25 et 26), la géométrie des niveaux isochrones correspond à un $R > 1$ (figure 32b). En effet, les *growth strata*, c'est-à-dire les formations de Castelltallat et de Solsona, recouvrent l'anticlinal sans discontinuité. Normalement, un amincissement de ces strates devrait être observé au niveau de la charnière de l'anticlinal,

mais le contexte sédimentaire qui prévalait durant leur déposition provoque plutôt un épaissement. Ce point sera discuté à la section 5.3.

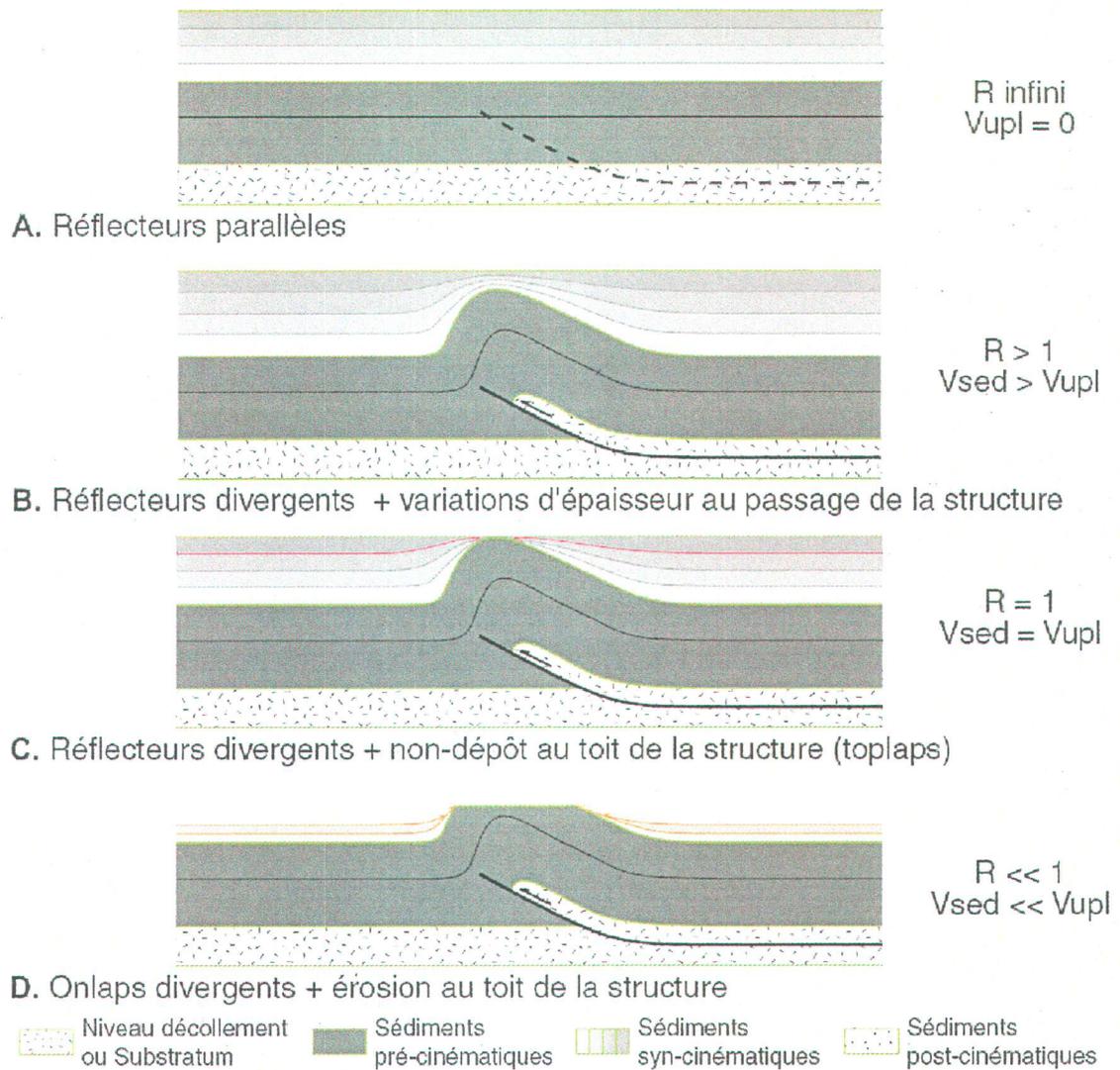


Figure 32 : Interaction entre le développement d'un anticlinal et la sédimentation. A. Coupe d'un bassin sédimentaire non déformé. Toutes les couches sont parallèles et d'égale épaisseur. B. Coupe d'un anticlinal comportant des couches syn-cinématiques dont l'épaisseur diminue au-dessus de celui-ci. C. Coupe d'un anticlinal comportant des couches syn-cinématiques ne recouvrant pas celui-ci. D. Coupe semblable à C, mais dont les sédiments pré-cinématiques sont érodés. V_{sed} : vitesse de sédimentation, V_{upl} : vitesse de surrection du compartiment chevauchant, $R = V_{\text{sed}}/V_{\text{upl}}$. D'après Masferro et al. (2002) et modifiée de Barrier (2002).

Dans la région d'étude, des discordances angulaires sont attribuées à l'interaction entre la déformation et la sédimentation. Ces discordances sont souvent locales ou progressives,

c'est-à-dire qu'elles peuvent représenter un niveau de discontinuité à un endroit et être concordante à un autre endroit comme illustré à la figure 32d. Par exemple, sur la carte géologique de la figure 13, tous les segments de la trace axiale du synclinal de Pons sont séparés par ce type de discordance progressive. En effet, ces niveaux représentent des discontinuités seulement à cet endroit sur la carte, car ils sont concordants ailleurs dans la région. Aussi, le niveau de référence t3 sur le profil T-21 (figure 26) est considéré comme une discordance puisqu'il recoupe les unités sous-jacentes. Par contre, sur le profil T-22 (figure 25), le niveau de référence t3 est tout à fait concordant dans la séquence sédimentaire. Ces exemples de discordances progressives se retrouvent exclusivement dans les formations de Castelltallat et de Solsona.

5.2.2.3 Angle d'ouverture γ

L'angle d'ouverture γ d'un pli est l'angle entre les deux flancs (figure 28). Une séquence sédimentaire déformée lors du même événement tectonique a une valeur d'angle d'ouverture γ identique pour toutes ces couches. Or, si des *growth strata* accompagnent cet événement tectonique, ils auront un angle d'ouverture γ plus faible que les couches déposées antérieurement puisqu'ils sont moins déformés (figures 30, 32b et 32c). Par exemple, en raison de l'absence de *growth strata* (Sans et Koyi, 2001) dans les secteurs de l'anticlinal de Cardona (figure 27) et de l'anticlinal d'Oló (figure 28), l'angle d'ouverture γ de ces plis est constant. De plus, l'angle d'ouverture γ des *growth strata* augmente vers les unités les plus jeunes (figures 30, 32b et 32c). Cette augmentation est attribuée au fait que les sédiments récents ont enregistré une quantité de raccourcissement moindre que les plus anciens.

Dans le secteur de l'anticlinal de Vilanova, l'angle d'ouverture γ pour les différents domaines définis dans le chapitre 3, donc pour les différentes unités composant l'anticlinal de Vilanova, n'est pas constant. En effet, l'angle d'ouverture γ augmente de l'intérieur du pli vers l'extérieur, donc vers les unités les plus jeunes (figure 16). Les coupes synthétiques des figures 25 et 26 montrent que la Formation de Barbastro précède la déformation, à l'exception de l'extrémité nord-ouest de la coupe T-21 (figure 26) où

l'épaisseur entre les niveaux isochrones diminue localement. Dans la région d'étude, la Formation de Barbastro est donc pré-cinématique. Tous les autres dépôts continentaux dans la région d'étude, c'est-à-dire les formations de Castelltallat et de Solsona, sont considérées comme des dépôts syntectoniques, car leur angle d'ouverture γ augmente par rapport aux dépôts plus anciens (figure 16) et l'espace entre leurs niveaux isochrones n'est pas constant (figures 25 et 26; chapitre 4).

5.2.2.4 Stratigraphie

L'étude exhaustive de Sáez et al. (2006) concernant les dépôts sédimentaires de la région nord-est du bassin de l'Èbre permet de mieux comprendre la sédimentation dans la région de Vilanova de la Aguda. D'abord, les assemblages de faciès représentant la transition entre les systèmes alluviaux distaux et lacustres (formations de Barbastro et de Castelltallat) puis les dépôts continentaux (Formation de Solsona) dépendent, entre autres, du niveau du lac. Le niveau du lac peut varier à cause du taux de subsidence et du développement de relief au nord dû aux chevauchements. Sáez et al. (2006) indiquent que le taux de subsidence dans la région de Solsona-Sanaüja est élevé et que, par conséquent, le niveau du lac a connu de nombreuses fluctuations. De plus, l'absence de paléosols et de dépôts éoliens correspond à un haut taux de sédimentation. L'augmentation de la granulométrie des dépôts dans le temps pourrait être due à une source plus active entraînant un taux de sédimentation élevé.

Ces observations confirment que la sédimentation dans le bassin a été contrôlée par l'avancement des Pyrénées vers le sud (Sáez et al., 2006). D'ailleurs, un granoclassement est observée dans la région d'étude. Les dépôts de sel marin de la Formation de Cardona et de gypse lacustre de la Formation de Barbastro précèdent la série de dépôts continentaux. Celle-ci passe graduellement de siltstone ou mudstone (Formation de Castelltallat) à des grès et finalement à des grès conglomératiques (Formation de Solsona) (chapitre 2). Ces assemblages oscillent de façon transgressive ou régressive selon le niveau de l'eau du lac qui dépend de nombreux facteurs dont la progradation du système alluvionnaire des Pyrénées (Sáez et al., 2006). C'est pour cette raison qu'il y a de rapides

changements latéraux de faciès. D'ailleurs, la région d'étude est située près de la bordure du système lacustre en raison de l'épaisseur importante des dépôts de plaine lacustre que constituent les formations de Barbastro et de Castelltallat sur les coupes de l'anticlinal de Vilanova (figures 25 et 26).

Plus localement autour de l'anticlinal de Vilanova, l'assemblage des faciès de gypse, de mudstone ou siltstone et de grès conglomératiques est particulièrement intéressant. Les effets de la formation de l'anticlinal sur la sédimentation sont très bien perceptibles. Les pulsations tectoniques des Pyrénées ont été enregistrées avec plus de précision sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal puisqu'il y a un plus grand nombre de changement vertical de faciès que sur ce flanc (figures 13, 25 et 26). En résumé, le granoclassement, l'augmentation de l'angle d'ouverture γ , l'évolution des paléocourants et la présence de discordances permettent d'affirmer que tous les dépôts d'origine continentale dans la région d'étude, c'est-à-dire les formations de Castelltallat et de Solsona, sont des dépôts syntectoniques.

5.3 Historique de la déformation

Les coupes synthétiques (figures 25 et 26) ainsi que l'analyse de la carte géologique (figure 13) de la région de Vilanova de la Aguda permettent d'établir la séquence de déformation et son interaction avec la sédimentation. D'ailleurs, la formation de l'anticlinal de Vilanova n'est pas le seul évènement tectonique dans la région. La figure 33 illustre la séquence de sédimentation et de déformation dans la région de l'anticlinal de Vilanova. Jusqu'au Priabonien, c'est-à-dire à la fin de l'Éocène, la sédimentation n'est pas perturbée (figure 33a). Au Rupellien précoce (figure 33b), des anticlinaux de petite amplitude et de petite longueur d'onde déforment la Formation de Barbastro. Cet évènement tectonique est contemporain au dépôt de la Formation de Castelltallat et la Formation de Solsona recouvre ensuite tout le secteur. L'épaisseur des dépôts de Castelltallat est plus importante au niveau du synclinal. Une partie de ces dépôts syntectoniques est érodé au Rupellien tardif (figure 33c). Cette discordance (figure 33c) correspond au niveau de référence t3 sur la carte de la figure 13 et sur les coupes des

figures 25 et 26. Les dépôts des formations de Castelltallat et de Solsona recouvrent cette discordance.

Le chevauchement de la partie nord-ouest du profil T-21 est contemporain à cette dernière séquence de dépôt puisque l'épaisseur entre les niveaux isochrones diminue directement au sud-est de celui-ci. De plus, les relations de recoupement entre les réflecteurs indiquent un soulèvement de la section nord-ouest (figure 26). Au Chattien (figure 33d), c'est-à-dire à l'Oligocène tardif, l'anticlinal de Vilanova se développe au niveau du synclinal préexistant en plissant toute la séquence sédimentaire à partir de la Formation de Cardona. Ce phénomène explique l'épaississement à la charnière de l'anticlinal de Vilanova. Ce grand plissement provoque la migration du sel de la Formation de Cardona vers la charnière du pli et par conséquent, l'affaissement des synclinaux sur l'unité non-déformée d'Igualada (figures 25 et 26) comme l'explique Mitra (2003). Le chevauchement au nord-ouest de l'anticlinal vers le sud-est se poursuit encore au Chattien. Le petit pli de propagation de faille se développe à cette époque. C'est d'ailleurs à 29.5 Ma (Ruppellien tardif) que le taux de raccourcissement au niveau du détachement basal de la nappe de Sierra Marginales (figure 1) décroît et que le taux de raccourcissement dans le bassin de l'Èbre augmente (Meigs et al., 1996). D'après les études de Meigs et al. (1996) et considérant le fait que la Formation de Solsona représente les plus récents dépôts syntectoniques dans ce secteur du bassin, il est possible de conclure que l'anticlinal de Vilanova s'est développé sur une courte période au Chattien, de 29 Ma à 24 Ma environ. Le dernier événement tectonico-sédimentaire enregistré dans la région d'étude est l'érosion globale à environ 500 mètres au-dessus du niveau de la mer (figures 25, 26 et 33d). Finalement, les formations de Castelltallat et de Solsona sont contemporaines aux événements tectoniques dans la région de Vilanova de la Aguda à partir du Rupellien précoce jusqu'au moins au Chattien.

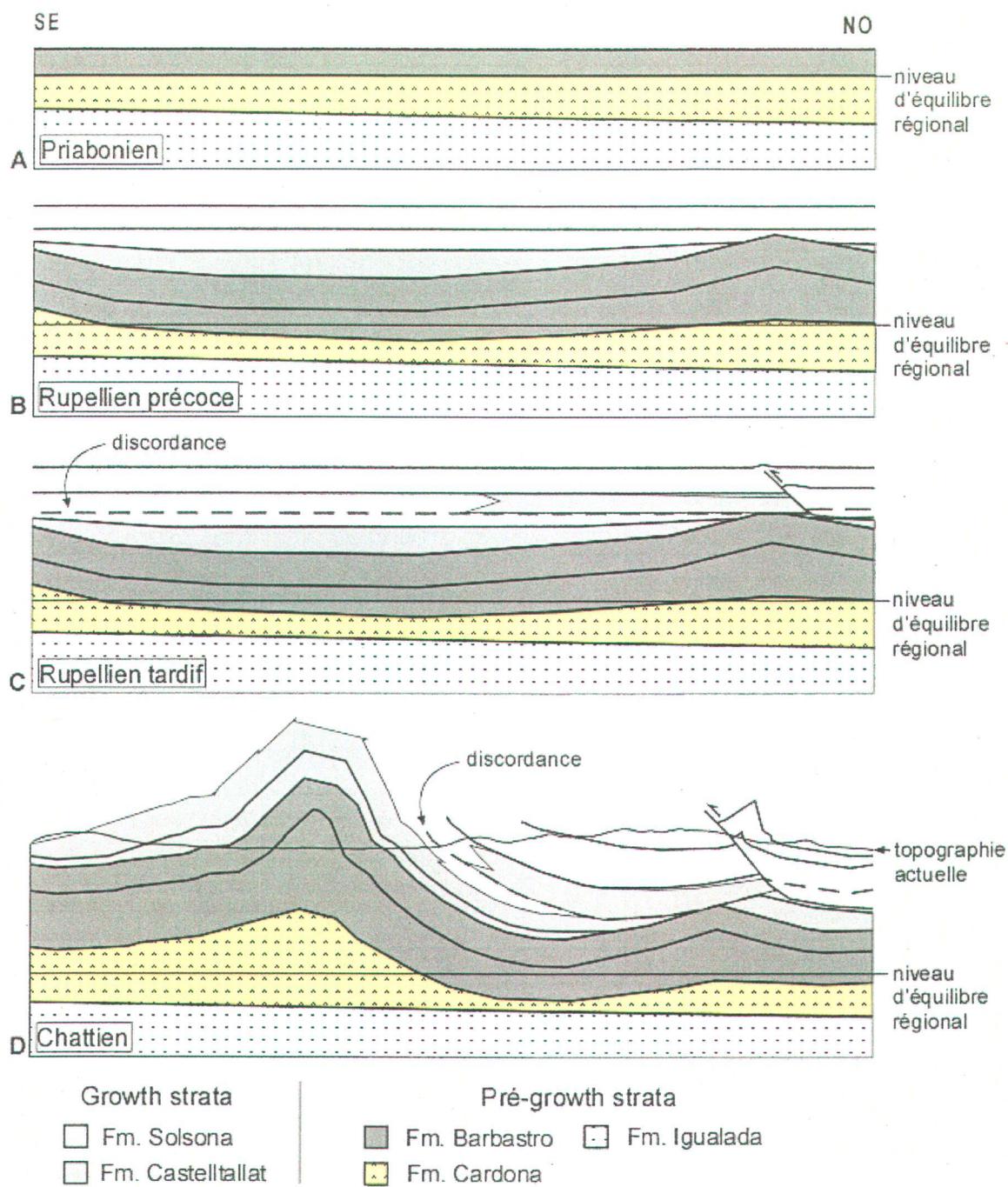


Figure 33 : Séquence schématique de la sédimentation et de la déformation en coupe dans le secteur à l'étude du Priabonien au Chattien. Fm. : Formation.

CHAPITRE 6

CONCLUSION

L'étude de l'anticlinal de Vilanova dans le nord-est du bassin de l'Èbre a permis de connaître sa géométrie en profondeur. La méthodologie utilisée permet d'intégrer plusieurs types de données afin de produire l'image la plus juste de l'anticlinal en profondeur. L'image satellite et les données de terrains s'agencent bien aux profils de sismique réflexion pour obtenir des coupes géologiques détaillées. Les objectifs sont de déterminer si l'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement selon les définitions de Jamison (1987) et Vergés et al. (1996), et si certaines des unités sédimentaires sont des *growth strata* puis d'établir l'âge de sa formation.

L'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement selon la définition de Vergés et al. (1996) parce que :

- i. D'après les coupes structurales synthétiques, il y a un décollement à la base de la Formation de Cardona, composé de matériel très peu compétent, puisque la Formation d'Igualada en dessous n'est pas déformée dans le secteur de l'anticlinal de Vilanova.
- ii. L'espace créé au cœur de l'anticlinal par le plissement est rempli par le sel de la Formation de Cardona qui s'est déplacé des synclinaux vers le centre de l'anticlinal dû à son caractère ductile.
- iii. Le rapport longueur d'onde/amplitude peu élevé (6,7) indique que le raccourcissement est important, mais pas suffisant pour créer des chevauchements. Le raccourcissement est donc uniquement dû au plissement (Mitra, 2003).
- iv. L'anticlinal de Vilanova est un pli de détachement disharmonique en raison de la configuration de ses surfaces axiales.

Les strates de croissance ou *growth strata* sont des dépôts syntectoniques dont l'arrangement dépend du taux de sédimentation, de l'activité tectonique, du style de

déformation et du taux de subsidence. Les *growth strata* sont souvent accompagnées de discordances angulaires ou progressives locales. Les formations de Castelltallat et de Solsona sont des *growth strata* dans la région d'étude car:

- i. Les paléocourants indiquent que le paléodrainage dans le bassin de l'Èbre a été localement dévié sur le flanc sud-est de l'anticlinal de Vilanova. Les paléocourants du flanc sud-est des domaines 1 et 2, donc ceux des formations de Castelltallat et de Solsona, longent l'anticlinal qui est orienté NE-SO.
- ii. L'angle d'ouverture γ entre les deux flancs est de plus en plus grand vers les unités les plus jeunes. Les formations de Castelltallat et de Solsona ont enregistré moins de raccourcissement par plissement que les unités plus anciennes.
- iii. Des discordances angulaires locales sont observées entre les formations de Castelltallat et de Solsona.
- iv. La progression assez rapide de sédiments fins lacustres à des sédiments continentaux à grains grossiers dans la succession sédimentaire indique que la régression Oligocène dans le bassin de l'Èbre est causée par le développement des Pyrénées au nord accompagné d'un taux de sédimentation élevé.
- v. La quantité plus importante d'interdigitation sur le flanc nord-ouest par rapport au flanc sud-est entre les unités des formations de Barbastro, de Castelltallat et de Solsona est une conséquence de l'influence créée par l'anticlinal de Vilanova sur le réseau de drainage.
- vi. Il y a un épaissement au niveau de la charnière entre les niveaux isochrones t1, t2 et t3; un amincissement entre les niveaux t1 et t2 vers les synclinaux et une discordance locale au niveau t3, tous des indicateurs de sédimentation syntectoniques dans les formations de Castelltallat et de Solsona uniquement.

L'anticlinal de Vilanova s'est développé à partir du Chattien, entre 29 Ma et 24 Ma environ. Par contre, la sédimentation syntectonique s'étend depuis la formation de petits anticlinaux au Rupellien précoce. Les couches syntectoniques ont été érodées et chevauchées localement au Rupellien tardif.

Afin de poursuivre l'étude de l'anticlinal de Vilanova et de mieux contraindre sa géométrie et sa stratigraphie, il pourrait être intéressant de créer un modèle 3D avec le traitement de deux autres profils sismiques parallèles au plan axial. La restauration des coupes structurales permettrait de déterminer avec plus de précision le processus de plissement et la relation avec les unités syntectoniques. Finalement, la technique utilisée dans cette étude, c'est-à-dire la combinaison entre les informations en surface et en sismique réflexion, pourrait être appliquée sur d'autres structures du genre dans le bassin de l'Èbre ou dans d'autres bassins d'avant-pays.

RÉFÉRENCES

- ANADÓN P., L. Cabrera, B. Colldeforns et A. Sáez. 1989. « Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro ». *Acto Geologica Hispanica*, vol. 24, p. 205-230
- AYORA C., C. Taberner, C. Pierre et J.J. Pueyo. 1995. « Modelling the sulphur and oxygen isotopic composition of sulphates through a halite-potash sequence : Implications for the hydrological evolution of Upper Eocene South-Pyrenean Basin ». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 59, p. 1799-1808
- BARRIER L. 2002. « Interactions déformaiton-sédimentation dans les systèmes compressifs supra-crustaux : Exemples naturels et modélisation analogique ». Thèse de doctorat, Rennes, Université de Renne I, 222 pages
- BURBANK D.W., J. Vergés, J.A. Muñoz et P. Bentham. 1992. « Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain : Timing and rates of shortening and deposition ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 104, p. 3-17
- CÁMARA P. et J. Klimowitz. 1985. « Interpretacion geodinamica de la vertiente Centro-Occidental Surpirenaica (Cuencas de Jaca y Tremp). Geodynamic interpretation of the west-central slope of the southern Pyrenees; Jaca and Tremp basins ». *Estudios Geologicos (Madrid)*, vol. 41, no. 5-6, p. 391-404
- CAPOTE R., J.A. Muñoz, J.L. Simon, C.L. Liesa et L.E. Arlegui. 2002. « Alpine tectonics; I, The Alpine system north of the Betic Cordillera ». Chap. In W. Gibbons et T. Moreno, (éd.). *The Geology of Spain, Angleterre : Geological Society, Bath*
- CHOUKROUNE P. et ECORS Team. 1989. « The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt ». *Tectonics*, vol. 8, p. 23-39
- DEBROAS E-J. 1990. « Le Flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 8, p. 273-285
- ECORS-Pyrenees Team. 1988. « The ECORS deep relection seismic survey across the Pyrenees ». *Nature*, vol. 331, p. 508-511
- GILL J.R. 1953. « Cedar Canyon area, Harding County, South Dakota ». *Trace Elements Investigations Report*, 80 pages.
- GRAND DICTIONNAIRE TERMINOLOGIQUE, 1e. 2006. *Office québécois de la langue française*, Gouvernement du Québec, www.granddictionnaire.com.

GROSHONG R.H. 1999. 3-D structural geology : a practical guide to surface and subsurface map interpretation. New York : Springer, 324 p.

JAMISON W.R. 1987. « Geometric analysis of fold development in overthrust terranes ». Journal of Structural Geology, vol. 9, no. 2, p. 207-219

KELLY S.B. 1993. « Cyclical discharge variations recorded in alluvial sediments : an example from Devonian of southwest Ireland ». In C.P. North et D.J. Prosser (eds.). Characterizations of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Special Publication of Geological Society of London, vol. 73, p. 157-166

MACQUEEN R.W. et D.A. Leckie. 1992. «Foreland Basins and Fold Belts », AAPG Memoir 55, p. 1-8

MASAFERRO J.L., M. Bulnes, J. Poblet et G.P. Eberli. 2002. « Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation : the Santaren anticline, Bahamas foreland ». Sedimentary Geology, vol. 146, p. 11-24

MEIGS A.J. 1997. « Sequential development of selected Pyrenean thrust faults ». Journal of Structural Geology, vol. 19, nos. 3-4, p. 481-502

MEIGS A.J., J. Vergés et D.W. Burbank. « Ten-million-year history of a thrust sheet ». GSA Bulletin, vol. 108, no. 12, p. 1608-1625

MITRA S. 2003. « A unified kinematic model for the evolution of detachment folds ». Journal of Structural Geology, vol. 25, p. 1659-1673

MUÑOZ J.A. 1992. « Evolution of a continental collision belt : ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section ». In K.R. McGly (ed.). Thrust Tectonics, Londres : Chapman & Hall, p. 235-246

PUEYO J.J. 1975. « Estudio petrológico y geopuímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súrria, Sallent (Barcelona, España) ». Thèse de doctorat, Barcelone, Université de Barcelone, 300p.

PUIGDEFÀBREGAS C., J.A. Muñoz et J. Vergés. 1992. « Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees ». In K.R. McGly (ed.). Thrust Tectonics, Londres : Chapman & Hall, p. 247-254

PUIGDEFÀBREGAS C. et P. Souquet. 1986. « Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees ». Tectonophysics, vol. 129, p. 173-203

RIBA O. 1976. « Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees : A genetic interpretation ». Sedimentary Geology, vol. 15, p. 213-233

RIBA O., A. Maldonado et J. Ramirez del Pozo. 1974. « Mapa geologico de España, Pons 329 34-13 », 1: 50 000, deuxième série, première édition, Instituto geologico y minero de España, Servicio de publicaciones, Ministerio de industria, 47 p.

ROSELL L. et J.J. Pueyo. 1997. « Second marine evaporitic phase in the South Pyrenean foredeep : The Priabonian Potash Basin » In G. Busson et B.C. Schreiber (eds.). Sedimentary deposition in rift and foreland basins in France and Spain (Paleogene and lower Neogene), New York : Columbia University Press, p. 358-387

ROURE F., P. Choukroune, X. Berastegui, J.A. Muñoz, A. Villien, P. Matheron, M. Barent, M. Séguret, P. Cámara et J. Deramond. 1989. « ECORS deep seismic data and balanced cross-sections : Geometric constrains on the evolution of the Pyrenees ». Tectonics, vol. 8, no. 1, p. 41-50

SADLER S.P. et S.B Kelly. 1993. « Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits : an example from Late Devonian of southwest Ireland ». Sedimentary Geology, vol. 85, p. 375-386

SÁEZ A., P. Anadón, M.J. Herrero et A. Moscariello. 2006. « Variable style of transition between Paleogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain ». Sedimentology, sous presse

SANS M. et H.A. Koyi. 2001. « Modeling the role of erosion in diapir development in contractional settings » In H.A. Koyi et N.S. Mancktelow (eds.). Tectonic modeling : A volume in honor of Hans Ramberg, Boulder, Colorado, Geological Society of America, Memoir 193, p. 111-122

SANS M. et J. Vergés. 1995. « Fold development related to contractional salt tectonics : Southeastern Pyrenean Thrust Front, Spain » In M.P.A. Jackson, D.G. Roberts et S. Snelson (eds.). Salt tectonics : a global perspective, AAPG Memoir 65, p. 369-378

SANS M., J.A. Muñoz et J. Vergés. 1996. « Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees) ». Bulletin of Canadian Petroleum Geology, vol. 44, no. 2, p. 375-384

SANS M., J. Vergés, E. Gomis, J.M. Parés, M. Schiatarella, A. Travé, F. Calvet, P. Santanach et A. Doulcet. 1999. « Layer parallel shortening in salt-detachment folds : Constraints on cross-section restoration ». London Royal Holloway, Thrust Tectonics. Abstracts with Programs, p. 321-324

SANS M., J. Vergés, E. Gomis, J.M. Parés, M. Schiattarella, A. Travé, F. Calvet, P. Santanach et A. Doulcet. 2003. « Layer parallel shortening in salt-detachment folds : constraint on cross-section restoration ». Tectonophysics, vol 372, p. 85-104

SHERIFF R.E. et L.P. Geldart. 1995. Exploration seismology. Cambridge, Angleterre : Cambridge University Press, 592 p.

SUPPE J., G.T. Chou et S.C. Hook. 1992. « Rates of folding and faulting determined from *growth strata* ». In K.R. McGlyay (ed.). *Thrust Tectonics*, Londres : Chapman & Hall, p. 105-121

TEIXELL A. et J.A. Muñoz. 2000. « Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana ». Revista de la Sociedad Geológica de España, no. 13, p. 251-264

VERGÉS J. 1993. « Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D ». Thèse de doctorat, Barcelone, Université de Barcelone, 203 p.

VERGÉS J. et D.W. Burbank. 1996. « Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain) ». In P.F. Friend et C.J. Dabrio (eds.). *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge : Cambridge University press, p. 120-133.

VERGÉS J. et J.A. Muñoz. 1990. « Thrust sequences in the southern central Pyrenees ». Bulletin de la Société Géologique de France, vol. 8, no. 2, p. 265-271

VERGÉS J., J.A. Muñoz et A. Martínez. 1992. « South Pyrenean fold and thrust belt : The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry ». In K.R. McGlyay (ed.). *Thrust Tectonics*, Londres : Chapman & Hall, p. 255-264

VERGÉS J., H. Millán, E. Roca, J.A. Muñoz, M. Marzo, J. Cirès, T. Den Bezemer, R. Zoetemeijer et S. Cloetingh. 1995. « Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections ». Marine and Petroleum Geology, vol. 12, no. 8, p. 893-915

VERGÉS J., D.W. Burbank et A. Meigs. 1996. « Unfolding : An inverse approach to fold kinematics ». Geology, vol. 24, no. 2, p. 175-178

VERGÉS J., M. Marzo et J.A. Muñoz. 2002a. « *Growth strata* in foreland settings ». Sedimentary Geology, vol. 146, p. 1-9

VERGÉS J., M. Fernández et A. Martínez. 2002b. « The Pyrenean orogen : pre-, syn-, and post-collisional evolution ». In G. Rosenbaum et G. Lister (eds.). *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. Journal of Virtual Explorer, vol. 8, p. 57-76

VISSERS R.L.M. 1992. « Variscan extension in the Pyrenees ». Tectonics, vol. 11, p. 1369-1384

ZWART H.J. 1979. « The geology of the Central Pyrenees ». Leidse Geologische Mededelingen, vol. 50, p. 1-44