

## **CHAPITRE II**

# **LA FABRIQUE MAGNÉTIQUE, OUTIL STRUCTURAL : EXEMPLES D'UTILISATION**

## Introduction

Bien qu'il s'agisse d'un outil structural actuellement assez largement utilisé aussi bien dans le domaine des roches magmatiques (Bouchez, 2000 ; Callot *et al.*, 2001) que dans celui des roches sédimentaires (Pueyo-Morer *et al.*, 1997 ; Sagnotti *et al.*, 1998 ; Mattei *et al.*, 1997 ; Hirt *et al.*, 2000...), l'utilité de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) reste parfois contestée, certains considérant que cette méthode fournit des résultats redondants, notamment par rapport aux études microtectoniques. Or, cette technique, non seulement ne donne pas exactement les mêmes informations que les études microtectoniques, mais surtout permet de travailler dans des zones faiblement déformées où les marqueurs structuraux ne sont pas macroscopiquement exprimés, ou en trop faible quantité.

Souvent utilisée en routine car simple et rapide de mesure, il est apparu que la relation entre l'ellipsoïde d'ASM et la direction de raccourcissement mesurée par ailleurs n'était pas forcément immédiate (Saint-Bézar *et al.*, 2002...). C'est pourquoi il est devenu nécessaire de focaliser les recherches sur la signification précise du signal ASM. Ceci a fait l'objet de nombreux travaux (Borradaile & Henry, 1997 ; Parés *et al.*, 1999 ; Borradaile, 2001...) dans la lignée desquels se situe ce travail.

La région de Lagrasse, particulièrement riche en marqueurs structuraux de tout types est apparue comme le terrain approprié pour observer dans différents contextes structuraux l'expression de cette déformation, et convaincre de la pertinence et de l'utilité du magnétisme structural dans les ceintures de chevauchement-plissement.

Ce chapitre a donc une vocation essentiellement structurale. Il est basé sur deux articles auxquels un certain nombre de compléments ont été ajoutés.

Après avoir présenté succinctement la région choisie remise dans son contexte général, nous examinerons les modalités d'enregistrement et de modification de la fabrique dans différentes situations tectoniques. Tout d'abord, au niveau du mur horizontal d'un pli de rampe, le pli de Lagrasse ; puis dans des zones plus déformées, à proximité d'une zone de cisaillement associée à un chevauchement, dans le flanc avant redressé d'une structure anticlinale, le pli des Chaudrons. Enfin, nous utiliserons l'ensemble de ces considérations pour étudier la mise en place de l'empilement d'écaillés constituant le duplex de la Cagalière et en tirer des conclusions sur la cinématique du pli de Lagrasse.

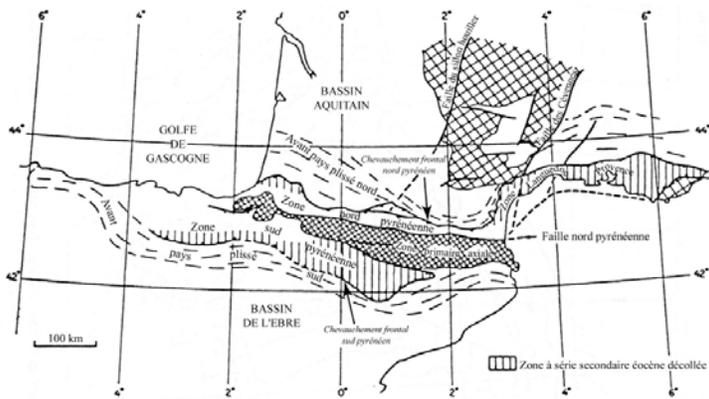


Figure II-1 : Carte structurale de l'orogène pyrénéen en France d'après M. Mattauer et J. Henry, 1971, modifiée par Roure *et al.*, 1988.

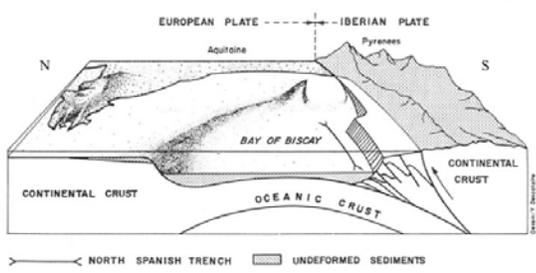


Figure II-2 : Extension de la chaîne pyrénéenne et du bassin d'Aquitaine vers l'ouest dans le golfe de Gascogne. (issue de Boillot, 1984).

## I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE DE L'ÉTUDE

Nous allons présenter ici brièvement le contexte géologique dans lequel se situe la structure étudiée. Les deux premières parties concerneront les Pyrénées et la zone de transfert Corbières-Minervois. Celles-ci ne seront pas indispensables à la compréhension de l'étude qui suivra et le lecteur peut, s'il le souhaite, passer directement à la troisième partie concernant la structure étudiée dans le cadre historique des recherches.

### A. Un bref aperçu sur la chaîne Pyrénéenne

La chaîne pyrénéenne, partie occidentale de la chaîne alpine, est le résultat des mouvements relatifs entre les cratons ibérique et européen (Fig.II-1). C'est une chaîne à double déversement s'étendant sur 430 km du golfe du Lion au golfe de Gascogne, où elle se prolonge de façon sous-marine (Fig.II-2). A l'est, elle est reliée aux chaînons provençaux par l'intermédiaire de la virgation languedocienne ou zone de transfert des Corbières. La géométrie et la localisation des structures actuelles est non seulement liée à l'inversion au Tertiaire, mais aussi à la tectonique hercynienne ainsi qu'à la période extensive mésozoïque qui ont pré-fracturé le socle. Il semble donc indispensable de résumer l'histoire régionale afin d'aborder l'orogène pyrénéen en ayant à l'esprit l'héritage structural.

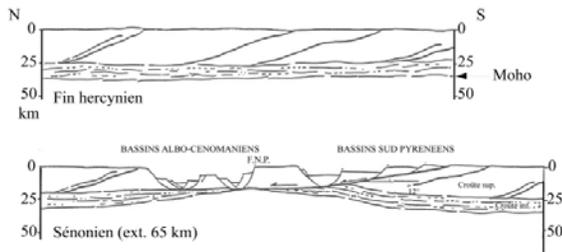
#### 1. Structures héritées de la tectonique tardi-hercynienne

La chaîne hercynienne, ou varisque, représentée en France actuellement par le massif armoricain, le massif central et les Ardennes, résulte de la collision entre le continent nord-atlantique au Nord et le Gondwana au Sud. Elle s'étendait de l'Espagne à la Tchécoslovaquie sur près de 3000 km de long et sur 700 km de large. Lors de l'orogénèse, les Pyrénées correspondent à la zone externe sud de la chaîne, ce qui se traduit dans cette zone par des chevauchements et des plis à vergence sud.

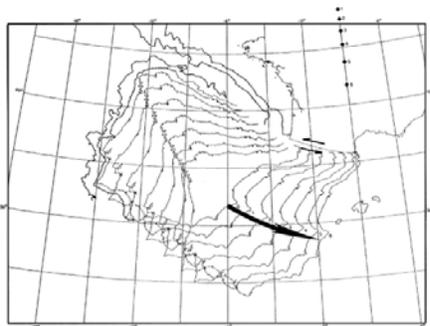
Au Carbonifère, après et indépendamment des plissements hercyniens classiques, intervient une dernière période de compression provoquant une fracturation importante de l'Europe occidentale. Cet épisode «tardi-hercynien» s'est essentiellement produit entre 305 et 270 Ma (Permien inférieur) (Arthaud & Matte, 1975) et les accidents décrochants créés lors de cette phase recoupent les structures antérieures, le domaine plissé hercynien tout comme les zones structurales situées en dehors de celle-ci et plissées antérieurement.



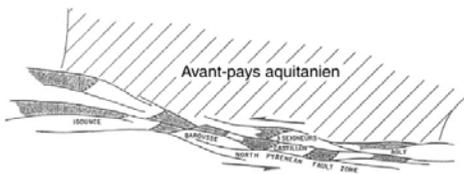
Figure II-3 : Carte des principaux décrochements tardi-hercyniens reconnus ou supposés de l'Europe du SW d'après Arthaud & Matte, 1975. FNP = faille nord-pyrénéenne ; SH = Grand Sillon Houiller.



**Figure 11-4 :** Extension Crétacé reprenant en faille normale un chevauchement hercynien. Amincissement hétérogène de la croûte au crétacé inférieur et moyen, amplifié par une nouvelle phase d'amincissement à l'albien supérieur et au cénoomanien par l'ouverture de bassins en pull-apart dans un contexte de décrochements senestres (Specht, 1989) cf. figures ci-dessous.



**Figure 11-5 :** Extension Crétacé, modèle cinématique de l'ouverture du Golfe de Gascogne d'après Choukroune *et al.*, 1973. Les losanges indiquent la migration du pôle de rotation vers le sud lors de l'ouverture. Cette migration permet le passage progressif de l'ouverture à la collision continentale dans les Pyrénées orientales.



**Figure 11-6 :** Bassins en pull-apart dans la zone nord pyrénéenne durant l'Albien et le Cénoomanien. La géométrie est en accord avec un mouvement décrochant senestre (d'après Choukroune, 1992).

Ces accidents se répartissent en deux familles conjuguées, l'une NE-SW à jeu senestre, l'autre NW-SE à jeu dextre, compatibles avec une direction de raccourcissement NNW-SSE (Fig.II-3). Les décrochements majeurs sont la faille nord-pyrénéenne, à qui l'on attribue à cette époque un jeu dextre de 150 km, le Grand Sillon Houiller du Massif central et le fossé du Campidano en Sardaigne. En dehors de ces trois accidents principaux, chaque famille comprend des accidents dont les dimensions peuvent être variables depuis plusieurs centaines de km (ex : faille des Cévennes) jusqu'à quelques centaines de mètres montrant une répartition relativement homogène et un raccourcissement d'ensemble faible à l'échelle de l'Europe occidentale (Arthaud & Matte, 1975).

## 2. Extension Mésozoïque

Dès le Permien débute une période de distension qui, à la fin de l'orogène hercynien, initie le démembrement de la Pangée. Les accidents tardi-hercyniens sont réutilisés en failles normales, limitant des bassins subsidents ou des axes volcaniques. Les événements extensifs mésozoïques conduisent progressivement, à l'Ouest, à l'amincissement de la zone nord-pyrénéenne au Trias et, à l'Est, au rifting de l'océan Liguro-Piémontais au Lias. Cet océan est de nos jours totalement refermé à la suite des déformations alpines.

L'apparition du bassin d'Aquitaine se fait à l'emplacement actuel des Pyrénées, après comblement des fossés permien. Il est limité au Sud, par une série de grandes failles d'origine hercynienne parallèles à la future chaîne pyrénéenne, et peut être divisé en deux parties par une ligne allant d'Arcachon à Toulouse, ou flexure celtaquitaine (Dercourt, 1997). Au Sud de cette ligne, un bassin subsident à série complète reposant en discordance sur le Paléozoïque. Celui-ci est caractérisé au Trias supérieur par des séries évaporitiques à l'origine, plus tard, de diapirs et d'une tectonique salifère. Au nord de cette ligne, une plate-forme peu subsidente qui alterne, à partir de la fin du Trias, sédimentation en eaux peu profondes et périodes d'érosion.

Au Jurassique inférieur, une transgression forte fait apparaître une série évaporitique épaisse (800m) sur l'ensemble bassin subsident et la plate-forme jusqu'au Massif central. Jusqu'à la fin du Jurassique, c'est un bassin, en eaux généralement peu profondes, dont l'ensemble des dépôts centres sont situés au sud de la flexure celtaquitaine. A la fin du Jurassique, l'ensemble, excepté quelques petits bassins, est émergé.

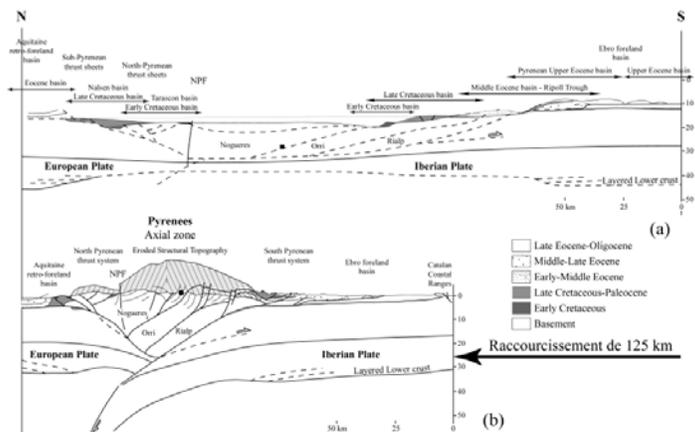
Progressivement, la paléogéographie est transformée par la progression vers le nord de l'ouverture atlantique et donc par l'ouverture du Golfe de Gascogne qui lui est associé (Fig.II-11).

En effet, au Crétacé inférieur (Aptien), la séparation entre l'Ibérie et l'Europe (Ziegler, 1988) précède l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne (Fig.II-4), ouverture qui conduit à un mouvement relatif senestre entre ces deux plaques le long d'une faille transformante reconnue comme étant la faille Nord-pyrénéenne (Le Pichon *et al.*, 1970 ; Choukroune, 1976 ; Choukroune & Mattauer, 1978 ; Daignières, 1978) (Fig.II-5). L'absence d'ophiolites dans les Pyrénées suggère que l'extension, estimée à 100km (Boillot, 1984), n'y a pas atteint le stade de l'océanisation. Suit l'ouverture de l'Atlantique Nord à l'Aptien-Albien (110Ma).

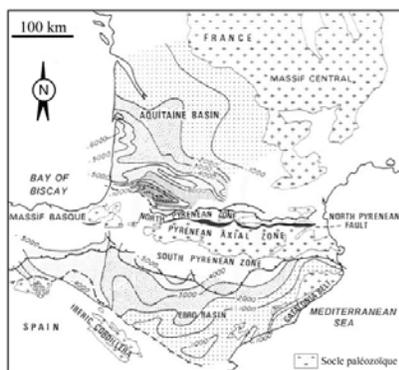
A l'Albien, l'apparition de fortes épaisseurs de turbidites dans le bassin aquitain traduit une forte érosion donc une reprise des reliefs et une première crise compressive dans les Pyrénées.

Par ailleurs, de l'Albien moyen au Cénoomanien, dans le contexte de décrochements senestres E-W limités au Sud par la faille Nord-pyrénéenne (FNP) (Debroas, 1990) on constate l'ouverture de bassins en «pull-apart» où se mettent en place des flyschs (Fig.II-6). Cet épisode est associé à un métamorphisme HT restreint aux abords immédiats de la FNP (Choukroune & Mattauer, 1978 ; Debroas, 1987).

Durant l'extension, le mouvement relatif de la plaque Ibérique par rapport à la plaque Européenne peut être



**Figure II-7 :** Raccourcissement lors de la convergence Ibérie-Europe à partir du Crétacé supérieur. Coupes équilibrées à travers l'Est des Pyrénées et ses bassins adjacents (a) avant et (b) après l'orogénèse pyrénéenne (d'après Vergés *et al.*, 1995). (a) Restauration de la coupe montrant le débasculement des bassins sédimentaires et des unités de socle. Quatre niveaux stratigraphiques différents ont été pris comme niveaux de référence horizontaux. La géométrie de surface et de subsurface entre les bassins sédimentaires Crétacé inférieur est spéculative. (b) Coupe équilibrée post-orogène. Le versant français est principalement basé sur Baby *et al.* (1988) ; la géométrie de la croûte est basée sur les résultats du profil ECORS (Roure *et al.*, 1989 ; Choukroune *et al.*, 1989 ; Muñoz, 1992) ; la croûte supérieure est équilibrée. Les unités de socle et la croûte inférieure liée ont été équilibrées par la surface.



**Figure II-8 :** La chaîne pyrénéenne et ses bassins flexuraux (issue de Deselgaux *et al.*, 1990). Les isobathes, en mètres, indiquent la profondeur du toit du socle paléozoïque.

décrit par une rotation anti-horaire dont le centre, initialement au Nord de la France, migrerait progressivement vers le sud au cours du temps (Fig.II-5) (Choukroune *et al.*, 1973). Cette migration du pôle tient compte des observations dans le Golfe de Gascogne et permet le passage progressif d'un contexte extensif à un contexte compressif dans la région pyrénéenne.

### 3. Tectogenèse Campanien supérieur - Oligocène inférieur

Le passage de la phase extensive à la phase compressive débute dans les Pyrénées orientales au Sénonien (80-85 Ma) et correspond au blocage du système transformant senestre nord-pyrénéen dû à la collision des plaques Ibérique et Européenne, la seconde crise compressive étant maastrichtienne.

A la fin du Crétacé, la collision est limitée à la partie orientale de la chaîne, une sédimentation subsidente, liée à un allongement Nord-Sud, existant toujours dans la partie occidentale jusqu'au Tertiaire (Choukroune, 1973). La collision progresse vers l'ouest, atteint les Pyrénées centrales à l'Yprésien, et les Pyrénées nord occidentales avant le Lutétien (Choukroune, 1973). La compression est tout d'abord localisée au niveau de la NPF et gagne des zones de plus en plus externes durant le Tertiaire. Dans le Golfe de Gascogne, la phase compressive s'exprime par une fermeture partielle du Golfe liée à une «zone de subduction» au Nord de l'Espagne, la plaque européenne passant sous la plaque ibérique du Paléocène à l'Eocène (Sibuet & Le Pichon, 1971 ; Boillot & Capdevila, 1976).

Lors du développement de la chaîne, la flexuration de la plaque continentale en réponse à la surcharge des reliefs des zones interne (Brunet, 1986; Deselgaux *et al.*, 1990) engendre l'apparition du sillon Nord-pyrénéen au début du tertiaire (Danien) à l'Ouest, avec développement progressif vers l'est. Ce sillon orogénique à sédimentation très épaisse, marine, de type flysch, est connu sur toute la bordure Nord-pyrénéenne et est la future zone sous-pyrénéenne.

A la fin de l'Eocène, l'ensemble du domaine pyrénéen est soumis à un raccourcissement nord-sud. L'Ibérie se déplace vers le nord. C'est la phase «pyrénéenne» des auteurs. A l'Ilerdien, après une transgression marine majeure, le sillon Nord-pyrénéen commence à se combler localement à l'Est avec un passage d'une sédimentation de plate-forme carbonatée à une sédimentation fluviatile et lacustre : les molasses de Carcassonne. Le milieu marin est ensuite repoussé de plus en plus à l'ouest.

En réponse à l'orogène pyrénéen, des bassins flexuraux se sont développés de part et d'autre de la chaîne (Fig.II-8). La subsidence s'étale de la fin du Crétacé à l'Eocène terminal dans le bassin flexural d'Aquitaine au Nord (Fig.II-9), et jusqu'au début du Miocène dans le bassin flexural de l'Ebre au Sud (Roure *et al.*, 1989).

### 4. Rifting Oligo-Aquitainien

Après la structuration des unités «alpines», donc après l'Eocène supérieur, débute l'ouverture du bassin provençal par rotation du bloc corso-sarde dans un contexte de bassin arrière-arc. La subduction en cause est l'actuelle subduction du Sud-Est de l'arc appennino-calabrais. L'extension entre le bloc corso-sarde et la plaque européenne débute à l'Oligo-Aquitainien pour atteindre la séparation crustale au Burdigalien.

Dans l'avant pays nord-est pyrénéen, les structures extensives tertiaires se surimposent aux structures de chevauchement-plissement (Fig.II-15). Les accidents pyrénéens sont réactivés en extension. Les fossés oligo-miocènes sont limités à l'Ouest par des failles majeures à pendage vers l'est. Ces failles se localisent à l'aplomb de rampes de la nappe des Corbières et deviennent listriques en profondeur pour se raccorder aux surfaces de décollement éocènes (Gorini *et al.*, 1991 ; Mascle *et al.*, 1996). Les structures extensives de l'avant pays nord-est pyrénéen se présentent comme la partie externe d'un dispositif extensif se prolongeant dans le Golfe du Lion où la surface de décollement est de plus en plus profonde, traversant le socle pour atteindre la transition cassant-ductile de la croûte (Mauffret *et al.*, 2001).

ÉTAGES	BASSIN SUD-AQUITAIN	BASSIN NORD-PYRÉNÉEN	LANGUEDOC
<b>CHATTIEN</b>	— discordance angulaire majeure à la limite Rupélien-Chattien	molasses du « Stampien supérieur »	dépôts lacustres dans les fossés de la distension oligocène
<b>RUPÉLIEN</b>	— mise en place des terrains allochtones de Biarrotte, Labenne et Belus	discordance	↑ mise en place de la nappe des Corbières orientales
	— discordance angulaire (Biarritz et Totes)	molasse du « Stampien inférieur et moyen »	↓
<b>PRIBONIEN</b>	— ralentissement général de la subsidence	discordance	↑
	— lacunes et conglomérats polygéniques liés à des déformations locales	Poudingues de Palihès Couches de Long-Pas	↓ structuration anti-nappe en pili et flexures de couverture et érosion
<b>BARTONIEN</b>	— plissements et failles avec discordances angulaires (Belloc, Biarritz, Oléret)	— PALASSOU III Poudingues de Côte-Maison-Neuve	— PALASSOU III
	— migration rapide du pôle de subsidence vers la façade atlantique	Couches de Goutte-Longue Calcaires des Lombards	Molasse de Castelnau-d'Aud
<b>LUTÉTIEN</b>	— percement de certains diapirs et inversions fortes érosions locales avec brèches à Cahuzac et Urcuit	Poudingues de Montségur	Molasse de Carcassonne
	— phase de plissement antélutétienne dans la nappe de Péninsule	— PALASSOU II	— PALASSOU II
<b>YPRÉSIEN</b>	— initialisation de la structuration de l'Éocène moyen	Couches de Lassardane	Molasse de Carcassonne
	— subsidence générale	— PALASSOU I	— PALASSOU I
<b>ILERDIEN</b>	— olistostrome de Grand-Rieu	début de la sédimentation molassique	début de la sédimentation molassique
	— discordance régionale sous les Grès de Coudures	accélération de la subsidence	accélération de la subsidence
	— accélération de la subsidence Brèches à Bidart, Lasseube, Lacq et Sordé	faible subsidence	faible subsidence
	— discontinuités limite NP8-NP9 et intra NP9 entre quatre séquences. Brèches à Sordé		
	— ralentissement de la subsidence		
<b>THANÉTIEN</b>	— subsidence générale brèches (Figarol, Subercamp)	subsidence générale	subsidence générale
	— inversion des structures daniennes	mise en place localement de prismes de bas niveau sur une surface d'érosion	
	— fonctionnement du Sillon Nord-pyrénéen et de l'axe « Lacq-synclinal du Bas-Adour »	extension de la plate-forme vers l'est	subsidence en domaine fluviolacustre
<b>DANIEN</b>	— initialisation du Sillon Nord-pyrénéen		

## 5. Conclusion

Le résultat de cette histoire complexe (Fig.II-10) est une chaîne à double déversement (chevauchements à vergence Nord au Nord et à vergence Sud au Sud) (Fig.II-7 et 11), asymétrique, présentant un fort raccourcissement de 70-100 km au Sud (Vergés, 1993 ; Specht, 1989) et un plus faible raccourcissement d'environ 30-35 km au Nord (Baby, 1988). La construction d'une coupe équilibrée crustale à travers la chaîne, rendue possible grâce à la section ECORS, donne selon les auteurs un raccourcissement allant de 120 km (Roure *et al.*, 1989) à 147 km (Muñoz, 1992) sachant que la croûte inférieure subduite n'est pas imagée.

On y distingue du nord au sud,

- le bassin flexural aquitain ;
- la zone sous-pyrénéenne correspondant au sillon nord-pyrénéen. Zone assurant la transition entre le bassin d'Aquitaine plissé par la compression pyrénéenne et le système de nappes de la zone nord-pyrénéenne, dont elle est séparée par le front nord-pyrénéen.

Sa couverture tardi-créacé à éocène est mobilisée dans des chevauchements peu profonds ;

- la zone nord-pyrénéenne, zone où les chevauchements plus profonds impliquent des roches sédimentaires triasiques à Crétacé, voire le socle hercynien ;
- une zone axiale formée de roches paléozoïques tout d'abord déformées lors de l'orogénèse hercynienne, puis remobilisées lors de l'orogénèse pyrénéenne dans des systèmes de chevauchements à vergence Sud. La zone axiale est limitée au Nord par la faille nord-pyrénéenne E-W verticale ;
- la zone sud-pyrénéenne à tectonique de couverture chevauchant vers le sud
- le bassin flexural molassique de l'Ebre.

Figure II-9 : Tableau chronologique comparé des déformations affectant différentes parties du bassin aquitain au Paléogène d'ouest en est : le bassin sud-aquitain, le bassin Nord-pyrénéen (bassin de l'Adour) et le Languedoc (issu de Gély and Sztrakos, 2000)

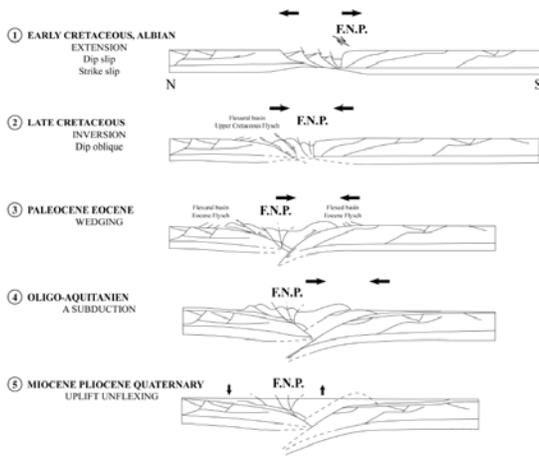


Figure II-10 : Evolution schématique du domaine pyrénéen depuis le crétacé inférieur, d'après Desegaux et al., 1990.

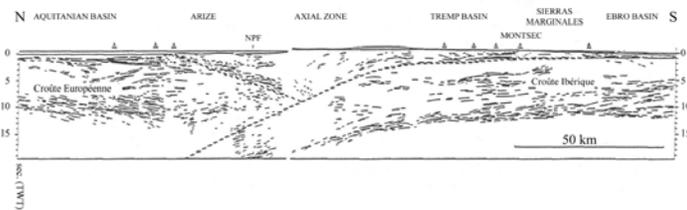


Figure II-11: Pointé du profil ECORS non migré à travers les Pyrénées centrales (d'après ECORS team, 1988). NPF = faille nord pyrénéenne.



Figure II-12 :

AAD : Austro-Alpine domain  
 AP : Apulia Plateform  
 ATP : Anatolia-Taurus Plateform  
 IBM : Iberian Meseta  
 ISB : Ionian Sea Basin  
 LCB : Lucania-Campania Block  
 K : Karst Platform  
 PGZ : Pelagonia-Golija Zone  
 RHB : Rockhall-Hatton Bank

1. Reconstruction paléotectonique Jurassique du domaine Atlantique et Téthysien (par E. Haan et P.A. Ziegler issue de Ziegler, 1986)  
 2. et 3. Reconstructions paléotectoniques Crétacées (par E. Haan et P.A. Ziegler issue de Ziegler, 1986)

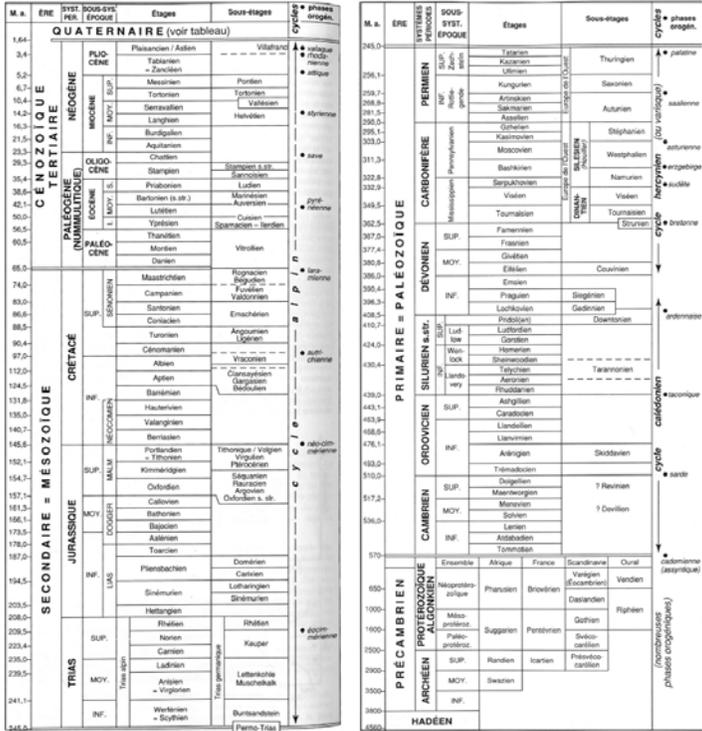


Figure 11-13 : Colonne stratigraphique d'après Foucault et Raoult, 1995.

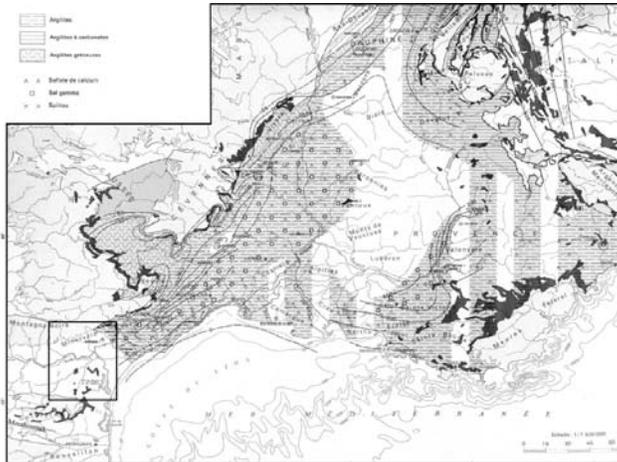


Figure II-14 : Puissance et faciès de la partie supérieure du Trias, intervalle compris entre le terme carbonaté moyen et le sommet du Rhétien (Lienhardt et al., 1984). La région Corbières-Minervois est encadrée.

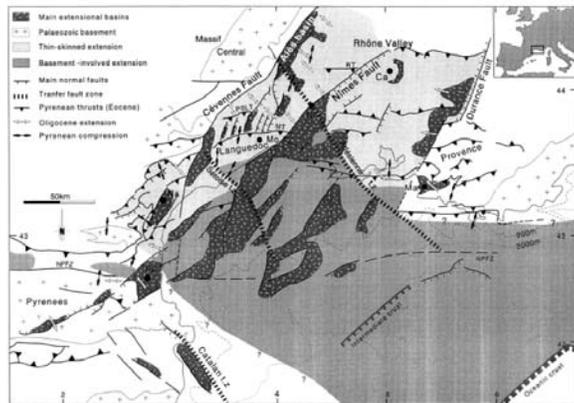


Figure II-15 : Carte structurale du Golfe du Lion montrant la superposition des structures extensives Oligo-Aquitaines sur les structures compressives pyrénéennes Eocènes.  
 NPfZ : North Pyrenean Fault Zone,  
 R.T. : Roquemaudour Thrust, MT. : Montpellier Thrust, PSTL. : Pic Saint Loup Thrust,  
 Av. : Avignon, Ca. : Carpentras, Ma. : Marseille, Mo. : Montpellier, Ni. : Nîmes, Pe. : Perpignan, To. : Toulon,  
 d'après Séranne, 1999 et Sanchis et Séranne, 2000.

## B. La zone de transfert Corbières-Minervois

Le Sud de la France est bordé par les chaînes de chevauchement-plissement E-W que sont les Pyrénées et la Provence. Le front nord de la déformation étant décalé de 100km, il existe entre elles une zone de transfert, la zone de transfert Corbières-Minervois, ou virgation languedocienne, de direction NNE-SSW.

Cette zone est également à la transition entre le bassin aquitain et le bassin du Sud-Est actuellement séparés par le seuil de Carcassonne. De l'histoire du bassin du Sud-Est découlera la nature de la couverture décollée et impliquée dans les structures, ainsi que par sa structuration, elle-même issue de la fracturation tardi-hercynienne (Arthaud & Matte, 1975).

### 1. Couverture sédimentaire

La sédimentation des Corbières à partir du Trias est liée à l'histoire du bassin du Sud-Est (Baudrimont & Du-bois, 1977). A l'Ilerdien, après une transgression marine majeure, elle est suivie par une sédimentation fluviale et lacustre : les molasses de Carcassonne.

Initié à la fin du Permien et ne commençant à subsider fortement qu'au Trias supérieur où des évaporites s'accumulent, le bassin du Sud-Est est un bassin triangulaire limité à l'ouest par le faisceau de la faille des Cévennes (NE-SW) qui le sépare du Massif Central. La zone Corbières-Minervois est située à sa bordure SW dans le prolongement Sud de ce faisceau. Il est difficile d'établir des courbes isopaques du Trias évaporitique dans cette partie du bassin car, même s'il affleure en certains points, ces affleurements se situent souvent à la base de la nappe des Corbières où il est dilacéré et présente de grandes variations d'épaisseur. Par ailleurs, la nappe des Corbières étant allochtone, le Trias observé n'est pas représentatif de la sédimentation *in situ*. Il existe très peu de données profondes, l'exploration pétrolière y étant très limitée. Néanmoins, si l'on considère la carte du Trias supérieur du bassin (Fig. II-14) et si l'on extrapole à partir des observations faites dans le Languedoc, on peut considérer que seule la moitié SE de la région Corbières-Minervois a enregistré une sédimentation triasique évaporitique en étant en position de marge, et que l'épaisseur de Trias doit augmenter vers l'E-SE. Ceci est en accord avec la coupe WNW-ESE restaurée par Mascle *et al.* (1996) contrainte en profondeur par un profil sismique et par des forages (Fig. II-17).

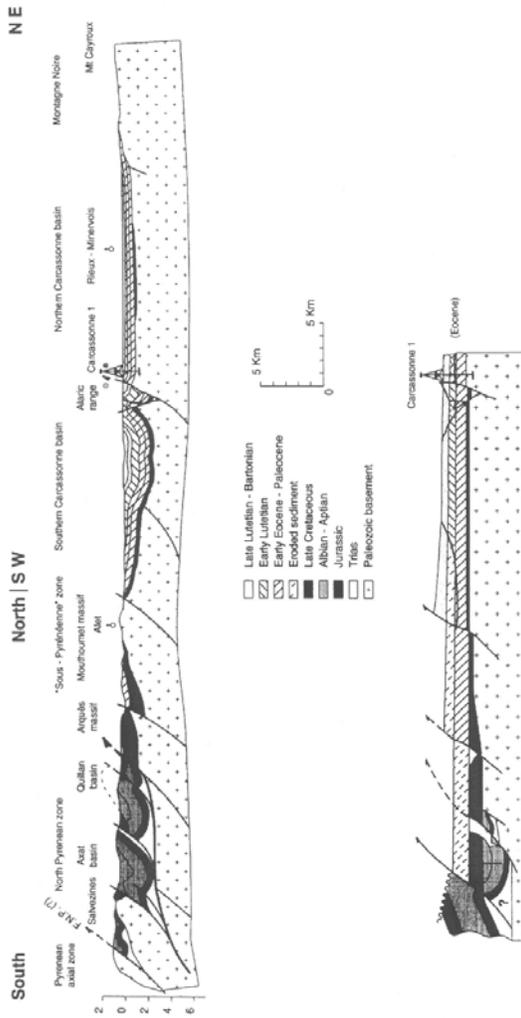
Au Jurassique, les failles NE-SW à N-S, telles que les failles des Cévennes ou des Matelles, ayant un jeu normal, les séries sont épaisses et marnées au cœur du bassin, tandis qu'elles sont plus réduites et carbonatées sur les bordures. La subsidence étant bien compensée par la sédimentation, l'ensemble reste peu profond.

C'est au Jurassique terminal et Crétacé inférieur qu'apparaissent de fortes profondeurs d'eau par formation d'un bassin profond E-W centré sur le Diois : le bassin Vocontien. Il est bordé par des plate-formes peu profondes à tendance récifale (Causses, Languedoc, Provence méridionale et du Nord de Valence au Jura).

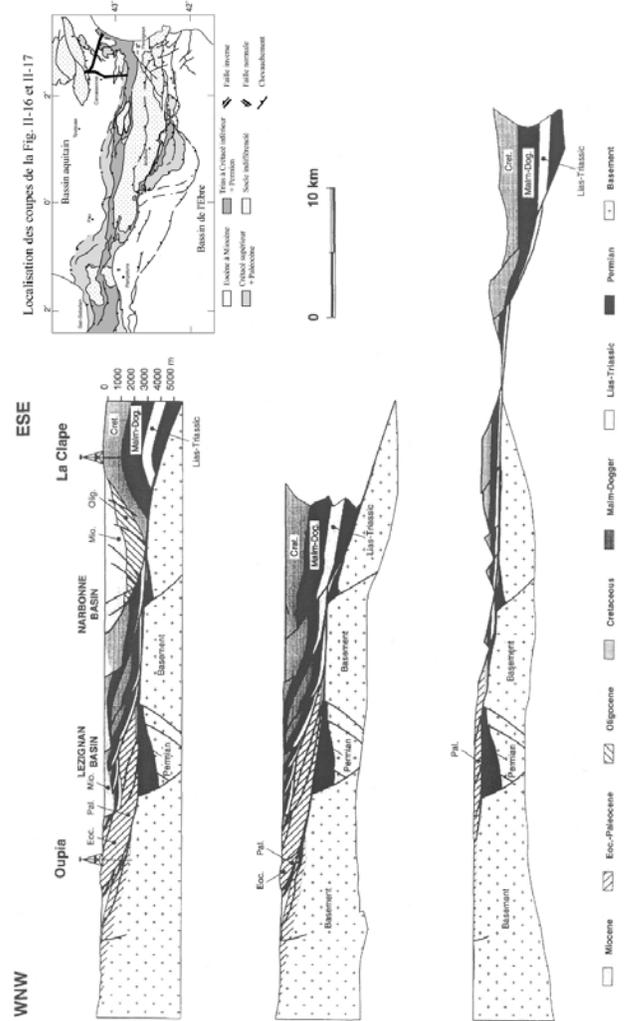
La paléogéographie est à nouveau modifiée au Crétacé supérieur (Aptien) lors de l'apparition d'un bombement E-W, l'isthme Durancien, qui va séparer les faciès alpins au Nord des faciès provençaux au Sud qui s'ouvrent par un bras de mer vers le sillon sous-pyrénéen.

Le bassin du Sud-Est est ensuite inversé du Maastrichtien à l'Eocène lors de l'orogénèse pyrénéenne puis plus tard lors de l'orogénèse alpine, puisqu'il a la particularité d'être à l'avant-pays des deux chaînes. Entre les deux orogénèses, une phase distensive oligocène correspond à l'ouverture du Golfe du Lion. Les Corbières constituent la partie la plus extérieure de la marge continentale du Golfe du Lion, avec la formation d'étroits bassins syn-rift (tel que le bassin de Narbonne) (Fig. II-15) mais sans la couverture sédimentaire post-rift que l'on peut trouver dans la partie immergée de la marge (Gorini *et al.*, 1994 ; Guenoc *et al.*, 1994 ; Séranne *et al.*, 1995).

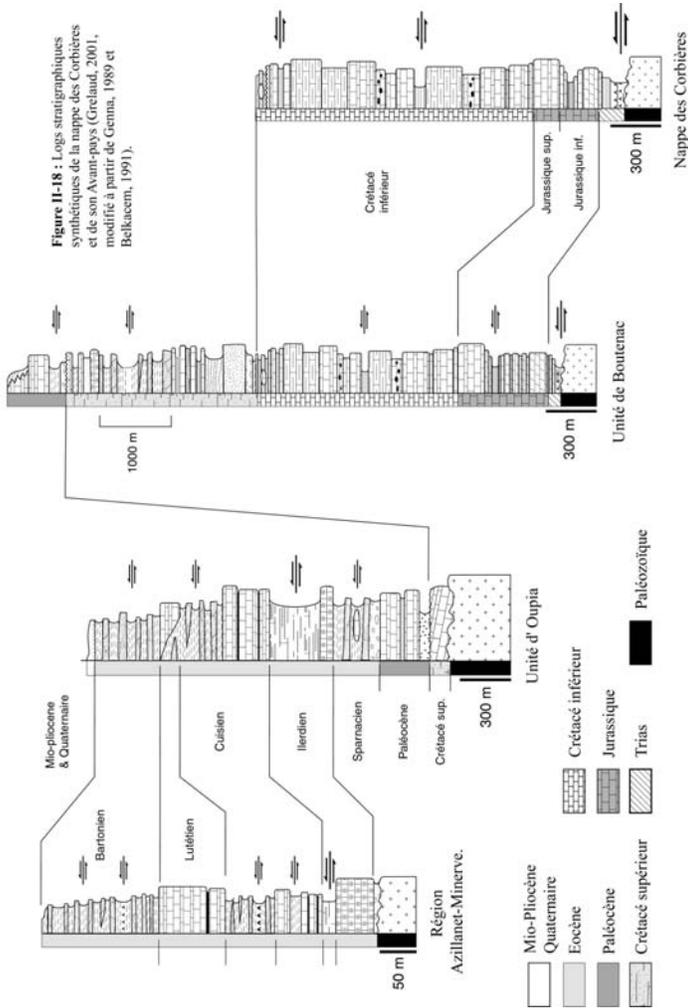
Ainsi, lorsque l'on se déplace de la Montagne Noire vers le Sud, les séries sont de plus en plus



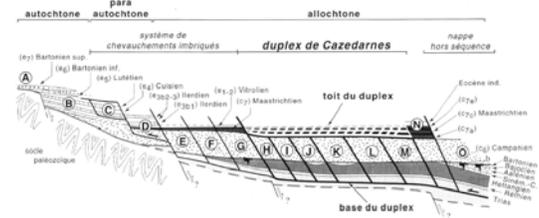
**Figure II-16 :** Coupe régionale de l'extrémité Est de la chaîne pyrénéenne s.s. et sa restauration partielle à la fin de l'Eocène (issue de Aboed and Sevilla, 1993, modifiée par Mascle *et al.*, 1996). Cette coupe est contrainte par le forage Carcassonne 1 et par les données de surface. On peut y reconnaître : La zone axiale et la zone nord-pyrénéenne appartenant à la chaîne pyrénéenne et, avec des écailles Paléozoïques ou Mésozoïques ou de déformations tectoniques ou plus anciens ; la zone sous-pyrénéenne, d'abord au nord-est de la chaîne pyrénéenne (Lenghin et al., 1978 ; Biberic et al., 1988) puis inversée à la fin de l'Eocène (Cavallé, 1976), inversion qui permet l'affleurement actuel du socle Paléozoïque au niveau des massifs d'Alpiès, du Montouarnet et de l'Alain ; le bassin de Carcassonne, avant-pays pyréenien Eocène. La restauration de la section fait apparaître une géométrie d'avant-pays classique.



**Figure II-17 :** Coupe régionale de la chaîne de chevauchement-plissement corbaricaine et ses restaurations à la fin de l'Eocène et à la fin du Paléocène (issue de Deville *et al.*, 1994). La restauration Paléocène nous permet d'observer la marge du bassin du Sud-Est avant l'inversion Eocène. Durant cette inversion, la direction des déplacements tectoniques dans la zone de transfert Corbières-Minervois est dans la direction de coupe alors qu'elle est N-S dans le reste de la chaîne pyrénéenne-Provençale. Cette coupe est contrainte par un profil sismique et par le forage d'Oupia.



épaisses et la base de la couverture est de plus en plus ancienne, jusqu'au Trias. Cette évolution est discontinue, combinant épaississement progressif et épaississement abrupt au niveau de failles normales. Ceci s'observe bien sur les coupes restaurées WNW-ESE des Corbières (Fig. II-17) et N-S de la zone axiale des Pyrénées jusqu'au bassin de Carcassonne (Fig. II-16) (Masclé *et al.*, 1996), mais également à plus petite échelle au niveau de l'arc de Saint-Chinian (Fig. II-19).



**Figure II-19 :** Schéma simplifié de corrélation stratigraphique et position structurale (rampes et palier) des chevauchements dans l'arc de Saint-Chinian. A et B: unités autochtones. C et D: unités para-autochtones. E à O: unités allochtones. Tiré de Séguret & Benedicto (1999).

La nature des dépôts en discordance sur le socle varisque va par conséquent varier géographiquement. Ont été définies ainsi plusieurs unités dont les contenus stratigraphiques diffèrent (Fig. II-18). Cette transition socle-couverture est le lieu souvent privilégié de découplage lors des épisodes tectoniques compressifs. Aussi, la nature des dépôts à la base de la couverture va influencer sur le couplage-découplage et donc sur le type de structures formées.

Plusieurs domaines de déformation s'individualisent ainsi dans la couverture méso-cénozoïque. De l'intérieur vers l'extérieur, on distingue :

- le complexe allochtone mésozoïque de la Nappe des Corbières ;
- les unités paraautochtones ;
- les unités autochtones

que je vais décrire brièvement.

## 2. Domaines de déformation

### 2.1. le complexe allochtone mésozoïque de la Nappe des Corbières.

A semelle triasique (Keuper) évaporitique de très faible viscosité, favorisant ainsi le découplage entre le socle et la couverture, et à couverture calcaire essentiellement Jurassique et Crétacé (jusqu'à l'Albien inférieur), la nappe des Corbières s'est déplacée de plus de 20 km vers l'WNW (Ellenberger, 1967 ; Vialard, 1987) sur un relief en cours d'érosion donc en milieu aérien et est par conséquent dite épiglyptique (Durand-Delga, 1964 ; Ellenberger, 1967 ; Vialard, 1987). Ainsi l'existence de paléoreliefs anté-nappe a été signalée dans les secteurs du mont Saint-Victor, de Taura ou de la Pinède-de-Durban (Casiéras & Viillard, 1961 ; Viillard, 1963 ; Azéma *et al.*, 1963). Le caractère épiglyptique de la nappe peut être discuté au vu des concepts récents de chevauchement-plissement (Averbuch, 1993).

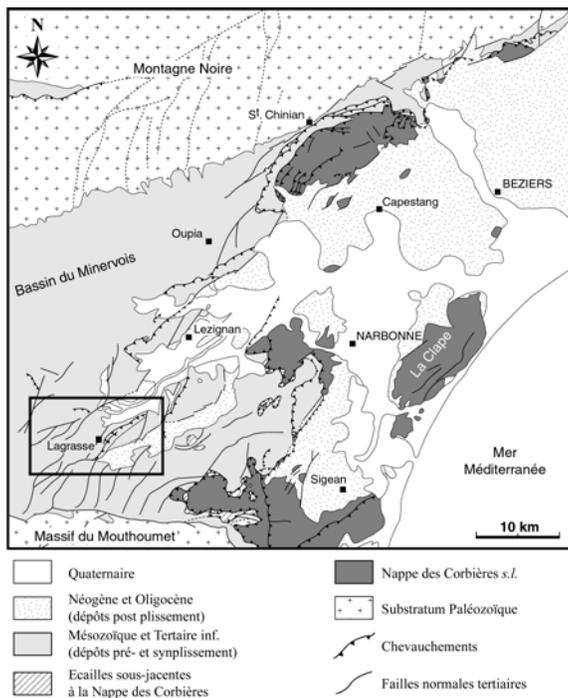


Figure II-20 : Schéma structural de la virgation du Bas-Languedoc, modifié d'après Ellenberger (1967). L'encadré délimite la zone d'étude.

La nappe des Corbières se raccorde à sa base au chevauchement frontal nord-pyrénéen (Barrabé, 1922 ; Ellenberger, 1967) et représente ainsi l'équivalent de la zone nord-pyrénéenne dans le Bas-Languedoc. Son front est bien observé à la limite des lobes de Fonjoncouse et de Taura, préservés de l'érosion, puis est masquée vers le nord, au delà de Villedaigne, par des dépôts quaternaires. Certains auteurs, à la suite d'Ellenberger (1967), la raccordent à l'Arc de S'-Chinian. L'existence de klippes résiduelles en avant de la nappe (Ellenberger, 1967), klippes constituées soit du matériel de la nappe soit d'écaillés souvent en série renversée charriées par celle-ci, atteste d'une étendue initiale plus grande de la nappe vers le nord-ouest.

## 2.2 les unités parautochtones

Elles se distinguent par une allochtonie faible en comparaison du déplacement important de la nappe. De par leur position structurale, ce domaine est comparable à la zone sous-pyrénéenne. Elles sont elles-mêmes divisées en deux parties :

- Les unités parautochtones internes constituées de matériel principalement Crétacé, et entraînées sous l'allochtonie sur des distances plurikilométriques. Un exemple est l'unité de Taura-Ripaud (Viallard, 1963 ; Charrière, 1979) dont la mise en place est directement liée au déplacement de l'allochtonie déformant et entraînant des aspérités du substratum ;
- Les unités parautochtones externes, regroupant l'ensemble des structures formées par décollement de la couverture sur un niveau triasique évaporitique. Comme nous l'avons vu précédemment, la limite d'extension du Trias marno-gypseux vers le NW est très mal connue, par conséquent la limite des unités parautochtones reste floue. Cependant, dans le faisceau de Boutenac, les terrains apparaissant au cœur des anticlinaux sont du Trias terminal (Rhétien). Il est donc possible d'envisager un décollement de la couverture jusque dans ce secteur.

## 2.3 les unités autochtones

Elles présentent un contraste lithologique à l'interface socle/couverture faible. Les niveaux de décollement utilisés sont donc différents, les failles du socle préfracturé bien orientées par rapport à la direction de transport peuvent être réutilisées.

### C. Présentation du domaine étudié : historique des recherches

Le chaînon de Lagrasse (Fig. II-21), situé à quelques kilomètres au NW de la nappe des Corbières, a fait l'objet de nombreuses études depuis les travaux d'Ellenberger (1967). L'interprétation de cette structure a beaucoup évolué grâce notamment au développement, à partir des années 1980, des conceptions sur les relations entre plis et chevauchements. Les observations et la cartographie d'Ellenberger publiée en 1985 n'en restent pas moins le travail de référence pour toutes les études ultérieures. La figure II-22 présente un log stratigraphique synthétique de la zone étudiée.

Ellenberger (1967) fut en effet le premier à faire une description et à cartographier précisément cette structure (Fig. II-21). Il la décrit comme une «grande flexure en genou anticlinal à regard NNW» formée au cours de deux phases successives, la première phase correspondant au plissement et la seconde à la reprise de la structure par des «ruptures cisailantes». Ces deux phases seraient séparées par une période d'érosion importante, nécessaire théoriquement pour diminuer la pression lithostatique et permettre le développement de chevauchements. Cette phase d'érosion est «ici indémontrable en toute rigueur». Une troisième phase, distensive, reprend ensuite la flexure à l'arrière et limite l'hémi-graben de Tourmissan (Fig. II-21). Il décrit également l'empilement d'écaillés du Roc de la Cagalière comme une dysharmonie : «Là où les couches renversées se raccordent en charnière synclinal, au panneau tranquille situé en avant et en contre-bas, on note une sorte de «foisonnement» tectonique du gros banc dur de calcaire à Alvéolines cuisien. Il se montre là, écaillé, accumulé, replié plusieurs fois sur lui-même, évidemment par manque d'espace (effet de «plis du coude» ou de «casse-noix»), indépendamment de cisaillements ultérieurs guidés par cette zone de faiblesse», et propose deux coupes dont l'une passe par le duplex (Fig. II-23).

Cluzel (1977), montre le polyphasage des directions de raccourcissement. Deux directions de raccourcissement se succèdent (Fig. II-25) avec une chronologie claire des stries sur les plans de failles inverses conjuguées au niveau du Pont de Ribaute, tout d'abord N145 puis N110. Il essaye de corréler les deux événements avec les phases d'Ellenberger en situant chronologiquement une érosion entre les deux raccourcissements. Il ne discute pas de l'origine du changement de la direction. Il associe les écaillés du Roc de la Cagalière à la phase de chevauchements cisailants : «Dès le NW de la cluse de Ribaute, la flexure se complique d'un accident chevauchant tranchant dans le vif des structures préexistantes», le chevauchement de la Bade. «Le rejeu de cet accident croît progressivement vers le SW et atteint vraisemblablement plusieurs centaines de mètres au niveau de Lagrasse avec un degré de complication maximum (écaillés de la Cagalière)».

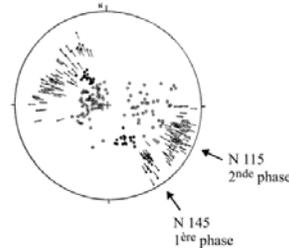


Figure II-25 : Projection stéréographique des stries et pôles de failles au niveau du pont de Ribaute mettant en évidence les deux phases de raccourcissement successives. Issu de Cluzel, 1977.

Averbuch (1993) définit le pli de Lagrasse comme un pli de rampe formé sur le chevauchement principal de «La Bade», et en propose les premières coupes équilibrées où il implique le socle (Averbuch *et al.*, 1992 ; Fig. II-24). Grâce à l'utilisation de mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique il montre que l'essentiel de la déformation interne

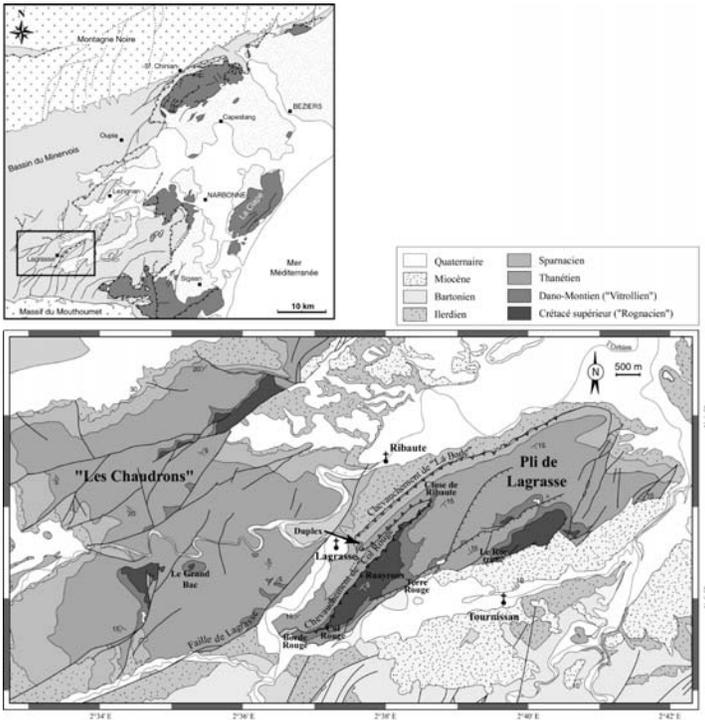


Figure II-21 : Carte géologique d'après Ellenberger (1987) et localisation des principaux sites cités

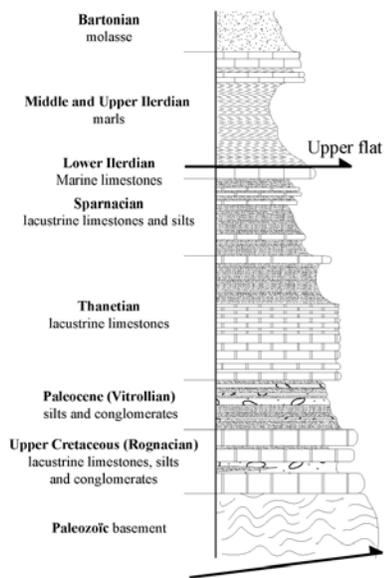


Figure II-22 : Colonne stratigraphique synthétique des plis de Lagraisse et des Chaudrons (d'après Ellenberger *et al.*, 1985). Les chevauchements principaux indiqués sont ceux utilisés par le pli de Lagraisse respectivement comme palier inférieur et palier supérieur.

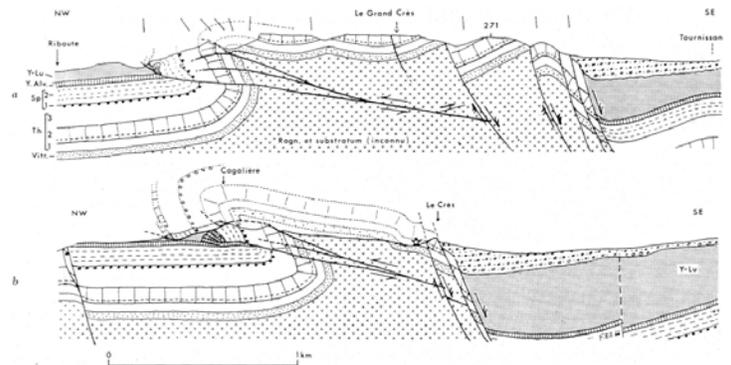


Figure II-23 : Deux coupes du pli de Lagraisse, distantes de 1800m, de Riboute à Tourmasson (a) et passant par le duplex de la Cagalière (b). L'allure de la schistosité "frustrée" est indiquée au dessus de la première coupe. (issu de Ellenberger, 1967)

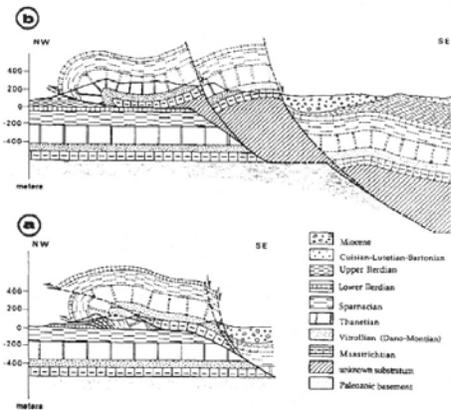
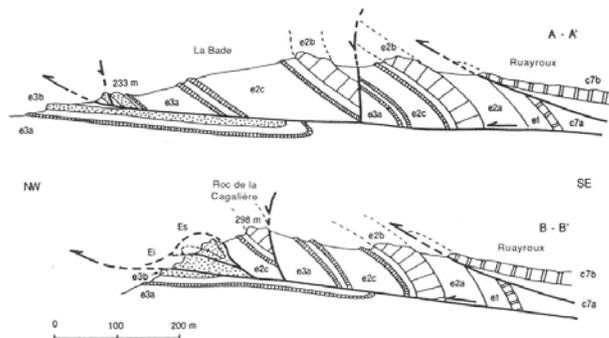
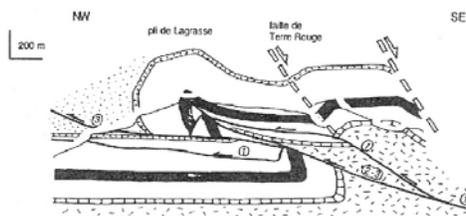


Figure II-24 : Coupes de Lagraisse issues de Averbuch *et al.*, 1992. (b) est une coupe équivalente à la coupe 4 de Frizon *et al.*, 1995, (a) est une coupe plus réduite passant par le duplex.



**Figure II-27** : Deux coupes de l'avant du pli de Lagrasse. A-A' passe au Nord du duplex de la Caglière, la coupe B-B' passe à travers. Issues de Laumonier *et al.*, 1995.  
 c7a : Bégudien ; c7b : Rognacien ;  
 e1 : Vitrollien ;  
 e2a : Thanétien inférieur ; e2b : Thanétien moyen ; e2c : Thanétien supérieur ;  
 e3a : Spamacien inférieur ; e3b : Ilerdien inférieur ; e3c : Ilerdien moyen ;  
 E1 : écailles inférieures du duplex ; Es : écailles supérieures.

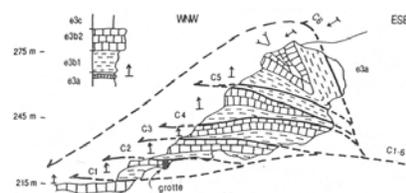


**Figure II-28** : Coupe interprétative à travers le chaînon de Lagrasse (situation à la fin de l'Eocène).  
 1: Chevauchement de la Caglière;  
 2: Chevauchement de Col Rouge;  
 3: Chevauchement de la Bado.  
 Les symboles stratigraphiques sont les mêmes que ceux de la figure précédente.  
 Issu de Laumonier *et al.*, 1995.

a été acquise précocement par raccourcissement parallèle aux couches.

Il définit également la structure de la Caglière comme un duplex. «La formation de ce duplex par imbrication de niveaux calcaires ilerdiens à l'avant de la structure traduit un effet «bulldozer» lié au déplacement du pli de Lagrasse au dessus du chevauchement majeur». Il relie cette formation à une difficulté de propagation du chevauchement principal vers l'avant, difficulté qui se traduit également par la formation d'un chevauchement hors séquence, le chevauchement de «Col Rouge». Ainsi, il contraint sur sa coupe la position de la rampe principale par dépliage des écailles du duplex dans la direction de raccourcissement initial. Nous verrons que cela conduit à une surestimation.

Laumonier *et al.* (1995) travaillent à plus petite échelle sur la zone du duplex de la Caglière dont ils décrivent plus précisément les 5 écailles dont la première, supérieure, est plissée en synclinal déversé correspondant à la charnière synclinale du pli de Lagrasse (Fig. II-26).



**Figure II-26** : Le duplex de la Caglière d'après Laumonier *et al.*, 1995.  
 e3c : Ilerdien moyen ; e3b2 : Ilerdien inférieur ; e3a : Spamacien inférieur.

Afin d'expliquer le redoublement de la barre thanétienne à l'arrière du duplex, ceux-ci introduisent un chevauchement précoce, dit de «La Caglière», plissé lors de la formation du pli de Lagrasse (Fig. II-28). Ils proposent ainsi deux coupes passant par le duplex (Fig. II-27). Or, ce chevauchement, mineur et intraformationnel pour Frizon de Lamotte *et al.* (1997), n'est pas identifiable sur le terrain et, comme nous le verrons par la suite, n'est pas nécessaire pour expliquer le redoublement de la barre.

Chronologiquement, ces auteurs attribuent à la première phase de raccourcissement, définie par Cluzel (1977), la formation du pli et du chevauchement hors-séquence, et à la seconde l'avancée sur le plat du pli et la formation du duplex.

Frizon de Lamotte *et al.* (1997) proposent une modélisation cinématique du pli de Lagrasse sous forme d'un «pli de propagation de rampe généralisé» (Chester & Chester, 1990), qui correspond à la propagation dans la pile sédimentaire d'un accident préexistant en profondeur. Le pli se localise donc à l'aplomb d'une faille affectant le substratum paléozoïque. La modélisation cinématique de ce pli montre que plusieurs étapes de l'évolution du pli se retrouvent dans des coupes sérieuses, le pli étant beaucoup plus évolué à l'Est qu'à l'Ouest (Fig. II-29 et II-30). L'avancée du pli sur le palier supérieur serait donc maximale à l'Est et minimale à l'Ouest. Ceci suggère la formation du pli par rotation autour d'un axe vertical (Fig. II-31), l'axe se situant à l'extrémité Ouest du pli. Un tel mouvement en ciseau anti-horaire est également proposé par Laumonier *et al.* (1995) afin d'expliquer la différence de direction entre la première phase N140 dans le pli de Lagrasse et la celle N165 habituellement observée dans la région (Cluzel, 1977). Nous n'avons pas pu le démontrer formellement par le paléomagnétisme.

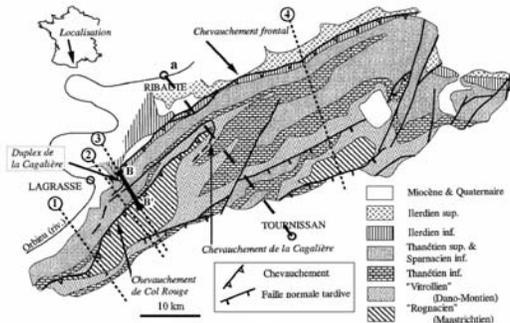


Figure II-29 : Carte géologique simplifiée du chaînon de Lagrasse issue de Frizon de Lamotte *et al.*, 1997, d'après Ellenberger, 1987.

Localisation des différentes coupes présentées :  
 - en pointillés fins numérotées de 1 à 4, les traits de coupes correspondant au modèle d'évolution cinématique calé par les coupes de terrain de Frizon de Lamotte *et al.*, 1997 de la figure suivante ;  
 3 et 4 correspondent également aux coupes d'Averbuch *et al.*, 1992 figure II-3 ;  
 - en gras, B-B' correspond à la coupe de Laumonier *et al.*, 1995 figure II-6, la coupe A-A' lui est parallèle légèrement plus au Nord ;  
 - en pointillés espacés, la coupe (a) d'Ellenberger, 1967 présentée dans la figure II-2, la coupe (b) étant équivalente à la coupe 3 de Frizon *et al.*, 1997.

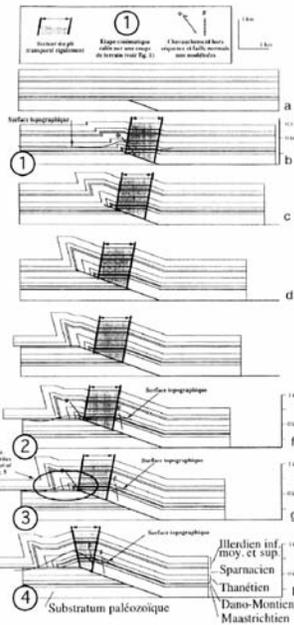


Figure II-30 : Quatre coupes sériées anté-distension finale Oligocène modélisées en pli de rampe Chester et Chester (1990), c'est-à-dire formé par propagation d'une rampe à partir d'un des accidents du socle pré-fracturé. Ici le socle paléozoïque est impliqué dans le chevauchement. D'après Frizon de Lamotte *et al.*, 1997.

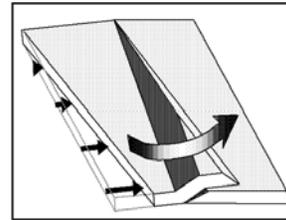


Figure II-31 : Principe de formation d'un pli avec rotation autour d'un axe vertical (Aubourg *et al.*, 1997)

Par ailleurs, Frizon de Lamotte *et al.* (1997) établissent une corrélation, synthétisée par la figure II-32, entre les différentes étapes de structurations du pli de Lagrasse et les deux phases de raccourcissement. La principale différence avec la chronologie présentée par Laumonier *et al.* (1995) est l'attribution du chevauchement hors séquence de Col Rouge à la seconde phase de raccourcissement. Ceci se justifie par des observations de stries sur la surface du chevauchement visible au niveau de la cluse de Ribaute ainsi qu'à Col Rouge (Fig. II-22). La formation du duplex est présentée comme postérieure à l'avancée du pli sur le palier supérieur puisque, d'après les auteurs, le duplex déforme à son toit le flanc avant du pli (Fig. II-33). Ils attribuent donc sa formation à la seconde phase de raccourcissement.

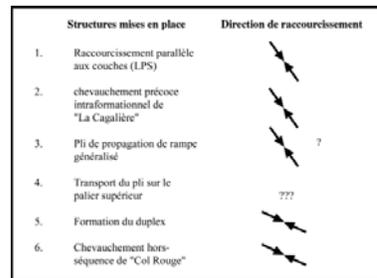


Figure II-32 : Chronologie de la mise en place des structures, direction de raccourcissement associée à leur formation. Basée sur Frizon de Lamotte *et al.*, 1997.

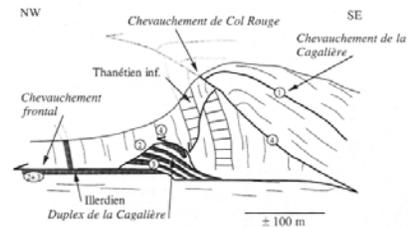


Figure II-33 : Géométrie du flanc avant du pli de Lagrasse d'après Frizon de Lamotte *et al.* (1997) modifié d'après Laumonier *et al.* (1995).

Si la chronologie de la formation du pli et de la formation du chevauchement hors séquence par rapport aux deux phases de raccourcissement semble indiscutable, celle du duplex reste à préciser. En effet, le seul toit visible au dessus du duplex est une barre de calcaires thanétiens renversée armant le relief. Il s'agit d'un bloc, recoupé par des chevauchements marqués par des cannelures profondes dont l'orientation N110 peut être reliée à la seconde phase de Cluzel (1977). Cette barre de calcaires thanétiens appartient au flanc avant du pli de Lagrasse (Fig. II-34), tout comme la barre de calcaires ilerdiens redressée présente à l'avant du duplex et reposant sur la tranche par l'intermédiaire d'un «cut-off» au dessus des calcaires ilerdiens horizontaux du mur du pli. Ceci nous fait rejoindre une géométrie des chevauchements plus proche des observations d'Ellenberger (1967) que de ses successeurs (Fig. II-34 et II-35). En effet, ceux-ci se sont inspirés des modélisations de plis de propagation de rampe (Suppe and Medwedeff, 1990), et ne présentaient donc pas le synclinal de mur du pli à nouveau présent dans de nouveaux types de modélisation comme la modélisation Trishear (Erstev, 1991 ; Hardy and Ford, 1997).

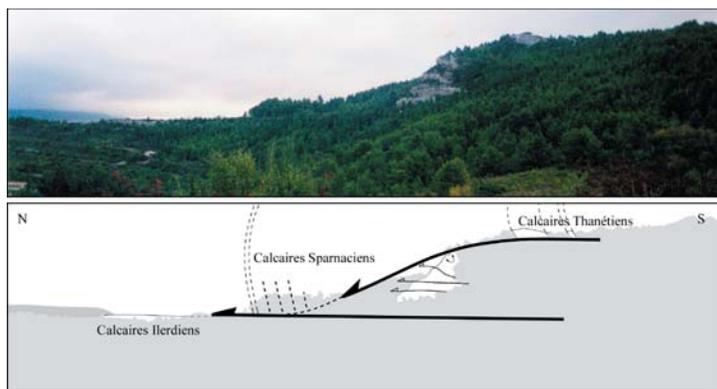


Figure II-34 : Le duplex de la Cagalière, entre le palier supérieur du pli et son flanc avant redressé.

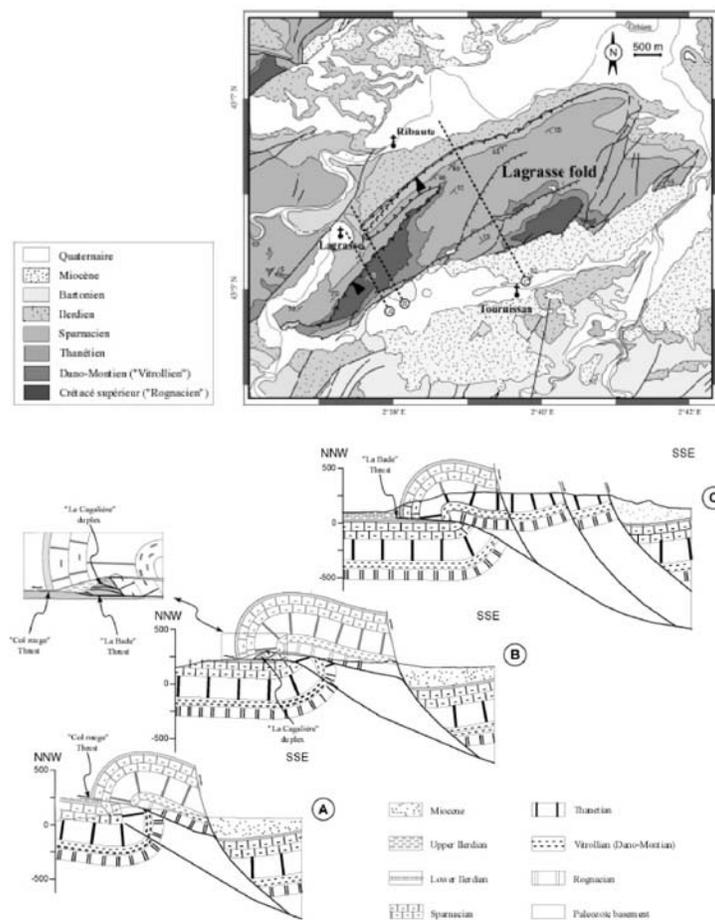


Figure II-35 : Coupes du pli de Lagrasse proposées ici et leur localisation. La position du duplex de la Cagalière est indiquée sur la coupe B.

Une étude de magnétisme des roches couplée à une étude microtectonique va nous permettre de discuter de la chronologie et de la géométrie de mise en place de cette structure et des chevauchements à l'échelle du pli. Dans ce but, 28 sites sont venus compléter l'échantillonnage d'Olivier Averbuch (1993) (Fig. II-36) dans les faciès suivants :

- calcaires gris marins à alvéolines de l'Herdien Inférieur qui constituent les écaillés du duplex et le palier supérieur du pli ;
- calcaires lacustres et limons fluviatiles Thanéliens qui présentent l'avantage de très bien affleurer sur l'ensemble du pli ;
- alternance métrique de limons rouges à Microcodium «Vitrolliens», plus ou moins calcaires.

Mais tout d'abord nous allons discuter de la signification de l'anisotropie de susceptibilité magnétique dans différentes positions structurales.

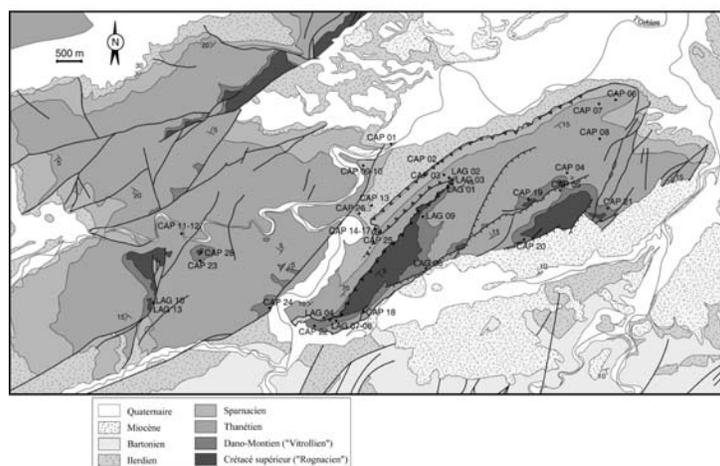


Figure II-36 : Localisation des sites forés -CAP- et des sites d'Averbuch -LAG- (1993).

## II. FABRIQUE MAGNÉTIQUE ET TECTONIQUES POLYPHASÉES

Nous présentons ci-dessous des résultats d'anisotropie de susceptibilité magnétiques (ASM) obtenus dans différents sites bien contraints par des marqueurs structuraux. L'objectif est de comprendre la signification de l'ASM dans un contexte où plusieurs phases de déformations se succèdent. Ces phases peuvent être deux phases de raccourcissement différentes, comme nous le verrons tout d'abord pour le site du «pont de Ribaute», ou une phase de déformation de type raccourcissement parallèle aux couches (Layer Parallel Shortening, LPS en Anglais) suivie d'une phase de déformation liée au plissement, comme nous le verrons ensuite pour le pli des Chaudrons.

### A. Généralités sur le caractère précoce de la fabrique magnétique, exceptions.

1. article 1 : Early record of magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin : examples from the Corbières-Minervois transfer zone (France)  
[article sous presse au Bull. Soc. Geol. France, 2002, t.173, n°5, p.65-73]

## Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin Short review and examples from the Corbières transfer zone (France).

by

Dominique Frizon de Lamotte, Christine Souque, Sylvain Grelaud and Philippe Robion.

Université de Cergy-Pontoise, Département des Sciences de la Terre  
(CNRS UMR 7072), Avenue du Parc, 95 031 Cergy Cedex, France.  
Email : Dfrizon@geol.u-cergy.fr

### Abstract :

An integrated study combining anisotropy of magnetic susceptibility (magnetic fabric) and analysis of meso-scale structures is presented. The studied sites, which belong to the Corbières-Minervois transfer zone (France), suffered a clear polyphase deformation. The magnetic fabric is of tectonic origin and records an early layer parallel shortening. In general, this primary fabric is not altered by later deformations including folding. However, secondary fabrics have been observed in the vicinity of major faults. They are probably related to tectonically driven fluids migrating along these planes. Consequences on interpretation and use of magnetic fabrics in inverted sedimentary basins are discussed.

### Résumé :

Une étude intégrée combinant des mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique (fabrique magnétique) et une analyse microtectonique est présentée. Les sites choisis qui proviennent de la zone de transfert des Corbières (France), ont subi une déformation polyphasée. La fabrique magnétique est d'origine tectonique et acquise précocement lors d'un épisode de raccourcissement parallèle aux couches. Dans le cas général, cette fabrique magnétique primaire n'est pas modifiée lors des déformations ultérieures, notamment par le plissement. En revanche, des fabriques magnétiques secondaires s'observent à proximité des failles majeures en liaison probable avec des circulations ascendantes de fluides le long de ces plans. Les conséquences sur l'interprétation et l'utilisation des fabriques magnétiques dans les bassins sédimentaires déformés à faible température sont discutées.

**Key words :** magnetic fabric, analysis of fault-slip data, fold-and-thrust belt, Corbières-Minervois (France)

**Mots-clés :** fabrique magnétique, analyse microtectonique, ceinture de chevauchement-plissement, Corbières-Minervois (France)

### Introduction :

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) is now a standard tool for structural analysis (review in Borradaile, 1988; Rochette *et al.*, 1992; Borradaile & Henry, 1997). In sedimentary basins deformed at low temperature, which is the topic of the present paper, this technique is used to complete or replace the analysis of meso-scale structures (stylolite, cleavage, tension gashes *etc.*) and, in particular, stress tensor reduction methods applied to fault-slip data (Carey & Brunier, 1974; review in Angelier, 1994) or to calcite twinning (review in Lacombe, 2001).

However, nature of information given by these methods is different. On one hand, the analysis of meso-scale structures or calcite twinning allows to distinguish the superimposition of different events and, with inversion methods, to establish an agenda of successive paleo-states of stress. On the other hand, AMS reflects the preferred orientation of grains and/or crystal lattice of minerals contributing to the susceptibility (essentially ferro- and paramagnetic minerals). Beyond the classical question of relationships between AMS and strain (Borradaile & Henry, 1997), a key point is to know whether the calculated tensor is composite or, on the contrary, is related to a given tectonic event.

Within a sedimentary rock deformed at low temperature, an early record of the magnetic fabric is proposed by Graham (1966), who assumes that a change from sedimentary to tectonic fabric is easier within unconsolidated rocks. This point of view is reinforced by laboratory experiments of Borradaile (1988). For natural deformations, integrated studies coupling AMS and analysis of meso-scale structures led to conflicting proposals that we present below.

In extensional context, Mattei *et al.* (1997) present AMS of sites situated close to major normal faults in the Ofanto piggy-back basin (Southern Apennines). They show that AMS ellipsoid (the so-called magnetic fabric) is coaxial to the first of the three "tectonic events" defined by the analysis of meso-scale structures (Hippolyte, 1992).

In compressional setting, studies are more abundant following pioneering work by Kiegefeld *et al.* (1981) in the "Dôme de Barrot" (French Alps), Kissel *et al.* (1986) in Greece, Lowrie & Hirt (1987) in Italy and

Lee *et al.* (1990) in Taiwan. The main purpose of these first studies was to demonstrate the usefulness of AMS to supply the scarcity of striated faults in siliciclastic sediments. So they aim at demonstrating that AMS and strain ellipsoids were coaxial. More precisely, work by Averbuch *et al.* (1992, 1993), Frizon de Lamotte *et al.* (1995; 1997) and Grelaud *et al.* (2000) in the Corbières (France) as well as by Sagnotti *et al.* (1998) in Northern Apennine (Italy), Bakhtari *et al.* (1998) in Zagros (Iran), Grelaud (2001) in the Potwar basin (Pakistan) and Sanz *et al.* (*in press*) in the southern flank of the Pyrenees (Spain) show that magnetic fabric is, in general, recorded before folding. Accordingly, Weiler and Coe (1997) show that magnetic fabric is recorded before syn-thrusting vertical axis rotations defined by paleomagnetic data in a very recent sedimentary wedge of Papuaia-New Guinea.

However this timing, which relates magnetic fabric to the first stages of basin inversion, is not always confirmed. On the contrary, some authors underline that magnetic fabric acquisition is late. It is clearly the case where rocks are affected by metamorphism (even low) as shown by Housen & van der Pluijm (1991) and Robion *et al.* (1995; 1999) but metamorphism is out of the scope of our paper. In the Appalachian plateau, where sedimentary rocks have been deformed at low temperature, comparison between AMS and calcite twinning led Jackson *et al.* (1989) to consider that AMS was late. Showing that in alpine plutons AMS records a very late event, Henry (1974) is in line with such a timing. Accordingly, in the Calabrian Arc, it is suggested that AMS post-dates thrusting and related vertical axis rotations (Scheepers and Langereis, 1994).

So, even if the tectonic environment is relatively simple, chronological relationships between AMS record and development of meso-scale structures are not straightforward. The aim of this paper is to analyse typical sites where the sequence of mesoscale structures is well established. The presented sites, which belong to the Corbières transfer zone (France), are consistent with deformation observed elsewhere in the region. We will see in both cases that AMS is recorded early. In the discussion, we will examine the conditions allowing changes of the magnetic fabric. Consequences and recommendations will be presented in the conclusion.

### 1. Meso-scale structures and AMS analysis of selected sites.

The two sites belong to the Corbières transfer

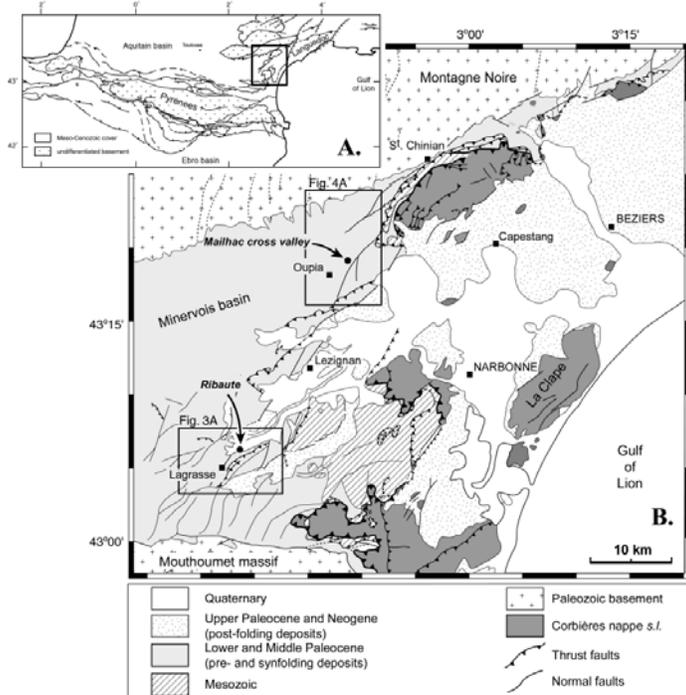


Fig.1 : Structural sketch map of the Pyrenees (A) locating the Corbières transfer zone (B)  
 Fig. 1 : Carte structurale simplifiée des Pyrénées (A) localisant la zone de transfert des Corbières (B).

zone (i.e. the arc joining the North Pyrenean zone and the Languedoc-Provence thrust belt, Fig. 1A). This domain is characterised by a thin sedimentary pile formed by lacustrine limestone, sandstone and silt of Maastrichtian to Lutetian age supporting Bartonian molasses (Ellenberger, 1967; Plaziat, 1984). This cover together with the Paleozoic substratum are involved in large ramp-related folds (Averbuch *et al.*, 1992; Frizon de Lamotte *et al.*, 1997; Grelaud *et al.* 2000). At the regional scale the folds exhibit an “en-échelon” pattern relative to the North Pyrenean front, locally called “nappe des Corbières orientales” (Fig. 1B).

Analysing meso-scale structures, Cluzel (1977) showed that the region was affected by two successive tectonic events characterised by NW-SE and WNW-ESE trends of shortening, respectively. These two events, labelled herein after older and younger tectonic events, have been recognised everywhere in the Corbières transfer zone (Genna, 1989). Such a polyphase evolution also exists in the Languedoc thrust-belt (Arthaud and Séguret, 1981; Arthaud and Laurent, 1995, Fig. 1A) as well as in the Aquitaine basin (Gély and Sztrákos, 2000, Fig. 1A). However, out of the Corbières transfer zone, they are only defined by chronological considerations and not by change of the trends of shortening.

In the Lagrasse fold (Fig. 2A & B), Frizon de Lamotte *et al.* (1997) discussed the relationships between the steps of folding and the regional tectonic events: the older tectonic event (NW-SE) began before and continued during folding whereas the younger tectonic event (WNW-ESE) is coeval with out-of-sequence thrusting.

The two sites presented below are situated in the footwall of the Lagrasse fold and in the forelimb of the Oupia fold, respectively (Fig. 1B). The methods are classical and we refer the readers to recent reviews: Angelier (1994) for fault slip data analysis and Borradaile & Henry (1997) for AMS. We note  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$  the three axes defining the tensor of magnetic susceptibility. In this paper we do not address the magnetic mineralogy, which is discussed elsewhere (Souque *et al. in press*). At regional scale, the work by Averbuch *et al.* (1993) in the Lagrasse region and by Grelaud *et al.* (2000) in the Oupia region shows that the AMS signal is of tectonic origin. In order to avoid some difficulties discussed below, we use strain notation ( $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$ ) rather than the more usual stress notation for the tensor deduced from inversion of fault-slip data. As under pure shearing strain axes relate directly to stress axes, this choice does not change

anything.

### 1.1 The “Ribaute bridge” site

This site is in the horizontal footwall of the Lagrasse fold (Fig. 2A & B) in a place where the Orbicou river cuts the upper flat and the marly limestone situated just below (Averbuch *et al.*, 1992). The site exhibits numerous meso-faults bearing typical calcite fibre steps. On some fault planes, superimposed fibres allow to establish a chronology between the two events mentioned above (Fig. 3).

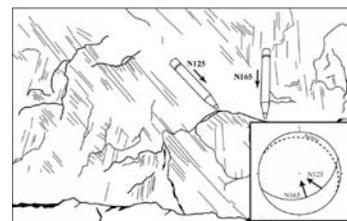
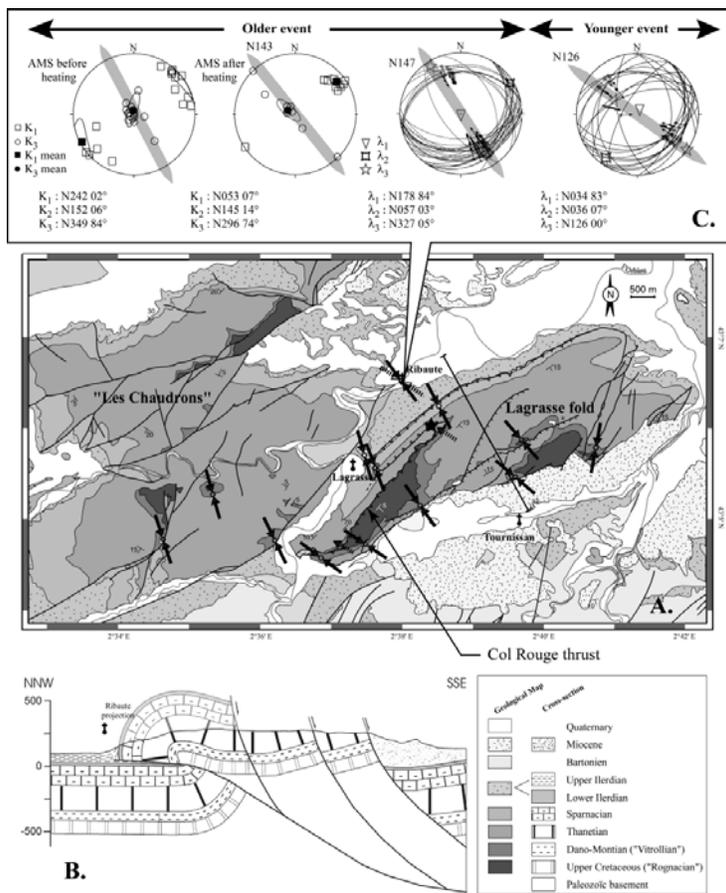


Fig. 3: An example of superimposed slickensides on a minor fault plane from the “Pont de Ribaute” site.

Fig. 3: Exemple de stries superposées sur un plan de faille du site du Pont de Ribaute.

During the older tectonic event, stylolitic joints, tension gashes and two sets of conjugate reverse faults developed (Fig. 2C). The geometry of these latter obey the classical Anderson’s model (*cf.* Angelier, 1994). The mean  $2\theta$  angle between the conjugate faults is about  $48^\circ$ . This low value suggests an important effect of pore fluid pressure in agreement with abundance of fibrous calcite. Inversion of fault-slip data gives a tensor characterised by a  $\lambda_3$  axis trending N147 within the bedding and a  $\lambda_1$



axis perpendicular to bedding (Fig. 2). One could note that SE-dipping faults are two times more abundant than the NW-dipping faults. According to Gapais *et al.* (2000), this could suggest a component of bed-parallel shearing consistent with slickensides observed on these planes.

During the younger event, the fault planes created previously are used again and new planes develop. This results in a greater dispersion in the azimuths of the fault planes bearing this second generation of calcite fibres. Tensor reduction leads to a  $\lambda_3$  axis trending N 123 and a  $\lambda_1$  axis perpendicular to bedding, here horizontal since data are corrected from the bedding (Fig. 2C).

For AMS, the site is characterised by a K3 axis parallel to the pole to bedding and a K1 axis normal to the trend of shortening characterising the older event defined above. Following a classical method to enhance the fabric (Tarling and Hrouda, 1993), we observe that laboratory heating up to 500° and new measurement after cooling led to scattering of K3 axes within a great circle and clustering of K1 axes with a better definition of the magnetic lineation (Fig. 2C). Coincidence between mean K1 and calculated  $\lambda_2$  axis is perfect. In other words, AMS is coaxial to the older tectonic event and is not changed by subsequent events.

**Fig. 2:** The “Ribaute” site in the footwall of the Lagrasse fold. (A) geological map of the Lagrasse fold (modified from Ellenberger *et al.*, 1985). The double black arrows indicate the trend of shortening deduced from AMS data (partly from Averbuch *et al.*, 1992). The other arrows (broken line) indicate either the tectonic transport direction along the “Col Rouge” thrust (simple arrow) or the trend of shortening related to the younger event (double arrow). (B) General cross section of the Lagrasse fold. The position of the section is indicated by the line east of Ribaute. (C) AMS and fault-slip data from the Ribaute site. All lower hemisphere stereonets are given after dip removed (few degrees). Stress tensor reduction has been made with an original software designed by S. Lallemand using the Angelier’s method (1994).

**Fig. 2:** Le site du pont de Ribaute à l’avant du pli de Lagrasse. (A) Carte géologique du pli de Lagrasse (modifiée d’après Ellenberger *et al.*, 1985). Les doubles flèches noires indiquent la direction de raccourcissement déduite des données ASM (partiellement d’après Averbuch *et al.*, 1992). Les flèches en tirets indiquent soit la direction du transport tectonique le long du chevauchement de Col Rouge (flèche simple) soit la direction de raccourcissement associée à l’événement tectonique le plus jeune (flèche double). (B) Coupe à travers le pli de Lagrasse. La position de la coupe est donnée par la ligne à l’est de Ribaute. (C) Données ASM et micro-tectoniques. Tous les diagrammes stéréographiques sont présentés après remise de la stratification à l’horizontale (quelques degrés).

### 1.2- The Mailhac cross valley site.

This site is situated in the NW-SE Oupia anticline (Fig. 4 A & B). Surface and subsurface data (Berger *et al.*, 1990; Genna, 1989) allowed to propose a kinematic model in which the successive steps of the fold building are related to the sequential development of meso-scale structures (Grelaud *et al.*, 2000). Among the numerous sites studied in the region (Grelaud, 2001), our choice is to present a site from the forelimb of the anticline where the set of mesoscale structures is complete. Samples have been collected and measurements performed in the Assignan formation made up of silt and sandstone of Cuisian age. Beds are overturned (dip 75° toward the SE). As elsewhere along the forelimb, a rough cleavage remains normal to bedding.

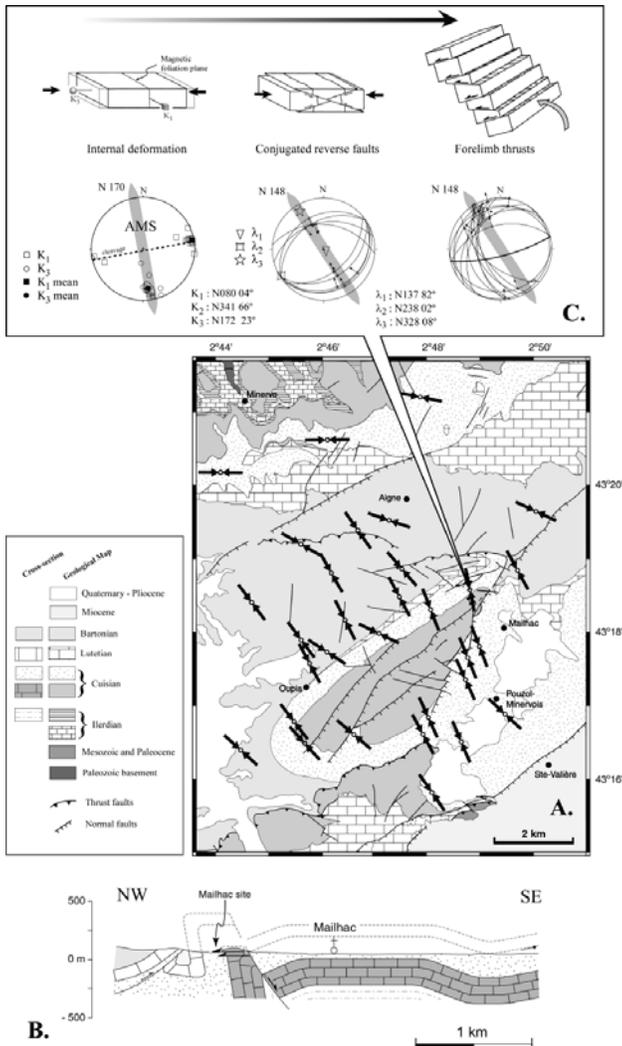
AMS data are typically of tectonic origin with a magnetic foliation parallel to the cleavage and a magnetic lineation parallel to the intersection between cleavage and bedding (Fig. 4C). The trend of shortening deduced from AMS is N 170. The attitude of magnetic foliation relative to bedding suggests that it records an early (pre-folding) layer parallel shortening.

Meso-scale faults can be divided into two sets developed before and after folding. It is the reason why we present the first set after dip removed (Fig. 4C). In this attitude, the geometry is that of conjugate reverse faults. Inversion of fault-slip data allows to define a  $\lambda_3$  axis within the bedding plane and a  $\lambda_1$  axis at right angle to it (Fig. 4C). This strongly suggests that this faults set also developed during pre-folding LPS. However, the trend of shortening (N148) is different from the one defined by AMS (N170) suggesting that a counter-clockwise rotation of the trend of shortening occurred between AMS record and fracturing.

The second set of meso-faults is more or less perpendicular to bedding. They bear calcite fibres, which are consistent with top to the NW shearing (N148) (Fig. 4C). Such faults cutting through the overturned forelimb (i.e. “forelimb thrusts”) are related to the late stages of folding.

### 2. Discussion

The “Ribaute bridge” and “Mailhac” sites are representative of the numerous other sites of the region, which were analysed by the same method coupling AMS and meso-faults measurements (Fig. 2A and 4A)



(Averbuch, 1993; Grelaud, 2001). They both show that AMS characterising the region was recorded during the first increments of the pyrenean shortening. In general, this first imprint is not modified by subsequent events including development of fold-thrust belt and grabens network (Ellenberger, 1967; Mascle et al., 1996). We will discuss first the origin of this primary magnetic fabric, then the conditions allowing the development of a secondary magnetic fabric.

### 2.1 Origin of tectonic magnetic fabric.

From a phenomenological point of view, it appears that AMS records internal deformation (strain) occurring before any development of fractures (Fig. 5). New loading, after or without change of the trend of shortening, does not modify AMS. Accordingly, regional cleavage, if exists, is everywhere related to the older event.

From a physical point of view and in the context of low temperature deformation, the processes responsible for the magnetic fabric are quite complex. Three effects are generally considered: stress, grain rotation and crystallisation of new minerals (Borradaile, 1988; Jackson et al., 1993; Borradaile and Henry, 1997).

The role of stress has been put forward by Kapicka (1984; 1988) who experimentally showed that an irreversible change of AMS occurred during a macroscopically elastic deformation. The effect of stress is consequently expected at the grain scale. For the studied sites, a stress effect is not required because there is a close relationship between AMS and the measured strain. In addition, potential stress effects acting during

Fig. 4: The "Mailhac cross-valley" site in the forelimb of the Oupia anticline. (A) geological map of the Oupia fold (modified from Berger et al. (1990)). The double black arrows indicate the trend of shortening deduced from AMS data (from Grelaud, 2001). (B) General cross section of the Oupia fold (from Grelaud et al., 2000). (C) AMS and fault-slip data from the Mailhac site. The post-folding stereonet (right) is given in geographic coordinates (the bedding plane is the heavy line). The others are after dip removed.

Fig. 4: Le site de la cluse de Mailhac. (A) Carte géologique du pli d'Oupia (modifiée d'après Berger et al., 1990). Les doubles flèches noires indiquent la direction de raccourcissement déduite des données ASM (d'après Grelaud, 2001). (B) Coupe à travers le pli d'Oupia (d'après Grelaud et al., 2000). (C) ASM et données microtectoniques. Les diagrammes pré-plissement sont donnés après remise de la stratification à l'horizontale. Le diagramme de droite (post-plissement) est donné en coordonnées géographiques (le trait fort figure la position du plan de stratification).

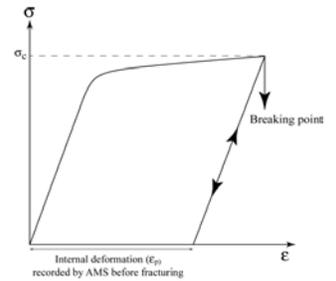


Fig.5: Not to scale stress-strain curve illustrating the strain (internal deformation) recorded by AMS.

Fig.5: Courbe contrainte-déformation illustrant la déformation interne mesurée par ASM.

subsequent deformations do not change the magnetic fabric, which remains related to the oldest event. On the other hand, this effect could be advocated to explain the late AMS records presented in the introduction. It is frequent in the French literature to use fault slip data for inferring the orientation and relative magnitude of principal "paleo-stress" axes (see Angelier, 1994). Some confusions originate from such an use. For instance, Borradaile & Henry (1997) quoted the work by Averbuch et al. (1992) and Kissel et al. (1995) in the section "AMS as a stress indicator" because these authors compare AMS to "paleo-stress" tensors calculated by inversion of fault slip data. However, in practice, the so-called "dynamic" analysis of fault-slip data consists to infer the orientation of "paleo-stress" axes from direction and sense of slip on faults but without using the amount of glide. So the measured effects do not result from stress in a context of elastic deformation as it has been supposed.

Grain rotation and recrystallisation are linked processes, which act during low-temperature deformation (see review in Groshong, 1988). In the Corbières transfer zone, development of solution cleavage, abundance of stylolites and recrystallisation figures as well as low value of the  $2\theta$  angle (the angle between two conjugate faults) show that, among deformation mechanisms, pressure solution plays a major role. Pressure solution allows rotation of rigid grains (Tarling and Borradaile, 1983). It is worth noting that AMS can record low reorientation

with a great accuracy. Thus, small rotations (few degrees) of magnetic grains could explain the magnetic lineation parallel to the cleavage/bedding intersection observed at the Ribaute bridge (Fig. 2C). By contrast, this process alone cannot explain the surface transposition leading to the development of a magnetic foliation perpendicular to bedding as observed at Mailhac (Fig. 4C) and in numerous other sites of the region (Averbuch, 1993; Grelaud, 2001). Such a change in the attitude of magnetic foliation requires important grain rotation ( $> 45^\circ$ ). We consider that such a rotation is inconsistent with the amount of shortening ratio, which is estimated less than 20%. It is the reason why we emphasise syn-tectonic re-crystallisation of ferromagnetic and paramagnetic phases bearing the signal measured by AMS. This recrystallisation is certainly enhanced by iron release during diagenetic processes (Jackson *et al.*, 1988). However, further work, including petrographic investigations, are required to progress in the understanding of such processes.

## 2.2 Conditions allowing alteration of early AMS imprint.

Changes of magnetic fabric record occur in places where tectonic events are accompanied by crystallisation of new mineral phases. Large-scale fluids flow are usually advocated to explain such changes (Rochette & Vialon, 1984; Borradaile, 1988; Jackson *et al.*, 1988; Housen & van der Pluijm, 1991). In the studied area three different cases occur: initial AMS is completely erased, only masked or "primary" (LPS-related) and "secondary" fabrics coexist.

Changes of the primary magnetic fabric has been observed in different places in the Lagrasse fold. Averbuch *et al.* (1993) show the development of a "secondary" magnetic fabric within the shear zone situated below the "Col Rouge" out-of-sequence thrust fault, which cuts out the Lagrasse forelimb (Fig. 6). In this example the "new" magnetic lineation is parallel to the tectonic transport direction characterising the shear zone. This new fabric remains even after laboratory heating of the samples up to  $500^\circ$  (Fig. 6).

Souque *et al.* (*in press*) describe "secondary fabric" occurring in different places along the frontal thrust of the Lagrasse fold and in the "La Caglière duplex" situated at the lateral tip of this thrust. Contrarily to the secondary fabric described by Averbuch *et al.* (1992), this "primary magnetic fabric" is only masked (overprinted by the secondary one) and is revealed by

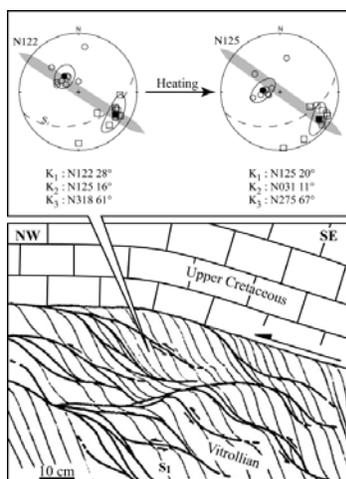


Fig. 6: The shear zone below the « Col Rouge » thrust (sketch modified from Cluzel, 1976). The site is located by a star on Fig. 2A. AMS data before (left) and after (right) laboratory heating at  $500^\circ\text{C}$ . In both cases the magnetic lineation (K1 axis) is parallel to calcite fibres on shear planes.

Fig. 6: La zone de cisaillement sous le chevauchement de « Col Rouge » (dessin modifié d'après Cluzel, 1976). Le site est localisé par une étoile sur la Fig. 2A. Données d'ASM avant (gauche) et après (droite) chauffage à  $500^\circ\text{C}$  en laboratoire. Dans les deux cas la linéation magnétique (axe K1) est parallèle aux stries portées par les plans de cisaillement.

heating. Possible mechanisms responsible for such changes are proposed by Souque *et al.* (*in press*).

For the purpose of this paper, we emphasise that, at the regional scale, these secondary magnetic fabrics are scarce: 9 in 62 sites in the Lagrasse region and none in 66 in the Oupia region where the thrust faults remain blind and buried at depth (Grelaud *et al.*, 2001). Secondary fabric is always developed very close to thrust faults and, in general, in the shear zones associated to the play of faults. Consequently, it is likely that the AMS changes are related to fluid flow along the faults acting as drains.

## 3. Conclusion

Work conducted in the Corbières and Minervois since ten years establishes that AMS measured in silt, sandstone and marly limestone records an early layer parallel shortening predating folding and fracturing. Such an early magnetic fabric can be modified if rocks are involved in shear zones related to major faults. So, according to the abundance of re-crystallisation, we assume that in the region and at the considered shallow depth, the thrust faults act as drains and not as barriers for fluids. In these cases, AMS interpretation is not straightforward because composition of magnetic sub-fabrics or vanishing of primary magnetic fabric have been observed. The use of appropriate tools is required for interpretation of such complex signals (see Souque *et al.*, *in press*).

Within the Carcassonne basin (i.e. the north-eastern foredeep of the Pyrenees), AMS records the onset of the basin inversion (i.e. the transition between subsidence and uplift). At this time, the maximum of burial was reached and we can expect that subsequent erosion reduced both pressure and temperature and inhibited any change of the magnetic fabric. On the contrary, drainage of fluids along thrust faults enables to reach locally thermodynamic conditions allowing the development of a new (i. e. secondary) fabric.

More generally, we emphasise that AMS data provide information different from the one coming from analysis of meso-faults. These two methods must consequently be considered as complementary. Care must be paid to sampling. Sites situated away from the major faults are expected to preserve their primary magnetic fabric. On the contrary, a new magnetic fabric can be superimposed or even substituted to the primary one in the shear zones associated to faults. As a working hypothesis which requires confirmation by studies of other regions, we suggest that development of secondary magnetic fabric could be related to fluid flow along faults.

**Acknowledgements:** This paper benefited from discussions with Olivier Averbuch, Olivier Lacombe, Charles Aubourg, Diégo Buil, Ronan Hébert and Pascale Leturmy.

## Références:

- ARTHAUD F. & SEGURET M. (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, t. XXIII, 1.
- ARTHAUD F. & LAURENT P. (1995). Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodynamica Acta*, 8, 142-157.
- ANGELIER J. (1994). Fault analysis and palaeostress reconstruction. In: P.L. Hancock (éditeur), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp.53-100.
- VERBUCH O. (1993). Caractérisation de la déformation dans les structures de chevauchement-plissement. Utilisation couplée du magnétisme des roches et de l'analyse structurale. Exemples dans les Corbières, l'Apennin central et le Taurus occidental. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud (Orsay).
- VERBUCH O., FRIZON de LAMOTTE D. & KISSEL C. (1992). Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 14, 4, 461-474.
- VERBUCH O., FRIZON de LAMOTTE D. & KISSEL C. (1993). Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). *Annales Tectonicae*, VII, 1, 3-21.
- BAKHHTARI H., FRIZON de LAMOTTE D., AUBOURG C. & HASSANZADEH J. (1998). Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros, Iran). *Tectonophysics*, 284, 299-316.
- BERGER G.M. (coord.) (1990). Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Lézignan-Corbières, n° 1038. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, France.
- BORRADAILE G.J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- BORRADAILE G.J. & HENRY B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, pp. 49-93.
- CAREY E. & BRUNIER B. (1974). Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279 (D), 891-894.
- CLUZEL D. (1977). Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales (Aude-France). *Thèse de doctorat*, Univ. Paris-Sud.
- ELLENBERGER F. (1967). Les interférences de l'éro-

- sion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc: note sur les charriages cisailants. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 9, 87-142.
- ELLENBERGER F., PLAZIAT J.C., FREYTET P., JAFFRÉZO M., CHARRIÈRE A., L'HOMER A., LE-GRAND-LESPINASSE N., HUGUET J., BESSIÈRE G. & BERGER G. (1985). Carte géologique de la France à 1/50 000 – Feuille Capendu (1060)- éd. du BRGM, Orléans, France.
- FRIZON de LAMOTTE D., GUÉZOU J.C. & AVERBUCH O. (1995). Distinguishing lateral folds in thrust systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *J. Struct. Geol.*, 17, 223-245.
- FRIZON de LAMOTTE D., MERCIER E., DUPRÉ LA TOUR A. ROBION P. & AVERBUCH O. (1997). Cinématique du plissement et déformation interne des roches. L'exemple du pli de Lagrasse (Aude, France). *C. R. Acad. Sci.*, 324, série IIa, 591-598.
- GAPAIS, D., COBBOLD, P.R., BOURGEOIS, O., ROUBY, D. & DE URREIZTIETA, M. (2000). Tectonic significance of fault-slip data. *J. Struct. Geol.*, 22, 881-888.
- GENNA A. (1989). Relations entre tectonique cassante, déformation hydroplastique et circulation de fluides dans l'extrémité est du bassin éocène de Carcassonne (essai d'application métallogénique). Unpublished PhD, Université de Montpellier (France), 197p.
- GÉLY J-P. & SZTRÁKOS K. (2000). L'évolution paléogéographique et géodynamique du bassin aquitain au Paléogène: enregistrement et datation de la tectonique pyrénéenne. *Géologie de la France*, 2, 2000.
- GRAHAM J. W. (1966). Significance of magnetic anisotropy in appalachian sedimentary rocks. The earth beneath the continents. J. S.S. and T.J. Smith. Washington D.C., 10, 627-648.
- GRELAUD S. (2001). Couplage socle-couverture et style de la déformation au front des orogènes: comparaison entre le Minervois (front des Pyrénées, France) et le Potwar (front de l'Himalaya, Pakistan). Unpublished PhD, Université de Cergy-Pontoise (France), 212 p.
- GRELAUD S., BUIL D., HARDY S. & FRIZON de LAMOTTE D. (2000). Trishear kinematic model of fault-propagation folding and sequential development of minor structures: The Oupia anticline (NE Pyrenees, France) case study. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 4, 441-449.
- GROSHONG R.H. Jr. (1988). Low-temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1329-1360.
- HENRY B. (1974). Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnétique des filons aplittiques et pegmatitiques récents du massif du Bergell (frontière italo-suisse). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279C, 385-388.
- HOUSEN, B. A. & VAN DER PLUUM B. (1991).- Slaty cleavage development and magnetic anisotropy fabrics. *Journal of Geophysical Research*, 96, 9937-9946.
- HIPPOLYTE, J.C., 1992. Tectonique de l'Apennin Méridional: structure et paléocontraintes d'un prisme d'accrétion continental. Thèse Univ. Paris VI, 226 p.
- JACKSON M., MC CABE C., BALLARD M.M. & VAN DER VOO R., (1988). Magnetic authigenesis and diagenetic paleotemperatures across the northern Appalachian basin. *Geology*, 16, 592-595.
- JACKSON M., CRADDOCK J.P., BALLARD M.M., VAN DER VOO R. & MC CABE C. (1989).- Anhyseretic remanent magnetic anisotropy and calcite strains in Devonian carbonates from the Appalachian Plateau, New York. *Tectonophysics*, 161, 43-53.
- JACKSON, M., BORRADAILE, G.J., Hudleston, P.J. and Banerjee, S.K. (1993).- Experimental deformation of synthetic Magnetite Bearing Calcite Sandstones: Effects on remanence, bulk magnetic properties, and magnetic anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, 98, 383-401.
- KAPICKAA.(1984). Magnetic susceptibility anisotropy of deformed rocks. *Studia Geoph. et Geod.*, 28, 90-100.
- KAPICKAA.(1988). Anisotropy of magnetic susceptibility in a weakfield induced by stress.» *Physics Earth Planetary Interior*. 51.
- KISSEL C. BARRIER E. LAJ C. & LEE T.-Q. (1986). Magnetic fabric in "undeformed" marin clays from compressional zones. *Tectonics*, 5, pp. 769-781.
- KISSEL, C., SPERANZA, F. & MILICEVIC, V., (1995). Paleomagnetism of external southern and central Dinarides and northern Albanides: implication for the Cenozoic activity of the Scutari-Pec transverse zone. *J. Geophys. Res.*, 100, 14 999-15 0007.
- KLIEGFELD R., OWENS H. & LOWRIE W. (1981). Magnetic susceptibility anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, pp. 181-189.
- LACOMBE O. (2001). Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills. *Tectonics*, 20, 6, 834-849.
- LEE T-Q., KISSEL C., LAJ C., SHORN-SHERN H. & YI-TEH L. (1990). Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistocene sedimentary formations of the coastal range of Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, pp. 23-32.
- LOWRIE W. & HIRT A. M., (1987). Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rossa pelagic limestone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 349-356.
- MASCLE A., VIALLY R., DEVILLE E., BIJU-DUVAL B., & ROY J.P. (1996). The petroleum evaluation of a tectonically complex area: the western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 8, 941-961.
- MATTEI M., SAGNOTTI L. FACENNA C. & FUNICIELLO R. (1997). Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in Italian peninsula: relationship with compressional and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 271, pp. 107-122.
- PLAZIAT J.C. (1984). Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse, Univ. Paris Sud, 1362 p.
- ROBION P., FRIZON de LAMOTTE D., KISSEL D. & AUBOURG C. (1995). Tectonic versus mineralogical contribution to the magnetic fabrics of epimetamorphic slaty rocks: an example from the Ardennes massif (France-Belgium). *Journal of structural Geology*. Vol. 17, 8, p. 1111-1124.
- ROBION P., AVERBUCH O. & SINTUBIN M. (1999). Fabric development and metamorphic evolution of lower Paleozoic slaty rocks from the Rocroi massif (French-Belgian Ardennes): new constraints from magnetic fabrics, phyllosilicate preferred orientation and illite crystallinity data. *Tectonophysics*, 309, 257-273.
- ROCHETTE P., JACKSON J. & AUBOURG C., (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophysics*, 30, 209-226.
- SAGNOTTI L., SPERANZA F., WINKLER A., MATTEI M. & FUNICIELLO R. (1998). Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 105, 73-93
- SANS M., VERGÉS J., GOMES E., PARÉS J.M., SCHIATARELLA M, TRAVÉ A., CALVET F., SANTANACH P. & DOULCET A. (in press). Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. Proceedings of the « Thrust Tectonics'99 » Conference. Royal Holloway University of London.
- SCHEEPERS P.J.J. & LANGEREIS C.G. (1994). Magnetic fabric of Pleistocene clays from the Tyrrhenian arc: a magnetic lineation induced in the final stage of the middle Pleistocene compressive event. *Tectonics*, 13, 5, 1190-1200.
- SOUQUE C., ROBION P. & FRIZON de LAMOTTE D. (2002). Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the Corbières. *Chemistry and Physics of the Earth (In press)*.
- TARLING D. H. & HROUDA F. (1993). The magnetic anisotropy of rocks. *Chapman & Hall eds.*, London, 217 p.
- WEILER, P.D. & COE, R.S. (1997). Paleomagnetic evidence for rapid vertical axis rotations during thrusting in an active collision zone, northeastern Papua New Guinea. *Tectonics*, 16, 3, pp. 537-550.

## 2. Compléments à l'article : quelques mésostructures au mur du pli de Lagrasse

Le mur du pli de Lagrasse est bien exposé entre Lagrasse et Ribaute. De nombreuses structures compressives de petite échelle sont visibles dans l'Ilerdien et le Sparnacien. Ce sont de petits plis disharmoniques ou des plis de type plis de rampe plus ou moins complexes. Ils sont essentiellement orientés SW-NE, c'est-à-dire parallèlement à l'axe du pli de Lagrasse. Des stries de mouvements bancs sur bancs leur sont parfois associées et indiquent une direction N135-140 qui correspond à la première phase de raccourcissement régional. De très beaux exemples sont visibles. A ceux déjà décrits par Cluzel, nous rajouterons deux plis de rampes, l'un sur le site du pont de Ribaute (Fig. II-37), l'autre sous le duplex de la Cagalière (Fig. II-38). De vergence opposée, ils présentent des directions de transport identiques N135. Le second reprend dans le plissement plusieurs failles inverses (Fig. II-38).

Dans les bancs les moins compétents, une schistosité verticale est bien marquée dans le plan axial des plis disharmoniques (Cluzel, 1977). Il semble donc que les plans de schistosité se soient formés après la formation de ces plis, mais synchrone de la formation des failles inverses et des plis de rampe associés. En effet, la schistosité semble être intensifiée au voisinage des failles inverses (Cluzel, 1977), indiquant la localisation de la déformation précédant la rupture.

Cette chronologie plis disharmoniques-schistosité-failles inverses est différente dans le pli de Lagrasse où la schistosité est précoce par rapport à la formation du pli (Cluzel, 1977 ; Averbuch *et al.*, 1992).

La relation entre schistosité et rupture en failles inverses est nettement visible à l'arrière du pli au niveau du site de Terre Rouge dans l'alternance métrique de limons rouges plus ou moins calcaires qui constitue le faciès Vitrollien (Ellenberger, 1967 ; Averbuch *et al.*, 1992).

### B. Un cas de basculement passif d'une fabrique précoce : le pli des Chaudrons

Nous venons de voir, dans l'article ci-dessus, des exemples de terrain dans lesquels la fabrique magnétique était acquise précocément et restée inchangée ultérieurement (pont de Ribaute) ou bien totalement modifiée lors d'une phase tardive (Col Rouge). Le pli des Chaudrons fournit un exemple intermédiaire où la fabrique est précoce mais basculée passivement au cours du plissement. Cette structure est située à l'Ouest du pli de Lagrasse dont elle est séparée par la faille du même nom.

Son flanc avant est à regard Nord, très redressé et localement verticalisé. Aucun chevauchement n'apparaît en surface. D'axe E-W, il est oblique par rapport au pli de Lagrasse. L'orientation des plans de schistosité nous donne une direction de raccourcissement N-S (N160 à N170) bien distincte de l'orientation N140 de Lagrasse. Cette direction de raccourcissement est précoce (Cluzel, 1977) et correspond également à celle déduite de l'inversion des mesures de failles à stries et de l'ASM (Averbuch, 1993).

Au cœur du «Grand Bac», creusé par un méandre de l'Alsou, apparaît le flanc avant du pli des Chaudrons (Fig. II-39), ainsi que sa charnière et son toit horizontal. Cluzel a mené, dans le cœur vitrollien de ce pli, une étude de l'orientation de la schistosité par rapport au pendage de la stratification. Ses résultats, résumés par la figure II-39, indiquent que la schistosité précoce, formée alors que les couches étaient horizontales donc initialement perpendiculaire à la stratification, a été, lors du plissement, basculée et donc cisailée lors de son passage dans le flanc avant. La schistosité présente ainsi un angle de 10 à une vingtaine de degrés avec la perpendiculaire à la stratification, les valeurs plus importantes observées sur la coupe n'étant qu'un angle apparent dû à l'obliquité de la schistosité par rapport au plongement de la stratification.

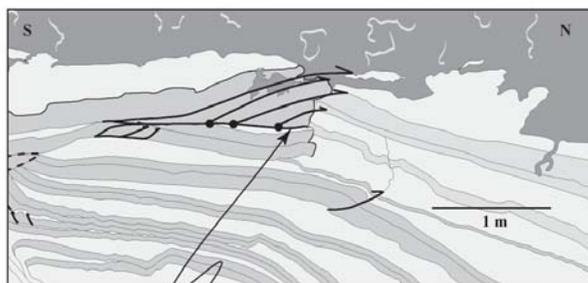
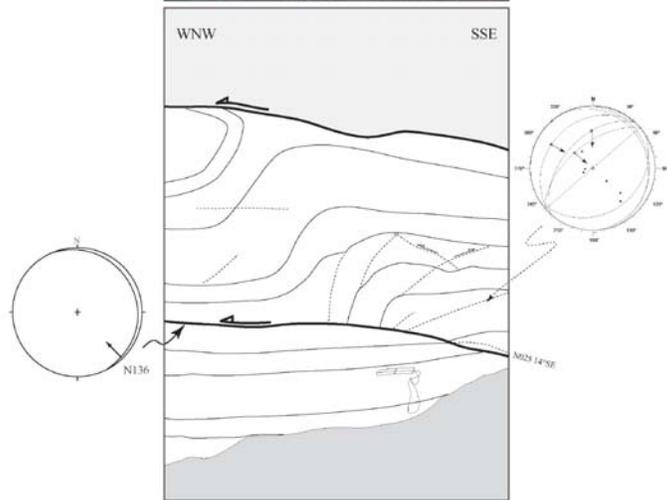


Figure II-37 : Petit duplex au niveau du pont de Ribaute. La direction de transport marquée par des stries de direction moyenne N135. Les cut-off sont marqués par des points noirs. De nombreuses failles inverses sont également observables

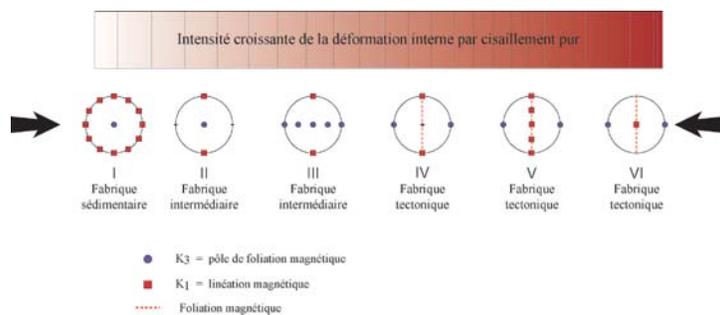
**Figure II-38** : Pli de rampe dans le mur liardien inférieur du pli de Lagrasse. L'épaississement des bancs dans le pli est dû à un effet de perspective.



Un échantillonnage a été effectué sur ce pli en prélevant 38 carottes à raison d'un échantillon tout les deux mètres du flanc redressé vers le flanc horizontal. L'ASM mesurée avant et après la chauffe donne des résultats similaires. Les résultats ont été représentés en prenant 6 échantillons par stéréogramme et en décalant progressivement la fenêtre d'observation (Fig. II-40). L'ensemble des échantillons est ainsi représenté en 6 stéréogrammes avant et après le débasculement de la stratification. Les 6 échantillons représentés sur chacun des stéréogrammes ayant des pendages de stratification différents, il est plus simple de raisonner sur les données «débasculées» (avec la stratification  $S_0$  remise à l'horizontale).

On peut constater, avant de regarder l'évolution de l'ASM dans le pli, que si l'on prend l'ensemble des données «débasculées», la direction de raccourcissement globale (normale au plan défini par l'axe principal maximal de susceptibilité K1 représenté par des carrés évidés) est N158. Cette direction correspond à celle donnée par la schistosité et démontre bien encore ici le caractère précoce de l'ASM.

Si l'on observe maintenant l'évolution du flanc horizontal vers le flanc redressé, deux modifications importantes apparaissent. Tout d'abord, la direction de l'axe du K1 change du toit horizontal vers le flanc avant. Situé dans le plan de stratification au niveau du toit horizontal, il devient progressivement perpendiculaire à ce plan. Par référence au chemin classique d'évolution des fabriques<sup>1</sup> (Fig II-41), on peut alors remarquer que la déformation est de plus en plus importante lorsque l'on passe dans le flanc avant.



**Figure II-41** : Evolution des fabriques d'anisotropie de susceptibilité magnétique sous contrainte lors d'une déformation en cisaillement pur.

On passe en effet progressivement d'une fabrique tectonique de «type IV» à une fabrique tectonique de «type VI». Entre les deux axes K1 se dispersent selon un plan qui correspond au plan de foliation magnétique. Cette évolution de la fabrique est à mettre en relation avec la densité de schistosité qui est de plus en plus importante dans le flanc avant. D'abord marquée mais peu pénétrative dans le toit, elle devient de plus en plus pénétrative et les plans de schistosité sont de plus en plus rapprochés jusqu'à apparition, dans la partie la plus redressée, d'une seconde schistosité de pendage plus fort que la première.

<sup>1</sup>Son utilisation se base sur l'hypothèse d'une minéralogie constante, ce qui semble raisonnable ici puisque nous avons suivi les mêmes bancs lors de l'échantillonnage, que, bien que le faciès soit continental, aucun chenal n'a été observé et la susceptibilité magnétique moyenne est constante.

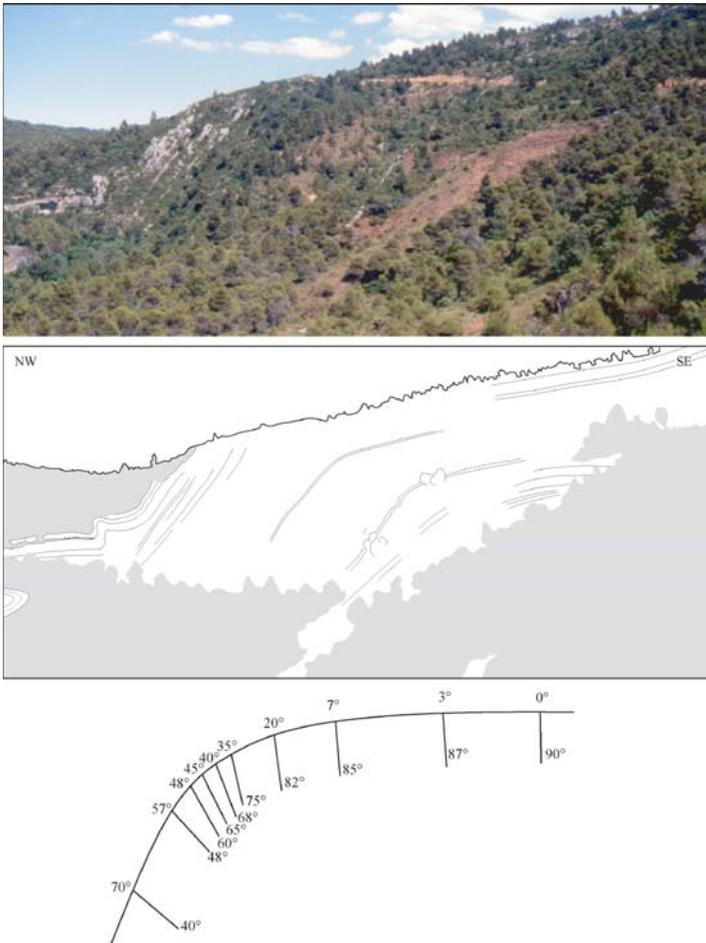


Figure II-39 : Pli des Chaudrons à cocur Vitrollien. Vue du grand bac et évolution du pendage des plans de schistosité en fonction du pendage de la stratification issue de Cluzel (1977)

Ensuite, si l'on observe ce plan de schistosité magnétique (contenant la lénéation magnétique K1 et normal à l'axe principal minimal de la susceptibilité K3), on peut voir que l'angle entre ce plan et le plan de stratification varie. A l'origine les deux plans sont orthogonaux, et progressivement l'angle diminue jusqu'à 64°, soit un basculement progressif du plan de schistosité magnétique de 26°. Ce «basculement» peut s'interpréter comme le résultat d'un cisaillement simple parallèle aux couches au cours du plissement (Fig. II-42). L'ASM et la schistosité se comportent alors comme

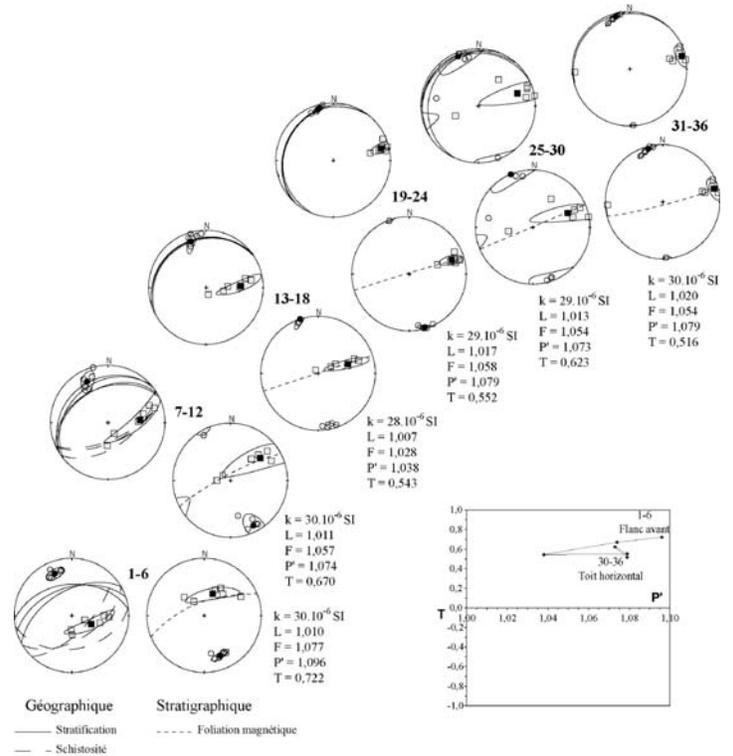
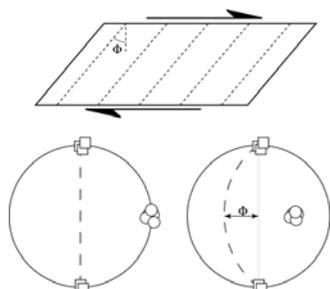


Figure II-40 : Evolution de la fabrique magnétique entre le toit subhorizontal et le flanc avant Vitrollien du pli des Chaudrons. Les projections stéréographiques sont représentées en repère géographique, sur lesquelles sont reportées le ou les plans de stratification (en trait plein) et de schistosité (en gros pointillés), et en repère stratigraphique sur lesquelles est représenté le plan de foliation magnétique (K1-K2). Le diagramme représente l'évolution des paramètres de forme  $T = f(P')$ .

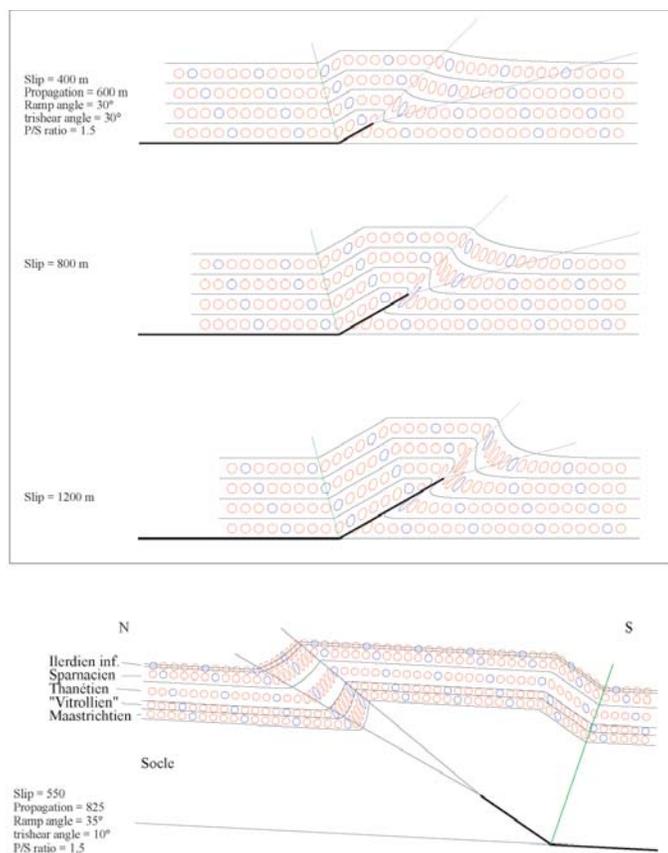
un marqueur passif. Une autre hypothèse serait que l'évolution de la foliation magnétique soit due à la somme d'une fabrique primaire et d'une fabrique secondaire progressivement de plus en plus marquée lorsque l'on avance dans le flanc avant du pli. Les arguments qui permettent d'écarter cette solution sont tout d'abord que la seconde schistosité liée au plissement a une direction proche de l'axe du pli, c'est-à-dire E-W, et que l'on n'observe pas de changement de la direction de la foliation magnétique. L'évolution du plan de foliation magnétique reste parallèle à la schistosité antérieure au plissement et sans relation avec la seconde. Par ailleurs le changement de la fabrique aurait lieu sans nouvelles cristallisations puisque la susceptibilité est constante dans tout l'échantillonnage.



**Figure II-42 :** Evolution de la fabrique magnétique lors d'un cisaillement simple. Les pointillés soulignent la foliation magnétique.

Si la schistosité et l'ASM sont précoces et simplement basculées par cisaillement simple lors du plissement, la variation de l'intensité de la déformation enregistrée par l'évolution des fabriques magnétiques et la diminution de l'écart entre les plans de schistosité doit également être précoce. Ceci s'apparente à la localisation de la déformation avant la rupture que l'on peut également constater en certains points où la densité de schistosité augmente à l'emplacement où les failles inverses se mettent ensuite en place. Il y a donc raccourcissement parallèle aux couches, localisation de la déformation, plissement avec cisaillement de la fabrique ASM et de la schistosité, puis apparition d'une seconde schistosité uniquement au cœur du flanc avant.

L'aspect progressif du cisaillement simple des marqueurs et la localisation de la seconde schistosité sont par ailleurs en accord avec les déformations obtenues lors de la formation d'un pli selon le modèle Trishear (Fig. II-43).



**Figure II-43 :** Evolution de la déformation de marqueurs sphériques au cours de la mise en place d'un pli suivant le modèle Trishear (Erslev, 1991 ; Hardy and Ford, 1997). Modélisation correspondant au pli des Chaudrons sans prendre en compte la reprise en faille normale de l'arrière du pli lors de l'extension Oligocène.

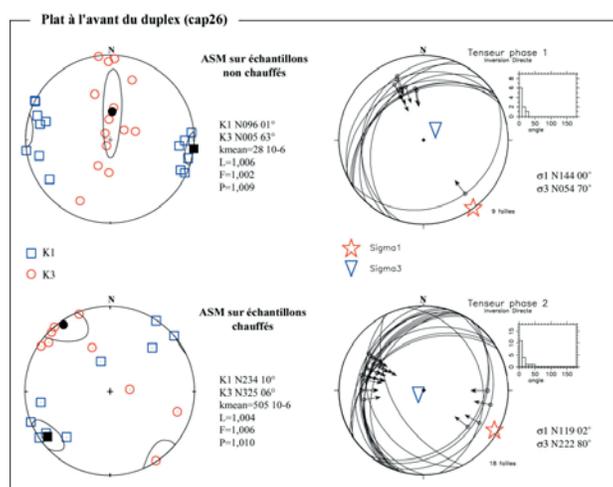
### C. Un cas de fabrique tectonique révélé par chauffage

Au niveau du mur du pli de Lagrasse à 750 mètres à l'avant du duplex juste en dessous du décollement utilisé comme palier supérieur du pli de Lagrasse, dans un site correspondant au même Ilerdien inférieur subhorizontal que celui du pont de Ribaute, comme précédemment, des mesures d'ASM ont été couplées aux mesures microtectoniques (Fig II-44).

des échantillons n'a pas seulement pour effet de renforcer une fabrique préexistante et d'en donner une meilleure définition. Les axes principaux du tenseur de susceptibilité magnétique après chauffe sont nettement obliques par rapport à ceux avant chauffe. Il existe donc deux fabriques magnétiques distinctes, avant et après la chauffe.

Cette observation n'est pas isolée à l'échelle du chaînon. On a pu en effet constater ce phénomène en plusieurs sites proches des chevauchements de «la Bade» ou de «Col Rouge». Dans ces cas, comme ici, on a pu constater que la fabrique après chauffe correspond aux directions de mouvement exprimées par la microtectonique, tandis que la signification de la fabrique avant chauffe est plus énigmatique.

Je discuterai plus avant l'évolution des fabriques lors de la chauffe dans le chapitre suivant. Nous noterons simplement ici que lorsque les tenseurs d'ASM avant et après chauffe ne sont pas coaxiaux, les fabriques après chauffe seront celles utilisées pour nos raisonnements.



**Figure II-44 :** Données microtectoniques et ASM obtenues dans le mur subhorizontal Ilerdien inférieur du pli de Lagrasse. Les représentations stéréographiques sont toutes débasculées de la stratification, en Schmitt pour les résultats d'ASM tandis qu'ils sont en Wulff pour ceux de microtectonique. L'ASM est représenté avant et après la chauffe des échantillons par paliers jusqu'à 500°C. Les données microtectoniques ont été séparées selon leur appartenance à la première ou à la seconde phase de raccourcissement régional. Le tenseur de déformation est obtenu par inversion directe des données de failles à stries dont la qualité est estimée par un histogramme de l'angle entre la strie réelle et la strie théorique calculée à partir du tenseur obtenu.

Les deux phases régionales de raccourcissement sont à nouveau bien reconnues par inversion des données de failles à stries (Angelier, 1994). La chronologie des événements y est en revanche indéterminable, les plans de faille étant de superficie beaucoup plus réduite et ne présentant qu'une seule direction de stries par plan. Néanmoins, comme dans le cas précédent, il n'y a pas de stries courbes, les deux mouvements sont bien indépendants.

Si l'on observe maintenant les résultats d'ASM, on peut voir, comme dans le cas du «pont de Ribaute», que l'ASM mesuré après chauffe des échantillons, même si elle est ici moins bien définie qu'à Ribaute, correspond exactement à la direction de raccourcissement la plus ancienne, soit N145. Ce qui diffère nettement du précédent site est l'ASM des échantillons non chauffés. On peut noter ici que la chauffe

### III. LA FABRIQUE MAGNÉTIQUE DANS UNE STRUCTURE COMPLEXE : LE DUPLEX DE LA CAGALIÈRE

#### A. Rappel sur la notion de duplex

Un duplex est un système d'écaïlles imbriquées compris entre deux chevauchements, un chevauchement de toit et un chevauchement de mur. Chaque écaïlle est limitée par des chevauchements qui joignent les deux principaux (Dahlstrom, 1970). Il permet de transférer le déplacement d'un chevauchement basal à un chevauchement supérieur. Il existe un découplage entre le duplex et les couches constituant son toit, ce toit pouvant être autochtone, c'est-à-dire simplement sous charrié mais pas déplacé, ou allochtone.

Boyer & Elliott (1982), ainsi que de nombreux auteurs après eux, ont montré que cette structure existait à différentes échelles dans de nombreux orogènes. Trois types de duplex semblent exister :

- Les duplex encadrés par des chevauchements de toit et de mur planaires.

Un des meilleurs exemples de ce type de duplex se situe sur les flancs des plis en chevron et est appelé «flexural slip duplexes» (Tanner, 1992) (Fig. II-45). Lorsque la 3<sup>ème</sup> dimension est discutée, il semble que la hauteur et l'épaisseur des écaïlles soit faible par rapport à leur longueur. Ces duplex n'impliquent, en effet, en général qu'un seul banc. Ce sont des structures allongées, qui permettent un faible épaissement et qui semblent disposées plus ou moins aléatoirement dans les flancs du pli. Ils n'ont donc aucune signification cinématique particulière.

Les duplex plats existent également à des échelles plus grandes, sans relation avec les mécanismes du plissement (Tanner, 1992). Ils peuvent être illustrés par le duplex de Garuk Kaur dans le Makran (Platt & Leggett, 1986) ou par le duplex de Foinaven dans la zone de chevauchements du Moine (Elliott & Johnson, 1980). Dans cette même zone, Bowler (1987) décrit un duplex plat dont les rampes, obliques par rapport à la direction de transport tectonique, correspondent à la modification de la géométrie d'une rampe de mur irrégulière jusqu'à une position stable (Fig. II-46).

- Les duplex à toit fortement incurvé et à «persistance latérale» significative.

Le plissement du chevauchement de toit, dû à l'empilement vertical d'écaïlles, est indicatif de difficultés de propagation le long du chevauchement de mur. A grande échelle, cette géométrie est classique dans les zones externes des orogènes où des coupes de l'avant pays vers les zones centrales montrent la succession suivante : une couverture sédimentaire plissées et recoupée de chevauchements, détachée du socle, et une culmination de socle correspondant à un duplex crustal.

De telles structures sont identifiées par exemple dans les Alpes avec le Jura dont la couverture est plissée et les massifs cristallins externes constitués d'écaïlles de socle (Boyer & Elliott, 1982; Nicolas *et al.*, 1996), dans les Pyrénées avec la zone sud pyrénéenne et la zone axiale (Deramond *et al.*, 1985; Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992), ou encore dans l'Himalaya avec le bas Himalaya et le haut Himalaya (Pandey *et al.*, 1995; Leturmy *et al.*, 2000) (Fig. II-47).

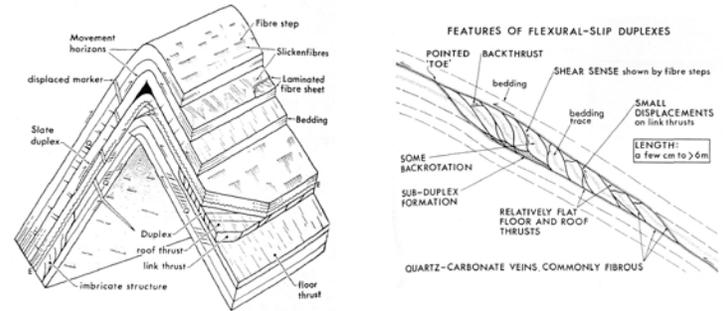


Figure II-45 : Géométrie d'un "flexural slip duplex" et sa relation avec d'autres marqueurs microtectoniques. Issu de Tanner, 1992.

E : Surface d'érosion

Q : Veines de quartz perpendiculaires à la stratification et en échelons.

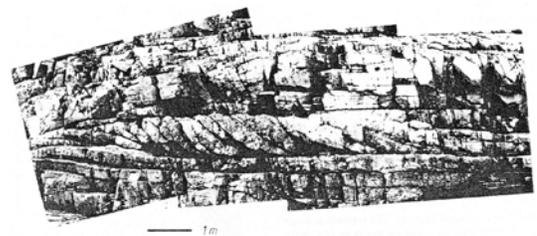
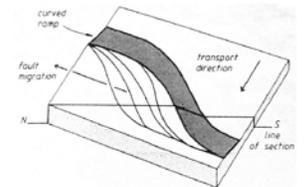


Figure II-46 : Duplex plat au Nord de la chaîne de chevauchements du Moine (Ecosse) oblique par rapport à la direction de transport et géométrie des "branch line" associées. Issu de Bowler, 1987.



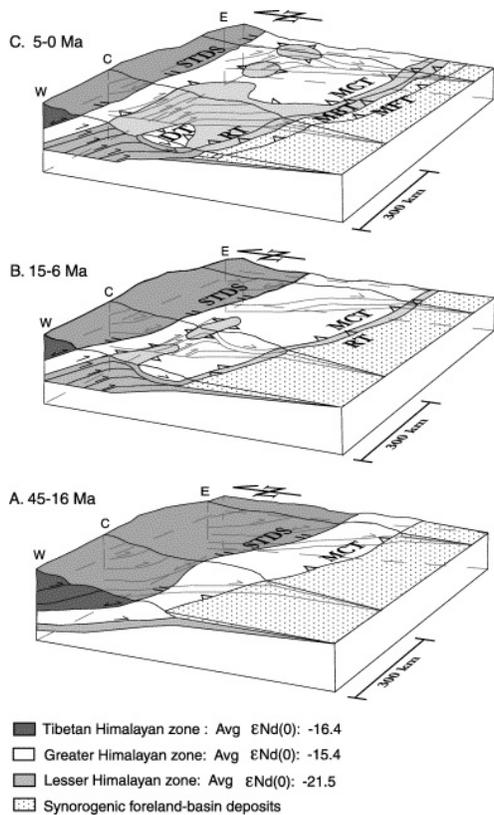


Figure II-47 : Interprétation de l'évolution de la chaîne himalayenne à partir de données d'isotope du Néodyme. Issu de Robinson *et al.*, 2001.

Un duplex permet ainsi une accommodation différente du même raccourcissement dans deux niveaux structuraux superposés. Comme ce type de duplex a une signification régionale, une persistance latérale est nécessaire, et il doit prendre l'apparence, en carte, de bandes allongées plutôt que de structures compactes. Les duplex appartenant à cette seconde catégorie sont souvent évoqués pour expliquer le problème d'espace au cœur des anticlinaux ou des culminations lors de la construction de coupes et sont parfois justifiés par des données de subsurface.

- Les duplex à toit fortement incurvé mais sans «persistance» latérale.

Le duplex de Dundonnell dans la zone de chevauchements du Moine, bien que mal exposé, est un exemple historique de cette catégorie de duplex (Elliott & Johnson, 1980) (Fig. II-48). Dans cet exemple, l'orientation de l'«anticlinal stack» est oblique par rapport au front de chevauchement du Moine, ce qui suggère ici aussi une mise en place des écaïlles sur des rampes obliques (Elliott & Johnson, 1980).

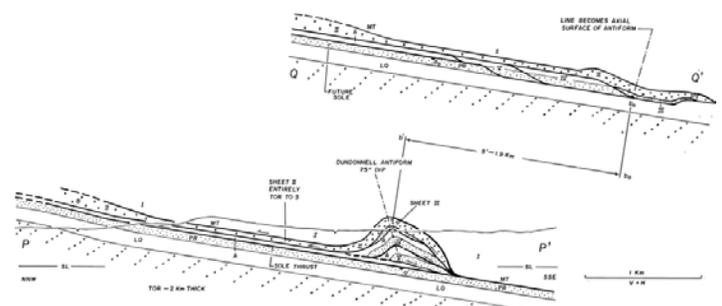


Figure II-48 : Duplex de Dundonnell (Moine thrust, Ecosse) et sa restauration partielle QQ' basée sur l'hypothèse que chaque écaïlle s'est mise en place avec la même direction de déplacement (issu de Elliott & Johnson, 1980).

Le duplex de la Caglière peut se classer dans cette dernière catégorie de duplex compacts. C'est un duplex tout d'abord à toit autochtone puis le jeu du chevauchement hors-séquence de Col Rouge vient placer le flanc avant du pli de Lagrasse en toit allochtone. Nous allons montrer, dans l'article suivant, que bien que de petite taille, ce type de duplex n'a pas seulement un intérêt local, mais peut révéler une modification des conditions aux limites.

## B. Article 2 : Origin of duplex development at the lateral tip of a thrust fault : the "La Caglière" example (NE Pyrenees, France)"



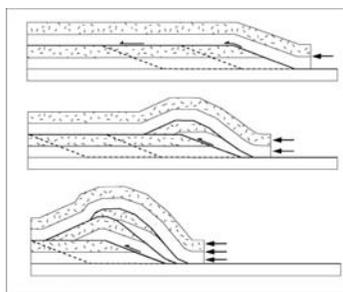


Fig. 1: The initial duplex model modified from Boyer and Elliott (1982) and Mitra (1986).

“La Caglière” duplex (NE Pyrenees, France) is an hectometric-scale structure with good exposures offering both dip and strike profiles. An important geometrical feature of the “La Caglière” duplex is the lack of lateral persistence along strike. The purpose of this article is to understand why and how a duplex developed with this lack of lateral persistence at the tip of a larger thrust fault. The approach will be to present the regional geology and duplex geometry, so as to construct a viable and admissible kinematic scenario.

## 1. Geological Setting

The regional context for the “La Caglière duplex” is well known (Ellenberger, 1967; Cluzel, 1977; Ellenberger *et al.*, 1985; Averbuch *et al.*, 1992; Laumonier *et al.*, 1995; Frizon de Lamotte *et al.*, 1997). It lies at the front of the Lagrasse fold in the north-eastern foreland of the Pyrenees (Fig. 2 and 3). At a larger scale, the study area belongs to the Corbières transfer zone (Fig. 2), which joins the Pyrenees to the Languedoc-Provence thrust belt (Fig. 2) (Masclé *et al.*, 1996).

In the region, the folded sedimentary succession consists of about 1000 m of mainly continental deposits of late Cretaceous to late Eocene age (Ellenberger, 1967). This relatively thin cover rests on a Paleozoic substratum that is folded indicating a thick-skinned structural style (Averbuch *et al.*, 1992; Frizon de Lamotte *et al.*, 1997; Grelaud *et al.*, 2000). Abundant mesoscale structures (Cluzel, 1977; Averbuch *et al.*, 1992) can be split into two successive sets of structures: an older set, including

rough cleavage, stylolites and mesofaults, formed during a shortening along a 145° trend, and a younger set, composed mainly of striated mesofaults, formed during shortening of trend 115° (Cluzel, 1977). These two shortening events (labelled here below older and younger events) are recognised everywhere in the Languedoc area and their ages are inferred to be pre- and post-Lutetian respectively (Arthaud and Séguret, 1981; Arthaud and Laurent, 1995). However, outside the Corbières transfer zone the two shortening events show parallel N-S trends (Fig. 2).

The Lagrasse fold (Fig. 2 and 3) is a fault-related anticline exhibiting a steep to overturned forelimb and a flat crest (Averbuch *et al.*, 1992). The backlimb is offset by normal faults from a Late Oligocene/Miocene extensional event, which control the geometry of the Tournaisian extensional basin (Fig. 2 and 3). Following Frizon de Lamotte *et al.* (1997), the Lagrasse fold belongs to the category of tip-line folds or fault-propagation folds developed firstly at the tip of a propagating ramp (Fig. 3A) [see review on folding modes in Thorbjørnsen & Dunne, 1997]. This geometry was subsequently altered by two successive processes: (1) transport on an upper flat located along the top of Lower Illeridian marine limestone (the “La Bade” thrust, Fig. 3 B&C) and (2) out-of-sequence breakthrough thrusting (the “Col Rouge” thrust, Fig. 3 A&B). With respect to the regional deformation, the older shortening event began prior to folding and continued up to the emplacement of the forelimb on the upper flat. By contrast, kinematic indicators collected along the “Col Rouge” out-of-sequence thrust fault are consistent with the younger shortening event (Frizon de Lamotte *et al.*, 1997).

## 2. Geometry of the “La Caglière duplex”

The “La Caglière duplex” is located at the tip of the “La Bade” thrust and is under the “Col Rouge” thrust (Fig. 3B and Fig. 4). Sandwiched between these two thrust faults, it consists of four main horses composed of Lower Illeridian marine limestone (Fig. 5 and 6). An additional small horse is located at the base of the duplex (Fig. 5 and 6). With respect to the Lagrasse fold, the duplex is a second-order structure developed on the “La Bade” thrust and between the footwall and hangingwall cut-offs for the Lower Illeridian marine limestone (Fig. 3B).

Drawing parallel sections through and on both sides of the duplex illustrates the different steps of the Lagrasse folding described above: namely ramp propagation (Fig. 3A), transport on the upper flat (Fig. 3 C) and break-

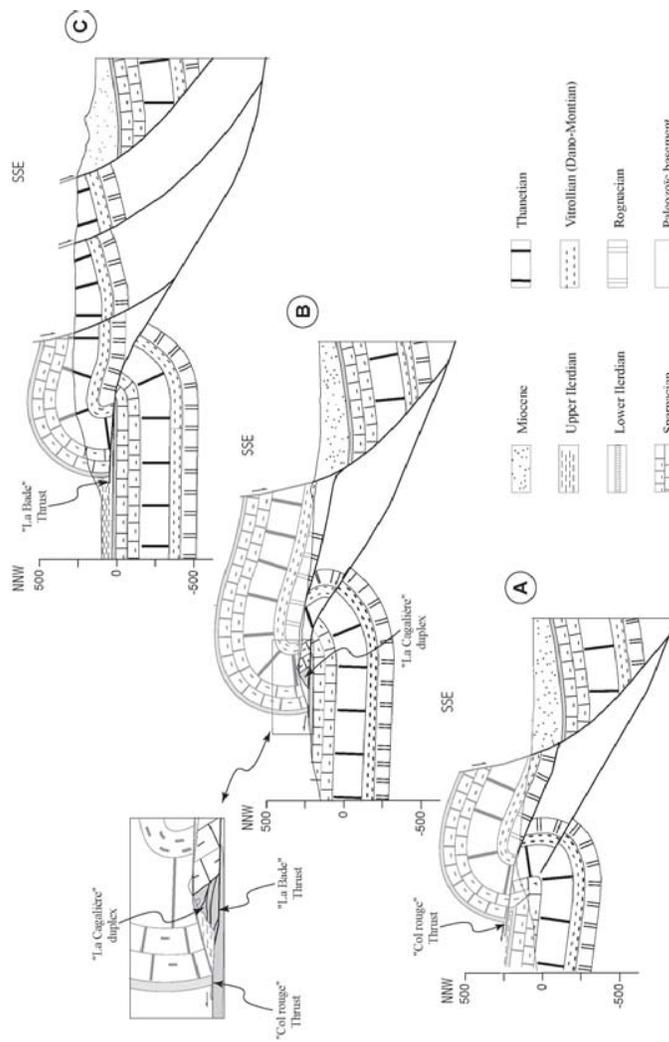


Fig. 3: Cross-sections of Lagrasse fold with position of the “La Caglière” duplex. Location of sections on Fig. 2.

through thrusting (Fig. 3 A and B). Within this general scenario, the duplex developed first at the tip of the “La Bade” thrust as an autochthonous roof duplex below the Upper Ilerdian marls. Its allochthonous roof (Fig. 3B) is a secondary feature resulting from the “Col Rouge” out-of-sequence thrusting that cut through the overturned forelimb of the Lagrasse fold (Fig.4).



Fig. 4: Air overview of the Lagrasse fold and “La Caglière” duplex. The frontal main thrust and the out-of-sequence thrust are underlined.

The duplex itself is well exposed along a natural cross section following N-S and NE-SW cliffs (Fig. 5). The N-S trending cliff (Fig. 6), which was briefly discussed before (Ellenberger, 1967; Averbuch *et al.*, 1992; Laumonier *et al.*, 1995; Frizon de Lamotte *et al.*, 1997), is oblique to shortening direction and cuts the western part of the duplex. The NE-SW trending cliff through the duplex (Fig. 7) is normal to regional transport direction and was previously undiscussed. Due to erosion, the western and frontal ends of the duplex are not exposed.

The NE-SW longitudinal section shows that the duplex terminates within 300m eastward (Fig. 7). The horses have typical lateral hangingwall cut-offs and the highest horse overlap the lower horses. On the other hand, the higher horses are folded over the lower ones proving a forward sequence of development. A last small horse (horse 5) is present at the base of the stack but its

displacement relative to the footwall is very small.

The N-S section exhibits numerous cut-offs, which cannot be understood if we do not keep in mind that the section is oblique to the tectonic transport direction (Fig. 6). The upper (and firstly emplaced) horse contains a NW-verging overturned syncline that is interpreted as representing a remnant of the frontal syncline developed during the early stages of the formation of the Lagrasse fold (namely the ramp propagation). This syncline hinge is not exposed out of the duplex: eastward, it no longer exists because the ramp is connected to the upper flat, the so-called “La Bade” thrust (Fig. 3C, Fig. 5), and westward the Ilerdian limestone is not exposed due to erosion (Fig. 3A). The next three lower horses of the duplex exhibit hangingwall cut-offs. Cutoffs for horses 2 and 3 are the ones observed on the longitudinal section (Fig. 7). The horse 4 exhibits two partly eroded hangingwall cut-offs topped by symmetric folds.

### 3. Secondary structures and AMS data from the foreland of the Lagrasse fold and the “La Caglière” duplex.

To constrain the kinematics of the “La Caglière duplex” and to place it in the framework of the host Lagrasse fold, we collected fault slip data and performed anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements in one site per horse as well as in sites of equivalent facies from the foreland of the Lagrasse fault-related fold. Footwall sites are references for comparison to measurements from the duplex.

Since the work by Averbuch *et al.* (1992), the Corbières transfer zone has been extensively studied using a combination of AMS measurements and fault slip data analysis (Averbuch, 1993; Grelaud, 2001; Souque, 2002). It is known that AMS reflects the preferred orientation of grains and/or crystal lattice of essentially ferro- and paramagnetic minerals that contribute to the susceptibility (Tarling, 1983). As a result, AMS can record the effects of preferred orientations generated by tectonic deformations (see review in Rochette *et al.*, 1992; Borradaile and Henry, 1997). The magnetic fabric, derived from AMS measurements, is represented by an ellipsoid with 3 principal axes (K1>K2>K3). Clustering of K1 and K3 define the magnetic lineation and the pole of magnetic foliation respectively.

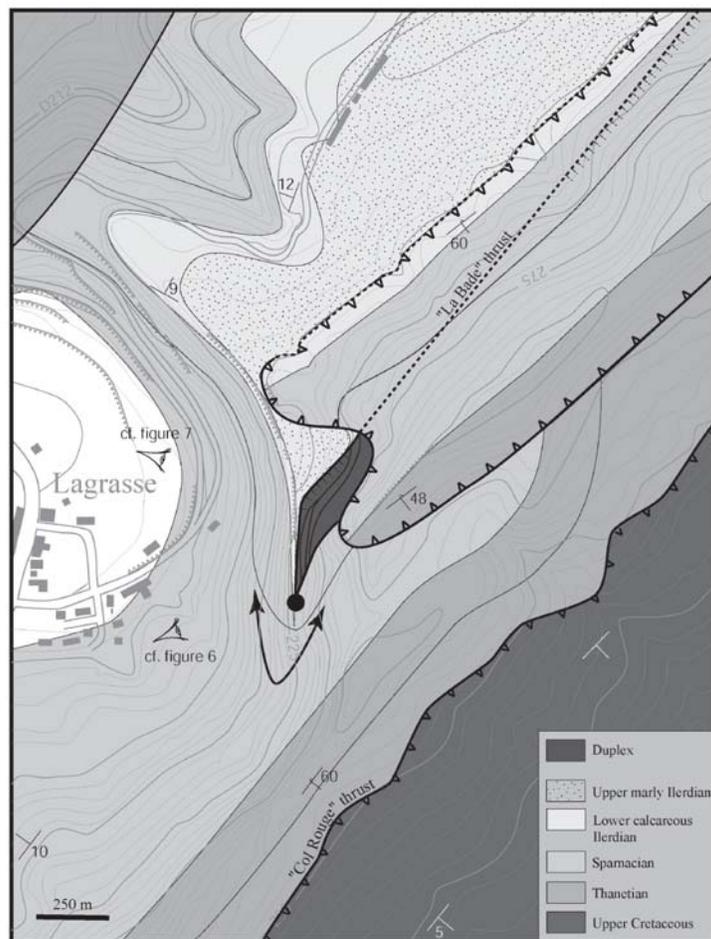


Fig. 5: Detailed topographic and geological map illustrating the position of the “La Caglière” duplex relatively to the main thrust faults (modified from Ellenberger *et al.*, 1985). The two “eyes” locate the places from which the Fig. 6 and Fig. 7 photographs have been taken.

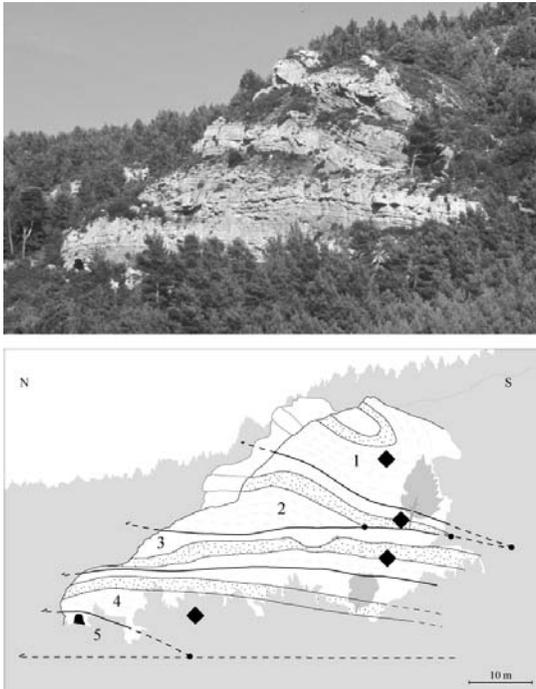


Fig. 6: Photograph and drawing of the N-S trending exposure of the "La Caglière" duplex. The labels 1 to 5 on the horses are the interpreted sequence of emplacement (1 is the first and 5 is the last). The black squares locate the AMS sampling sites in each horse.

In the region of interest, available studies show that the magnetic fabric is of tectonic origin and records an early layer-parallel shortening (LPS). In general, this imprint is not altered by subsequent folding (see review in Frizon de Lamotte *et al.*, 2002). In addition, Souque *et al.* (2002) have shown that heating of samples up to 500° not only enhances the fabric but also, in some cases, reveal the early cryptic fabric if altered after LPS record. The AMS data presented here are from heated samples and the reader is referred to Souque (2002) and to Souque *et al.* (2002), for details of the process and effects.

In the foreland of the Lagrasse fold as well as in the duplex, numerous faults have superimposed slickensides,

allowing determination of "older" and "younger" tectonic events. Mesoscale structures from the "older event" are bedding-normal stylolitic planes and conjugate reverse faults (Fig. 8B). The conjugate pairs have similar displacements, accommodating the layer-parallel shortening as a pure shear. So, strain axes relate directly to stress axes allowing the use of "stress tensor reduction" to define them (Carey & Brunier, 1974; Angelier, 1994). For each site, "paleo-stresses" axes determined from the older faults and AMS axes are consistent, showing that both result from pre-folding LPS (Fig. 8A and B).

In the foreland of the Lagrasse ramp-related fold, bedding is horizontal (Fig. 3) with only minor undulations.



Fig. 7: Photograph and drawing of the NE-SW trending exposure of the "La Caglière" duplex. The labels 1 to 5 on the horses give the sequence of emplacement.

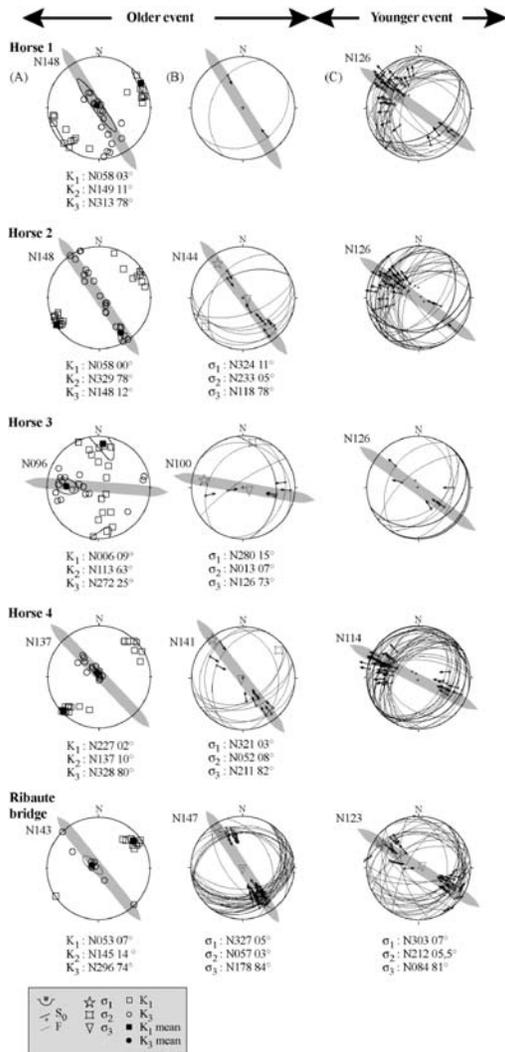
The Ribaute bridge site (Fig. 2) is representative (see Frizon de Lamotte *et al.*, 2002). Application of standard inversion to the older faults event indicate a sub-horizontal N 147 shortening direction (Fig. 8B). The magnetic lineation from the cluster of K1 axes is N 143 (Fig. 8A), perpendicular to the older shortening direction and consequently related to this tectonic event.

In the duplex, older meso-faults are less abundant than the younger ones (Fig. 8 B and C). For the horses 1, 2 and 4, the inferred shortening is between N 148 and N 137 and is parallel the one measured in the footwall (N 143). For the horse 3, the measured shortening direction (N 096-N 100) is quite different. Given the regional consistency of the NW-trending shortening direction (Cluzel, 1977; Averbuch, 1993), we interpret the trend in horse 3 to result from about 35° counter-clockwise rotation about vertical axis during transport.

Mesoscale structures for the younger event are mainly

faults displaying different patterns depending on their location. In the foreland of the Lagrasse fold, the geometry of the faults bearing the second generation of slickensides is more complex than for the older faults. Some faults from the first event were reactivated, while others are newly formed (Fig. 8C, Ribaute bridge site). However, as for the first event the faults are conjugate and result from pure shearing. The shortening direction, inferred from inversion of fault slip data, is N 123.

In the duplex, the younger faults are either low angle reverse or normal faults, which can be interpreted as "Riedel faults" (Riedel, 1929), resulting from top to the WNW simple shearing. The calculated tectonic transport direction is almost identical for all horses (Fig. 8C). This direction is also nearly parallel to that measured in the shear-zone flanking the "Col Rouge" out-of-sequence thrust (Averbuch *et al.*, 1992) and to the younger shortening trend observed at Ribaute bridge (N 123, Fig. 8C).



**Fig. 8:** AMS and fault data from the horses from the La Caglière duplex (sites location on Fig. 5) and from the Ribaute bridge reference site (site location on Fig. 2B).  
 -column A- AMS data after heating.  
 -column B- fault data from the older tectonic event;  
 -column C- fault data from the younger tectonic event;  
 All data are presented on lower hemisphere Wulf stereonets with bedding dip removed. Stress tensor reduction (column B and Ribaute bridge site only in column C) with software by S. Lallemand using the Angelier's method (1994). On each stereonet, grey stripe gives the trend of shortening (columns A & B) or the tectonic transport direction (column C except Ribaute bridge site).

#### 4. Discussion

Geometrically, the “La Caglière duplex” occurs at the lateral tip of the “La Bade” thrust (Fig. 3 & 5) and we infer that this coincidence represents a causal relationship. However, before discussing the factors controlling duplex development, we have to propose a kinematics for the duplex itself.

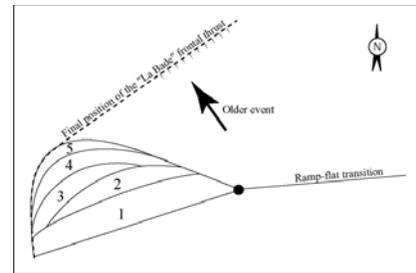
The existence of well exposed longitudinal section that is normal to transport (Fig. 7) is favourable to build hangingwall diagram (Elliott & Johnson, 1980; Butler, 1982; Schirmer, 1988; Frizon de Lamotte *et al.*, 1995) with a sequence of illustrations for step-by-step duplex formation (Fig. 9). The lack of a transport-parallel section precludes a true 3D restoration. However, taking into account the oblique section (Fig. 6), it is possible to propose a tentative map restoration (Fig. 10). Given the longitudinal section (Fig. 7), it is not a surprise to notice that the result is completely different from the one expected by a simple extrapolation of a 2D transversal model as the one presented in figure 1: the restored map doesn't show a succession of parallel stripes separated by frontal ramps (as expected if the structure was cylindrical) but a quite complex patchwork combining frontal, oblique and lateral ramps (Fig. 10).

The “La Caglière” duplex is located at the point where the “La Bade” thrust dies out along strike into the Lagrasse fold (Fig. 3, 5 and 10). So, it developed after the Lagrasse fold ramp propagation and transport on the upper flat but before the out-of-sequence “Col Rouge” thrusting. As the “La Bade” thrust developed during the older tectonic event and the “Col Rouge” thrust during

the younger one (Frizon de Lamotte *et al.*, 1997), we infer that the duplex occurred in time “between” the two regional events. This interpretation is supported by the relative dispersion of the kinematic indicators referring to the older tectonic event (likely due to rotation during transport) compared to the directional stability of the younger event observed within the duplex, (Fig. 8).

From a kinematic point of view, the “La Caglière” duplex transferred displacement from the “La Bade” thrust to the “Col rouge” thrust. So a relationship exist between the break in the lateral propagation of the “La Bade” thrust, the “La Caglière” duplex and then the development of the “Col rouge” thrust. When the propagation of an individual thrust is inhibited, it is demonstrated that a domain of more intense deformation develops at the tip of the thrust to accommodate the increase of its slip/propagation rate (Williams and Chapman, 1983). We propose that the “La Caglière” duplex represents this domain of intense deformation (“ductile bead”, Elliott 1976) developed at the tip of the “La Bade” thrust before its blockage. So in our interpretation the duplex developed as a response to the progressive inhibition of the “La Bade” thrust. As it is common in these situations (Butler, 1987; Morley, 1988; Mercier and Mansy, 1995), a new thrust segment, here the “Col rouge” thrust, subsequently climbed behind the deformation front.

Given that the “La Caglière” duplex recorded the progressive blockage of the “La Bade” thrust, an additional question is to understand the causes. To explain difficulties in the propagation of a thrust fault and the subsequent development of out-of-sequence thrusts, a specific set of conditions is generally advocated includ-



**Fig. 10:** A tentative (without scale) map restoring the La Caglière duplex before its formation. This map is directly deduced from the Fig. 9 hanging wall restoration. The relative width of the horses is only indicative.

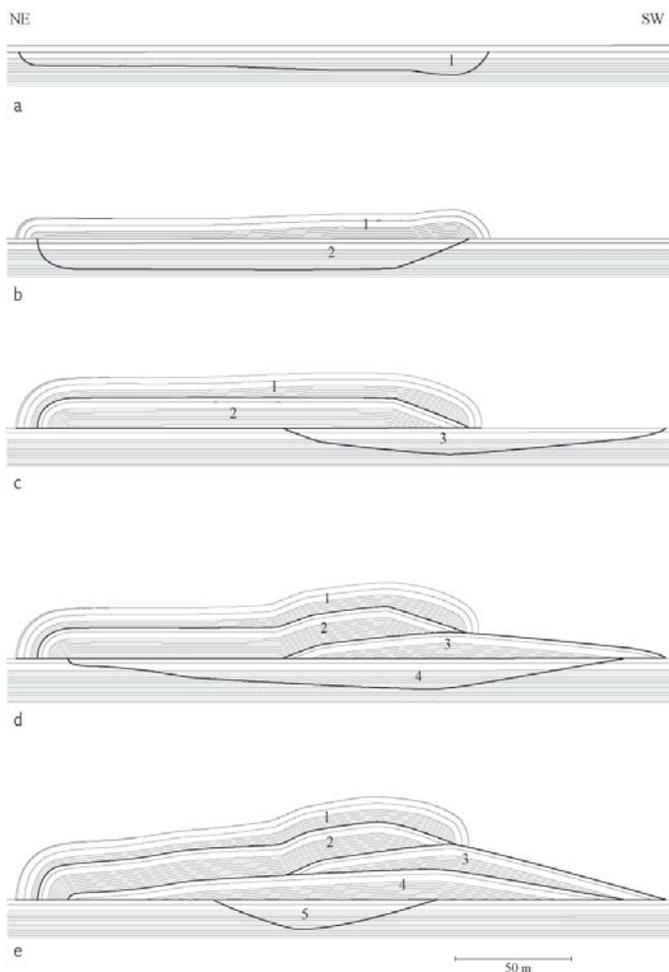


Fig. 9: Normal-to-tectonic-transport hangingwall restoration of the "La Caglière" duplex. The recumbent syncline visible on the top of horse 1 (Fig. 6) is not represented on the diagram because its axis is very oblique to the section.

ing the disruption of the décollement level for sedimentologic or tectonic causes (Butler, 1987; Morley, 1988). In the Lagrasse area, we do not have any evidence of such a phenomenon. As a working hypothesis, we suggest that the change in the regional trend of shortening, occurring between the two regional events, induced some difficulties in the lateral propagation of the "La Bade" thrust and favoured the development of a new thrust fault normal to the younger transport direction.

### Conclusion

Referring to the distinctive features used to classified the duplexes, the "La Caglière" structure belongs to different categories of duplexes depending of chosen criteria. If we consider its position relative to the Lagrasse fold, it is a "second-order structure" (Mitra, 1986) developed along the frontal zone of this anticline. Referring to the nature of its roof, the La Caglière duplex has successively been an "autochthonous roof duplex" then an "allochthonous roof duplex" (Geiser, 1988). However, the allochthonous roof is a secondary feature due to a late out-of-sequence thrusting and not, as in the classical model, the first sheet that initiates the emplacement of the duplex.

The "La Caglière" duplex represents the "stopping structure" of the "La Bade" thrust where the deformation is concentrated before the transfer of the slip on another thrust fault (the "Col rouge" thrust) acting as an out of sequence structure. This transfer requires that the "La Bade" thrust, duplex and "Col rouge" thrust were simultaneously active. As chronologically the transfer occurred between the two regional events, it is likely that this simultaneous movement spanned the time between the two regional events. The change in the regional shortening trend could be responsible for the inhibition of the "La Bade" thrust and coeval development of the "Col rouge" thrust.

Increased deformation associated with propagating fault tips is a classic observation (Brock and Engelder, 1977; Knipe and White, 1979) and the "La Caglière" duplex represents such a zone of intense deformation associated with the "La Bade" thrust. However, the lack of along strike lateral persistence of the duplex (i.e; its compact aspect) shows that it is related to the progressive inhibition of the propagation of the thrust and not to the propagation itself. This study provides the first detailed observations of such theoretically predicted phenomenon

(Williams and Chapman, 1983).

**Acknowledgements:** Kinematics of the La Caglière duplex has been discussed in the field with numerous colleagues. In particular, we benefited from fruitful discussions with Olivier Averbuch, Chris Morley, Jean-Claude Guézou, Stuart Hardy, Catherine Kissel, Siegfried Lallemand, Yves Leroy, Lu Huafu, Massimo Mattei, Eric Mercier, Francesco Salvini, Rudy Swennen, William Sassi, Jaume Vergès. The La Caglière duplex has also inspired the French artist Daniel Pestel. Comments of two anonymous reviewers on an early draft of this paper are gratefully acknowledged.

### References :

- Angelier J., 1994. Fault analysis and palaeostress reconstruction. In: P.L. Hancock (editor), *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, 53-100.
- Arthaud, F. et Seguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (sud de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXIII, 1, 1-63.
- Arthaud, F. et Laurent, P., 1995. Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodynamica Acta*, 8, 142-157.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. and Kissel, C., 1992. Magnetic fabric as a structural indicator of the deformation path within a fold-thrust structure: a test case from the Corbières (NE Pyrenees, France). *J. Struct. Geol.*, 14, 4, 461-474.
- Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D. and Kissel, C., 1993. Strain distribution above a lateral culmination: an analysis using microfaults and magnetic fabric measurements in the Corbières thrust belt (NE Pyrenees, France). *Annales Tectonicae*, VII, 1, 3-21.
- Averbuch, O. and Mansy, J.-L., 1998. The 'Basse-Normandie' duplex (Boulonnais, N France) : evidence for an out-of-sequence overprint. *J. Struct. Geol.*, 20, 1, 33-42.
- Banks, C.J., and Warburton, J., 1986. "Passive roof" duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *J. Struct. Geol.*, 8, 3/4, 229-237.
- Borradaile, G.J. et Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, 49-93.
- Boyer, S.E. and Elliot, D., 1982. Thrust systems. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 9, 1196-1230.

- Boyer, S.E., 1991. Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts. In : *Thrust Tectonics* (Ed. K.R. McClay), Chapman & Hall, London, 377-390.
- Brock, W.G. and Engelder, J.T., 1977. Deformation associated with the movement of the Muddy Mountain overthrust in the Buffington window, southeastern Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 1667-1677.
- Butler, 1982. Hangingwall strain : a function of duplex shape and footwall topography. *Tectonophysics*, 88, 235-246.
- Butler, R.W.H., 1987. Thrust sequences. *J. Geol. Soc. Lond.*, 144, 113-121.
- Carey, E. et Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. *C. R. A. S.*, 279 (D), 891-894.
- Cluzel, D., 1977. Etude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales (Aude-France). *Thèse de doctorat*, Univ. Paris-Sud.
- Colletta, B., Letouzey, J., Ballard, J.F. and Balle, P., 1991. Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems. *Geology*, 19, 1063-1067.
- Cooper, M.A., Garton, M.R. and Hossack J.R., 1983. The origin of the Basse Normandie duplex, Boulonnais, France. *J. Struct. Geol.*, 5, (2), 139-152.
- Dahlstrom, C.D.A., 1970. Structural geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 332-406.
- Dunne, W.M. and Ferril, D.A., 1988. Blind thrust systems. *Geology*, 16, 33-36.
- Ellenberger, F., 1967. Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc: note sur les charriages cisailants. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, 9, 87-142.
- Ellenberger, F., Plaziat, J.C., Freytet, P., Jaffrézo, M., Charrière, A., l'Homer, A., Legrand-Lespinasse, N., Huguet, J., Bessière, G. & Berger G., 1985. Carte géologique de la France à 1/50 000 - Feuille Capendu (1060), éd. du BRGM, Orléans, France.
- Elliott, D. and Johnson, M.R.W., 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, N.W. Scotland. *Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sci.*, 71, 69-96.
- Frizon de Lamotte, D., Guézou, J.C. and Averbuch, O., 1995. Distinguishing lateral folds in thrust systems; examples from Corbières (SW France) and Betic Cordilleras (SE Spain). *J. Struct. Geol.*, 17, 223-245.
- Frizon de Lamotte, D., Mercier, E., Dupré la Tour, A., Robion, P. and Averbuch, O., 1997. Cinématique du plissement et déformation interne des roches. L'exemple du pli de Lagrasse (Aude, France). *C. R. Acad. Sci.*, 324, série IIa, 591-598.
- Frizon de Lamotte, D., Souque, C., Grelaud, S. and Robion, P., 2002. Early record of magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin: examples from the Corbières-Minervois transfer zone (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 5.
- Geiser, P.A., 1988. The role of kinematics in the construction and analysis of geological cross-sections in deformed terranes. In *Geometries and Mechanisms of Thrusting* (edited by Mitra G. and Wojtal S.) *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 222, 47-76.
- Grelaud, S., Buil, D., Hardy, S. and Frizon de Lamotte, D., 2000. Trishear kinematic model of fault-propagation folding and sequential development of minor structures : The Oupia anticline (NE Pyrenees, France) case study. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 171, 4, 441-449.
- Grelaud, S., 2001. Couplage socle-couverture et style de la déformation au front des orogènes : Comparaison entre le Minervois (front des Pyrénées, France) et le Potwar (front de l'Himalaya, Pakistan). Thèse de doctorat, Univ. Cergy-Pontoise.
- Knipe, R.J., and White, S.H., 1979. Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstones, S.W. Wales. *J. Struct. Geol.*, 1, 53-66.
- Laumonier, B., Marignac, C. et Gasquet D., 1995. Cinématique d'un front de chevauchement: l'avant pays de la nappe des Corbières aux environs de Lagrasse (Aude, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321, série IIa, 1195-1201.
- Masclé, A., Vially, R., Deville, E., Biju-Duval, B., and Roy, J.P., 1996. The petroleum evaluation of a tectonically complex area : the western margin of the Southeast Basin (France). *Marine and Petroleum Geology*, 13, 8, 941-961.
- Mercier, E. et Mansy, J.-L., 1995. Le blocage du transport sur le plat de plis de propagation: une cause possible des chevauchements hors séquence. *Geodinamica Acta Paris*, 8, 199-210.
- Mitra, S., 1986. Duplex structures and imbricate thrust systems: Geometry, structural position, and hydrocarbon potential. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70, 9, 1087-1112.
- Mitra, S. and Boyer, S.E., 1986. Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8, 3-4, 291-304.
- Morley, C.K., 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, vol 7, 3, 539-561.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie Geologie und Paläontologie Abhandlungen B*, 354-358.
- Rochette, P., Jackson, J. and Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophysics*, 30, 209-226.
- Schirmer, T.W., 1988. Structural analysis using thrust-fault hangingwall sequence diagrams: Ogden duplex, Wasatch Range, Utah. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 72/5, 573-585.
- Séguret, M. et Benedicto, A., 1999. Le duplex à plis de propagation de rampes de Cazerdanes (arc de Saint-Chinian, avant-pays nord-pyrénéen, France). *Bull. Soc. géol. France*, 170, 1, 31-44.
- Souque, C., Robion, P. and Frizon de Lamotte, D., in press. Cryptic magnetic fabric of tectonic origin revealed by heating of sedimentary samples from the Corbières (France). *Phys. Chem. earth*
- Souque, C., 2002. Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement: Developpements analytiques et exemples d'utilisation dans les Corbières. Thèse de doctorat, Univ. Cergy-Pontoise.
- Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend-folding. *American Journal of Science*, 283, 684-721.
- Tanner, P.W.G., 1991. The duplex model : implications for a study of flexural-slip duplexes. In : K.R. McClay Ed., *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London, 201-208.
- Tarling, D.H., 1983. Palaeomagnetism, Chapman & Hall, London, 379 p.
- Thorbjornsen, K.L. and Dunne, M.D., 1997. Origin of a thrust-related fold : geometric vs kinematic tests. *J. Struct. Geol.*, 19, 3-4, 303-319.
- Williams, G.D. and Chapman, T.J., 1983. Strain developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate : a dislocation model. *J. Struct. Geol.*, 5, 563-571.

## C. Compléments : Le paléomagnétisme

Quelques compléments peuvent être apportés à cet article au niveau du magnétisme. En effet des mesures ont été effectuées afin d'analyser d'éventuelles rotations des écaïlles autour d'un axe vertical lors de leur mise en place.

Les mesures ont été réalisées grâce à un magnétomètre cryogénique sur dix à vingt échantillons par site sur 8 sites. Elles ont été effectuées en deux temps, les échantillons pilotes ont été mesurés dans le laboratoire de J.-P. Pozzi à l'ENS Paris, les suivants dans le laboratoire de C. Laj et C. Kissel au laboratoire des Sciences du climat et de l'environnement au CEA Gif-sur-Yvette.

Le protocole suivi pour le paléomagnétisme, tout comme nous le verrons par la suite pour l'ASM chauffé, est une chauffe par paliers de 25°C durant une heure. Le refroidissement, tout comme la chauffe, s'effectue sous air et en dehors du champ magnétique terrestre. Des mesures de susceptibilité magnétique entre chaque étape ont été réalisées pour détecter d'éventuelles modifications de la minéralogie magnétique au cours de la chauffe.

### 1. Localisation des sites

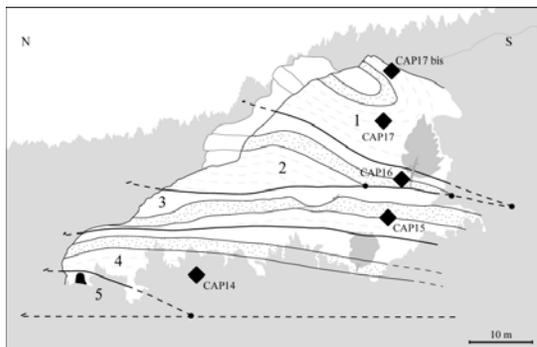


Figure II-49 :  
Position des sites  
étudiés dans les  
écaïlles du duplex  
de la Cagalière

Les 8 sites ont été échantillonnés comme suit :

- Dans le duplex : un site dans chacune des 4 premières écaïlles (cap 14 à 17), plus la partie renversée du synclinal de la première écaïlle (cap 17 bis) (Fig. II-49);
- Dans le mur subhorizontal du pli : au niveau du pont de Ribaute (cap 01) et un de part et d'autre d'un pli dysharmonique du Sparnacien supérieur afin d'effectuer un test du pli (cap 09 et cap 10).

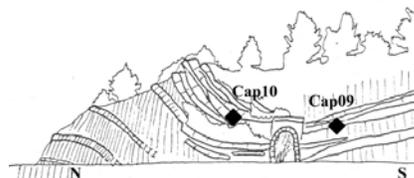
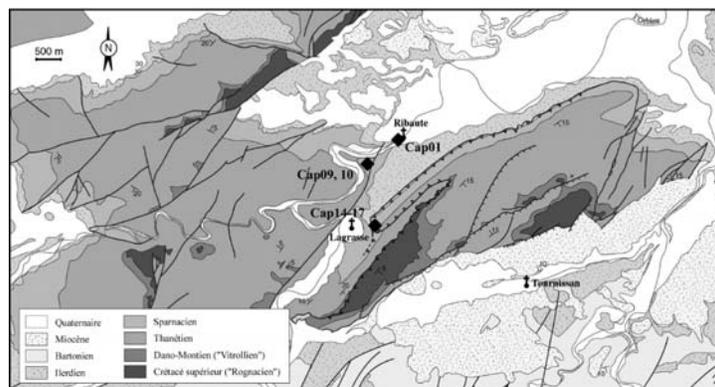


Figure II-50 : Vue de détail, position des sites utilisés pour le test du pli.

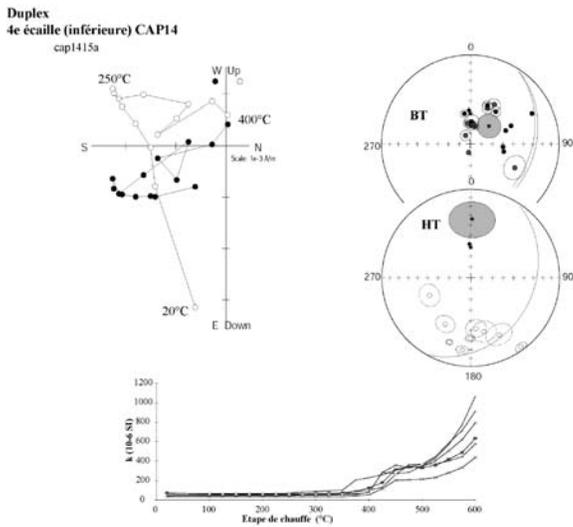
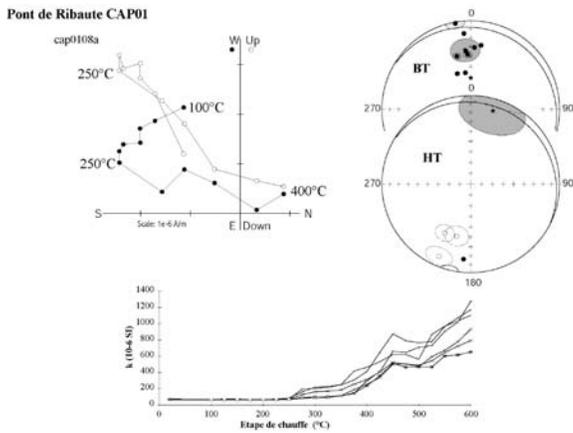
Figure II-51 : Vue d'ensemble de la localisation des sites par rapport au chaînon de Lagrasse.



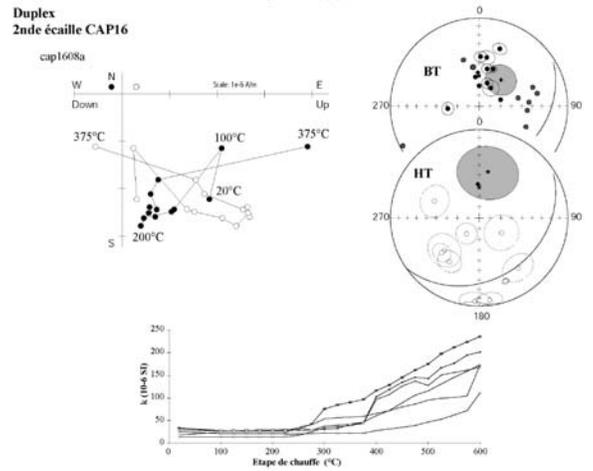
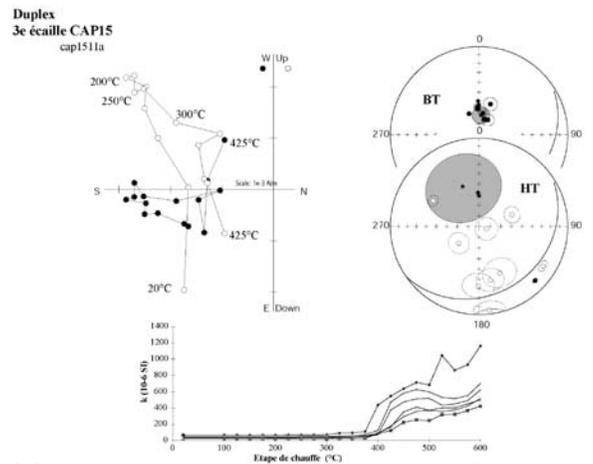
### 2. Analyse des composantes

Deux composantes ont pu être séparées dans chacun des sites (Fig. II-52, 53, 54, 55) :

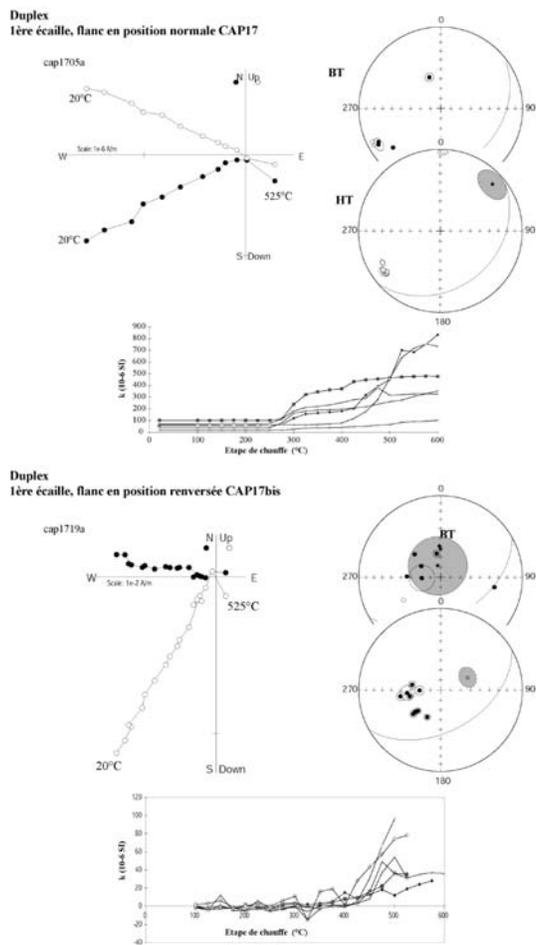
- Une **composante de basse température (BT)** comprise entre la température ambiante et 100 à 200°C selon les sites. Le test du pli sur les deux flancs du pli dysharmonique du Sparnacien supérieur (Fig. II-56) est négatif, les composantes de chacun des flancs se correspondant en repère géographique mais pas après débasculement de la stratification. Ceci signifie une acquisition postérieure au plissement. Par ailleurs toutes les composantes basse température des différents sites sont normales et leur moyenne est dans la direction du champ actuel en repère géographique (Fig. II-57). Si l'on compare les groupements des directions BT de l'ensemble des sites avant et après débasculement de la stratification, on constate que l'ellipse de confiance autour de cette moyenne est réduite en repère géographique ( $k = 17,5$  ;  $\alpha 95 = 15$ ) et très large en repère stratigraphique (débasculé de la stratification) ( $k = 2,8$  ;  $\alpha 95 = 44,5$ ). Il semble donc que l'acquisition de l'aimantation basse température soit postérieure au plissement. Cette composante basse température correspond donc à une aimantation **visqueuse**. De façon plus générale, à l'échelle de l'étude, on interprète la composante BT comme une aimantation acquise dans le champ actuel durant la dernière période de polarité normale.



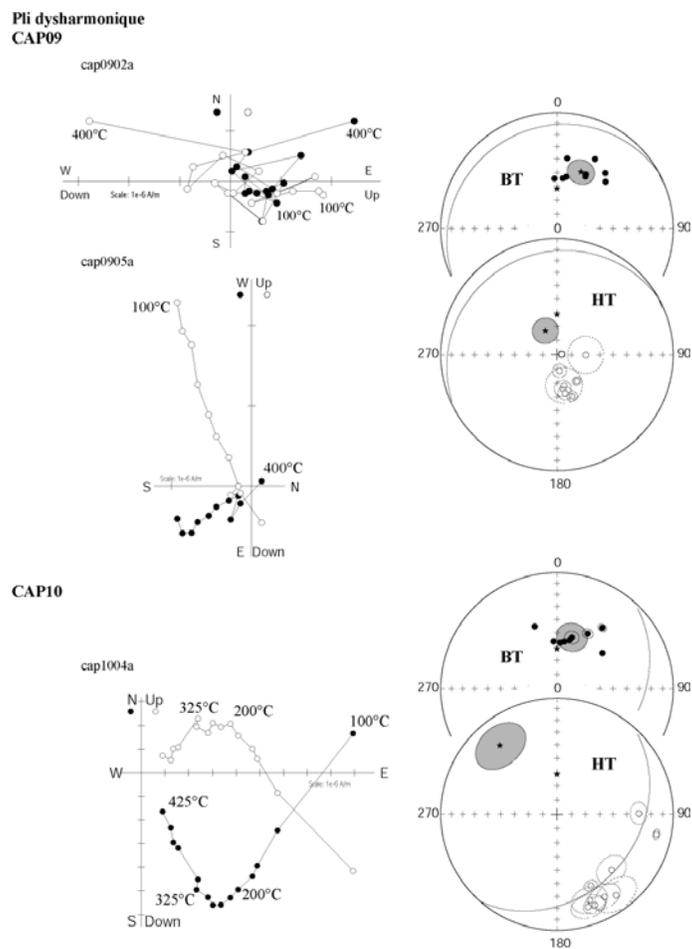
**Figure II-52 :** Diagramme de Zijderveld représentatif des désaimantations du calcaire ilerdien inférieur du site du Pont de Ribaute et de l'écaïlle inférieure du duplex de la Caglière (en repère géographique). Projection stéréographique des composantes basse et haute températures obtenues et évolution de la susceptibilité au cours des chauffés successives.



**Figure II-53 :** Diagramme de Zijderveld représentatif des désaimantations du calcaire ilerdien inférieur des 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> écaïlles du duplex de la Caglière (en repère géographique). Projection stéréographique des composantes basse et haute températures obtenues et évolution de la susceptibilité au cours des chauffés successives.



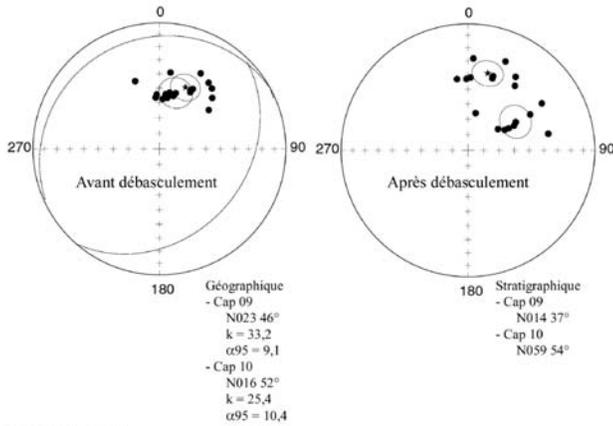
**Figure II-54 :** Diagramme de Zijderveld représentatif des désaimantations du calcaire ildrien de l'écaïlle supérieure du duplex de la Cagalière (en repère géographique). L'écaïlle supérieure (Cap17) rebroussee en un synclinal renversé, est divisée en 2 sites constituant les 2 flancs du pli. Projection stéréographique des composantes basse et haute températures obtenues et évolution de la susceptibilité au cours des chauffes successives.



**Figure II-55 :** Diagramme de Zijderveld représentatif des désaimantations du calcaire sparnacien supérieur des 2 flancs du pli dysharmonique (en repère géographique). Projection stéréographique des composantes basse et haute températures obtenues.

**Test du pli  
cap 09 et 10**

**Basse température**



**Haute température**

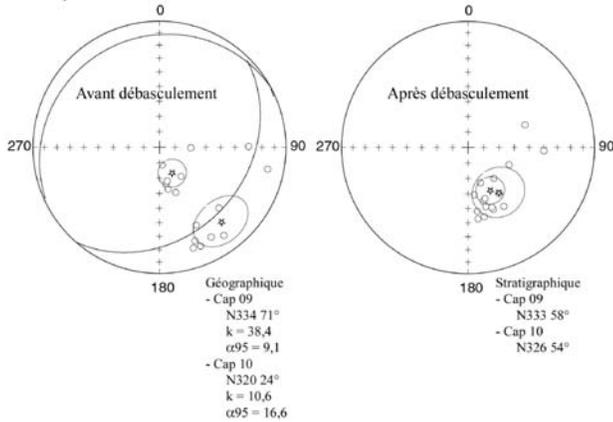


Figure II-56 : Test du pli pour les composantes basse et haute température du Sparnacien supérieur du mur du pli de Lagrasse

**Composantes Basse température**

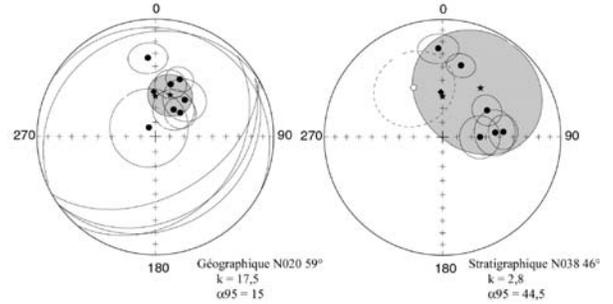


Figure II-57 : Ensemble des composantes de basse température et leurs cercles de confiance respectifs, moyenne (étoile) et cercle de confiance (grisé) autour de la moyenne. Le losange indique la direction actuelle du champ aux latitudes et longitudes considérées.

• Une **composante de haute température (HT)** en général inverse en repère géographique et qui se désaimante la plupart du temps vers l'origine jusqu'à 350-425°C. Dans un certain nombre de cas au delà de cette température, on observe une brusque augmentation de l'aimantation qui suit une augmentation de la susceptibilité. A partir de cette étape les directions deviennent donc impossibles à interpréter.

Entre les composantes de basse et de haute températures se situe une composante intermédiaire, difficilement fiable à une direction significative, et correspond à une superposition de spectre. Sur cet intervalle, les composantes de basse et haute températures se désaimantent simultanément. Seule l'écaïlle supérieure (cap 17) présente un comportement particulier (Fig. II-56) puisqu'elle se désaimante de façon linéaire de 100°C à 500-525°C. Les échantillons de cette écaïlle ont été également mesurés en combinant désaimantation par champ alternatif et thermique et donne cette même désaimantation linéaire jusqu'à 30 mT et 300°C après quoi les points sont dispersés.

**3. Signification de la composante haute température**

**3.1. Au niveau du pli dysharmonique**

Le test du pli, obtenu grâce aux sites sparnacien supérieur cap09 et cap10 (Fig. II-56), est positif car il présente un meilleur groupement après correction de la stratification qu'avant. Par ailleurs, on peut observer que les composantes de haute température sont systématiquement inverses lorsque débasculées de la stratification. L'aimantation de haute température est donc ici interprétée comme antérieure au plissement.

**3.2. L'écaïlle supérieure (cap 17)**

Si l'on regarde maintenant les sites cap 17 et cap 17 bis pris dans les 2 flancs du synclinal inversé de l'écaïlle supérieure (Fig. II-56), l'aimantation est inverse pour l'un et normale pour l'autre, alors que tout deux présentent une

aimantation inverse après débasculement. Ce second test du pli n'est cependant pas très bon puisque les composantes moyennes des deux flancs ne se rejoignent pas (Fig. II-58).

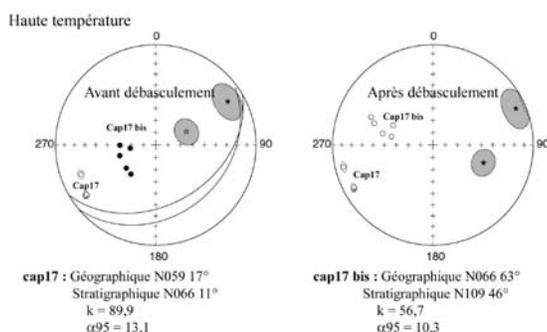


Figure II-58 : Ensemble des composantes de haute température des deux flancs du synclinal renversé de l'écaïlle supérieure et leurs cercles de confiance respectifs, moyenne (étoile) et cercle de confiance (gris) autour de la moyenne.

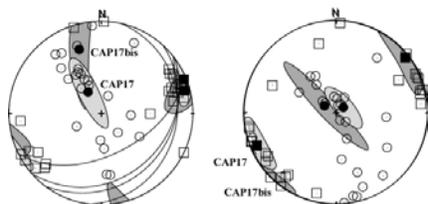


Figure II-59 : Comparaison des ASM, après chauffe des échantillons, des deux flancs du synclinal renversé de l'écaïlle supérieure, avant et après débasculement de la stratification.

L'orientation de l'axe du pli a été vérifiée sur le terrain et donne un bon débasculement pour les fabriques ASM après chauffe interprétées comme primaires (Fig. II-59), ceci n'est donc pas lié à un mauvais dépliage du pli. Ces mêmes données ne montrent aucune rotation significative d'un flanc par rapport à l'autre. Cette différence entre les 2 flancs peut être due à l'acquisition de l'aimantation en cours de plissement. Or, lors du débasculement des composantes des 2 flancs, le chemin des composantes haute température ne se recoupe pas. Les aimantations n'ont donc pas été acquises à la même époque.

Pour le site cap 17bis, appartenant au flanc supérieur renversé, la composante HT lors du débasculement tend à rejoindre les composantes HT des autres écaïlles du duplex (cap 14, 15 et 16) (Fig. II-60), sans arriver à les rejoindre. Cette aimantation semble ainsi être acquise au cours du plissement.

Pour le site cap 17, il n'y a que peu de différence entre la position de la composante avant et après débasculement puis-

que celle-ci est située dans l'azimut de la stratification. Elle est très distincte des autres composantes de HT avec une faible inclinaison et une direction SW. Celle-ci semble être tardive.

### 3.3 L'ensemble des sites du duplex

Lorsque l'on considère l'ensemble des composantes HT des écaïlles du duplex, on peut s'apercevoir que la dispersion est grande, mais tout de même bien moins importante en coordonnées stratigraphiques qu'en coordonnées géographiques (Fig. II-60). Ce meilleur groupement est dû au site Cap 17bis qui voit par débasculement sa composante normale devenir inverse.

Si on ne considère maintenant que les sites cap 14, 15 et 16, on peut voir que c'est en repère géographique que le groupement est meilleur et autour de la direction du champ éocène à cette latitude N007,9 -47,4° (Besse & Courtillot, 1991). Ceci semble attribuer à la composante HT une origine tardive. Ceci n'est qu'une tendance puisque les écaïlles du duplex ayant un pendage voisin, ceci ne peut être considéré comme un bon test du pli, et par ailleurs nous n'avons que trop peu de sites.

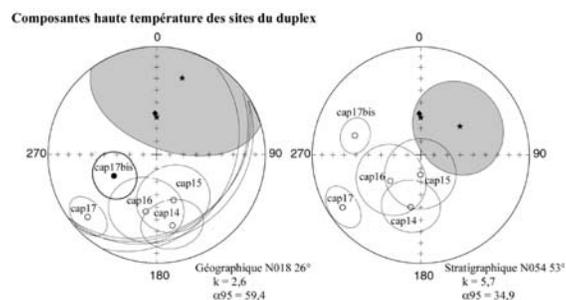


Figure II-60 : Composantes de haute température isolées dans les écaïlles du duplex avant et après débasculement de la stratification.

La composante haute température a donc une origine variable en fonction des sites considérés :

- Au niveau du pli dysharmonique (cap 09 et cap 10), l'aimantation est anté-plissement, soit détritique, soit diagénétique, soit encore une réaimantation anté-pli. La formation du pli dysharmonique est par ailleurs antérieure à la mise en place du pli de Lagrasse et du duplex. Ces sites indiquent une rotation anti-horaire d'environ 30° autour d'un axe vertical. Cette rotation est confirmée par les directions de raccourcissement déduites de l'ASM (Fig. II-60). Cette rotation y apparaît en revanche comme un phénomène local.
- Dans les écaïlles du duplex, les aimantations semblent être postérieures au plissement, excepté pour cap 17bis, et ce probablement, comme nous le verrons plus tard, par le biais de recristallisations, générant une aimantation chimique indissociable de la composante primaire. Pour cap 17bis, la composante HT est acquise en cours de plissement. Il semble donc difficile, dans ce cas, d'utiliser les données paléomagnétiques en terme de rotations autour d'axes verti-

caux, d'autant plus que la plupart des composantes ainsi que la moyenne des composantes (Fig. II-60) possèdent un large cône de confiance comprenant la direction du champ éocène à cette latitude  $N007,9 \pm 47,4^\circ$  (Besse & Courtillot, 1991).