

Note : 14,5/20 avec Oral et Oral de terrain - Désolé pour la qualité des schémas et photos. Merci de votre compréhension

# Stage de Terrain

# Le Chaînon de Lagrasse.

Julien BERTHOLON - Sébastien POTOT - Laure VERDIER.

Licence Sciences de la Terre - Université de Cergy-Pontoise - Octobre 2000.

## Introduction.

Le Chaînon de Lagrasse est un massif des Corbières orientales, région située dans l'avant pays des Pyrénées. Cette zone est caractérisée par des déformations modérées (plis, failles et ondulations) issues de la formation des Pyrénées à la fin de l'Eocène essentiellement caractérisé par un chevauchement kilométrique : le chevauchement frontal nord Pyrénéen. Cette région est constituée de terrains mésozoïques et paléogènes, masqués par des formations post-tectoniques du Miocène et du Quaternaire. Le tout repose sur un substratum Paléozoïque déformé lors de l'orogénèse Hercynienne.

Nous allons étudier une parcelle du chaînon de Lagrasse, située entre Ribaute et Tournissan puis réaliser une carte géologique de celle-ci. Nous allons tout d'abord présenter les faciès et les éléments de la tectonique rencontrés dans cette parcelle. Après analyse de la carte géologique ainsi établie, nous pourrons déduire un historique de cette région et comprendre les différents phénomènes qui s'y sont déroulés.

## I. Les données : les faciès et la tectonique.

### A. Les faciès rencontrés.

Pour calculer les épaisseurs de couche, nous nous sommes basés sur la carte et avons pris les épaisseurs apparentes là où le pendage est le plus certain et où les bancs sont les plus verticaux. Il faut appliquer la formule :  $e = d \sin(\alpha)$

e : l'épaisseur réelle.

$d$  : l'épaisseur apparente, la distance sur la carte entre le toit de la couche inférieure et la base de la couche supérieure (les couches doivent être en contact normal concordant).

$\alpha$  : le pendage de la couche à l'endroit où l'on calcule  $d$ .

Pour faciliter le calcul, nous utiliserons les pendages et les épaisseurs apparentes de la cluse de Ribaute : les contacts entre les couches sont beaucoup plus précis. Un problème se pose pour déterminer l'épaisseur du Vitrollien : soit il est en contact anormal, soit il est érodé (la précision est minime). Nous ne pouvons pas calculer les épaisseurs ni de l'Ilerdien supérieur, ni du Miocène. Le log (colonne stratigraphique) de cette région est en [annexe p.1](#).

### **1.Le Rognacien**

Le Rognacien est un calcaire blanc à la cassure beige clair de l'étage du Maestrichtien (Crétacé supérieur). C'est un calcaire lacustre (formé dans des lacs d'eau douce) dans lequel nous ne distinguons pas les grains extrêmement fins (micrite). Son épaisseur est d'environ 40m.

### **2.Le Vitrollien**

Le Vitrollien est un faciès lacustre rouge et argileux marqué par l'alternance de bancs mous et durs. Il est caractéristique du Danien et du Montien. Il fait entre 150 et 200m d'épaisseur selon nos calculs.

Dans les bancs durs, bancs gréseux, du Vitrollien, nous observons des microcodium (tâches blanches) résultant de l'altération de bactéries qui décalcifient la roche (milieu continental subaérien aérobic). Cette roche est issue de limons consolidés riches en particules argileuses. Certains bancs discontinus du Vitrollien sont des brèches calcaires (altération des calcaires proches) issues de fleuves des plaines alluviales. Les bancs mous sont limoneux et présentent une schistosité accentuée. C'est dans ce type de faciès que nous avons trouvé le plus d'éléments de tectonique.

### **3.Le Thanétien**

Le Thanétien est un étage caractérisé par des calcaires blancs/gris durs. Il est très diaclasé perpendiculairement aux surfaces de stratification. Dans certains bancs très localisés, nous pouvons observer des Miliolles, Foraminifères marins à symétrie axiale, issues de la sédimentation de lacs salés. Son épaisseur est d'environ 50m.

### **4.Le Sparnacien**

Le Sparnacien est composé de parties moles (limons) et de parties dures (calcaires, grès) de couleur jaunâtre près du toit et orangé à la base. Cet étage est caractérisé par la présence de deux barres dures calcaires proches de la base et d'un épisode marin argileux entre celles-ci (fossiles de moules). L'épaisseur du Sparnacien est de 340m selon notre carte.

### **5.L'Ilerdien inférieur**

C'est un calcaire microbréchiq (petits grains juxtaposés) contenant des microfossiles visibles en section : des Alvéolines et des Miliolles. Il fait près de 20m d'épaisseur.

## **6.L'Ilerdien supérieur**

Cet étage est caractérisé par les marnes à huîtres typiques d'un faciès marin. Ces marnes sont un mélange de calcaire et d'argile. La présence de fossiles nous renseigne sur la zone de dépôt : calme et en eaux peu profondes.

## **7.Le Miocène**

Dans les bassins d'effondrement créés par une extension de la zone des Corbières à l'Oligocène, se sont déposés des sédiments du Miocène. Cette roche meuble de couleur jaunâtre est marneuse.

## **8.Le Quaternaire.**

Le Quaternaire est représenté par une terrasse de remplissage issue d'anciens fleuves. Cette terrasse représente le niveau des limons de ce fleuve : c'est un conglomérat (limon=conglomérat ???) mal classé subhorizontal situé au dessus des marnes à huîtres de l'Ilerdien supérieur. Son milieu de dépôt est continental contrairement aux marnes à huîtres sur lesquelles il est déposé. (Non : discordance, pas toujours sur les marnes à huître)

## **B.Les éléments observés de la tectonique.**

### **1.Les failles, les stries et les joints stylolithiques.**

Il existe trois types de failles : normales, inverses et décrochantes (cf. [Annexes p.II](#)). Nous n'avons observé que des failles inverses et normales. Les failles normales sont associées à un allongement horizontal et un raccourcissement vertical (extension de la région) alors que les failles inverses sont caractéristiques d'un raccourcissement horizontal et d'un allongement vertical (compression de la région). La principale faille inverse de notre parcelle est une faille auxiliaire à la rampe du pli de cintrage sur rampe (la faille vient se raccorder à la rampe) (cf. [Annexes p.VII](#)). Une faille normale de notre terrain est courbe (faille listrique) et change le pendage du bloc supérieur lors de l'extension (cf. [Annexes p.VII](#)). Mais une multitude de microfailles nous renseignent sur les directions de déformation de la région. On a pu dater relativement les failles (les failles normales recoupent les failles inverses) et conclure que la période d'extension est postérieure à la période de compression.

Associées à ces failles, nous avons observé des stries. Ces stries sont les témoins du déplacement et sont surtout observables sur les plans de microfailles.

Les stries de recristallisation (escaliers de recristallisation) sont issues de glissement (friction) de deux blocs qui libèrent un espace vide sur le plan de faille : il recristallise alors de la calcite (fibreuse) en forme d'escalier (cf. [Annexes p.III](#) et [photo p.X](#)). Le

sens des escaliers nous donne le sens de déplacement relatif des blocs (en descendant les marches). Nous avons retrouvé ces stries sur toute notre parcelle et avons remarqué qu'il existe deux générations distinctes de stries (cf. [Annexes p.VI](#)). La première génération a une direction moyenne de N150 et la seconde a une direction de N120. La seconde génération de stries utilise le système de faille existant (recoupe les stries de génération 1) et en crée de nouvelles. Nous avons aussi pu observer des stries de recristallisation correspondant à un déplacement relatif de bancs lors de la formation de l'anticlinal du pli de rampe (glissement strate sur strate (cf. [Annexes p.III](#))).

Les joints stylolithiques sont aussi associés à des plans de faille mais au lieu de créer de l'espace vide, les blocs se confrontent (compression de la roche) (cf. [Annexes p.III](#) et [photo p.X](#)). La roche se dissout et les fluides migrent vers les fentes de tension associées (drainage des fluides), les joints stylolithiques correspondent à une dissolution sous pression. Nous n'en avons vu que dans le lit de la rivière de Ribaute.

## **2. Les plis.**

Sur notre parcelle, nous avons observé un pli en genou (entre le plateau du Mont Mija et les barres du Thanétien en haut de la cluse de Ribaute) (cf. [Annexes p.IV](#)). La caractéristique principale de ce pli est qu'un des flans est subvertical (au nord-ouest) et l'autre est subhorizontal (au sud-est). Le plan axial possède un pendage d'environ 45° selon la théorie.

De plus, ce pli est refermé côté nord-est et ouvert côté sud-ouest : c'est l'érosion qui est responsable de cette ouverture du pli en étant plus intense dans la vallée qui relie le Col Rouch et le Pas de l'Abeille. Nous verrons plus tard que ce pli est un anticlinal de rampe.

Par l'observation de stries de recristallisation sur les flancs du pli (entre les bancs durs du Vitrollien), nous avons pu déterminer que l'anticlinal de rampe est le résultat d'un glissement strates sur strates (cf. [Annexes p.III](#)).

## **3. Le pli de cintrage sur rampe et le cut-off.**

Le pli de cintrage sur rampe est le résultat d'un raccourcissement horizontal qui combine pli (anticlinal de rampe), faille inverse (rampe) et niveaux de décollement (glissement parallèle aux couches) (cf. [Annexes p.V](#) et [photos p.XI](#)). Des terrains anciens chevauchent les terrains les plus récents en contact discordant anormal. En bas de la rampe, on observe un niveau de décollement inférieur (palier inférieur) généralement situé à la base d'un niveau compétent (à la base du Rognacien dans cette région). En haut de la rampe, le niveau de décollement supérieur (palier supérieur) est le niveau sur lequel arrivent les roches transportées (Ilerdien inférieur). C'est une roche compétente surplombée d'une roche incompétente (les marnes à huîtres de l'Ilerdien supérieur) pour faciliter le transport des couches subverticales.

Le cut-off (recouplement au toit) est l'appellation de la discordance anormale angulaire issue de la tectonique entre les roches qui ont été transportées (charnière frontale antiforme) et les roches du niveau de décollement supérieur (cf. [Annexes p.V](#)

et [photo p.XI](#)). Il est aussi assimilé à la discordance située au niveau de la rampe entre les roches transportées et les roches quasi statiques de la rampe. Le cut-off est représentatif d'un chevauchement frontal.

#### **4. Les autres éléments observés.**

Nous avons pu observer des structures S/C (schistosité/cisaillement) dans les bancs mous du Vitrollien (cf. [Annexes p.II](#) et [photo p.XII](#)). Ces structures correspondent à la schistosité qui a été cisailée pour accommoder la déformation de ces bancs incompétents. Il y a donc deux étapes importantes dans ces structures. La première est la création de la schistosité (aplatissement des bancs : déformation de fluage) et la seconde, plus tardive, est le cisaillement de celle-ci (création de structures en poisson). Ces structures sont les témoins d'un cisaillement simple (déformation non coaxiale, forte asymétrie)

De plus, dans les bancs durs du Vitrollien, nous avons pu voir des X conjugués de failles témoins d'une déformation cassante (cf. [Annexes p.II](#) et [photo p.XII](#)). Ces X sont issus de la compression des bancs durs gréseux. Ces X sont les témoins d'une déformation coaxiale issue d'un cisaillement simple.

## **II. Analyse de la carte réalisée : les grandes structures.**

(cf. Annexes [légende p.XVII](#) et [carte](#))

### **1. Le cut-off.**

En montant dans la cluse de Ribaute, on observe en premier temps l'Ilerdien inférieur subhorizontal dans le lit du ruisseau puis l'Ilerdien supérieur (marnes à huîtres sur lesquelles on retrouve des vignes). On arrive ensuite sur un banc subvertical d'Ilerdien inférieur près d'une ancienne bergerie (cf. [Annexes photo p.XIII](#)). Pour résoudre ce problème de pendage, deux hypothèses s'offrent à nous :

- Nous sommes en présence d'un synclinal et les couches d'Ilerdien sont reliées en dessous des marnes à huîtres. Ce synclinal en genou redresse les couches pour former une barre verticale. Les couches situées après l'Ilerdien sont d'âge plus récent. La charnière de ce pli est située en dessous des marnes à huître.
- Nous sommes en présence d'un anticlinal dont la charnière est en amont et les roches qui sont derrière l'Ilerdien en montant dans la topographie sont plus anciennes. Dans ce cas, le pli est aussi en genou.

En continuant notre ascension, nous observons du Sparnacien, plus âgé que l'Ilerdien inférieur. Nous pouvons donc affirmer qu'il y a un anticlinal en amont de cette barre d'Ilerdien et qu'elle vient se poser sur la couche d'Ilerdien inférieur subhorizontale de Ribaute. La barre d'Ilerdien est la dernière du pli bien qu'on ne puisse pas dire si l'Ilerdien supérieur a été plissé (il a sûrement contribué au

glissement sur le niveau de décollement). Nous pouvons donc envisager la présence d'un cut-off : une discordance angulaire due à la tectonique qui ramène des terrains plus anciens sur des terrains plus récents en glissant sur deux niveaux de décollement (niveau inférieur et supérieur) et une rampe située entre les deux. Le groupe 3 de ce camp de terrain nous apporte la preuve du cut-off avec la discordance visible du haut de Lagrasse (cf. [Annexes p.V](#) et [photo p.XI](#)). (§ pas clair)

## 2.L'anticlinal de rampe.

Dans la vallée de Cayran située entre le Pas de l'Abeille et le Col Rouch, nous pouvons observer une alternance de terrains : Thanétien, Vitrollien et Rognacien (cf. Annexes [panorama p.XIV](#) et [p.XV](#)). Les terrains les plus anciens (Rognacien) sont situés au centre et les terrains les plus récents (Thanétien) sont à la périphérie. Le Vitrollien apparaît de part et d'autre du Rognacien en contact normal avec le Thanétien. Nous sommes donc ici en présence d'un anticlinal qui plisse les terrains situés au dessus du Rognacien. Comme la zone est fortement érodée (120 m entre le Mont Mija et le bas de la vallée), nous ne pouvons pas déterminer à cet endroit précis si les terrains situés au dessus du Thanétien ont été plissés puis érodés ou s'ils ne se sont jamais déposés à cet endroit. C'est en redescendant la cluse de Ribaute que nous observons que les couches de Thanétien, Sparnacien et llerdien inférieur sont en concordance et ont toutes un pendage subvertical (direction sud-est). De cette observation, nous pouvons confirmer que ces couches ont toutes été plissées en même temps (du Rognacien à l'Illeddien inférieur). Nous ne pouvons rien déduire pour l'Illeddien supérieur.

En observant de manière plus approfondie cette vallée, nous pouvons remarquer une différence de pendage très importante entre la partie sud-est du Thanétien et la partie nord-ouest. En effet, au sud-est, les bancs de Thanétien sont subhorizontaux (pendage 10°SE maximum) alors qu'au nord-ouest, les bancs de Thanétien sont subverticaux (jusqu'à 85° SE) (cf. [Annexes p.VI](#) et [panorama p.XVI](#)). Cette différence de pendage se note en carte par l'épaisseur apparente des couches de Thanétien. Cette observation nous renvoie donc à la présence d'un pli en genou (cf. [Annexes p.IV](#)). En effet, ce pli, de par le pendage de chacun des flancs, est en forme de genou. Nous avons émis l'hypothèse d'avoir un cône en plus de ce genou mais les données de la région et les pendages des surfaces de stratification ne nous permettent pas de conclure. (Axe de pli de rampe ?)

Associé au cut-off mis en évidence dans la partie précédente, nous pouvons dire que ce pli est un anticlinal de rampe (cf. [Annexes p.V](#)). En effet, en glissant sur la rampe du chevauchement, les couches ont formé un anticlinal et en retombant sur le niveau de décollement supérieur, elles ont créé un cut-off. Les failles associées à la formation de ce chevauchement sont de génération 1 car c'est la première étape mise en évidence dans cette région. Les stries répertoriées en relation avec ce pli sont en général d'orientation N150.

Nous sommes donc dans cette vallée en présence d'un anticlinal de rampe coudé qui retombe dans la vallée de Ribaute en cut-off. Cet anticlinal est érodé et les terrains restants, Rognacien, Vitrollien et Thanétien, sont mis à l'affleurement par le ruisseau de Cayran.

### **3.La faille inverse de la vallée de Cayran.**

Dans la vallée de Cayran, nous pouvons noter que le Rognacien est en discordance angulaire (problème de pendage des deux terrains) avec le Vitrollien côté nord-ouest (cf. [Annexes p.VII](#) et [panoramas p.XIV](#), [p.XV](#) et [p.XVI](#)). A proximité de ce contact, nous pouvons ajouter la présence de structures S/C (en poissons) (cf. [Annexes p.II](#)) dans les bancs mous du Vitrollien et caractéristiques d'un déplacement postérieur à la schistosité. Nous sommes en présence d'une faille. Le sens des structures S/C nous donne le sens des déplacements : la faille est inverse. Cette faille fait donc remonter le Rognacien, plus vieux, sur le Vitrollien plus récent. Cette faille pourrait correspondre à la rampe du chevauchement mais en coupe, nous nous apercevons que c'est impossible à cause des altitudes : l'altitude de l'Ilerdien subhorizontal de Ribaute est largement en dessous de cette faille. La rampe ne pouvant pas dépasser le niveau de décollement supérieur, nous pouvons dire que cette faille est une faille auxiliaire à la rampe et qu'elle vient se raccorder à la rampe. D'après le groupe 3, on retrouve cette faille au Roc de la Cagalière sectionnant tous les terrains. Cette faille est donc de génération 2. Nous n'avons pas pu prendre de direction de strie sur ce plan de faille.

En remontant sur le Col Rouch, nous pouvons noter que le Rognacien a tendance à s'élargir entre les deux bancs de Vitrollien (cf. Annexes [panorama p.XV](#)). Après le col Rouch, sur la parcelle du groupe 3, nous pouvons confirmer cet élargissement. Cependant, le Rognacien n'est pas en contact avec le Thanétien. Cet élargissement peut être dû à l'érosion plus intense de l'autre côté du Col Rouch : plus de Rognacien à l'affleurement.

En plus de ces observations, nous pouvons noter que le ruisseau (le Cayran) est en train d'éroder le Vitrollien en suivant une dalle structurale du Rognacien. Ceci est logique : le Rognacien est un calcaire dur alors que le Vitrollien est une roche limoneuse molle. Le ruisseau ne peut donc pas éroder facilement le Rognacien mais érode le Vitrollien moins résistant.

### **4.Les failles normales.**

Entre le Mont Mija et Les Caunes Basses, nous pouvons observer une alternance de Thanétien et de Vitrollien (cf. [Annexes p.XIII](#)).

Les deux bancs de Thanétien des Crémades et du Grand Crès n'ont pas les mêmes directions de pendage : l'un penche vers le sud-est (5°) et l'autre vers le nord-ouest (15°) (cf. [Annexes p.VII](#)). Ce changement de direction dans les pendages serait le résultat d'un effondrement causé par une faille normale listrique (courbe) : le bloc supérieur est resté en place et le bloc inférieur à basculé dans un mouvement de rotation (les pendages ont changé de direction).

Nous constatons que le contact Thanétien - Vitrollien des Caunes Basses est à une altitude inférieure à celui des Caunes Hautes. Ces couches ayant le même pendage, nous pouvons dire que le bloc d'altitude inférieure s'est effondré. Entre Les Caunes Hautes et Les Caunes Basses, nous avons donc une faille normale. Cette faille est située en surface entre le Thanétien du bloc inférieur et le Vitrollien du bloc supérieur.

Une dernière faille normale est mise en évidence dans cette région par la discordance Vitrollien - Miocène. Ces deux dépôts d'âges très différents (environ 30 millions d'années) sont ici en contact anormal. Cette faille a joué pendant une période d'extension de la zone et le bassin d'effondrement s'est créé. Après cette période de tectonique active, la mer a transgressé et le Miocène s'est déposé en comblant le bassin.

Les trois failles normales de notre parcelle ont certainement joué à une même époque créant un unique bassin d'effondrement dont la profondeur ne peut être déterminée en raison du dépôt du Miocène. Ces failles sont de génération 3 car elles recoupent certaines failles inverses de génération 2 (compression de la zone après la formation du pli de rampe).

En exploitant notre carte et les observations du terrain, nous avons pu mettre en évidence les grandes structures de cette région. Il nous reste maintenant à en retracer l'historique.

### **III. Historique de la région.**

Sur notre parcelle, nous avons effectué deux coupes qui représentent deux types de déformations différentes : une déformation compressive dans un premier temps à la fin de l'Eocène et une déformation extensive dans un second temps à l'Oligocène.

#### **1. La compression des Corbières : coupe de la cluse de Ribaute.**

La coupe réalisée (cf. [Annexes coupe p.XVIII](#)) nous permet de déduire l'historique suivant (cf. [Annexes p.VIII](#)) :

- Dans un premier temps, les sédiments se déposent : Rognacien, Vitrollien, Thanétien, Sparnacien, Ilerdien inférieur et supérieur.
- Au début de la période de compression, une grande faille inverse (génération 1) se forme au cœur de ces terrains et va former la rampe. Tous les terrains sont affectés. (Quelle direction de mouvement ?)
- La compression continue et les niveaux de décollement se créent : à la base du Rognacien pour le palier inférieur et entre les Ilerdien inférieur et supérieur pour le palier supérieur. Les roches meubles vont faciliter le transport des bancs.
- Les couches commencent à monter sur la rampe et vont former un anticlinal de rampe. On a à l'avant de cette structure un cut-off (associé à une faille plate de génération 1).
- Une autre faille inverse se crée : c'est une faille auxiliaire qui se raccorde à la rampe. Elle va décaler tous les terrains. On retrouve cette faille entre le Vitrollien et le Rognacien dans la vallée de Cayran. Cette faille est de génération 2. (Quelle direction de mouvement ?)
- La compression se termine et commence alors l'érosion de la région. Les terrains situés au dessus de l'anticlinal de rampe partent en premier

(Sparnacien et Ilerdien). Il reste actuellement le Thanétien, le Vitrollien et le Rognacien au niveau de la charnière du pli, et toutes les couches à l'avant du chevauchement.

- Au Quaternaire, il se forme des terrasses fluviatiles issues de l'érosion des terrains calcaires situés au dessus et en amont de fleuve de l'époque. Ces terrasses sont situées au dessus des marnes à huîtres de l'Ilerdien supérieur.  
(Le quaternaire a lieu après l'extension : mal présenté)

Par cette coupe, nous avons donc mis en évidence toutes les structures rencontrées issues de la compression des Corbières.

## 2.L'extension des Corbières : coupe du Mont Mija aux Caunes Basses.

(Quelle direction d'extension ?)

La région des Corbières à été soumise, après la période de compression que nous venons de voir, à une période d'extension. Les déplacements ont été modifiés et d'autres failles ont joué. Voici l'historique de la zone sud-est de notre carte qui met en évidence cette seconde phase (cf. [Annexes coupe p.XIX](#)) (cf. [Annexes p.IX](#)).

- Dans un premier temps, les sédiments se sont déposés : Rognacien, Vitrollien, Thanétien, Sparnacien, Ilerdien inférieur et enfin Ilerdien supérieur.
- Ces terrains étant à proximité de l'anticlinal de rampe de la vallée de Cayran, les couches ont été légèrement inclinées : pendage vers le sud-est.
- Les failles ont ensuite fracturé tous les terrains en failles normales et listriques. C'est la création du bassin d'effondrement au sud-est de notre parcelle. Par leur action, les failles ont décalé les terrains en les basculant : les pendages sont donc différents de part et d'autre des failles.
- A cette époque, nous avons une incertitude quant à l'érosion des terrains du Sparnacien, et des Ilerdien inférieur et supérieur : nous ne pouvons pas déterminer si cette érosion est antérieure, contemporaine ou postérieure au dépôt du Miocène dans le bassin d'effondrement.
- Le Miocène est donc déposé dans le bassin d'effondrement et est quasiment horizontal. Nous assistons alors ici à une discordance angulaire des terrains du Miocène et du Vitrollien (avec le Rognacien un peu plus à l'est).
- Depuis le dépôt du Miocène, il y a minimum 5 millions d'années, les terrains ont encore été érodés.

Cette coupe représente bien la période extensive de cette parcelle avec une série de failles normales et la formation d'un bassin d'effondrement.

Ces deux coupes mettent donc en évidence les phases compressives et extensives successives de notre parcelle. (Précisez la chronologie)

## Conclusion

Cette étude de terrain nous a permis d'appliquer les méthodes de la cartographie et d'effectuer une analyse tectonique concrète de structures géologiques. En effet, notre parcelle regroupe presque toutes les structures que l'on peut rencontrer dans le Chaînon de Lagrasse, aussi bien des anticlinaux, des failles inverses, normales, et même un cut-off.

Par ces observations, nous avons pu comprendre les phénomènes de compression de cette région pendant l'orogénèse Pyrénéenne et d'extension lors de la formation de nombreux graben en Europe de l'ouest.

Faites un effort de présentation, en particulier intégrez vos schémas dans le texte et non en annexe.