



Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique

Jean-Michel Carozza, B. Delcaillau

► To cite this version:

Jean-Michel Carozza, B. Delcaillau. Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique. *Geomorphologie -Paris-*, Gfg, 2000, pp.45-60. <halshs-01067908>

HAL Id: halshs-01067908

<https://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-01067908>

Submitted on 24 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique

Drainage basins response to active tectonics: example from Eastern Pyrenees. Morphotectonic approach

Jean-Michel Carozza* et Bernard Delcaillau**

Résumé

Dans les zones faiblement actives du point de vue tectonique et en l'absence de marqueurs sédimentaires, une quantification des mouvements verticaux ne peut être proposée qu'en confrontant différents marqueurs morphologiques. L'organisation géomorphologique des bassins versants et la géométrie du réseau hydrographique constituent d'excellents traceurs de la déformation récente ou active. Ainsi, l'analyse de la morphométrie des bassins permet de déterminer la stabilité ou l'instabilité de certains secteurs d'un orogène et de quantifier les mouvements tectoniques verticaux récents. L'utilisation d'indices morphométriques (ratio de confluence, densité de drainage, surface drainée des bassins, intégrale hypsométrique) comme marqueurs de la déformation a été testée dans les Pyrénées orientales. Ils permettent d'opposer le comportement des deux compartiments séparés par la faille de la Têt. Les meilleurs résultats sont obtenus en prenant en compte la taille des bassins d'alimentation, leur intégrale hypsométrique et la pente moyenne des cours d'eau. Du point de vue hydrogéomorphologique, le compartiment sud et le compartiment nord de la faille de la Têt s'oppose, comme le suggèrent le gradient topographique est-ouest et les courbes et intégrales hypsométriques des principaux tributaires de la Têt. Les valeurs sont ensuite confrontées aux données issues de l'analyse morphologique des escarpements de faille. L'attribution de la dernière génération de facettes d'ordre 3 au Plio-quaternaire permet de proposer des vitesses de rejet vertical élevées. Au cours de cette période, la vitesse de déformation enregistrée sur la faille de la Têt s'accroît vers l'ouest (0,2 à 1 m/1000 an). Les mouvements verticaux présentent une variabilité spatiale comme le suggère le développement inégal des reliefs le long de l'escarpement. Une bonne corrélation entre la valeur de l'intégrale hypsométrique, certains marqueurs de l'organisation du réseau hydrographique (densité, taille des bassins, formes de réseaux) et le rejet vertical est ainsi mise en évidence et valide la démarche adoptée. Un essai de reconstitution cinématique est proposé, rendant compte de l'inégal soulèvement des reliefs, de la répartition des grands volumes orographiques et de l'organisation du réseau hydrographique.

Mots clés : bassin d'alimentation, morphométrie, néotectonique, mouvements verticaux, Plio-quaternaire, Têt, Pyrénées-Orientales.

Extended Abstract

The aim of this paper is to demonstrate the validity of morphometric analysis in an area of low seismo-tectonic activity. There, drainage divide responds to uplift modifying their morphologic and sedimentologic parameters, such as drainage density, drainage divide size, hypsometric integral value. Tectonic and geomorphic investigations are focused on the relationship between Plio-Pleistocene deformation and landform ruptures using quantitative geomorphology. Morphometric and geomorphic analysis of drainage basins can be correlated with tectonic input. Correlation research between channel network parameters (such as slope, channel length and drainage density), or basin parameters (area, relief and hypsometry) and uplift is tested. This method is applied to the Tet drainage basin (1500 km²), a Mediterranean coastal river, (eastern Pyrenees, South France). This river was developed during the Neogene time along a major regional fault, NE-SW direction, the Têt fault. This fault is still active (Souriau and Pauchet, 1998). Numerous drainage anomalies, such as antecedence, dissymetry and avulsion, lead us to expect drainage responses to active tectonics.

First, Horton's laws are tested. Confluence and length ratio are homogenous in the Tet drainage divide. They reflect the organisation of the drainage network at the regional scale and are not related to local tectonic variations, as previously shown by Kirschner (1993). First order drainage frequency, defined as the number of first order streams per square km, reveals a North - South drainage basin structural asymmetry. The southern part of the drainage basin is excessively dissected. This opposition is confirmed by basin parameter analysis. The sizes of the third and fourth order basins show antagonistic responses at the periphery of the Tet basin. In the southern portion of

* GEODE – UMR 5602 CNRS. Maison de la Recherche – 5, allées A. Machado, 31058 Toulouse Cedex 1. E-mail : carozza@univ-tlse2.fr

** UPRES-A CNRS 6143 Morphodynamique continentale et côtière. Université de Caen. Esplanade de la Paix, 14000 Caen. E-mail : delcaillau@geos.unicaen.fr

the basin, the median size of the third and fourth order basins is 50% greater than their northern counterparts. The same observation can be made about the hypsometric curve. Moreover, this parameter points out the presence of an east - west gradient. On the southern margin of the Têt basin, hypsometric integrals decrease from 0,36 to 0,63. These values are highly correlated with tectonic uplift as deduced from scarp fault morphology, using height, slope and compacity ratios of the younger spure generation. Morphometric results are compared with field data. The calculation of deformation rates by two different methods shows a linkage between them. During the Pliocene, uplift rates varied from 0,2 mm/year in the eastern part of the fault to 1 mm/year in the western part. The morphostructural organisation of the eastern part of the Pyrenees shows evidence of strike-slip faulting, related to a meridian compressional stress regime. It induced left-lateral faulting on the Tet fault and a propagation of deformation. As a result, the inversion of stress regime in the Pliocene, previously pointed out by other studies (Grellet et al., 1993), is confirmed by a geomorphological approach.

Key words: drainage divide, morphometry, uplift rate, neotectonics, Tet fault, Eastern Pyrenees.

Introduction

Les systèmes de drainage peuvent être utilisés comme des indicateurs de l'évolution morphotectonique des chaînes actives (Leeder et Jackson, 1993 ; Hovius, 1996 ; Delcaillau, 1997). Leurs deux composantes, le bassin versant et le réseau de drainage, peuvent faire l'objet d'une recherche de marqueurs de la déformation verticale récente.

Le réseau hydrographique est une composante du système géomorphologique complexe, très sensible aux variations exogènes, notamment aux variations climatiques et à la déformation tectonique active (Holbrook et Schumm, 1999). Des modifications du style fluvial, de la largeur de la bande active, de la pente du cours d'eau ou encore du tracé, sont susceptibles de traduire une réponse à l'activité tectonique. Cependant, l'ensemble du réseau ne répond pas aux entrées tectoniques suivant un schéma simple et linéaire. Les drains d'ordre supérieur (ordre 6 à 7 au sens de Horton, 1952) sont partiellement adaptés à l'organisation morphostructurale régionale et peuvent être utilisés pour mettre en évidence le schéma structural régional (e.g. Deffontaine *et al.*, 1994). Les cours d'eau d'ordre intermédiaire à inférieur (ordre 5 à 3) ne présentent souvent qu'une adéquation partielle et sont caractérisés par un grand nombre d'anomalies. Ils sont de bons enregistreurs, par leurs caractéristiques morphométriques (pente, longueur et densité), de la surrection active (e.g., Merritts et Vincent, 1994). Quant au réseau élémentaire (drains d'ordre 1 à 2), il présente une forte sensibilité aux conditions stationnelles (pente locale, lithologie...), qui interdit l'utilisation des marqueurs classiques (orientation, pente,...) comme signature de l'activité tectonique (Vergnes et Souriau, 1993). Par contre, leur densité, calculée par une méthode de grille mobile, permet de mettre en évidence des variations spatiales des vitesses de surrection (Floissac, 1996). L'étude des relations entre l'organisation morphologique du réseau et celle des structures tectoniques locales ou régionales est alors susceptible de fournir des informations sur l'évolution spatiale et temporelle des morphostructures. De nombreuses études ont été menées en utilisant ce type d'approche, dans des systèmes géomorphologiques de bas plateaux faiblement actifs tectoniquement (Bonnet, 1998) et dans des systèmes de front de chaîne (Lavé, 1997 ; Delcaillau, 1997).

Comparativement, le bassin versant est un objet morphologique pauvre. Il se caractérise par un faible nombre de

variables morphométriques (aire, longueur, relief et hypsométrie). L'intégrale hypsométrique des bassins (Strahler, 1952) est fréquemment utilisée comme un marqueur des mouvements verticaux et de l'incision (Lifton et Chase, 1992 ; Ohomori, 1993 par exemple). Par contre, peu d'études ont tenté de montrer une corrélation entre l'organisation spatiale des bassins et le contrôle tectonique. Dans des conditions identiques pourtant, le relief et l'aire des bassins présentent une corrélation avec la vitesse de surrection (Hurtrez *et al.*, 1997).

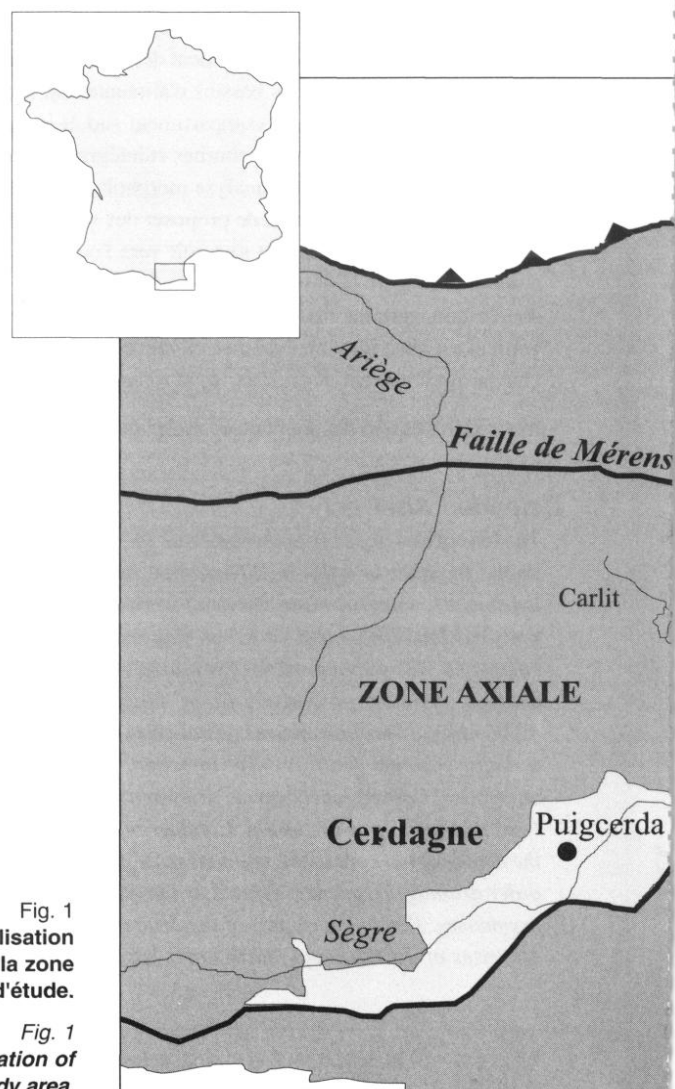


Fig. 1
Localisation
de la zone
d'étude.

Fig. 1
Localisation of
the study area.

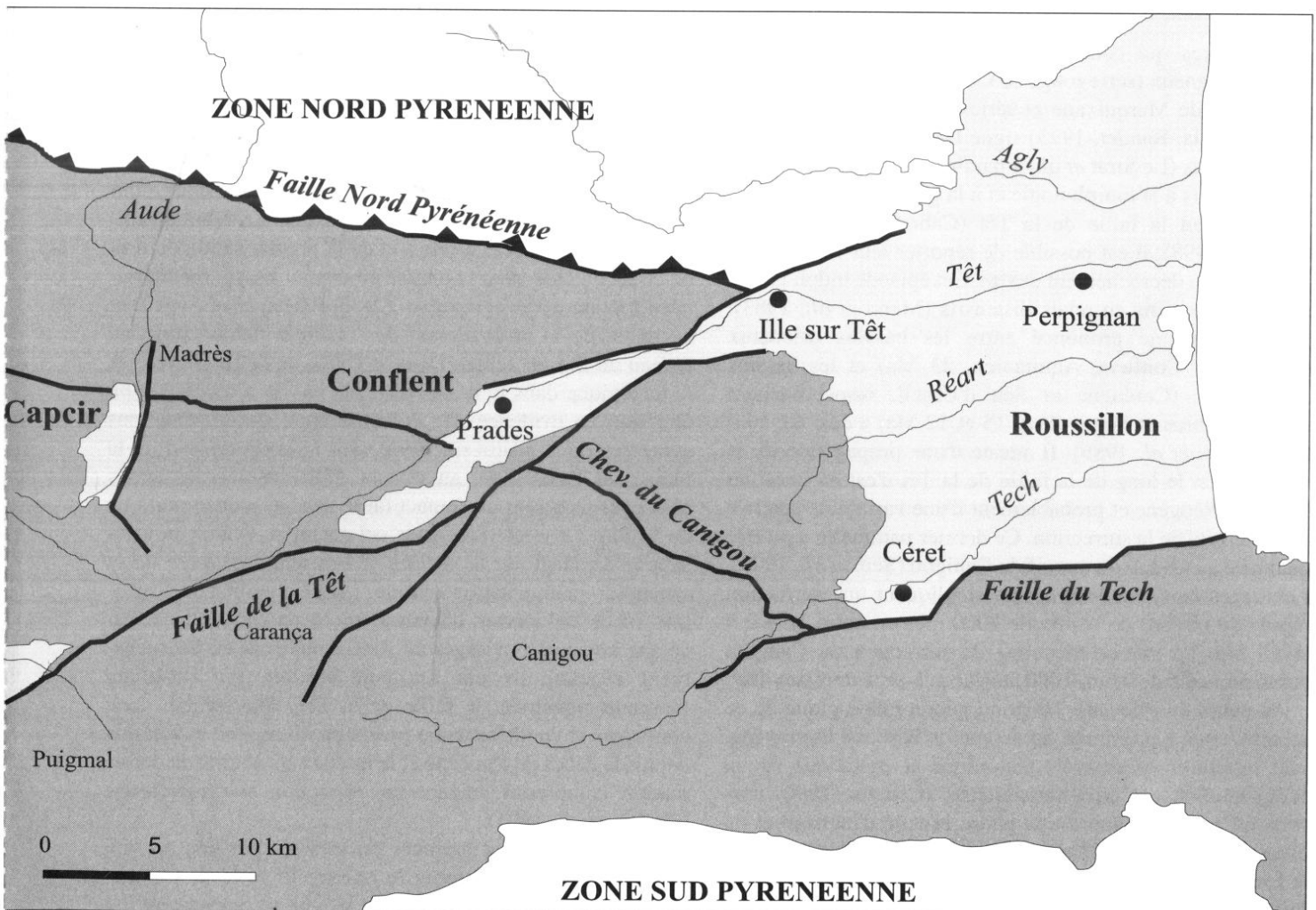
Pour valider la sensibilité de ces indices et confirmer l'hypothèse d'une interaction entre la morphologie des bassins et les mouvements verticaux d'origine tectonique dans les Pyrénées orientales, l'étude du réseau hydrographique a été menée parallèlement à l'analyse de la morphologie des escarpements de faille (tableau 1). La morphométrie des facettes (Wallace, 1977) a particulièrement été analysée, afin de quantifier les mouvements verticaux récents (Avouac, 1993). Les résultats des deux approches sont ensuite confrontés. La pertinence de chacun de ces indices pour décrire l'interaction entre tectonique et drainage peut alors être discutée. Cette méthode a été appliquée à la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne et plus particulièrement au bassin de la Têt, où l'importance des mouvements verticaux récents est attestée (Calvet, 1999 ; Lenôtre et Fourniguet, 1987). Elle permet de préciser la chronologie relative et la géométrie de la déformation, ainsi que de proposer un modèle d'évolution morphotectonique.

Cadre de l'étude

Le bassin versant de la Têt draine la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne et se développe principalement dans la zone primaire axiale (fig. 1). Ce secteur, qui constitue l'axe morphologique de la chaîne, s'organise dans les

Pyrénées orientales autour de trois zones hautes dépassant toutes 2400 mètres : Canigou, Madrès et Carlit. Le massif du Canigou-Puigmal coïncide avec un vaste anticlinal gneissique à couverture paléozoïque, séparé sur son versant nord en deux blocs par la faille de Mérens. Il constitue l'élément majeur de l'hypsométrie régionale. Il est limité au nord par un accident essentiel, la faille de la Têt, autour de laquelle s'organise la répartition des principaux volumes et les axes majeurs du drainage. Dans sa partie est, localisée au nord de la Faille Nord Pyrénéenne (FNP), un ensemble de sous-bassins confluents de la Têt draine la retombée méridionale de la Zone Nord Pyrénéenne plissée (ZNP, synclinal de Boucheville) et une partie du petit massif hercynien nord-pyrénéen de l'Agly.

À l'échelle des Pyrénées orientales, la mise en place des grands volumes orographiques est principalement commandée par le fonctionnement polyphasé des failles de direction N 050 (faille de la Têt et du Tech, Calvet, 1994). Ces failles obliques recoupent les structures compressives éocènes et sont réactivées au cours du Néogène, en liaison avec l'ouverture du Golfe du Lion (Gorini, 1993). L'hypothèse d'un épisode de rifting a été proposée (Millian *et al.*, 1993). Elles contrôlent la mise en place et le développement des bassins d'alimentation d'ordre supérieur (bassin de la Têt, du Tech et du Réart). Ainsi, au cours du Miocène, le dépôt des séries



Descripteur morphométrique	Méthode d'obtention	Utilisation
Réseau hydrographique	Automatiquement d'après MNT ou manuelle d'après carte au 1/25000^{ème} (puis travail sur image numérique scannée)	Densité de drainage Fréquence de drainage Anomalies géométriques du réseau
Longueur du réseau (L)	Automatiquement d'après MNT ou image scannée	Densité de drainage
Nombre de sous-bassins (Nx)	Automatique d'après MNT ou manuellement	Anomalies de l'organisation hiérarchique
Superficie des bassins (A)	Automatique d'après un MNT	Comparaison entre domaines Calcul de densité
Densité de drainage (D)	Automatiquement d'après base de donnée associée au MNT	Intensité des processus d'érosion fluviale
Fréquence de drainage (F)	Automatiquement d'après base de donnée associée au MNT	Intensité des processus d'érosion fluviale
Indice de symétrie (T)	D'après carte au 1/25000^{ème}	Contrôle tectonique
Intégrale hypsométrique (S)	Automatique ou semi-automatiquement d'après un MNT	Répartition des reliefs Maturité – immaturité des bassins Processus érosifs dominants

sédimentaires qui constituent le remplissage des bassins intramontagneux (série rouge de Céret, Calvet, 1986 ; séries arkosiques de Marquixane et séries détritiques d'Escaro et de la Lentilla, Bandet, 1975) signe l'activité tectonique des escarpements (Le Strat *et al.*, à paraître). Sur la base d'arguments relatifs à la morphologie et à la géométrie des bassins qui jalonnent la faille de la Têt (Cabrera *et al.*, 1988 ; Carozza, 1998), il est possible de reporter leur formation à une phase de décrochement dextre. Cet épisode induit la formation de bassins en relais distensifs (Mann *et al.*, 1983). Le diachronisme prononcé entre les bassins orientaux (Roussillon, Conflent, Aquitaniens, 23 Ma) et les bassins occidentaux (Cerdagne et Seu d'Urgell, respectivement d'âge Langhien et Serravalien, 15 et 12 Ma) a déjà été souligné (Pous *et al.*, 1986). Il atteste d'une propagation de la déformation le long de la faille de la Têt d'est en ouest au cours du Néogène et probablement d'une variabilité spatiale de l'intensité de la surrection. Ce dernier paramètre a pu être quantifié au niveau du massif du Canigou (Sère *et al.*, 1995). Les traces de fission sur apatite impliquent une surrection rapide du massif, de l'ordre de 2000 mètres, entre 26 ± 2,4 et 18 Ma. La vitesse moyenne de surrection du Canigou aurait alors été de 0,6 m/1000 ans jusqu'à cette dernière date.

Au cours du Pliocène, l'histoire géomorphologique de ce secteur, situé à proximité du niveau de base méditerranéen, voit interférer un contrôle tectonique et eustatique sur la sédimentation. La "crise messinienne" (Clauzon, 1990), correspond en Roussillon à une phase brutale d'incision et de dissection des reliefs. Peu marquée sur le bassin de l'Agly où le fonctionnement karstique en a atténué les effets, le développement des canyons qui intervient entre 5,7 et 5,3 Ma

Tableau 1 – **Méthode d'obtention et utilisation des principaux descripteurs morphométriques** (en gras la méthode utilisée dans cette étude).

Table 1 – *Main morphometric parameters and acquisition method.*

(Clauzon, 1996), marque une rupture géodynamique pour les hydrosystèmes issus de la chaîne axiale. Le début du colmatage de ces vallées étroites et de la régularisation du trait de côte coïncide avec la remise en eau du bassin méditerranéen lors du cycle eustatique T.B. 3-4 (Haq *et al.*, 1989) et au début de la progradation des "Gilbert deltas" jusqu'au niveau du littoral actuel. Dans la vallée de la Têt, le rôle de la tectonique dans le remplissage du bassin a cependant pu être mis en évidence par l'identification de déformations syntectoniques (Carozza, 1998). Sur la bordure nord de la plaine du Roussillon, au niveau d'Ille-sur-Têt, les séries pliocènes montrent un contact faillé avec le socle granitique du Millas. Le rejet vertical de cet accident, évalué en utilisant le décalage de la surface sédimentaire calibrée de la transition sédimentation marine - sédimentation continentale, est de 180 mètres. L'analyse microtectonique menée sur ce site amène à envisager un fonctionnement en décrochement sénestre de cet accident bordier, qui prolonge morphologiquement la faille de la Têt. Elle semble donc confirmer l'hypothèse d'une inversion du régime tectonique depuis le début du Pliocène et le retour à un champ de déformation compressif suivant une direction sub-méridienne (Grellet *et al.*, 1993).

Ces accidents sont toujours caractérisés par une activité sismique modérée, comme le montre la carte de répartition régionale des événements de magnitude supérieure à 2

(Souriau *et al.*, 1998). C'est en particulier le cas de la faille de la Têt, ponctuée par de nombreux séismes. Cette faille a fait l'objet de travaux antérieurs (Briais *et al.*, 1990) qui ont mis en évidence une morphologie caractéristique de faille active et ont proposé un fonctionnement en faille normale. Cependant, cette interprétation est en contradiction avec les données issues des mécanismes aux foyers des principaux séismes (Pauchet, 1998), qui indiquent un champ de déformation compressif, notamment pour le séisme de Saint-Paul de Fenouillet (18 février 1996).

Organisation morphologique du bassin de la Têt

Le bassin versant de la Têt couvre une superficie d'environ 1500 km². Globalement orienté nord-ouest sud-est, il s'aligne sur le tronçon oriental de la faille de la Têt. L'analyse du réseau de drainage et l'utilisation de la morphométrie des bassins sont des outils qui permettent de préciser le fonctionnement éventuel de cette faille au cours de la seconde moitié du Néogène et durant le Quaternaire. Le calcul des différents indices relatifs aussi bien au réseau hydrographique qu'au bassin versant a été entrepris pour le bassin de la Têt et ses principaux affluents. Les résultats synthétiques sont présentés dans le tableau 2.

Le bassin versant de la Têt est fortement dissymétrique, tant du point de vue de la répartition des volumes orographiques que de l'organisation du drainage (fig. 2 et 3). Cette caractéristique, très forte dans la terminaison orientale du bassin, tend toutefois à s'atténuer dans sa partie occidentale. La rive droite, qui supporte le massif du Canigou, est limitée par un escarpement de faille composite, d'une hauteur totale maximale de 2200 mètres. Celui-ci amène les matériaux du socle au contact des terrains néogènes dans le

bassin de Prades ainsi que sur la bordure nord du Roussillon. La pente moyenne de ce front tectonique est supérieure à 30°, mais montre d'importantes variations. Ce compartiment est drainé par un ensemble de sous-bassins d'ordre intermédiaire (ordre 5 à 6, fig.2). Les écoulements s'organisent en un ensemble de drains sub-parallèles de direction N 310 à N 350, *grosso modo* perpendiculaire à la faille de la Têt. Les inflexions de la direction de cette dernière, notamment au niveau de Corneilla-Filhols, perturbent la régularité de ce dispositif. La morphologie du raccordement entre ces cours d'eau et la vallée de la Têt présente également une importante variation latérale, associée au passage d'une morphologie évasée (vallée du Boulès) à un système de gorges étroites (vallée de la Carança). Par opposition, la rive gauche du bassin de la Têt ne présente pas de structuration tectonique comparable. Si la dénivellation entre le fond de vallée et les hauts sommets peut atteindre 2000 mètres dans l'amont du bassin, elle n'est que de quelques centaines de mètres dans le bassin du Conflent et en Roussillon. Lorsqu'il présente un aspect linéaire et une forte pente qui suggèrent l'existence d'un contact tectonique, la transition entre le socle et les bassins sédimentaires ne montre qu'une ébauche de facettes. Le drainage par le réseau hydrographique de ce versant s'oriente suivant une direction N 130, remarquablement constante, qui coïncide avec l'orientation de la gorge de raccordement entre le haut bassin de la Têt et le défilé de Fondpédrouse. Ce réseau se développe en grande partie sur les restes d'une surface d'aplanissement disloquée (Lagasque, 1984), dont les lambeaux sont largement visibles sur la carte des pentes au niveau du massif de Millas et du Carlit (fig. 2).

Cette dissymétrie morphologique des deux versants du bassin de la Têt exprimée qualitativement, est appréhendée quantitativement par l'utilisation des courbes et intégrales

Morphométrie des bassins d'alimentation	Bassins d'alimentation immatures (zones actives)	Bassins d'alimentation matures (zones stables)
Superficie des bassins d'ordre 3 (A)	Moyenne : 1,32 Ecart-type : 1,72	Moyenne : 2,53 Ecart-type : 1,91
Intégrale hypsométrique (S)	Moyenne : 0,62 Ecart-type : 0,06	Moyenne : 0,51 Ecart-type : 0,1
Nombre de sous-bassins d'alimentation (N)	Moyenne : 3,88 Ecart-type : 1,63	Moyenne : 4,24 Ecart-type : 1,87
Indice de symétrie (T= Dd/Da)	> à 0,6	< à 0,6
Fréquence de drainage d'ordre 1 (F=Nx/A)	Moyenne : 1,3	Moyenne : 0,93
Densité de drainage (D=Lx/A)	Moyenne : 14,3 km/km ²	Moyenne : 8,46 km/km ²

Tableau 2 – Comparaison des indices morphométriques des bassins d'alimentation d'ordre 3 dans les Pyrénées orientales (n=348). Les ordres de grandeurs des différents indices sont tout à fait comparables à ceux décrits dans d'autres environnements géomorphologiques (Delcaillau et Carozza, 1993 ; Delcaillau *et al.*, 1998) et permettent d'opposer le versant nord et sud du bassin, dont les comportements sont respectivement proches de celui d'une zone stable et d'une zone instable.

Table 2 – 3 order morphometric parameters value in eastern Pyrenees (n=348). Value of north side of the Tet basin are likely to steady margin, and south side to unsteady margin (see Delcaillau et Carozza, 1993 and Delcaillau *et al.*, 1998 for value comparison).

hypsométriques. La courbe hypsométrique représente la distribution fréquentielle normalisée des altitudes à l'intérieur d'un espace donné. La valeur de l'intégrale hypsométrique est donnée par :

$$S = \sum_{i=0}^n (\Delta h / H)$$

où Δh représente l'élévation du point considéré et H l'altitude maximale. Ici, cette valeur est calculée à l'intérieur de l'unité géomorphologique que représente le bassin versant.

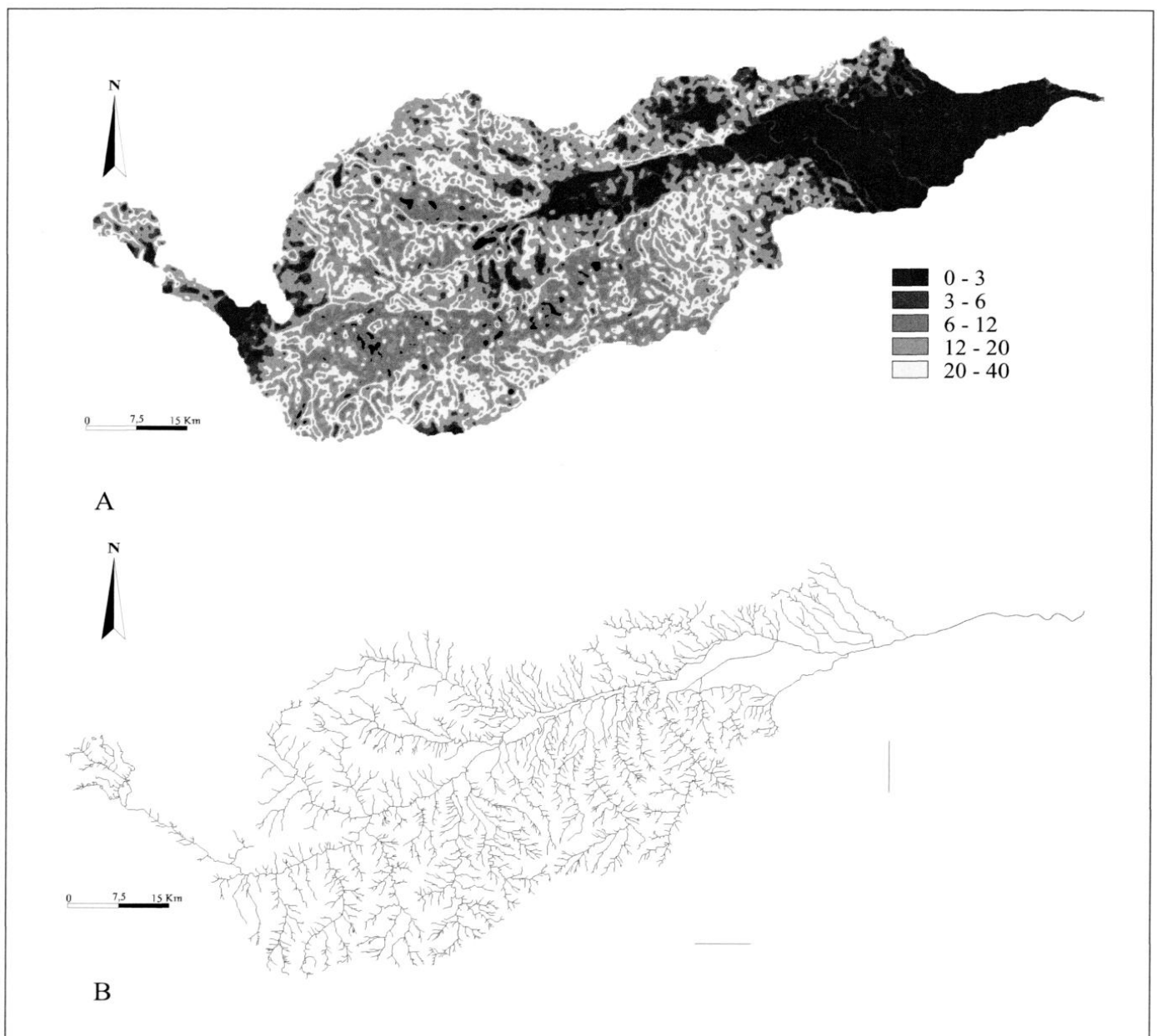
La courbe hypsométrique du bassin de la Têt montre une répartition des altitudes décroissant avec l'élévation (fig. 4). L'altitude moyenne du bassin est de 1030 mètres et l'altitude médiane de 1420 mètres. Seules 7% des altitudes sont inférieures à 200 mètres, ce qui traduit le rétrécissement anormal du bassin de la Têt lors de son entrée dans la plaine du Roussillon. Le profil général de la courbe hypsométrique est concave, mais marqué par des irrégularités, qui traduisent l'existence de seuils morphologiques calqués sur les unités

structurales majeures, notamment le bassin du Conflent. La valeur de l'intégrale est de 0,26, ce qui est faible pour un bassin versant du domaine méditerranéen (Ciccacci *et al.*, 1992). Celle-ci s'explique par l'importance des surfaces de faible altitude correspondant au bassin sédimentaire intramontagneux du Conflent. Le calcul de l'intégrale hypsométrique des deux versants du bassin de la Têt permet de caractériser l'opposition des deux compartiments séparés par la faille de la Têt.

L'hypsométrie de la rive droite montre un profil faiblement concave, nettement plus élevé que celui de l'ensemble du bassin. La valeur de l'intégrale hypsométrique est de

Fig. 2 – Dissymétrie de l'organisation morphologique et du réseau hydrographique du bassin de la Têt. A : carte des pentes ; B : réseau hydrographique supérieur à l'ordre 3.

Fig. 2 – Morphological and drainage opposition in the Tet basin. A : slope map; B : channel network.



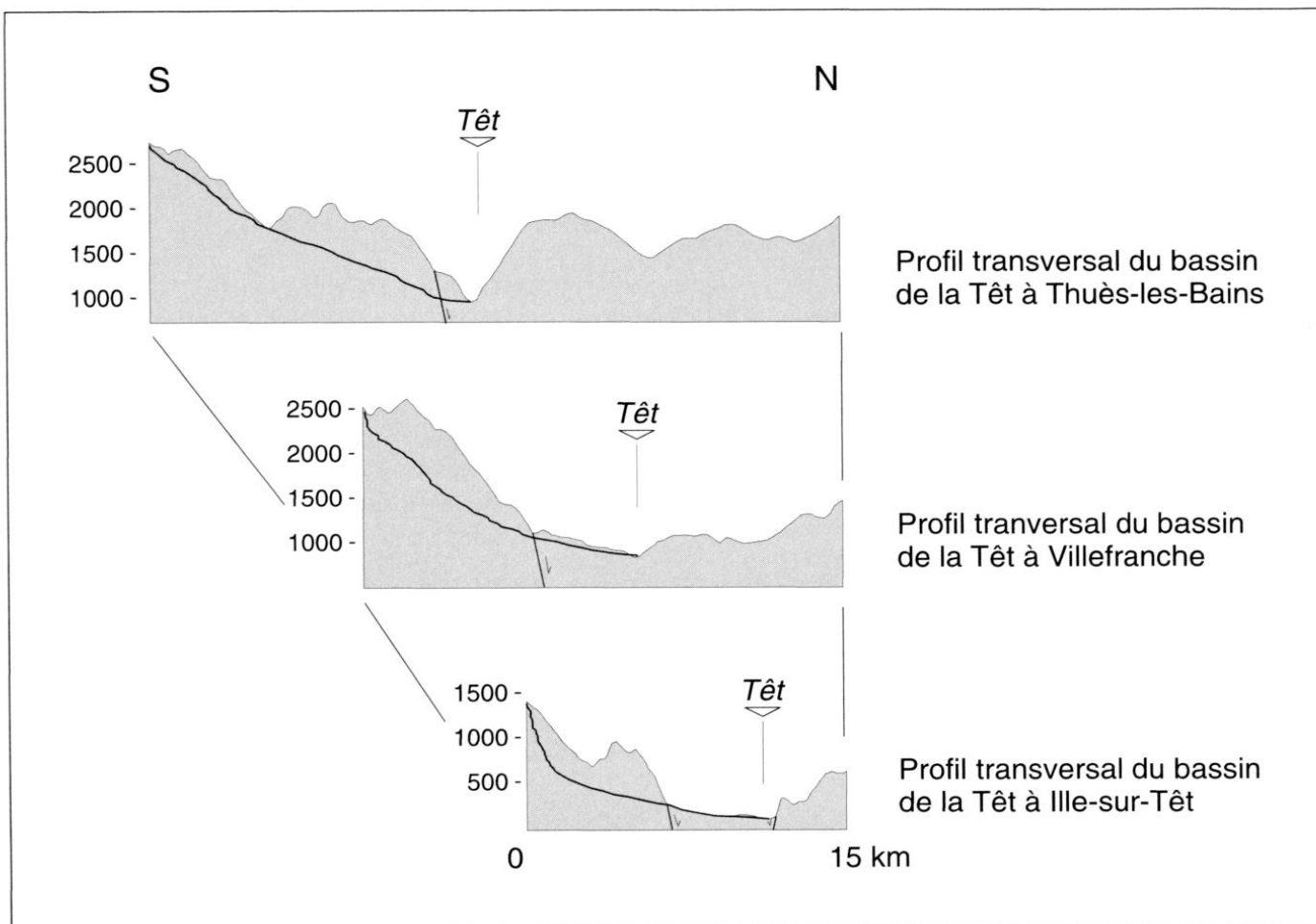


Fig. 3 – Profils transversaux du bassin de la Têt d'après un Modèle Numérique de Terrain.

Fig. 3 – Topographic cross-section in the Têt basin according to Digital Elevation Model.

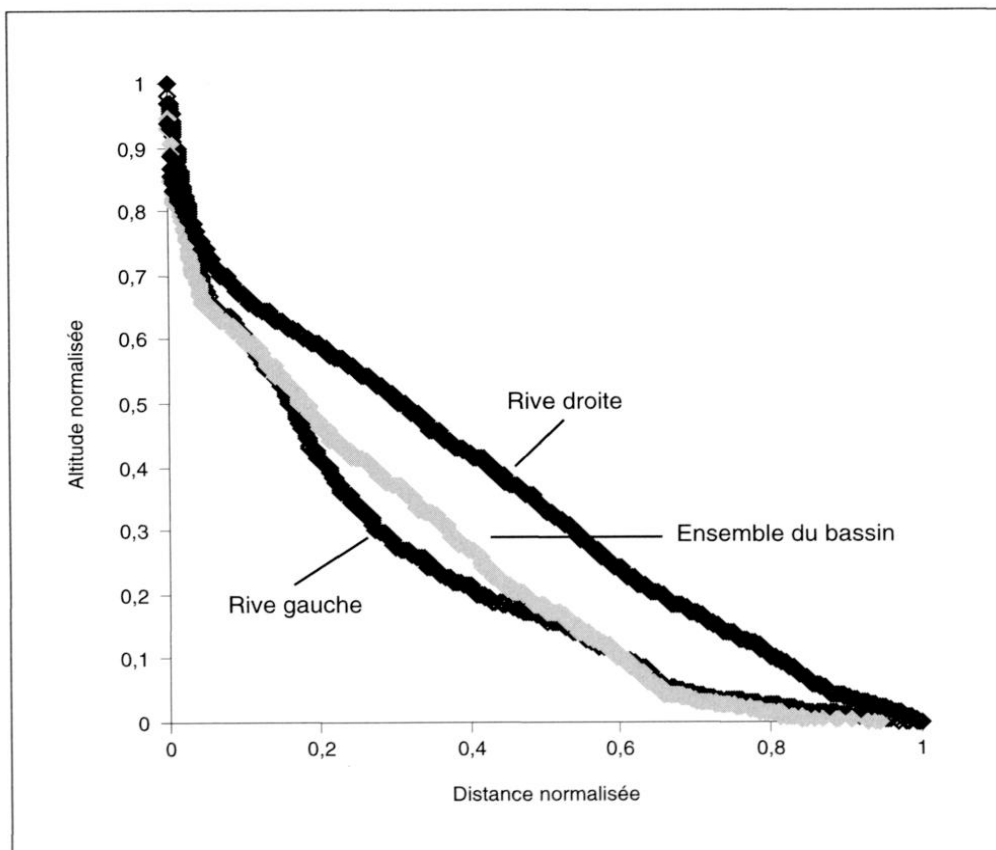


Fig. 4 – Intégrale hypsométrique du bassin de la Têt.

Fig. 4 – Hypsometric curve of the Têt basin.

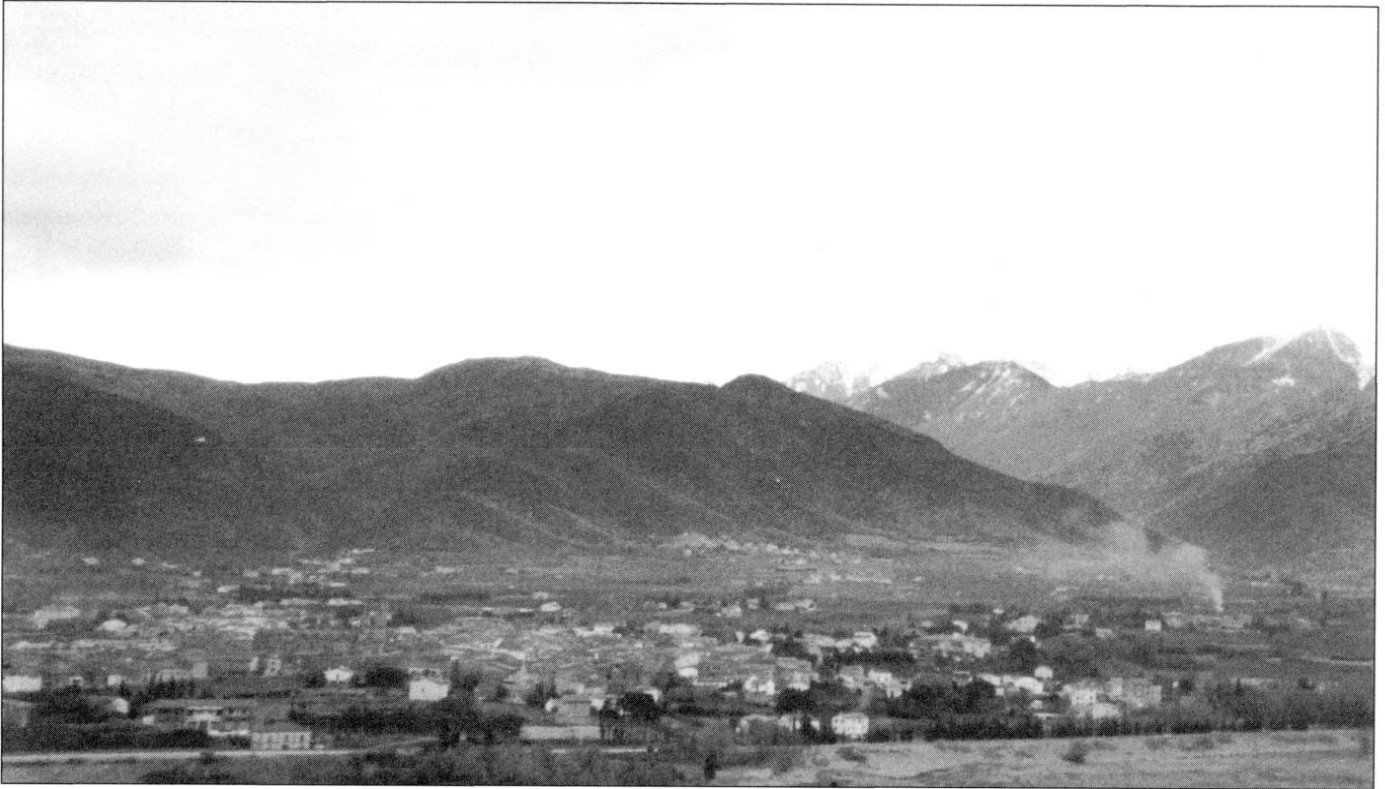


Photo 1 – Facettes triangulaires de l'escarpement de faille de la Têt dans la partie orientale du bassin.

Photo 1 – Spure morphology in the eastern part of the Tet fault.

0,36, ce qui reste faible. L'altitude moyenne est de 1108 mètres et la médiane de 445 mètres. L'écart très important entre ces deux valeurs traduit l'intensité des processus de dissection fluviale sur cette rive, notamment au niveau du front Canigou-Caraça. L'hypsométrie de la rive gauche montre une distribution des altitudes inférieure à celle de l'ensemble du bassin. La valeur de l'intégrale hypsométrique est de 0,24, soit une valeur inférieure à celle de la rive opposée. Le profil de l'intégrale est concave et régulier. L'altitude moyenne est de 998 mètres et l'altitude médiane de 500 mètres. L'écart entre ces deux valeurs est plus faible que celui observé pour la rive droite, ce qui traduit un plus faible contraste hypsométrique.

La distribution des altitudes permet donc d'opposer les deux versants du bassin de la Têt. Alors que les altitudes moyennes sont proches, la plus forte dispersion des altitudes sur le versant sud, qui porte le môle Canigou-Caraça, traduit l'intensité de la dissection fluviale sur cette rive. Parallèlement à la préservation des éléments de haute surface d'érosion portée en altitude par les mouvements tecto-orogéniques récents (Calvet, 1994), le réseau hydrographique incise en vallées profondes et étroites les reliefs (photo 1). À l'opposé, le versant nord est dominé par l'héritage des grandes surfaces du Carlit et du Millas et conserve une hypsométrie plus faiblement contrastée.

Cette étude morphologique préliminaire montre une différence d'organisation morphologique des deux versants du bassin de la Têt. Afin de mettre en évidence une éventuelle corrélation entre l'état du réseau hydrographique et des mouvements verticaux récents permettant d'expliquer cette opposition, nous avons procédé à la recherche de descripteurs quantitatifs de l'organisation des sous-bassins d'ordre 3 à 6.

Réponse des bassins versants

La distribution de la taille des bassins montre un fort contraste entre les deux versants (fig. 5 A et E). La taille moyenne des bassins d'ordre 4 et 3 sur la rive gauche (respectivement 7,94 et 3 km²) est en effet supérieure à celle des bassins d'ordre comparables en rive droite (5,5 et 2,55 km²). La taille des bassins d'un ordre donné est un indice qui a pu être corrélé avec le contexte de l'intensité des processus érosifs sous contrôle structural (Summerfield et Hulton, 1994). La taille des bassins enregistre donc également l'inégal degré d'organisation des deux versants de la Têt.

Pour essayer de préciser ce dispositif, l'analyse des intégrales hypsométriques des principaux sous-bassins de la Têt a été menée (fig. 6). À l'échelle des sous-bassins, les valeurs des intégrales sont fortement dispersées (0,36 à 0,65). D'une manière générale, la valeur des intégrales hypsométriques de la rive droite est supérieure à celle de la rive gauche. À l'échelle de la rive droite, les intégrales hypsométriques des sous-bassins montrent une évolution d'est en ouest, associée à une augmentation de la valeur de l'intégrale hypsométrique et au passage d'un profil concave à un profil convexe des courbes des intégrales. Elles suggèrent une augmentation de l'immaturation des bassins vers l'intérieur de la zone axiale pyrénéenne. Compte tenu de la différence de valeur observée pour des bassins présentant une lithologie comparable, cette répartition ne peut être

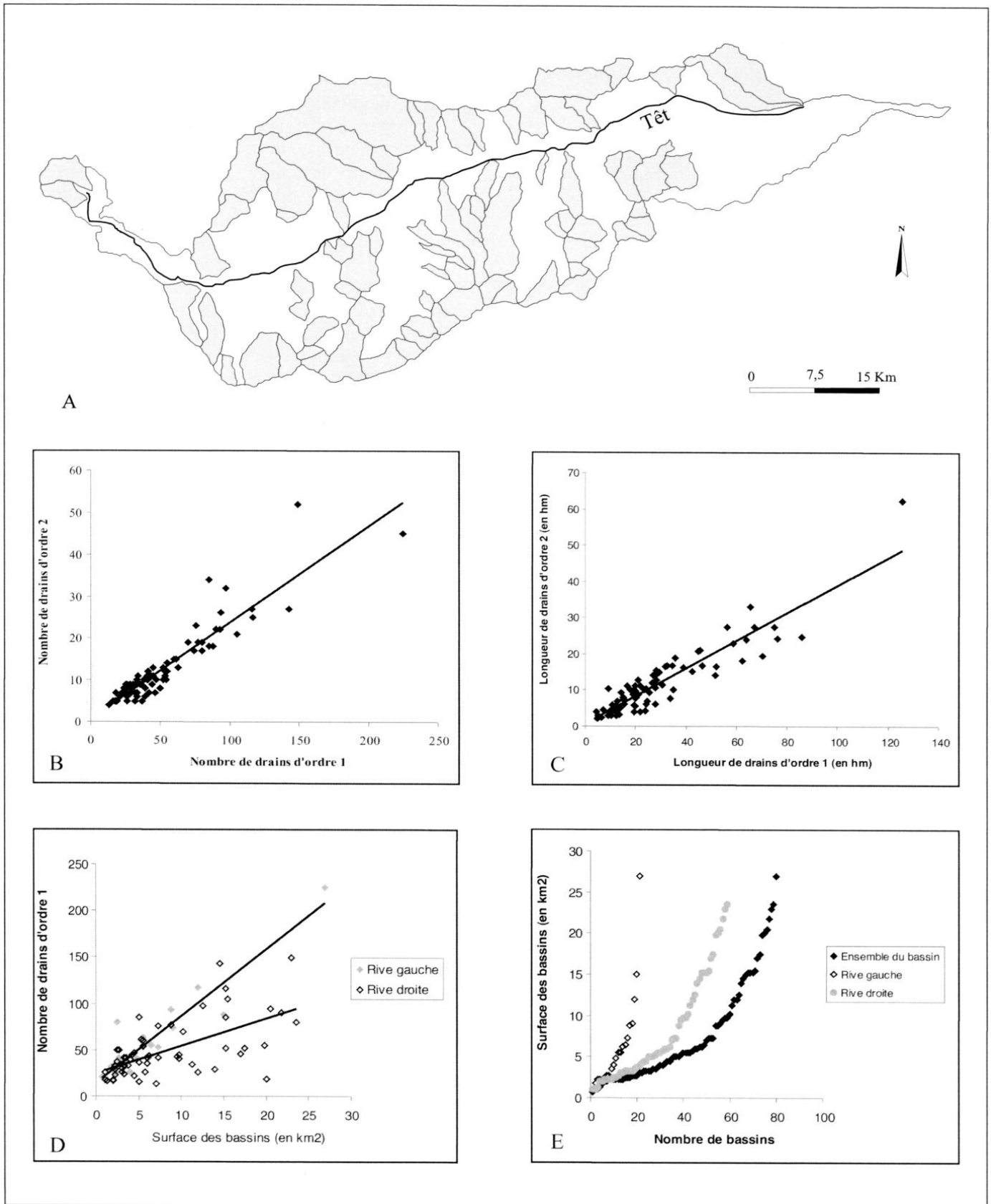


Fig. 5 – Indices morphométriques des bassins d'ordre 4 de la Têt. A : carte de la répartition des bassins ; B : ratio de confluence ($R_c=N_x/N_{x+1}$) ; C : ratio des longueurs ($R_l=L_x/L_{x+1}$) ; D : fréquence de drainage ($F=N_x/A$) ; E : distribution des bassins en fonction de leur surface.

Fig. 5 – Fourth order basins morphometric parameters. A: localisation map; B: confluence ration; C: length ratio; D: drainage frequency; E: area distribution.

mise sur le compte de l'érosion différentielle. Elle résulte donc d'une réponse à un inégal soulèvement de la bordure sud de la faille de la Têt.

Réponse du réseau hydrographique

Dans un premier temps, la recherche des différences d'organisation au niveau du réseau hydrographique entre les deux bordures du bassin versant a été menée en recourant à des indices classiques de description du réseau hydrographique. Le ratio de confluence ou le ratio de longueur des bassins d'ordre 4 (fig. 5 B et C) montrent une faible dispersion des valeurs. Aucune disparité entre les deux versants du bassin de la Têt n'a pu être mise en évidence par ce biais. Ces deux indices, qui traduisent l'état moyen des bassins, sont peu sensibles aux variations infra-régionales. Les valeurs obtenues sont comparables à celles d'autres domaines géomorphologiques, stables ou non (Kirchner, 1993). Ils sont donc indépendants du contexte tectonique et non pertinents en tant qu'indicateurs des mouvements verticaux.

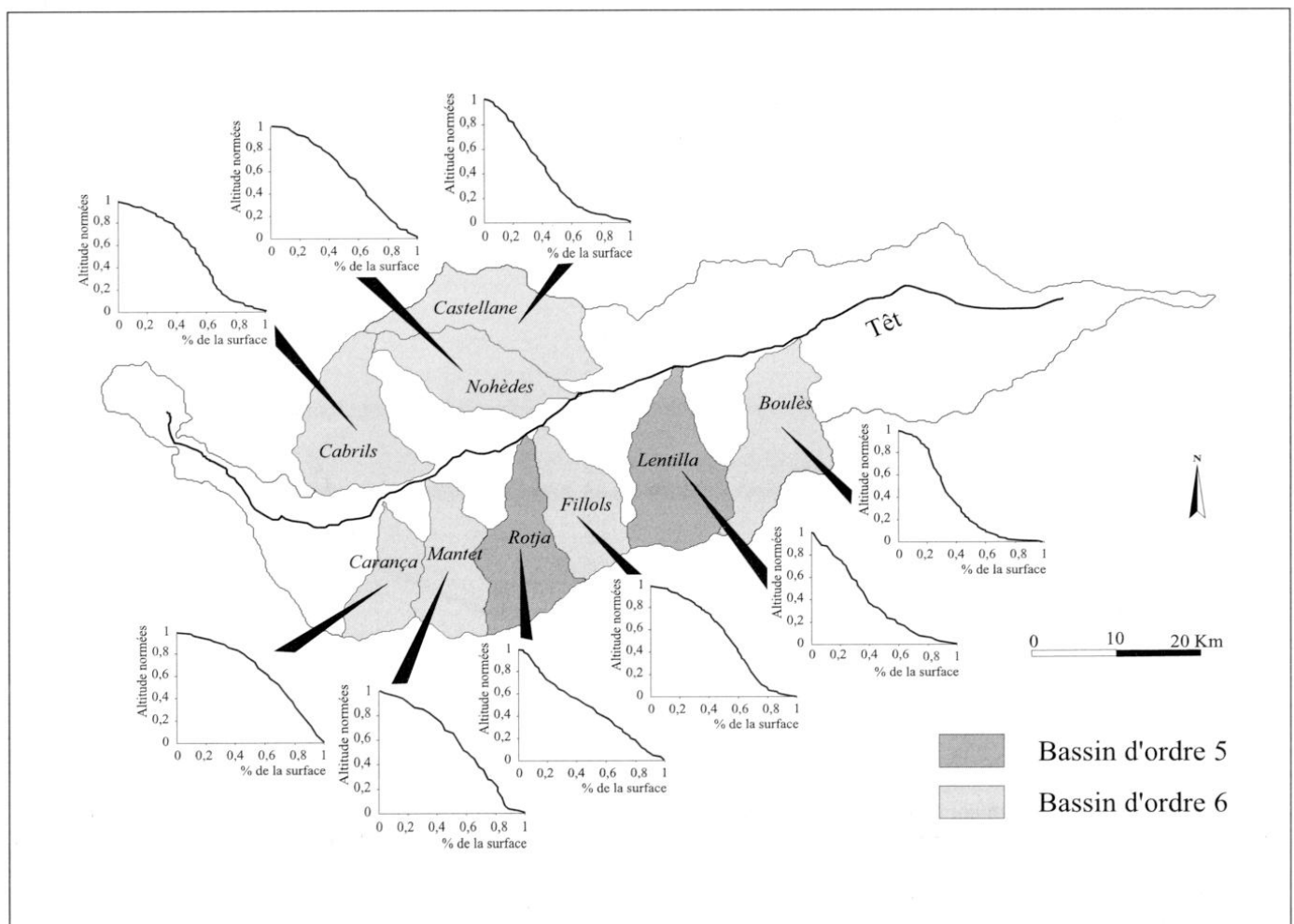
La fréquence de drainage totale (tous ordres confondus) a été calculée pour les bassins d'ordre 4. Elle indique une forte proportionnalité entre surface des bassins et longueur de drainage. La corrélation est cependant moins bonne pour les bassins d'ordre inférieur, qui présentent une plus grande variabilité spatiale de la densité de drainage, car ils sont plus

sensibles aux conditions stationnelles (lithologie, pente locale, couvert végétal). L'analyse séparée des bassins affluents de la rive droite et de la rive gauche de la Têt, montre des écarts significatifs de cette valeur et atteste d'une différence d'organisation du drainage entre les deux versants.

Cette différence est également perceptible au travers de la fréquence de drainage d'ordre 1. Les bassins de la rive droite ont une fréquence de drainage plus forte que les bassins de même ordre de la rive gauche (fig. 5 D), ce qui traduit une plus forte dissection de ce versant. Différentes interprétations de cet indice ont pu être proposées (lithologie, climat, comportement géodynamique, végétation...). Il est ici possible d'envisager une corrélation au moins partielle avec des facteurs climatiques, compte tenu de l'importance du contraste pluviométrique entre les deux versants de la vallée de la Têt (Vigneau, 1986). Cependant, l'hypothèse d'un contrôle structural, identique à celui mis en évidence dans l'Himalaya (Delcaillau, 1992) ou sur l'anticlinal de Pakuashan à Taiwan (Delcaillau *et al.*, 1998) peut être également retenue.

Fig. 6 – Variation spatiale de la valeur de l'intégrale hypsométrique des principaux sous-bassins de la Têt.

Fig. 6 – Hypsometric value of the main Tet sub-basins.



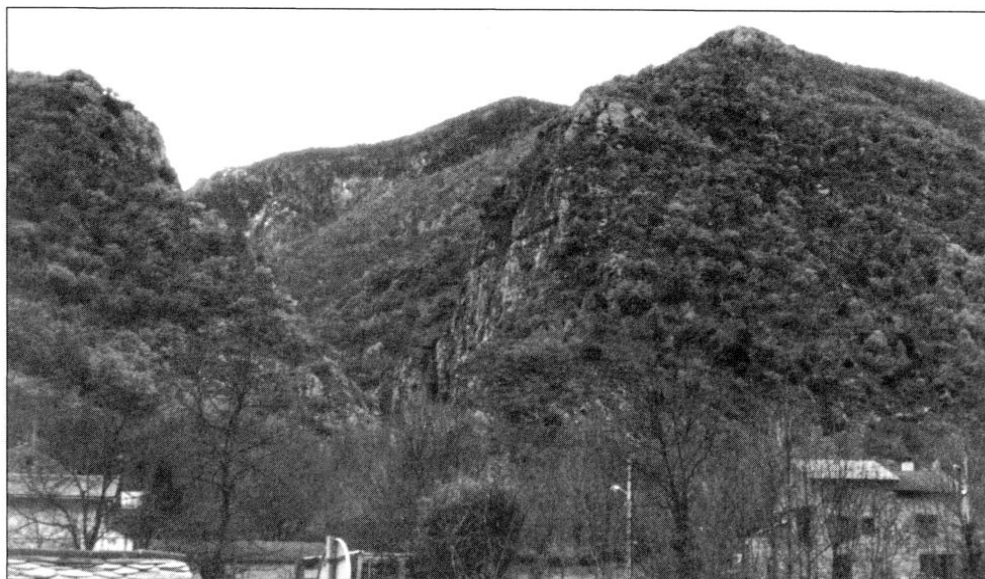


Photo 2 – Dissection des facettes d'ordre 3 par le réseau hydrographique perpendiculaire (gorge de la Carança).

Photo 2 – Fluvial dissection of the third order spure on the Tet fault at the Carança Valley (western part of the fault).

D'une manière générale, quel que soit l'indice, la rive gauche est marquée par une homogénéité du comportement des sous-bassins. Elle s'oppose à l'hétérogénéité de la rive droite, bien qu'il n'ait pas été possible de mettre en évidence de structuration spatiale à l'échelle de cet ensemble. Le recours à ces marqueurs confirme donc l'opposition entre la rive droite, soumise à un ensemble de processus érosifs intenses, et la rive gauche, marquée par un comportement plus atone mis en évidence par les intégrales hypsométriques. Cependant, afin de vérifier cette hypothèse et de déterminer l'existence d'un couplage entre réponse morphologique des bassins et surrection, les résultats issus de l'analyse morphométrique des bassins sont confrontés à l'étude de l'organisation des facettes de l'escarpement de faille de la Têt.

Morphométrie des facettes

Longue d'environ 100 km, la faille de la Têt est une morphostructure fortement exprimée dans la topographie. Ce seul critère ne suffit cependant pas à établir le caractère actif de cette faille. L'hypothèse de son exhumation a été proposée (Philip *et al.*, 1992) et réfutée (Calvet, 1994). Elle correspond donc *pro parte* à l'expression d'une activité néotectonique. Son segment oriental est drainé par la Têt et a fait l'objet d'une étude morphologique, afin de comparer ce résultat avec les données issues de l'analyse morphométrique des bassins.

L'escarpement de faille de la Têt se décompose en trois générations de facettes imbriquées (fig. 7 A), qui enregistrent trois épisodes de déformation (Briais *et al.*, 1990). Les générations les plus élevées (ordre 1 et 2, d'un dénivelé respectif de 1400 et 600 mètres), qui n'existent plus qu'à l'état résiduel, sont des plans très fortement dégradés par l'érosion régressive. Pour la génération la plus ancienne, il ne subsiste le plus souvent que les lignes faillées, plus faiblement attaquées par l'érosion. Les facettes intermédiaires (ordre 2), sont plus clairement identifiées. Il s'agit de plans présentant un état de dégradation avancée, mais toujours reconnaissables. Elles sont le plus fréquemment drainées par de petits bassins versants faiblement incisés et à forte pente. Ces deux générations de facettes correspondent à la surrection rapide d'environ 2000 mètres du môle du Canigou au Miocène inférieur, bien documentées par les traces de fissions sur apatite (Sère *et al.*, 1995). Elles enregistrent morphologiquement la surrection des reliefs synchrone du dépôt des séries syntectoniques du Conflent. La dernière génération de facettes d'ordre 3 se présente comme un plan d'une remarquable fraîcheur (photo 2). L'analyse morphométrique de cette génération de facettes, la plus significative, a été menée au travers de différents indices utilisés pour caractériser la géométrie et le fonctionnement des escarpements de faille (tableau 3). Malgré leur parenté morphologique, l'analyse quantitative des facettes d'ordre 3 montre qu'il s'agit

Morphométrie des facettes	Mature	Immature
$I = S/L$	< 2	> 2
$C = I/H$	> 10	2 à 5
Pente moyenne	15 à 30°	> 30°

Tableau 3 – Principaux descripteurs morphométriques des facettes (modifié d'après Wallace, 1977 ; Buckman et Anderson, 1979 ; Keller et Rockwell, 1984). I : indice d'incision ; C : indice de compacité et S : longueur des bassins drainant le front ; L : extension des facettes ; I : largeur des facettes.

Table 3 – Morphometric parameters of spure morphology (adapted from Wallace, 1977 ; Buckman et Anderson, 1979 ; Keller et Rockwell, 1984). I : dissection index ; C : compaction index and S : length of the basins ; L : Spure development ; I : spure.

d'un groupe hétérogène. Les différents indices permettent de mettre en évidence l'augmentation de la dénivelée des facettes vers l'ouest pour la génération la plus récente. Si certaines facettes montrent un comportement atypique, lié à la variabilité de la résistance à l'érosion régressive, la tendance à l'augmentation de la hauteur des facettes est nette. L'existence d'un gradient est - ouest est enregistré par l'indice de compacité des facettes (tableau 3) et par la pente moyenne des facettes (fig. 7 C et D). Ces deux indices montrent une forte variabilité suivant cette direction. L'indice de compacité est supérieur à 4 sur le segment est de la faille et diminue progressivement vers l'ouest, où les valeurs sont inférieures à 3. Sur cette base, deux groupes de facettes ont été reconnus. De la même manière, la pente moyenne des facettes montre une tendance marquée à l'augmentation suivant la même direction. Là également, deux groupes de facettes présentant un comportement proche ont été délimités. Ils ne recoupent que partiellement les deux ensembles découpés à partir de l'indice de compacité.

Ces différents indices suggèrent qu'il existe une variabilité spatiale du rejet vertical de la faille de la Têt. En l'absence de traces d'exhumation de l'escarpement, la hauteur des facettes fournit un ordre de grandeur des mouvements verticaux. Maximal au niveau du massif de la Carança, où les facettes présentent une amplitude de l'ordre de 400 mètres, il diminue progressivement vers l'est, où il n'est plus que d'une centaine de mètres. L'augmentation de la pente moyenne des facettes suggère un diachronisme de leur formation et une propagation de la déformation depuis les zones externes de l'orogène.

Discussion

L'utilisation de deux marqueurs indépendants, la morphologie des bassins et la morphométrie des facettes indiquent donc une variation de l'intensité et un diachronisme de la surrection le long de la faille de la Têt. Cette atténuation progressive de la déformation vers l'est, est également enregistrée par la déformation de marqueurs sédimentologiques à l'intérieur des bassins, notamment la surface de transition des sédiments marins aux dépôts continentaux, associée à la transgression zancléenne (Clauzon, 1990). Les valeurs obtenues montrent un même ordre de grandeur, 180 mètres dans le bassin d'Ille-sur-Têt, localisé à l'extrémité orientale de la faille, où son rejet est minimal, au cours du Pliocène (Carozza, 1998). Sur cette base, il est possible d'attribuer la troisième génération de facettes de la faille de la Têt au Plio-quadernaire. Les vitesses moyennes de surrection varient donc le long de la faille de la Têt entre 0,9 m/1000 ans dans la partie occidentale et 0,2 m/1000 ans dans la partie orientale de la faille, soit des vitesses du même ordre de grandeur que les vitesses actuelles enregistrées par comparaison de nivellement sur une échelle de temps de 70 ans (0,7 mm/an, Lenôtre et Fourniguet, 1987). Comparées aux évaluations antérieures, (0,1 à 0,55 m/1000 ans pour le Néogène supérieur, (Calvet et Lemartinel, 1993), ces vitesses moyennes sont situées dans une fourchette haute. Elles confirment cependant l'acquisition récente (Néogène) et polyphasée des

volumes orographiques dans les Pyrénées orientales, ainsi que l'importance des mouvements verticaux plio-quadernaires.

Les marqueurs morphométriques relatifs au réseau hydrographique (densité de drainage) ou à la morphologie des bassins (taille des bassins et intégrales hypsométriques) sont donc couplés avec les vitesses de surrection. Ils peuvent donc être utilisés comme traceurs de la déformation active en contexte de faible déformation. Ces résultats confirment les données obtenues dans des contextes géomorphologiques marqués par de fortes vitesses de surrection (Himalaya, Hurtrez, 1998). Ils fournissent des indications sur le mode de fonctionnement, la propagation et l'intensité de la déformation récente et permettent de proposer un modèle de croissance des reliefs associé au fonctionnement de la faille de la Têt (Carozza, 1998). Ce modèle, développé à partir des expériences analogiques de J.-C. Soula *et al.* (1988), représente nécessairement une simplification de la complexité des faits décrits, notamment du fait des héritages liés aux épisodes antérieurs de déformation et de la superposition de la tectonique pyrénéenne et méditerranéenne (Souriau et Pauchet, 1998). Cependant, il permet de rendre compte des principales caractéristiques de l'organisation du relief notamment (fig. 8) de la répartition des volumes topographiques et de la dissymétrie des deux bordures du bassin. L'asymétrie des reliefs, maximale au niveau du massif du Canigou s'atténue ensuite vers l'est ; cette évolution de la répartition des volumes orographiques s'explique par l'inégale surrection le long du plan de faille de la Têt. Cette organisation morphologique a été mise en évidence par modélisation analogique et dans d'autres exemples naturels (Pleasant Valley, Jackson, 1994 ; Mer Morte, Reches, 1987). L'analyse des facettes montre une organisation compatible avec un soulèvement différentiel du compartiment sud de la faille ; celui-ci s'accompagne d'une inversion du regard de la faille de la Têt entre le bassin du Conflent et le Roussillon dont rend compte le modèle initial et décrit dans de nombreux exemples de failles normales (Jackson, 1994) ; enfin il rend compte des caractéristiques morphologiques des sous-bassins versants. Les variations de l'état des sous-bassins sont la conséquence du soulèvement différentiel le long de la faille de la Têt.

De surcroît, cette interprétation permet d'envisager le développement simultané de structures en compression et en extension (Ott d'Estevou, 1985). En effet, dans les systèmes décrochants, les failles normales, développées dans le quadrant en compression, se présentent toujours comme les structures présentant la plus forte expression morphologique (Soula, 1984). Elles coexistent avec des structures compressives, développées dans le quadrant en extension. La présence et l'interprétation microtectonique de ces dernières ne suffit donc pas à déterminer le contexte géodynamique régional. L'intégration des données géomorphologiques est alors un apport principal à la caractérisation du champ de déformation. Le développement d'interprétations divergentes (compression, Philip *et al.*, 1992 ; extension, Briais *et al.*, 1990) relève donc d'une prise en compte de données d'échelles différentes, obtenues par des méthodes différentes.

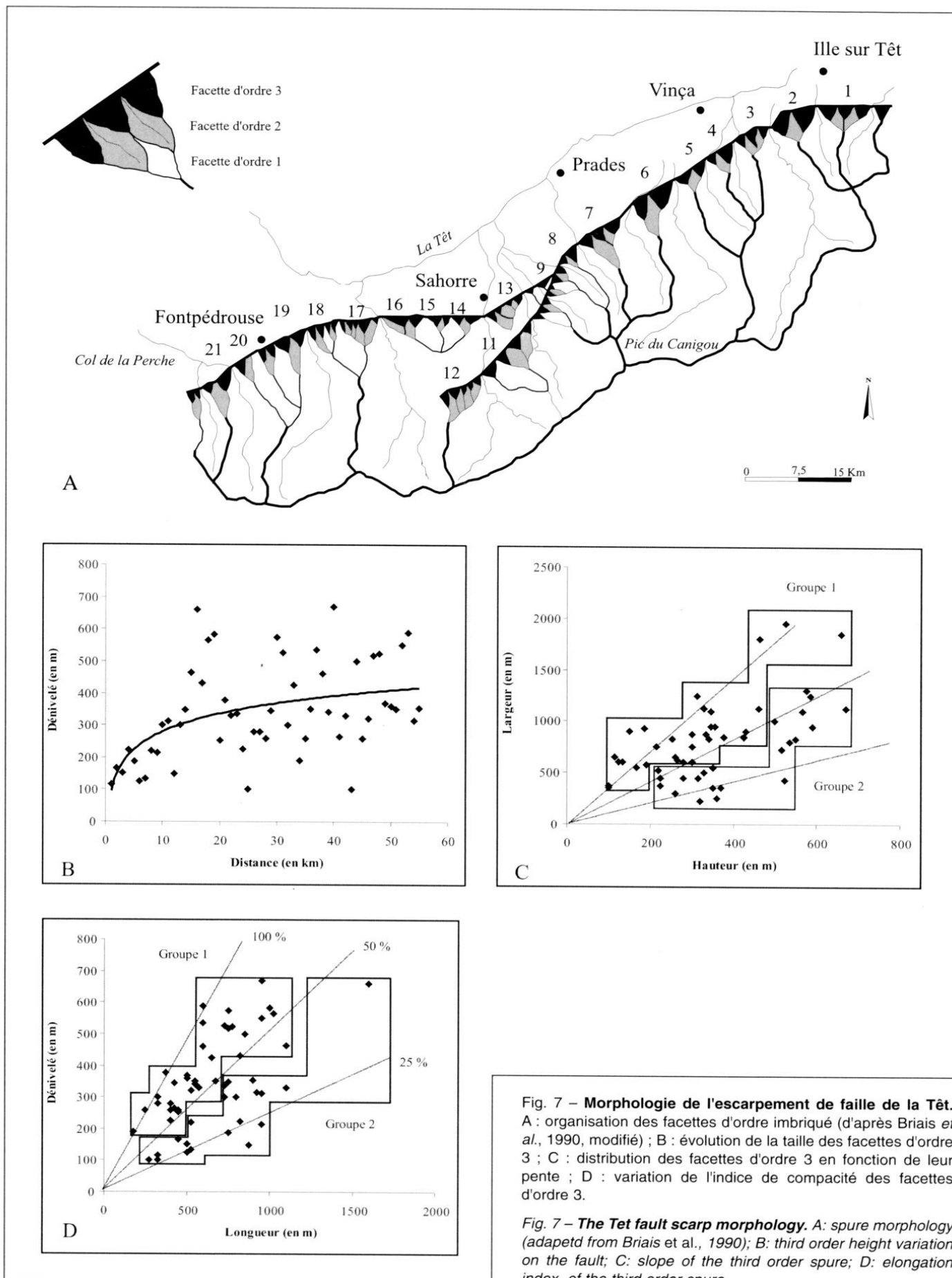
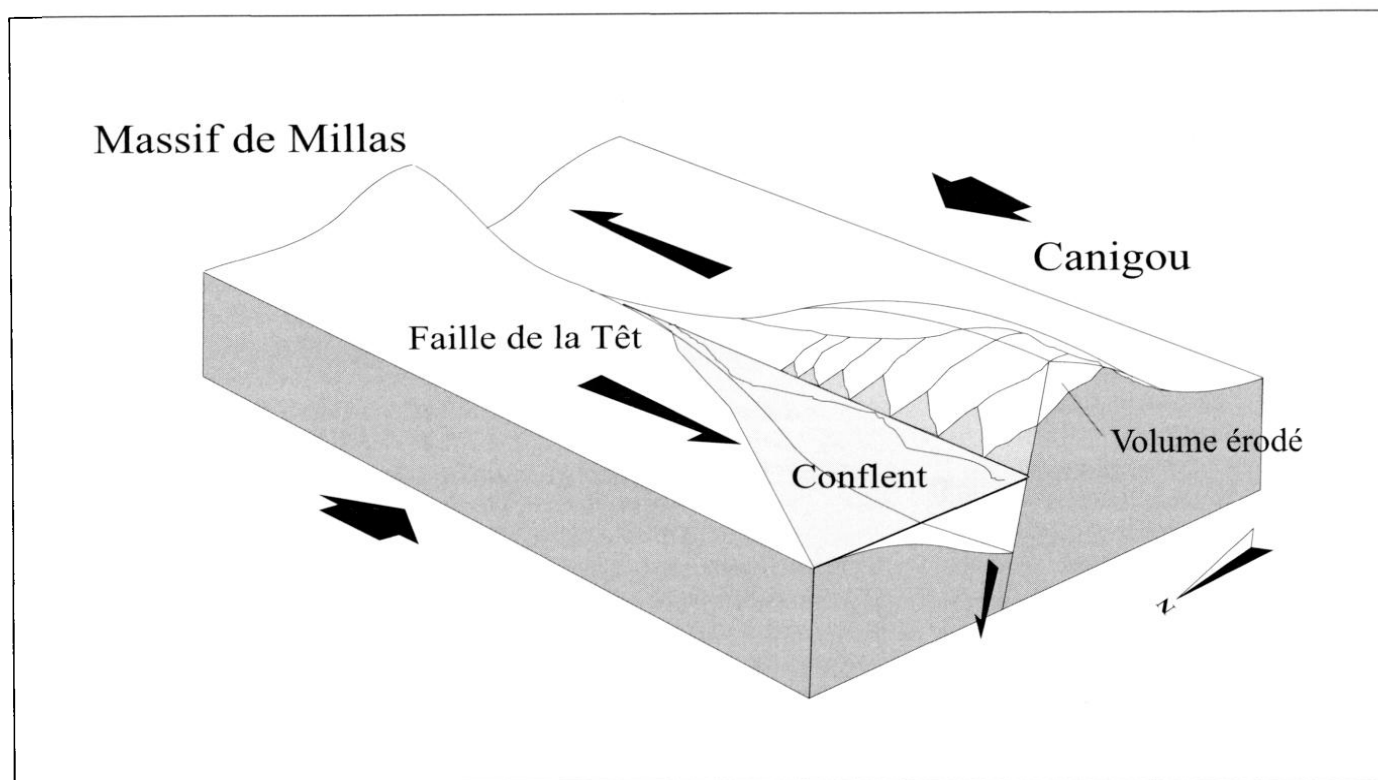


Fig. 7 – Morphologie de l'escarpement de faille de la Têt. A : organisation des facettes d'ordre imbriqué (d'après Briais *et al.*, 1990, modifié) ; B : évolution de la taille des facettes d'ordre 3 ; C : distribution des facettes d'ordre 3 en fonction de leur pente ; D : variation de l'indice de compacité des facettes d'ordre 3.

Fig. 7 – The Têt fault scarp morphology. A: spure morphology (adapeted from Briais *et al.*, 1990); B: third order height variation on the fault; C: slope of the third order spure; D: elongation index of the third order spure.



Les données de sismicité instrumentale, si elles montrent l'activité de la faille de la Têt, ne permettent pas, faute d'un nombre suffisant de mécanismes au foyer sûrs, de proposer un schéma tectonique, ni de déterminer le régime de déformation actuel. Cependant, l'analyse de la déformation des matériaux pliocènes et quaternaires ainsi que de la géométrie des dépôts (Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 1999) permet d'envisager la mise en place d'un champ de déformation proche de N 010 à N 030 (fig. 8). Celle-ci est compatible avec les données issues de l'analyse géomorphologique.

Ainsi, seule la multiplication des travaux et la confrontation des données issues d'approches différentes, tant par leur objet que leurs méthodes (organisation topographique et géomorphologique, sismologie, néotectonique...) permettra de préciser l'organisation morphostructurale de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne, d'affiner les interprétations existantes et de déterminer le champ de contraintes.

Références

- Avouac J. P. (1993)** - Analysis of Scarp Profiles : Evaluation of Errors in Morphologic dating. *J. Geo. Research*, 98, 6745-6754.
- Bandet Y. (1975)** - *Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon Nord-occidental*. Thèse, Univ. Toulouse III, 56 p.
- Bonnet S. (1998)** - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Mémoires, n° 86, *Géosciences Rennes*, 352 p.
- Briaïs A., Armijo R., Winter T., Tapponnier P. et Herbecq A. (1990)** - Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tecto.*, v. IV, 1, 19-42.
- Buckman R. C. et Anderson R. E. (1979)** - Estimation of fault-scarp ages from scarp height-slope-angle relationship. *Geology*, 7, 11-14.
- Fig. 8 – Schéma de développement des reliefs associés à un décrochement sénestre sur la faille de la Têt** (adapté de Soula et al., 1988).
- Fig. 8 – Relief development associated to left-lateral strike-slip on the Têt fault** (adapted from Soula et al., 1988).
- Cabrera L., Roca E. et Santanach P. (1988)** - Basin formation at the end of a strike-slip fault : The cerdanya Basin (Eastern Pyrenees). *J. Struct. Geol.*, 145, 261-268.
- Calvet M. (1999)** - Régime de contraintes et volumes de reliefs dans l'est des Pyrénées. *Géomorphologie*, 3, 253-278.
- Calvet M. (1994)** - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales*. Thèse, Univ. Paris I, 1178 p.
- Calvet M. (1986)** - La stratigraphie du néogène du Roussillon et le problème des séries détritiques de bordure. Essai de mise au point. *Géol. France.*, 2, 205-220.
- Calvet M. et Lemartinel B. (1993)** - L'expression de l'orogénèse : taux de surrection, mesure de l'ablation et rythme d'évolution. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 53, 27-34.
- Carozza J. M. (1998)** - *Evolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : L'exemple des bassins d'alimentation des Pyrénées orientales. Approche morphotectonique*. Thèse, Univ. Toulouse II, 385 p.
- Carozza J. M. et Delcaillau B. (1999)** - L'enregistrement de la tectonique quaternaire par les nappes alluviales : L'exemple du bassin de la Têt (Pyrénées orientales, France). *C.R. Acad. Sci.*,
- Ciccacci S., D'Alessandro L., Fredi P. et Lupia Palmieri E. (1992)** - Relation between morphometric characteristics and denudation processes in some drainage basins of Italy. *Z. Geomorph. N.F.*, 53-67.
- Clauzon G. (1996)** - Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, 1, 3-32.

- Clauzon G. (1990)** - Reconstitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, XVII, 125-155.
- Deffontaines B., Lee J. C., Angelier J., Carvalho J. et Rudant M. (1994)** - New geomorphic data on the active Taiwan orogen : a multisource approach. *J. Geo. Research*, 99, B10, 20243-20266.
- Delcaillau B. (1997)** - *Les fronts de chaînes actives : genèse des reliefs et relations tectonique-érosion-sédimentation*. Mém. HDR, Univ. Caen, 338 p.
- Delcaillau B. (1992)** - *Les Siwaliks du Népal oriental*. CNRS Edit., Paris, 274 p.
- Delcaillau B., Deffontaines B., Floissac L., Angelier J., Déramond J., Souquet P., Chu H. T. et Lee J. F. (1998)** - Morphometric evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 263-290.
- Delcaillau B. et Carozza J. M. (1993)** - Couplage érosion-tectonique et dynamique des fronts de chaîne active. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, 53, 35-52.
- Floissac L. (1997)** - *Traitement automatique des Modèles Numériques de Terrain pour l'analyse géomorphologique. Application aux Afars et à Taiwan*. Thèse, Univ. Toulouse II, 266 p.
- Gorini C. (1993)** - *Géodynamique d'une marge continentale passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale)*. Thèse, Univ. Toulouse III, 256 p.
- Grellet B., Philip H., Bousquet J. C., Fleat J., Escuer J., Goula X. et Granier T. (1993)** - Inversion du régime tectonique dans les Pyrénées orientales depuis le Pliocène. *Actes du colloque Géoprospective*, 18-19 Avril 1994, Paris, UNESCO, 289-298.
- Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987)** - Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science*, 235, 1156-1166.
- Hurtrez J. E. (1998)** - *Analyse géomorphologique des interactions tectonique-érosion dans le système himalayen*. Thèse, USTL, Montpellier, 194 p.
- Hurtrez J. E., Lucazeau F., Lavé J. et Avouac J. P. (1997)** - Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *J. Geo. Research.*, 104, B6, 12779-12796.
- Holbrook J. et Schumm S. A. (1999)** - Geomorphic and sedimentary response of rivers to active deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.
- Hovius N. (1996)** - Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research*, 8, 29-44.
- Jackson J. (1994)** - drainage systems and development of normal faults : an example from Pleasant Valley, Nevada. *J. Struct. Geol.*, 16, 1041-1059.
- Keller E. A. et Rockwell T. K. (1984)** - tectonic geomorphology, quaternary chronology and paleosismicity. *Springer-verlag*, Berlin, 512 p.
- Kirschner J. W. (1993)** - Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel network. *Geology*, 21, 591-594.
- Lagasquie J. J. (1984)** - *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. CNRS, Toulouse, 374 p.
- Lavé J. (1997)** - *Tectonique et érosion : l'apport de la dynamique fluviale à l'étude sismotectonique de l'Himalaya du Népal Central*. Thèse de Doctorat, Science, Université de Paris 7, 226 p.
- Leeder M. R. et Jackson J. (1993)** - The interaction between normal faulting and drainage in extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, 5, 79-102.
- Lenôtre N. et Fourniguet J. (1987)** - Mouvements verticaux actuels : comparaisons de nivellement. *Synthèse géologique des Pyrénées*, inédit, 7 p.
- Le Strat P. et al. (à paraître)** - Notice de la carte géologique de Céret.
- Lifton N. A. et Chase C. G. (1992)** - Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape dimension and hypsometry : implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California. *Geomorphology*, 5, 77-114.
- Mann P., Hempton M. R., Bradley D. C. et Burke K. (1983)** - Development of pull-apart basins. *J. Geol.*, 91, 529-544.
- Merritts D. et Vincent K. R. (1994)** - Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rate of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 1373-1388.
- Millian H., Den Bezemer T., Vergès J., Marzo J. A., Roca E., Crès J., Zoetemeijer R., Cloetingh S., Puigdefabregas C. (1995)** - Pale-elevation and effective elastic thickness evolution in mountain ranges : inferences from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 8, 917-928.
- Ohomori H. (1993)** - Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. *Geomorphology*, 8, 263-277.
- Ott d'Estevou P. (1985)** - Les bassins sédimentaires en contexte décrochant. Séance spécialisée de la *Société Géologique de France* : "Genèse des bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant". Paris, 30-31 mai 1985.
- Pauchet H. (1998)** - *Sismicité de la chaîne pyrénéenne : Image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de fenouillet (Février 1996). Implications tectoniques*. Thèse, Univ. Toulouse III, 157 p. + annexes.
- Philip H., Bousquet J. C., Escuer J., Fleat J., Goula X. et Grellet B. (1992)** - Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des Pyrénées : implications sismotectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, 1239-1245.
- Pous J., Julia R. et Sole Sgranes L. (1986)** - Cerdanya basin geometry and its implication on the neogen evolution of Eastern Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 355-365.
- Reches Z. (1987)** - Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the Dead sea transform. *Tectonophysics*, 141, 75-88.
- Sère V., Brunel M. et Carpena J. (1995)** - The uplift of the Canigou massif (P.O., France) : a fission tracks contribution. *Terra abstracts*, EUG, *Terra Nova*, vol. 7, 44.
- Soula J. C. (1984)** - Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bull. Soc. Belge. Géol.*, 93, 1-2, 83-104.

- Soula J. C., Bessière G. et Hérail G. (1988)** - Simple shear experiments on basement cover sequences with a comparison to the Bierzo basin, NW Spain. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, N.S., 14, 163-179.
- Souriau A., Pauchet H., Sylvender M., Rigo A., Fels J. F., Douchain J. M. et Ponsolles C. (1998)** - Une nouvelle carte de la sismicité des Pyrénées. *Réu. Sci. Terre*, Brest, 31 Mars-3 Avril, 198.
- Souriau A., et Pauchet H. (1998)** - A new synthesis of Pyrenaen seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, 221-244.
- Strahler A. N. (1952)** - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 1117-1142.
- Summerfield M. A. et Hulton N. J. (1994)** - Natural controls of alluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geo. Research*, 99, 13, 871-883.
- Vergnes M. et Souriau M. (1993)** - Quantifying the transition between tectonic trend and mesoscale texture in topographic data. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2139-2141.
- Vigneau J. P. (1986)** - *Climat et climats des Pyrénées orientales*. Thèse, Univ. Toulouse II, 618 p.
- Wallace R. E. (1977)** - Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 1267-1281.

Manuscrit reçu le 6 mars 1999, accepté le 15 février 2000