Bull. Soc. géol. Fr., 2004, t. 175, n° 3, pp. 257-272

Le segment nord de la faille de la Tet (Pyrénées-Orientales) : fonctionnement néogène et implications géomorphologiques

BERNARD DELCAILLAU[1], JEAN-MICHEL CAROZZA[2] et MARIANNE FONT[1]

Mots clés. – Escarpement de faille, Géomorphologie, Sédimentation syntectonique, Exhumation, Plio-quaternaire, Pyrénées-Orientales.

Résumé. – Dans les régions à vitesses de déformations faibles à moyennes, l'évaluation des tendances évolutives des reliefs passe par l'identification des failles actives et leur expression géomorphologique. L'utilisation d'indicateurs morphologiques et sédimentaires permet de reconstituer les stades de croissance et de dégradation des reliefs. Le segment nord de la faille de la Têt (F.T.N.) est un accident à forte signature morphologique s'exprimant par un escarpement orienté N080° à N050°E et long de 30 kilomètres. Les outils morphométriques adaptés à la détection des mouvements verticaux et le signal sédimentaire sont appliqués à la F.T.N. entre Prades et Ille-sur-Têt (Pyrénées-Orientales). Les marqueurs caractéristiques de son évolution sont la morphométrie des facettes triangulaires, des bassins versants et du réseau hydrographique ainsi que la stratigraphie des dépôts détritiques pliocènes. L'étude des lithofaciès et des séquences élémentaires pliocènes montre que la sédimentation est en étroite relation avec l'activité de la faille. La géométrie actuelle de la surface de remblaiement pliocène supérieur du bassin du Conflent, la position altitudinale des paléotalwegs et des ruptures sur le profil en long des cours d'eau montrent clairement que l'activité de faille s'estompe dès le Pliocène supérieur. L'approche multicritère (sédimentologie, structure et géomorphologie) montre que la F.T.N. n'est plus active au Pléistocène. L'escarpement de faille actuel est une ancienne structure exhumée révélée par l'érosion différentielle. Au Quaternaire, l'exhumation de l'escarpement et du remplissage pliocène est en relation avec le basculement de la marge du golfe du Lion.

The northern segment of the Têt Fault (Pyrenees-Orientales) : Neogene evolution and geomorphic implications

Key words. – Fault scarp, Geomorphology, Syntectonic sedimentation, Exhumation, Plio-Pleistocene, Pyrénées-Orientales.

Abstract. – In intraplate areas, low tectonic deformation frequently resembles denudational processes. Fault scarps are eroded and buried by Quaternary alluvial deposits. The eastern termination of the Pyrenean orogenic belt displays a moderate tectonic and seismic deformation. In the northern segment of the Tet fault (F.T.N.), geomorphic systems are analysed with intent to detect the various response of landforms and drainage pattern to recent tectonics. We used topography, structural data, drainage pattern and sedimentological syntectonic deposits which determine the evolution of the fault scarp since the Pliocene.

The F.T.N., trending N080 to 050°E, is about 30 km long. The fault, separating the Pliocene sequences in the hanging wall and granite in the footwall, is emergent along the scarp. The change in fault orientation along strike gives the fault zone a "dog-leg" pattern in plan view (fig. 1 and 2). Structural data indicate that the faults are steeply dipping (> 60°). The stratigraphy of the study area can be divided up into three main depositional units, bounded above and below by sequence boundaries (fig. 6 and 7). The lithofacies of the Pliocene deposits is composed of coarser conglomerate, sandstones and silts. Most of the sediments exposed in the sections were deposited by braided rivers. Palaeocurrent data indicate a dominant SW-NE directed palaeoflow, although there are also a range of lateral flow directions. Proximal breccias provide evidence for the degradation of the fault scarp (fig. 7b). In westward direction, the offset of middle Pliocene level shows a differential uplift from 150 to 300 m. In several places, the fault is covered by middle Pleistocene terrace deposits that are not apparently affected. The activity of the Têt fault and transversal faults is thus probably lower to upper Pliocene age.

The geomorphological indices are useful tools in the evaluation of neotectonics. One of the major features of the relief is the fresh and immature aspect of the fault scarp. They are characterized by a sharp contact between sediments and basement, a low sinuosity index and two triangular spurs. Some statistical properties of landscape (relief, hydrographic network geometry, hypsometric integral ...) may be dominated by the influence of tectonic processes [Merrits and Vincent, 1989 ; Lucazeau and Hurtrez, 1997 ; Font, 2002]. These geomorphic parameters can provide quantitative estimates of surface displacements. But the factors other than tectonics (climate, glacio-eustatism and lithology) control morphometric properties. In our study, we used topography, drainage pattern and structural data to perform quantitative morphometric analysis on the basis of field investigation and digital elevation model processed with Arcview V.3.1. The geomorphic indices of drainage basins (area, length, basin relief, slope...), physiographic of the drainage network and degree of topographic dissection of the fault scarp provide information to analyse the timing of the landscape development (tables I & II, fig. 12). Hypsometry has been determined both for basins and selected lithologies within these basins. Hypsometric analysis is performed to summarize the form and evolution of drainage pattern (fig. 10). This F.T.N. is

[1] UMR 6143 CNRS M2C, Université de Caen, Esplanade de la Paix, F-14000 Caen. delcaillau@geos.unicaen.fr
[2] Département de Géographie, Université L. Pasteur, 3 rue de l'Argonne, F-67083 Strasbourg cedex.
Manuscrit déposé le 26 mai 2003 ; accepté après révision le 9 janvier 2004.

the surface expression of vertical movement located along the strike-slip fault with a normal component. The fault scarp is characterized by three segments which have different morphogenic comportements : the western segmented scarp is poorly exhumed and steeped, the central and eastern scarps are highly eroded and present a poorly geomorphic expression. In the western area, steeper topography accompanied by breaks in the slope along transverse profiles seem to correspond to the trace of recent uplift. Triangular shaped analysis, procured by degradation of the fault scarp, is a geomorphic indicator of neotectonics [Delcaillau, 2001]. Lateral propagation of the deformation and rapid valley incision in the Pliocene formation and the granite of the Millas block are the main factors of the geomorphological evolution of the fault scarp.

Divergent-oblique stress leads to the development of strike slip main faults, normal faults and transtensional subbasins. The Conflent basin is in a pull-apart that was initiated during the Pliocene. The elements of the basin fill are underlain by local syndepositional relief, such as fault-flank conglomeratic wedges and evidence of syndepositional tectonism including intraformational fault and roll-overs (fig. 6c).

INTRODUCTION

Dans les domaines à activité sismotectonique faible ou diffuse, la géomorphologie des escarpements de failles et la géométrie des corps sédimentaires plio-quaternaires sont utilisés comme marqueurs de la déformation récente. Les failles actives sont, généralement, exprimées par des escarpements à tracé rectiligne dont l'indice de sinuosité est faible (Smf < 1,5 ; S_{mf} : L_{mf} / L_s où L_{mf} est la longueur d'un segment de front montagneux et Ls est la longueur totale d'une ligne droite joignant les deux extrémités de ce segment). La dissection des escarpements par le réseau hydrographique se traduit par la formation de facettes triangulaires. La question qui se pose est de savoir si, dans des domaines à faibles vitesses de déformation, la réponse morphologique est toujours décryptable pour caractériser les mouvements tectoniques récents. Du fait de la forte érosion différentielle, on ne peut extrapoler directement les méthodes géomorphométriques habituellement utilisées dans les régions à forte activité sismotectonique [Merrits et Vincent, 1989 ; Burbank et Anderson, 2001, Peulvast et Vanney, 2001 ; Bartolini *et al*., 2003]. Il est nécessaire de suivre une méthode pluridisciplinaire prenant en compte différents indicateurs : la structure, la sédimentation et les formes de relief.

Dans les Pyrénées-Orientales, la faille de la Têt est considérée comme appartenant aux principales failles actives en France métropolitaine d'après les données structurales et morphologiques [Briais *et al.*, 1990 ; Calvet, 1996 ; Carozza, 1998 ; Carozza et Baize, 2003]. L'accident est constitué de deux branches de dimensions différentes : au sud, l'escarpement du Canigou et des Aspres associé au segment sud de la faille de la Têt (F.T.S). L'escarpement qui lui est associé est long de 80 km et présente un indice de sinuosité faible. Au nord, le segment nord de la faille de la Têt est long de 30 km et présente un plus faible commandement. Il met en contact le massif granitique de Millas et les bassins néogènes près d'Ille-sur-Têt (fig. 1 et 2). L'escarpement méridional à facettes triangulaires emboîtées présente un tracé rectiligne [Briais *et al*., 1990 ; Carozza, 1998]. De la même manière, la F.T.N. présente également un tracé rectiligne et une structure à facettes triangulaires (fig. 1 et 2). Sur les deux segments, il n'existe aucune preuve directe de l'activité tectonique quaternaire. Les critères géomorphologiques qualitatifs sont insuffisants pour argumenter son activité morphotectonique récente.

L'objectif de ce travail concerne l'évolution morphotectonique et sédimentaire de l'escarpement de faille de la F.T.N au cours du Plio-Pléistocène. Des indicateurs structu-

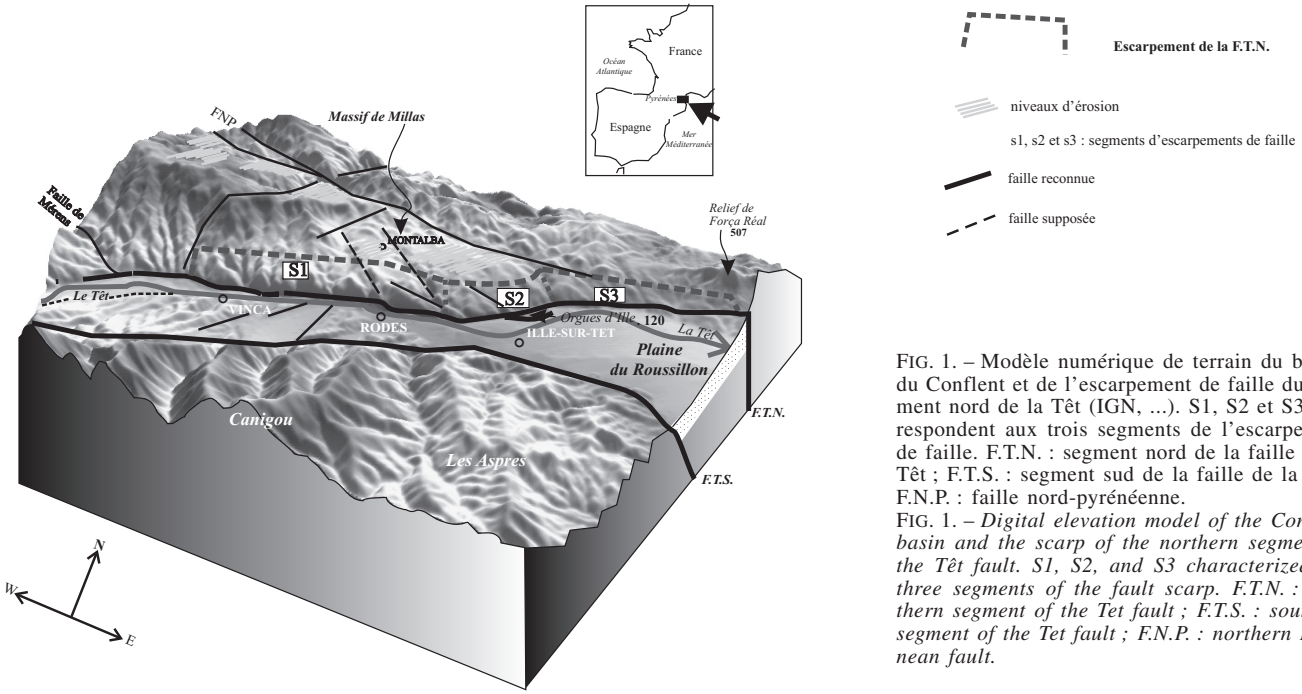


FIG. 1. – Modèle numérique de terrain du bassin du Conflent et de l'escarpement de faille du segment nord de la Têt (IGN, ...). S1, S2 et S3 correspondent aux trois segments de l'escarpement de faille. F.T.N. : segment nord de la faille de la Têt ; F.T.S. : segment sud de la faille de la Têt ; F.N.P. : faille nord-pyrénéenne.

FIG. 1. – *Digital elevation model of the Conflent basin and the scarp of the northern segment of the Têt fault. S1, S2, and S3 characterized the three segments of the fault scarp. F.T.N. : northern segment of the Tet fault ; F.T.S. : southern segment of the Tet fault ; F.N.P. : northern Pyrenean fault.*

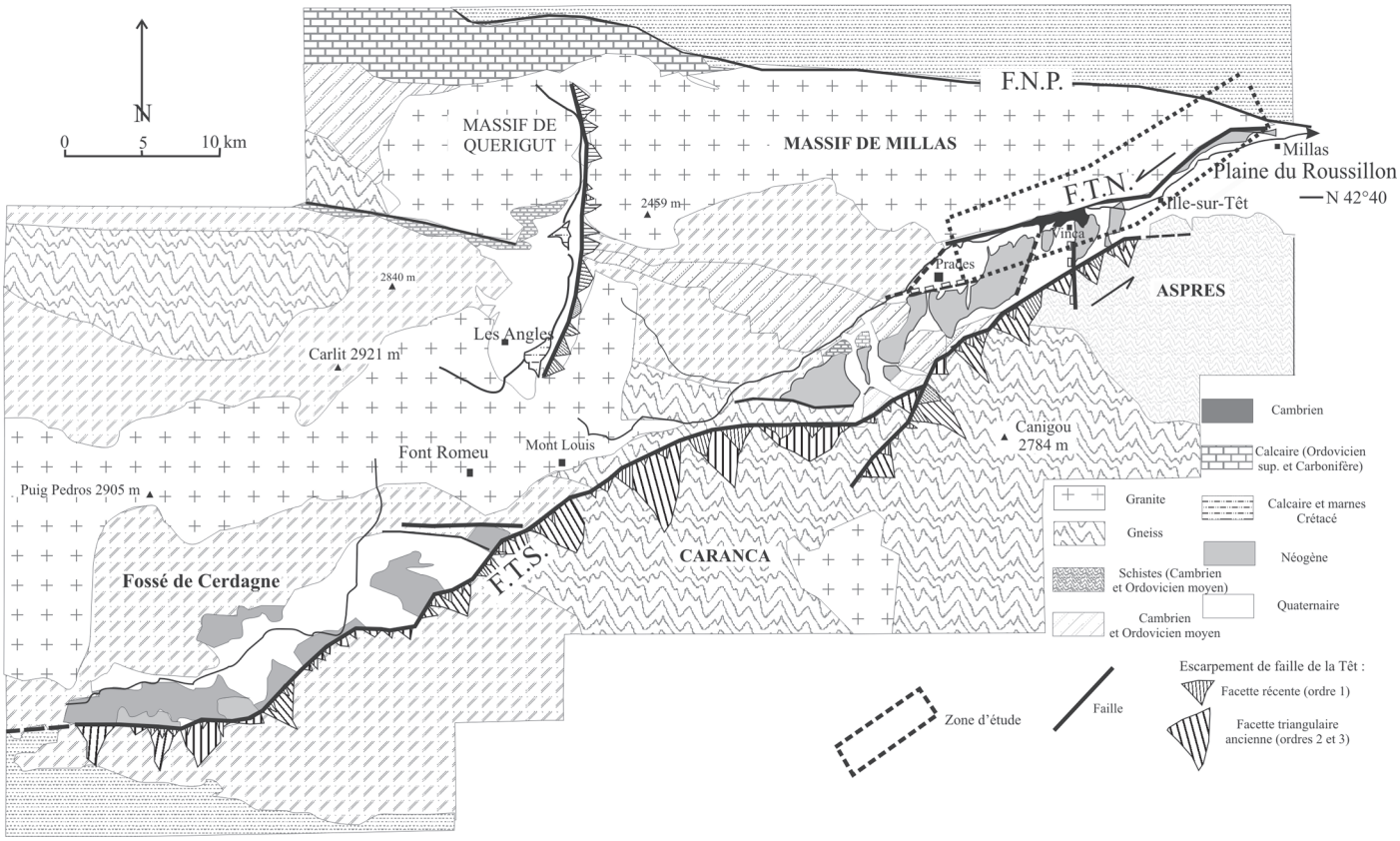


FIG. 2. – Croquis géologique des Pyrénées-Orientales [modifié d'après Briais, 1990].
FIG. 2. – *Schematic geologic map of Pyrénées-Orientales [modified after Briais, 1990].*

raux, géomorphométriques et sédimentaires sont utilisés pour reconstituer les stades de développement et de dégradation des reliefs en relation avec une faille *a priori* récente.

CADRE GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Dans les Pyrénées orientales, les bassins sédimentaires néogènes sont organisés autour de failles majeures fortement exprimées dans la topographie (failles de la Têt, du Tech et du Capcir) (fig. 1). La faille de la Têt s'organise en deux segments principaux : le segment sud (F.T.S.) met en contact le massif du Canigou et les formations néogènes du Conflent et le segment nord (F.T.N.) délimite le massif granitique de Millas et les mêmes formations néogènes (fig. 2). D'un point de vue morphologique, la F.T.S., orientée N060 et à pendage nord, a guidé à la fois les bassins intramontagneux de la Cerdagne et du Conflent et le développement du réseau hydrographique régional de la Têt. Cette faille est un accident majeur régional d'échelle crustale, long de plus de 80 kilomètres (fig. 2). Le segment sud à fait l'objet de travaux morphotectoniques précis [Briais *et al*., 1990 ; Carozza, 1998]. Ils ont montré que les principales caractéristiques morphologiques des bassins versants (relief, organisation du drainage, orientation générale et dissymétrie des bassins versants,...) sont contrôlés par le fonctionnement de la F.T.S. au cours du Néogène. La F.T.N., longue de 30 kilomètres, présente, également, une forte expression topographique (fig. 1). Elle est constituée d'une succession de segments d'orientation comprise entre N080 et N050. Cet accident met au contact les éléments du socle hercynien du massif de Millas et le remplissage moi-plio-quaternaire des bassins de Prades, d'Ille-sur-Têt et du Roussillon. Le rôle de la tectonique pliocène peut être apprécié par l'étude des relations entre les formes de l'escarpement et les formations sédimentaires. L'étude des corps sédimentaires plio-quaternaires et la morphologie de l'escarpement ont permis de quantifier un rejet vertical minimum de la F.T.N. au cours du pliocène entre 180 m à l'ouest et 50 m à l'est [Carozza, 1998]. Le bassin du Roussillon *s.s.* est ouvert sur la mer Méditerranée vers l'est et constitue l'extension dans le domaine *on shore* des structures extensives de la marge. Ces bassins ont enregistré l'épisode de rifting oligo-miocène suite aux phases majeures alpines de compression éocène [Gorini, 1993 ; Séranne, 1999]. Les failles de la Têt et du Tech auraient fonctionné en failles normales à l'Oligo-Aquitanien créant les bassins d'effondrement intramontagneux à remplissage néogène [Guitard *et al.,* 1998 ; Mauffret *et al*., 2001]. Le fonctionnement en faille normale de la Têt a débuté dès l'Oligocène inférieur (26-27 Ma) [Maurel *et al*., 2002] et la contrainte en extension subhorizontale était orientée NW-SE dans le Languedoc-Roussillon [Arthaud *et al.,* 1981]. Un régime en compression débute au Pliocène inférieur dans les Pyrénées orientales [Goula *et al*., 1999]. Alors que les failles N060-050°E ont été réactivées en décrochements, les segments de failles E-W ont joué en failles inverses [Philip *et al.,* 1992 ; Grellet *et al.*, 1993 ; Goula *et al*., 1999 ; Fleta *et al*., 2000]. Les failles récentes des Pyrénées orientales ont été étudiées selon une double approche sismotectonique [Philip

et al., 1992 ; Goula *et al*., 1992 ; Grellet *et al.,* 1993 ; Geo-Ter, 1998] et géomorphologique [Briais *et al.,* 1990 ; Lagasquie, 1984 ; Calvet, 1996 ; Vergès *et al.,* 1996 ; Carozza, 1998 ; Ferrer *et al*., 1999 ; Carozza et Delcaillau, 2000 ; Fleta *et al.,* 2000]. La cinématique de ces failles orientées NE-SW a fait l'objet de discussions. Sur des arguments structuraux et morphologiques, les travaux de Briais *et al.* [1990] ont mis en évidence une morphologie caractéristique de faille active pour le segment sud de la faille de la Têt. L'identification de morphologie à facettes triangulaires emboîtées associées à des « vallées perchées » a conduit à proposer un fonctionnement en faille normale (fig. 2). Cette interprétation n'est pas en adéquation avec les données issues des mécanismes au foyer des séismes [Pauchet, 1998 ; Souriau et Pauchet, 1998], ni avec le champ des paléocontraintes [Leclerc *et al*., 2001] et nos récentes données morphotectoniques [Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 2000]. Par ailleurs, ces indices de déformation quaternaire en Cerdagne et dans les Fenouillèdes sont ambigus [e.g., Philip *et al*., 1992 ; Grellet *et al*., 1994 ; Calvet, 1999] et certaines failles récentes décrites ont probablement une origine gravitaire (la « faille » d'Estavar [par exemple, Baize *et al*., 2002]).

L'analyse de la répartition des épicentres des séismes montre dans la partie orientale de la chaîne une sismicité modérée et diffuse, localisée notamment dans la zone axiale [Martel *et al*., 1990 ; Souriau *et al.*, 2001]. Les grandes failles (failles Nord-Pyrénéenne, de la Têt, du Tech, du Capcir, et de Penedes-Vallès) sont plus discrètement jalonnées d'épicentres que dans les Pyrénées centrales et occidentales. Les séismes historiques de forte magnitude et de récurrence pluriséculaire (séismes de 1373 et 1428, par exemple), sont difficilement interprétables dans ce cadre. L'étude des mécanismes au foyer d'une dizaine d'entre eux révèle une grande variabilité spatiale : les axes de compression s'orientent préférentiellement NW-SE, parfois NNW-SSE ou WNW-ESE. Cette variabilité pourrait être interprétée comme le résultat de l'héritage structural de la croûte continentale.

Dans ce cadre, le recours à des méthodes géomorphologiques apparaît comme une source d'information nouvelle pouvant éclairer ces données. En particulier, la morphologie du massif de Millas et de son escarpement bordier est à même de fournir de nombreuses informations. La géomorphologie du massif de Millas est caractérisée par un étagement de surfaces d'érosion. Le niveau le plus développé est échelonné entre 400 m près de Montalba et plus de 1 000 m à l'ouest (fig. 1 et 3). Cette surface d'érosion fondamentale miocène moyen selon Calvet [1996] ou oligo-sarravalienne selon Carozza [1998] a été démantelée au cours de la phase de distension en relation avec le rifting du golfe de Lion. Quelle que soit l'âge du début de son façonnement, cette surface constitue une large surface de piémont de la fin du Miocène, antérieur à la crise messinienne qui aurait été largement entamée [Lagasquie, 1984]. Les alvéoles et les couloirs de dissection sont issus des processus morphoclimatiques plio-quaternaires. En contrebas de la surface d'érosion fondamentale, on distingue des lambeaux de terrasses rocheuses associés au profil du paléotalweg pliocène. Ces surfaces d'érosion étagées sont disséquées et fracturées (fig. 4). Le massif de Millas est très compartimenté et les différents blocs sont délimités par des escarpements décalant les différents éléments de la surface d'érosion (fig. 1, 3). L'étagement des niveaux provient soit de plusieurs épisodes d'érosion aréolaire, soit d'une tectonique récente. Dans cette dernière hypothèse, une seule surface d'érosion aurait été basculée et fracturée à la faveur de failles N060, N030, N120-130 et N090 [Arthaud et Pistre, 1993]. Ces différentes familles de failles ont un jeu inverse à composante décrochante pour les directions N090 et N120 et un jeu normal pour les directions N030-N055 en relation avec la distension oligo-miocène [Pistre, 1993]. En l'absence de formations corrélatives datées, cette attribution reste toutefois conjecturale.

OBJECTIFS ET APPROCHES

Pour reconstituer les différents stades de croissance et de dégradation d'un escarpement de faille, nous faisons appel à des approches complémentaires : la géomorphologie de l'escarpement et des bassins qui la drainent et la sédimentologie du remplissage. Outre l'approche morphologique qualitative, nous utilisons habituellement les approches morphométriques, regroupant l'ensemble des méthodes de mesures quantitatives des formes de relief bien adaptées à la détection des mouvements verticaux d'origine tectonique [Keller et Rockwell, 1984 ; Wells *et al*., 1988 ; Willemin et Knuepfer, 1994 ; Burbank et Anderson, 2001 ; Delcaillau *et al*., 2001 ; Font, 2002]. Le schéma d'évolution morphotectonique de la F.T.N. se base également sur la morphométrie de plusieurs objets morphologiques : (i) les bassins versants ; (ii) les relations géométriques entre les paléotalwegs perchés, le profil en long des cours d'eau actuels et la surface sommitale du remplissage pliocène du bassin du Conflent ; (iii) la morphologie de l'escarpement de faille.

Concernant l'analyse des topographies qui fournit des marqueurs sur l'activité néotectonique, nous étudions des formes pouvant faire l'objet d'une approche quantitative : les facettes triangulaires (largeur, longueur et dénivellation) et la forme des vallées qui incisent l'escarpement (fig. 1). Ces objets sont étudiés sur un Modèle Numérique de Terrain d'une résolution de 50 mètres (BD ALT®IGN 1999) et intégré dans un S.I.G. (Arcview V.3.1). La détermination d'un zonage en secteurs homogènes, déduite de l'organisation du drainage, est un facteur de compréhension des relations entre les mécanismes d'érosion et les mouvements verticaux relatifs. Le réseau hydrographique et les bassins versants ont été extraits automatiquement à partir du M.N.T. Dans l'étude des bassins versants, les variables morphométriques utilisées sont : le périmètre, la surface, les volumes en creux, l'orientation azimutale, l'altitude moyenne et la pente moyenne, les courbes et intégrales hypsométriques (tabl. I). Ces variables ont été calculées automatiquement :

– la surface correspond à l'aire du bassin projetée sur un plan horizontal ;

– l'altitude moyenne et la pente moyenne sont les moyennes des valeurs respectives de la carte des altitudes et des pentes des pixels constituant le bassin traité ;

– le volume en creux, traduit la plus ou moins grande incision du volume rocheux du bassin par ses cours d'eau. Il est défini comme :

$$Vol_{Creux} = (A \times H) - \sum_{i=1}^{i=n} (a_i \times h_1)$$

A étant la surface projetée du bassin sur le plan horizontal, *H* la différence entre ses altitudes maximale et minimale, a_i la surface du pixel *i*, h_i la différence entre l'altitude du pixel *i* et l'altitude minimale du bassin [Font, 2002]. Le volume

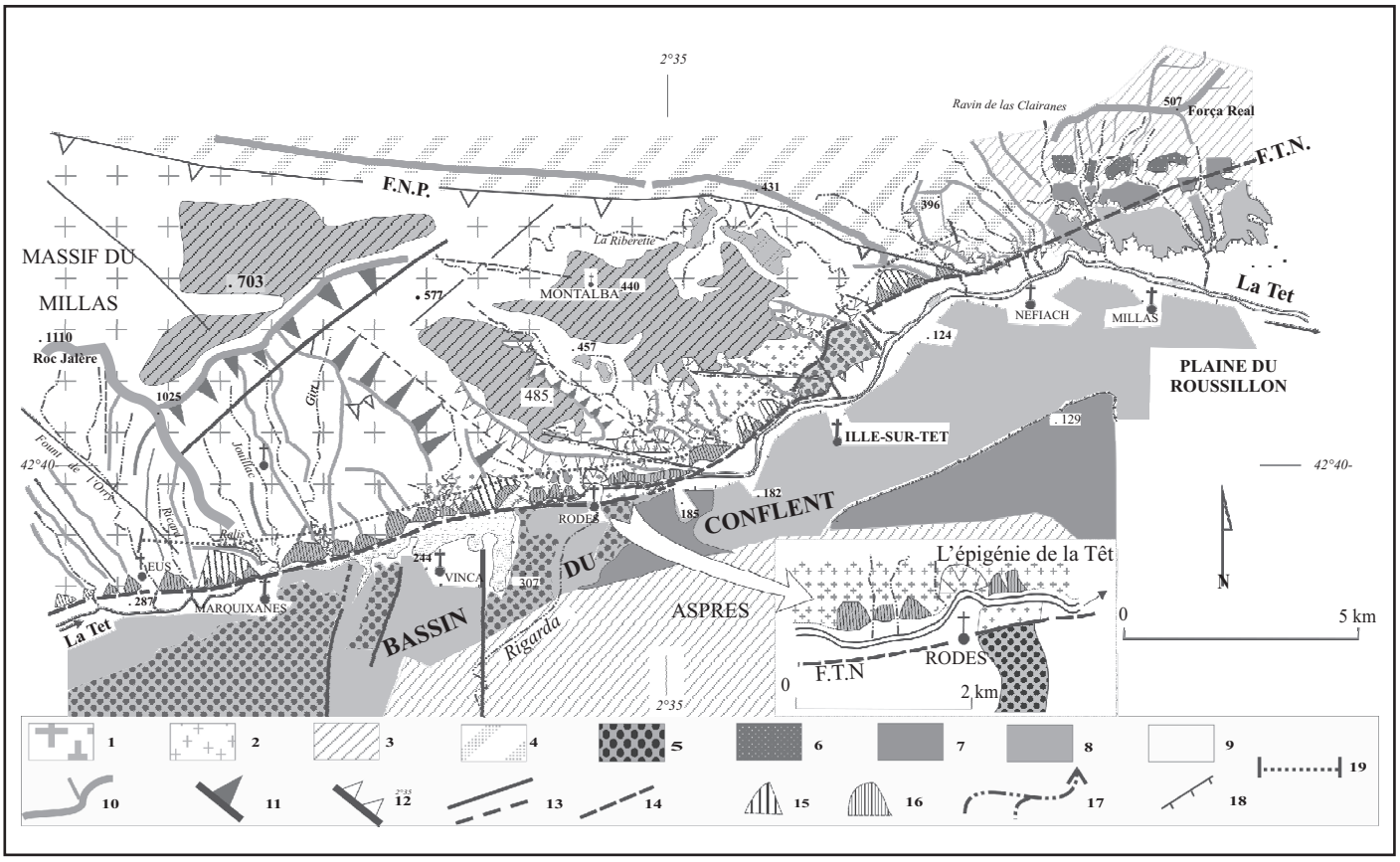


FIG. 3. – Schéma morphostructural de l'escarpement du segment nord de la faille de la Têt.
1 : granite de Millas : 2 : granite à petits phénocristaux et fluidité planaire verticale ; 3 : schistes ; 4 : couverture mésozoïque plissée : 5 : formations pliocènes ; 6 : anciennes terrasses pléistocènes (T.4 et T.5) ; 7 : moyennes terrasses (T.3) ; 8 : terrasses T2 ; 9 : terrasses subactuelles ; 10 : lignes de crêtes ; 11 : escarpement de faille ; 12 : talus d'érosion ; 13 : faille reconnue ; 14 : faille probable ; 15 : facette triangulaire d'ordre 2 ; 16 : facette triangulaire d'ordre 1 ; 17 : cours d'eau ; 18 : talus de terrasses ; 19 : localisation du profil transversal de la figure 4.
FIG. 3. – *Morphostructural map of the northern segmented Têt fault zone.*
1 : *granite ;* 2 : *granite with vertical fluidity ;* 3 : *schists* ; 4 : *Mesozoic folded sedimentary cover* ; 5 : *Pliocene formations* ; 6 : *lower Pleistocene terraced alluvial deposits (T.4 and T.5)* ; 7 : *middle Pleistocene terraced alluvial deposits (T.3)* ; 8 : *fluviatile terrace T.2* ; 9 : *Holocene terraced alluvial deposits* ; 10 : *interfluve* ; 11 : *fault line scarp* ; 12 : *erosional scarp* ; 13 : *fault* ; 14 : *inferred fault* ; 15 : *triangular fault facet (2nd order)* ; 16 : *triangular fault facet (1st order)* ; 17 : *river* ; 18 : *terrace scarp* ; 19 : *location of the cross-section in figure 4.*

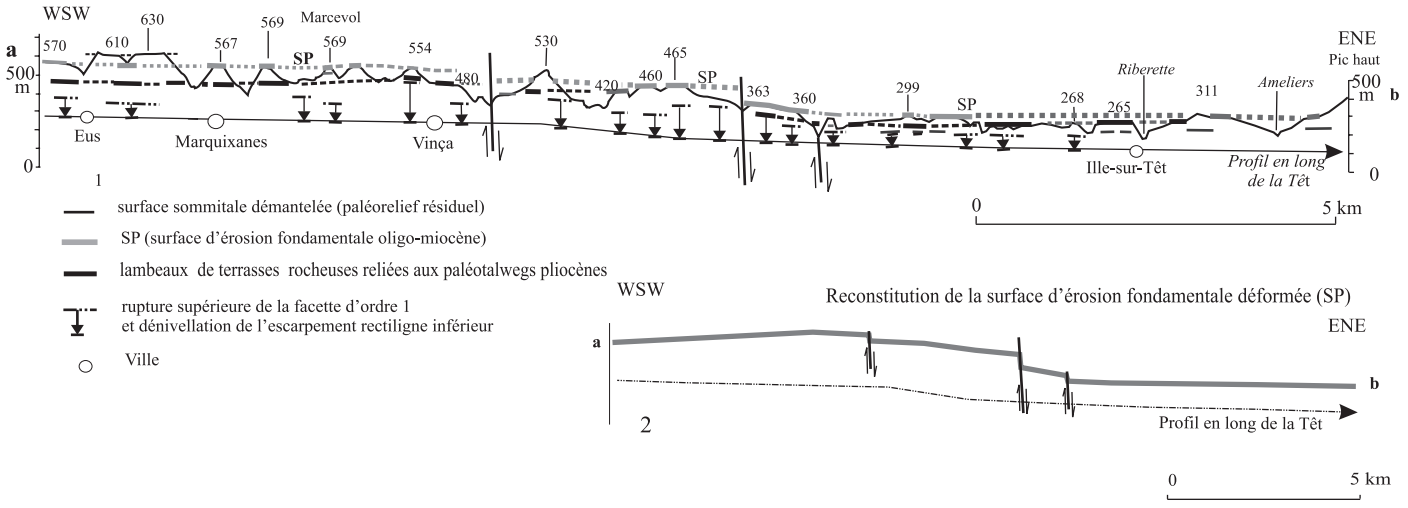


FIG. 4. – Etagement de niveaux d'érosion et allure de la déformation plio-quaternaire.
En haut : profil morphologique transversal (localisation, fig. 3) ; En bas : allure de la déformation d'après la géométrie des surfaces d'érosion.
FIG. 4. – *Deformation of erosional surfaces (refer to the legend of fig. 3).*

TABL. I. – Résultats des quantifications sur les bassins versants.
TABLE I. – *Statistic of the morphometric parameters on drainage basins.*

Numérotation 1	Périmètre (km)	Aire réelle (km^2)	Différence d'aire 2	Altitude moyenne (m) 3	Altitude à l'exutoire (m)	Volume en relief non érodé (km3)	Volume en creux (km3)	Volume en creux normalisé (km3/km2) (4)	Orientation azimutale des bassins	Intégrale hypsométrique	Pente moyenne (%)
1	14,1	3,4	4,6	743	289	1,493	1,35	0,41	156	0,56	13,8
2	11,8	4,1	3,7	687	286	1,581	1,79	0,45	144	0,64	14,4
3	1,3	7	3,3	768	269	3,390	2,54	0,37	153	0,51	14,3
4	9,3	3,9	3,2	609	263	1,297	1,48	0,39	153	0,47	15
5	10,1	2,8	4,8	647	247	1,064	0,85	0,32	156	0,52	13,7
6	11,3	5,4	2,3	602	244	1,900	1,69	0,32	165	0,65	12,1
7	16,3	12,2	1,8	534	244	3,482	3,91	0,33	156	0,35	9,6
8	5,8	1,6	2,9	432	238	0,303	0,16	0,10	139	0,49	10
9	15,5	9,8	0,9	425	158	2,590	1,31	0,14	123	0,46	6,8
10	13,3	5,07	0,9	370	147	1,124	0,75	0,15	133	0,40	5,8
11	8,1	2,3	1,7	333	139	0,444	0,24	0,11	0	0,50	6
12	8,1	2,5	1,7	291	131	0,395	0,37	0,15	121	0,52	6,5
13	30,7	30	1,0	432	131	9,029	9,77	0,33	88	0,37	7,8
14	9,9	4,3	0,9	287	115	0,729	0,64	0,15	134	0,46	7,7
15	11,4	6	1,3	224	100	0,740	1,47	0,24	102	0,51	6,8
16	9,4	4,2	1,6	189	90	0,412	1,24	0,30	156	0,46	6,9
17	6,5	1,3	1,2	109	81	0,035	0,07	0,05	124	0,45	1,9
18	15,7	7,6	1,2	147	69	0,587	2,47	0,33	136	0,47	5

1 : Numérotation des bassins versants ; 2 : Rapport entre l'aire réelle sur l'aire projetée du bassin versant ;
3 : Altitude moyenne de l'ensemble des pixels d'un bassin considéré ; 4 : Rapport du volume en creux normalisé sur la surface moyenne des bassins versants.

en creux correspond à la différence entre (i) le volume d'un solide de même surface de base que le bassin et de hauteur égale au différentiel d'altitude du bassin et (ii) le volume rocheux du bassin versant. Ce volume rocheux est calculé en multipliant l'aire réelle de chaque pixel par son altitude relative à l'exutoire ;

– les propriétés hypsométriques correspondent à la relation aire/altitude d'un bassin versant c'est-à-dire à la manière dont la masse rocheuse est distribuée dans le bassin. La forme de la courbe et la valeur de son intégrale sont des éléments appréciables en géomorphologie car ils présentent des variations importantes selon la phase de développement du réseau hydrographique et la structure géologique.

Pour les réseaux de drainage, nous avons calculé la longueur totale du réseau par bassin, la densité de drainage et le nombre de confluence (tabl. II). Les corrélations statistiques permettent de tester le poids relatif des différentes variables calculées et de mettre en évidence des lois d'évolution des formes de relief.

L'étude sédimentologique des matériaux pliocènes s'appuie principalement sur la description et l'interprétation des séquences superposées affleurant le long de différentes coupes effectuées dans le parc des orgues à Ille-sur-Têt (fig. 1). Pour l'étude géométrique des séquences sédimentaires, nous utilisons la codification des lithofaciès inspirée de Miall [1977]. Les mesures de fracturation des dépôts pliocènes permettent également de déterminer l'état local des paléocontraintes sur 6 sites (fig. 5). L'étude de l'orientation des axes principaux de l'ellipsoïde des contraintes est effectuée à partir du traitement des fractures relevées dans les dépôts pliocènes. Les contraintes maximales (σ 1), intermédiaires (σ 2) et minimales (σ 3) ont été déterminées en utilisant la méthode des dièdres droits [Angelier et Mechler, 1977].

TABL. II. – Résultats des quantifications sur les réseaux de drainage.
TABLE II. – *Statistic of the morphometric parameters on the stream pattern.*

Numérotation des bassins	Direction écoulement	Longueur du réseau (km)	Densité de drainage (1)	Densité de drainage pondéré	Nombre de confluence
1	E	6,0	1,78	0,89	2
2	S	9,1	2,21	0,737	3
3	S	10,3	1,47	0,367	4
4	S	6,2	1,59	0,795	2
5	E	7,1	2,57	1,285	2
6	S	8,7	1,6	0,533	3
7	E	17,8	1,46	0,146	10
8	S	2,4	1,44	1,44	1
9	E	15,0	1,54	0,257	6
10	S	8,3	1,65	0,275	6
11	SE	6,2	2,69	0,897	3
12	SE	6,2	2,49	0,498	5
13	S	47,5	1,58	0,045	35
14	S	6,8	1,6	0,4	4
15	S	10,6	1,75	0,25	7
16	S	7,8	1,84	0,46	4
17	S	4,1	3,13	1,565	2
18	S	13,2	1,73	0,247	7

(1) : longueur cumulée des drains par unité de surface (50mx50m) pour chaque bassin versant

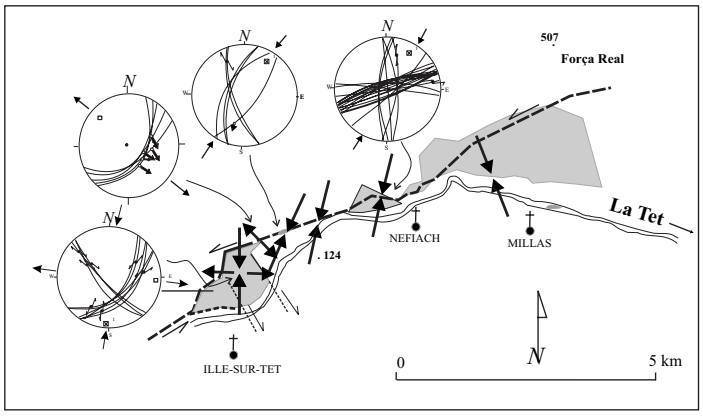


FIG. 5. – Régime des paléocontraintes. Le régime des contraintes est effectué à partir du traitement des fractures relevées dans les dépôts pliocènes. Utilisation de la méthode des dièdres droits [Angelier et Mechler, 1977].
FIG. 5. – *Pliocene palaeostress map.*

TECTONIQUE PLIO-QUATERNAIRE ET MESSAGE SÉDIMENTAIRE

Les formations du Néogène supérieur

Au nord d'Ille-sur-Têt, les formations pliocènes sont en contact faillé avec le socle granitique (fig. 3, 6a et 7b). Le segment nord de la faille de la Têt affecte les formations marines pliocènes et s'amortit dans les faciès continentaux. Le contact devient alors érosif avec le socle et les sédiments viennent en *on-lap* sur le massif de Millas. Les dépôts sablo-graveleux sont affectés par un basculement général vers le nord-ouest. Dans les Pyrénées orientales, les dépôts les plus anciens provenant de la dégradation du massif de Millas sont les arkoses de Marquixanes d'âge présumé aquitano-burdigalien [Bandet, 1975]. Les formations pliocènes constituent un prisme sédimentaire organisé d'une mégaséquence rétrogradante, grano- et stratocroissante dont l'épaisseur varie de quelques mètres à l'ouest, à plus de 600 mètres au sondage de Canet à l'est de Perpignan [Gottis, 1958 ; Clauzon et Cravatte, 1985]. Dans le bassin du Roussillon, les études sédimentologiques des formations pliocènes montrent trois formations sédimentaires identiques du point de vue faciologiques mais sans signification chronostratigraphique (fig. 6). Ces unités sont individualisées sur la base de critères géométriques et sédimentologiques, notamment l'origine des apports déduits de la pétrographie des galets et de la minéralogie des sables.

– ***La formation 1***, épaisse de ~ 200 mètres d'épaisseur, est constituée de matériaux argilo-sableux, conglomératiques et bréchiques. Elle prend l'aspect d'une série de bordure édifiée par des apports latéraux constitués de paléocônes alluviaux empilés, reliés vers l'aval à un delta sous-marin. Ces cônes coalescents s'appuient sur une surface d'érosion différenciée correspondant à la surface messinienne [Clauzon, 1990]. Des brèches de front fortement hétérométriques soulignent fréquemment ce contact avec le granite de Millas. Les dépôts sableux supérieurs présentent un dispositif sédimentaire en *on-lap* sur le substratum granitique. Au nord des affleurements des Orgues d'Ille-sur-Têt, les dépôts conglomératiques sont remplacés par des dépôts sableux issus de paléocours d'eau en tresse parcourant l'apex de cônes alluviaux. L'organisation sédimentaire est caractérisée par la succession verticale de faciès bréchiques sous-marins peu profonds et de faciès fluviatiles de forte énergie traduisant la propagation rapide de cônes alluviaux sous-marins à la base et aériens au sommet. Dans le parc des Orgues d'Ille-sur-Têt, le contact faillé entre le socle et les formations sédimentaires pliocènes est souligné par des brèches de front à blocs plurimétriques (fig. 7b). Plusieurs plans de faille à rejet vertical supérieur à plusieurs dizaines de mètres ont été mesurés à plusieurs reprises dans les dépôts pliocènes.

– ***La formation 2***, d'extension régionale, associe des dépôts marins et continentaux organisés en séquences élémentaires grano-décroissantes et s'organise en une mégaséquence progradante [Carozza, 1998] (fig. 7a). Les faciès orthoconglomératiques suggèrent un dépôt dans un environnement deltaïque hyper-proximal sous une tranche d'eau de faible épaisseur sur les *foresets* d'un delta alimenté par un système de cours d'eau en tresses de très forte énergie. Ils passent ensuite à des faciès d'émersion et à des faciès aériens traduisant la progradation d'un système fluviatile en tresse (fig. 6b et 7a). Dans le parc des orgues à Ille-sur-Têt (fig. 6a), les termes orthoconglomératiques de base, dont l'épaisseur varie de 100 m à 300 cm, ravinent les termes sableux et pélitiques sous-jacents. Ils correspondent au comblement de chenaux et de barres longitudinales caillouteuses et graveleuses. Les termes sableux à stratifications courbes et tabulaires entrecroisées pourraient correspondre à des dépôts d'accrétion de barres sableuses. L'organisation des termes séquentiels successifs suggère une sédimentation caractéristique de rivières à chenaux en tresses jointifs et peu confinés à régime irrégulier (fig. 6a et 7a). Ces cours d'eau transportent une charge de fond grossière importante. Cette série constitue l'essentiel du remplissage pliocène du bassin et traduit un dépôt à l'accommodation.

– ***La formation 3*** est localisée et se développe uniquement au front des massifs schisteux. Dans le secteur de Força Real, deux faciès prédominent : des paraconglomérats caractéristiques d'écoulements très compétents de type debris-flow sur l'apex d'un cône alluvial et des orthoconglomérats grossiers suggérant la mise en place de cours d'eau en tresse parcourant la zone proximale d'un cône. Leur caractère lithologique dépendant de ces formations, suggère qu'elles pourraient enregistrer un signal climatique et non tectonique.

En Roussillon, le schéma stratigraphique correspond bien globalement à celui d'une ria messinienne fracturée et fossilisée par des dépôts marins et continentaux pliocènes. En Conflent, l'identification de la surface messinienne est plus difficile en l'absence de formations marines. Clauzon *et al.* [2002] ont récemment révisé sur la base d'arguments géométriques, l'attribution chronologique des formations du bassin du Conflent.

La surface d'érosion messinienne a été fossilisée par les dépôts détritiques de la formation initialement attribuée à l'Oligocène [Bandet, 1975], récemment révisée stratigraphiquement et attribuée au Pliocène inférieur et moyen [Clauzon *et al*., 2002] (fig. 8). Ces dépôts correspondent à un ensemble de cônes coalescents se terminant par une surface d'abandon conservée sur les interfluves [Carozza, 1998]. Cette géométrie se prolonge jusqu'au Pliocène supérieur avant le bas niveau eustatique du cycle TB 3-5 [Haq *et al.,* 1987]. Dans le système géomorphologique, la surface d'équilibre du cône pliocène, qui marque l'arrêt de l'accrétion verticale, se raccorde aux ruptures supérieures des profils en long des cours d'eau incisant l'escarpement et positionnées à plusieurs kilomètres en arrière du franchissement de la faille (fig. 8). Ces segments perchés, se corrélant également aux anciennes facettes triangulaires, sont les témoins du paléoniveau de base local pliocène non affecté par le jeu postérieur de la faille de la Têt. La phase majeure de déformation se terminerait donc au Pliocène supérieur et serait essentiellement synsédimentaire, comme le montre l'existence de discordances progressives enregistrées dans le remplissage pliocène.

La fréquence de répartition des directions de compression montre que le σ 1 oscille entre N160 à N030 avec un maximum à l'azimuth N010. La direction de σ 3 varie entre N100 et N140. Ce champ des paléocontraintes en compression NNE-SSW à composante décrochante est en accord avec l'organisation des bassins néogènes en relais distensifs au Pliocène. Dans les dépôts pliocènes, les plans de faille de direction N040 et N140 et l'analyse des stries montrent que

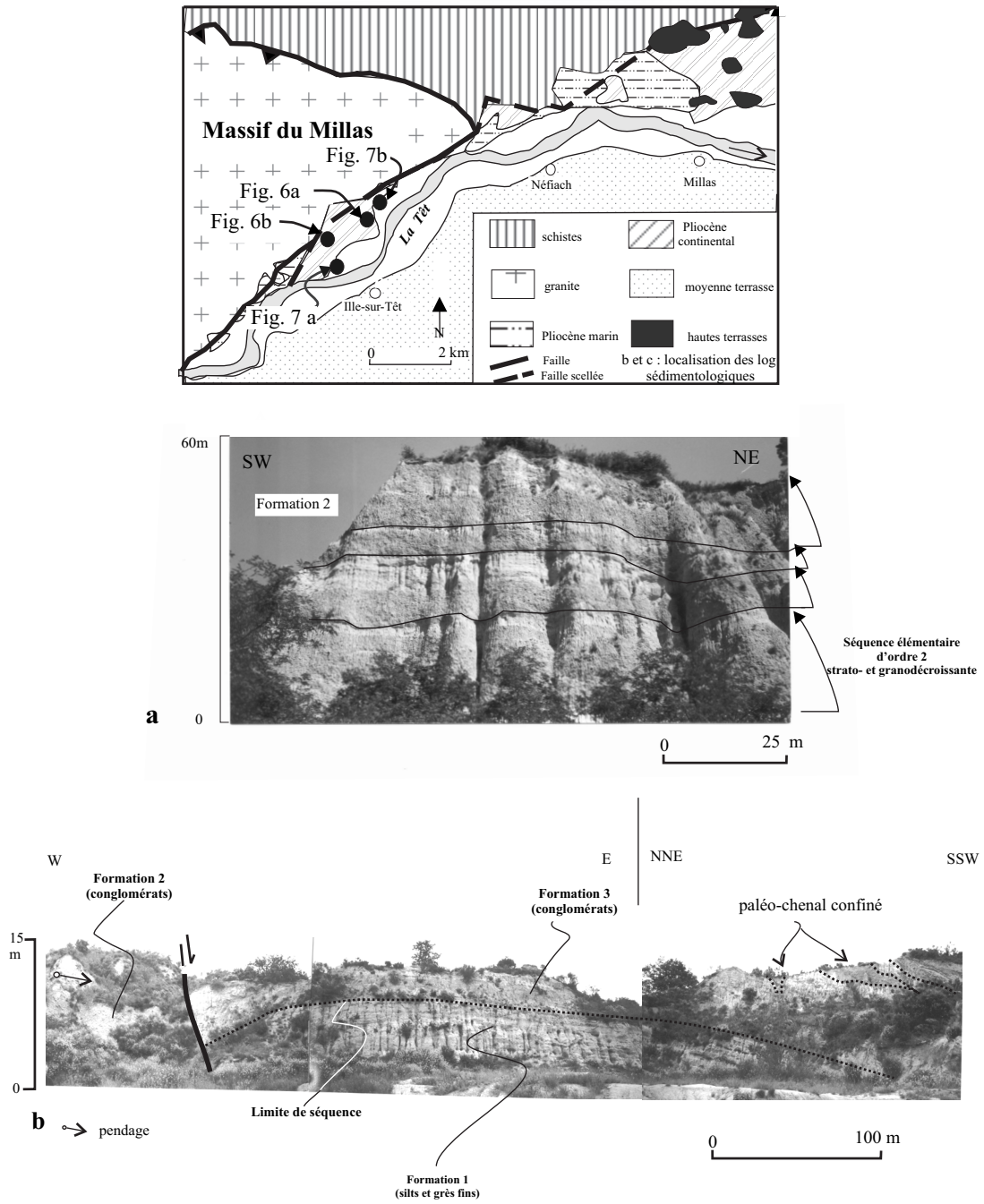


FIG. 6. – Les formations pliocènes près d'Ille-sur-Têt.
En haut, schéma de localisation des logs sédimentologiques et photos des figures 6 et 7.
a. – Les séquences gréso-conglomératiques pliocènes (unité intermédiaire). b. – Faille normale à composante décrochante senestre et roll-over dans les formations pliocènes (formations 2 et 3) (azimut et pendage de la faille normale : 007 64E 59N)
FIG. 6. – *The Pliocene formation near Ille-sur-Têt.*
Location of sedimentological logs in figures 6 and 7.
a. – *The Pliocene formation sequences*. b. – *Normal fault and roll over in the Pliocene deposits in the Ille-sur-Têt area.*

les derniers jeux sur les fractures sont en décrochement à faible composante normale (fig. 5). La fracturation des matériaux pliocènes montre un jeu essentiellement décrochant senestre. Dans le parc des orgues à Ille-sur-Têt, des structures en *roll-over*, reliées à des failles normales NNE-SSW à composante décrochante, affectent les dépôts pliocènes (fig. 6b). Plusieurs failles synsédimentaires orientées NNE-SSW décalent la transition marin-continental de la série pliocène. Une d'entre elles a un rejet vertical de 150 m environ.

Les terrasses fluviatiles quaternaires

Les terrasses fluviatiles quaternaires montrent un système étagé en 5 niveaux échelonnés sur un dénivelé total de 100 m près de Millas et à 20 m dans la partie est (fig. 3). En amont

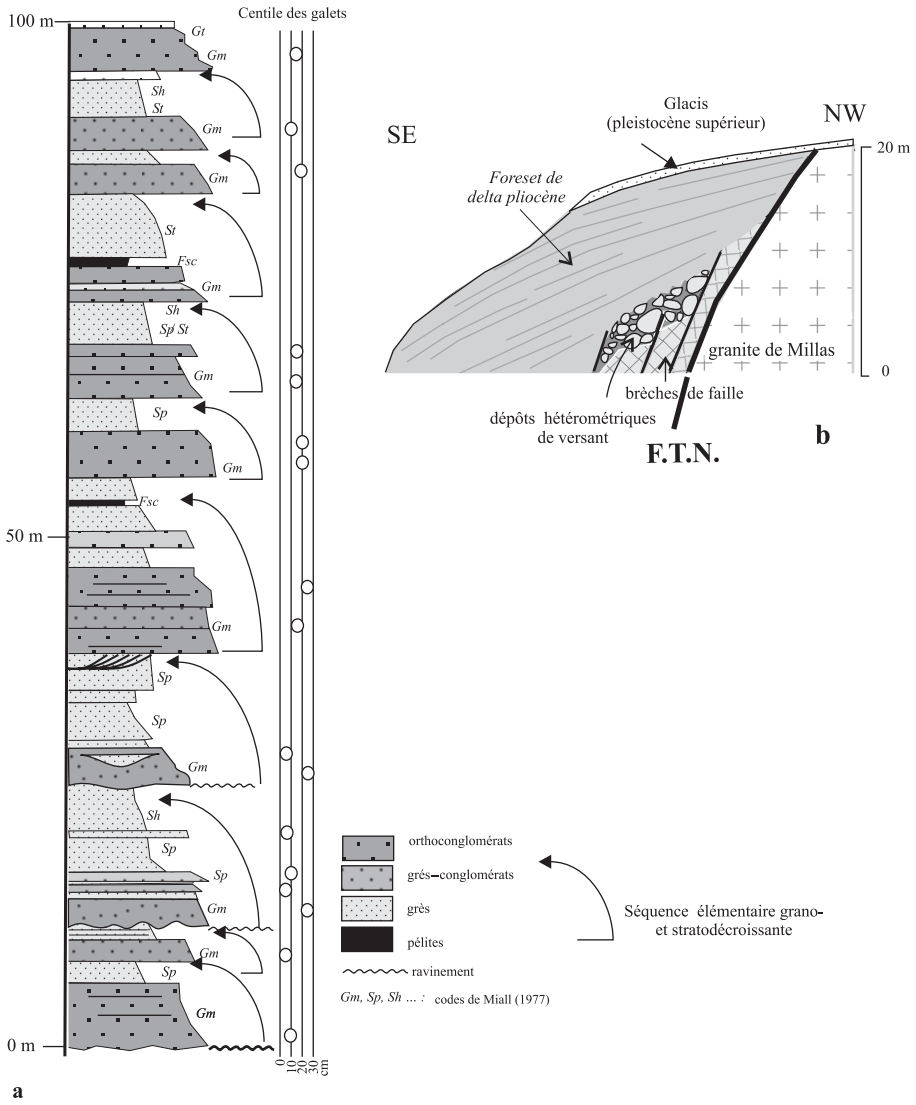


FIG. 7. – Sédimentologie des formations pliocènes.
a : composition faciologique des séquences élémentaires et centile des galets des conglomértas. Codes de Miall [1977] : Gm : conglomérat massif ou à stratification frustes avec imbrication des galets (barres longitudinales et dépôts de chenaux) ; St : sables moyens à très grossiers à stratifications courbes entrecroisées groupées ou isolées (dunes) ; Sp : sables moyens à grossiers à statifications tabulaires entrecroisées (barres lingoïdes et transversales) ; Sh : sables fins à grossiers à laminations horizontales formées par écoulement laminaire ; Fsc : limons et boues laminées ou massives (dépôts palustres).
b : Le segment nord de la faille de la Têt (FTN) et dépôts pliocènes.
Localisation de la colonnes a et de la coupe b, voir figure 6.
FIG. 7. – *Sedimentology of the Pliocene formations*.
a : *composition of the elementary sequences. Miall codification [1977]* : Gm : *massive or crudely bedded gravel with horizontal bedding and imbrication* ; St : *sand, medium to very coarse* ; m.b. : *pebbly with solitary or grouped grains through crossbeds* ; Sp : *sand, medium to coarse* ; Sh : *sand very fine to coarse with horizontal laminations* ; Fsc : *silt and mud with laminated or massive (backswamp deposits).*
b : *the northern segment of the Têt fault and Pliocene deposits. Location of the log* (a) *and cross-section* (b) *in figure 6.*

de Nefiach, les nappes affleurent essentiellement sur la rive gauche : la répartition des nappes alluviales fait apparaître une migration du nord vers le sud de la paléo-Têt. Les niveaux les plus anciens sont des lambeaux présentant un état de dissection poussé. Ces niveaux alluviaux étagés et incisés sont conservés sur le versant sud du paléo-relief de Força Real près de Néfiach où la paléo-Têt tend à minimiser la longueur de son tracé en se parallélisant au profil de la plaine. L'étagement des terrasses décroît progressivement vers la Méditerranée où le prisme würmien et tardiglaciaire s'ennoie sous les terrasses historiques du lit actuel de la Têt [Carozza, 1998].

L'EXPRESSION GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA FAILLE DU TET

Réponse morphologique de la faille

La F.T.N., long de 30 kilomètres, s'exprime par un escarpement orienté N080° à N060°E (fig. 1). L'escarpement présente sa plus forte altitude (435 m) dans sa partie ouest, entre Eus et Vinça (fig. 1 et 3). L'utilisation des images SPOT, d'un M.N.T. et des données de terrain ont permis d'identifier trois segments de l'escarpement qui, de l'ouest vers l'est, sont désignés par S1, S2 et S 3 (fig. 1) : le segment (S1), orienté N080 et long de 15 kilomètres, est taillé dans le granite de Millas. Cet escarpement est rectiligne. Il est caractérisé par le développement de facettes triangulaires emboîtées traduisant une forte incision du talus (fig. 3 et 9a). Le segment (S2), orienté N060 et long de 6 kilomètres, est taillé dans le granite du massif de Millas et dans les formations détritiques pliocènes. Quant au segment (S3), il est taillé dans les schistes paléozoïques et cacheté par les terrasses fluviatiles pléistocènes.

Les S1 et S2 présentent 33 facettes triangulaires ou trapézoïdales d'ordre 1 (fig. 3). Du point de vue morphologique, les facettes présentent de fortes variabilités spatiales (fig. 9b). La pente moyenne des facettes (β) varie de 31 à 86 % (moyenne de 50 %). Une augmentation du dénivelé de ces facettes (ΔH) s'accompagne d'une augmentation de leur longueur (L) (fig. 9b). En s'allongeant de 50 à 400 m, les facettes s'élargissent de 40 à 800 m. Ces variables ont les plus fortes valeurs dans le segment S1. La préservation des facettes d'ordre 1 peut s'expliquer soit par le jeu récent de la faille, soit par l'exhumation de l'escarpement au cours du Pléistocène. La surface d'abandon pliocène subhorizontale

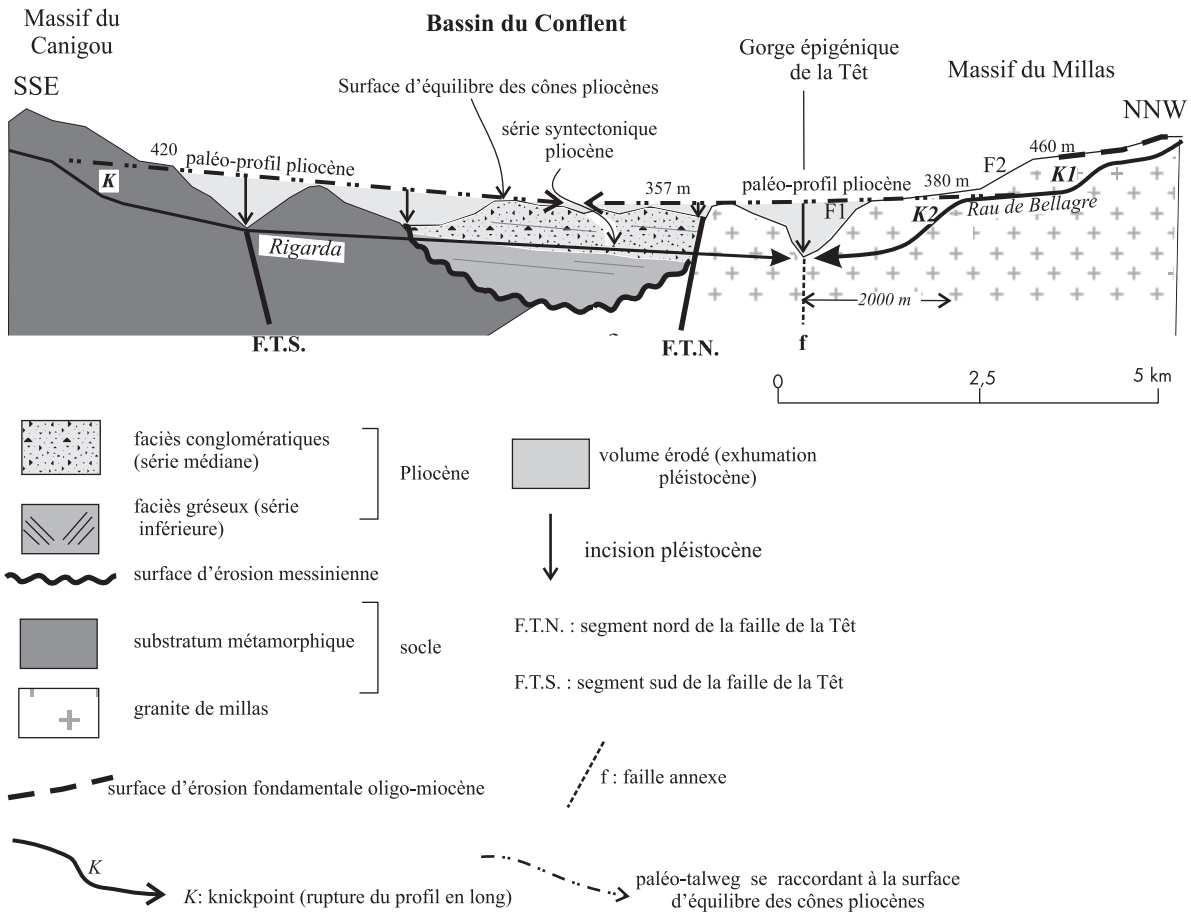


FIG. 8. – Relations chronostratigraphiques entre les paléotalwegs et le remplissage pliocène du bassin du Conflent près de Vinça.
FIG. 8. – *Relationship between morphology and Pliocene sedimentary infill of the Conflent near Vinça.*

se raccorde à l'escarpement de ligne de faille sur un épaulement en position immédiate au-dessus des facettes d'ordre 1 (fig. 8 et 9a). Il montre l'absence de jeu récent de la faille après le Pliocène supérieur. La dissection des reliefs, d'une valeur de 120 m, aurait débuté après la haute terrasse T5 au Pléistocène. Le façonnement de l'escarpement en facettes a profité de conditions lithologiques favorables : forte érosion différentielle s'opérant par sélection entre les granites de Millas et les dépôts pliocènes peu cohésifs. La résistance du granite de Millas semble avoir été renforcée par les textures et structures liées à son mode de mise en place (granite à petits phénocristaux orientés parallèlement à la faille de la Têt, fluidité planaire verticale à fort pendage et septums constitués de gneiss) [Lagasquie, 1984].

Certaines facettes récentes d'ordre 1 s'emboîtent dans 7 facettes d'ordre 2 plus élevées topographiquement (dénivellation allant de 125 à 329 m), plus longues (de 550 à 950 m), plus larges (de 625 à 1350 m), plus émoussées et à pente moyenne plus faible (31 %) (fig. 9b). Ces facettes anciennes sont moins lisibles dans le paysage que les facettes récentes. L'escarpement est découpé par les entailles des cours d'eau au profil transversal en V. Le profil longitudinal de ces cours d'eau présente une ou deux ruptures reculant par érosion régressive (fig. 11A). La morphologie des facettes emboîtées révèle un jeu biphasé de la faille au cours du Néogène.

Géomorphométrie du réseau hydrographique

Nous avons réalisé des quantifications sur une population de 18 bassins versants couvrant la surface de l'escarpement de faille et du massif du Millas (fig. 10). L'altitude moyenne des bassins versants est de 435 mètres mais présente une forte dispersion spatiale (de 109 à 728 m). L'ordre des bassins versants [ordination selon Strahler, 1952] varie entre 2 et 3, seul le bassin versant de la Riberette atteint l'ordre 4. L'escarpement de faille est drainé par un ensemble de sous bassins d'ordre plus faible que ceux inscrits sur l'escarpement de la F.T.S. où l'ordre atteint 6 [Carozza, 1998]. Les bassins versants sont en moyenne de petite taille (de l'ordre de 6,3 km^2) mais varient de 1,3 à 30 km^2 (tabl.I). La taille du bassin versant de la Riberette (29,7 km^2) est 5 fois plus élevée que la surface moyenne des 18 bassins versants (fig. 10). Son orientation N090 en amont est tributaire de la Faille Nord Pyrénéenne.

La longueur totale du réseau hydrographique atteint 180 kilomètres. Le réseau hydrographique présente une allure générale sub-parallèle de direction comprise entre N100 à N165. La direction de drainage moyenne est de N130ºE. Le réseau de drainage se développe obliquement à l'escarpement de faille. En effet, l'angle d'orientation entre les différents bassins versants et la médiane, perpendiculaire à la F.T.N., varie de l'ouest vers l'est de 21º (S1), 40º (S2) et 25º (S3) (fig. 10b). Ce sont les failles obliques qui

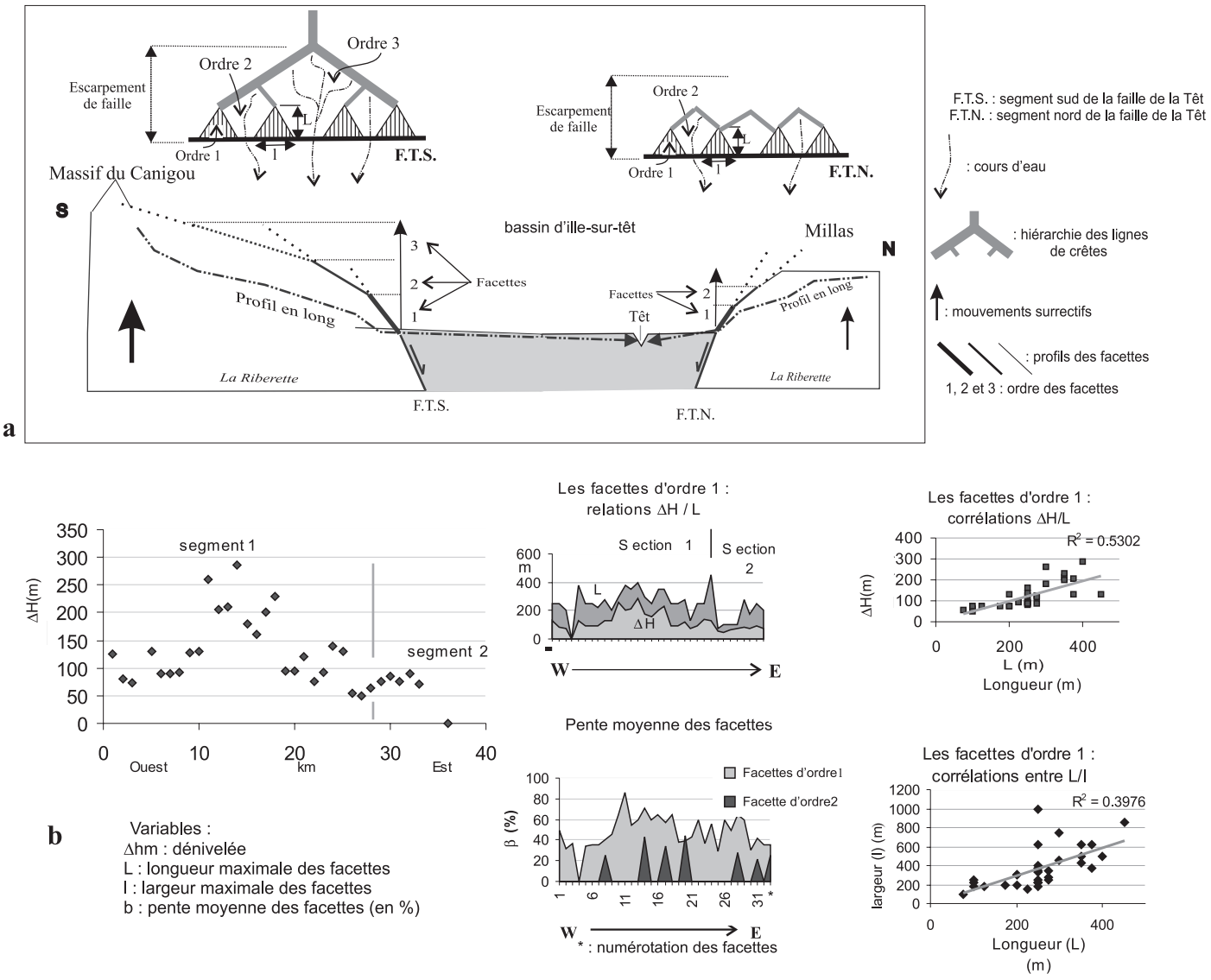


FIG. 9. – Morphologie de l'escarpement à facettes du segment nord de la faille de la Têt.
a : Schéma morphotectonique des escarpements de faille de la Têt. A gauche, les cours d'eau incisent les compartiments soulevés et découpent les facettes triangulaires. L'escarpement de la F.T.S. est organisé en facettes hiérarchisées qui se sont développées en 3 générations. Les facettes les plus élevées topographiquement et d'ordre 3 sont les plus émoussées et leur pente est plus faible que celle des facettes inférieures (ordre 1 et 2) associées aux derniers jeux de la faille. L'escarpement de la F.T.N. à facettes ne présente que deux générations ; les facettes ont une faible surface et un plus faible commandement que celles de la F.T.S ; b : approche géomorphométrique des facettes triangulaires du segment nord de la faille de la Têt et étude statistique des paramètres (ΔL : dénivelée des facettes ; L : longueur ; l : largeur, β : pente moyenne).
FIG. 9. – *Morphology of the northern segment of the Têt fault with facet spurs.*
a : *morphological organisation of the two fault scarps and imbrication of triangular fault facets. The most recent first order facets are steeper inclined and poorly incised ;* b : *morphometry of the triangular facets (northern segment of the Têt fault).*

guident le réseau de drainage en treillis. La faible densité du réseau hydrographique, entre 2,69 et 1,44 km/km^2, s'explique par la compétence du substratum granitique.

Les affluents de la Têt, qui incisent l'escarpement de la F.T.N., présentent généralement un profil à faible concavité (fig. 11A). Les ruptures majeures de leur profil longitudinal, ou *knickpoints*, situées à l'amont du plan de faille sont clairement exprimées dans les segments S1 et S2. Une rupture se conduit comme un niveau de base local pour le segment amont du bassin versant qui échappe ainsi à l'impact des modifications du niveau de base général [Carozza et Baize, 2003]. La position actuelle de ces ruptures traduit, ici, une forte érosion régressive et une dissection poussée de l'escarpement de faille. Ces ruptures, associées à des vallées en V très incisées, répondent à des modifications du niveau de base de la Têt. Les profils en long des rivières de Tarerach [Carozza et Baize, 2003] et de Bellagre (fig. 8) sont caractérisés par des ruptures qui enregistrent deux phases majeures d'activité de la faille de la Têt. Dans le cas du bassin versant de Bellagre, deux ruptures sont observées à 1 km et à 3 km en arrière du franchissement de la faille (fig. 8 et 11A). Comme la projection du segment amont du cours d'eau se raccorde parfaitement au sommet du remplissage de la formation pliocène, ces ruptures ont répondu à une chute du niveau de base pliocène probablement d'origine tectonique.

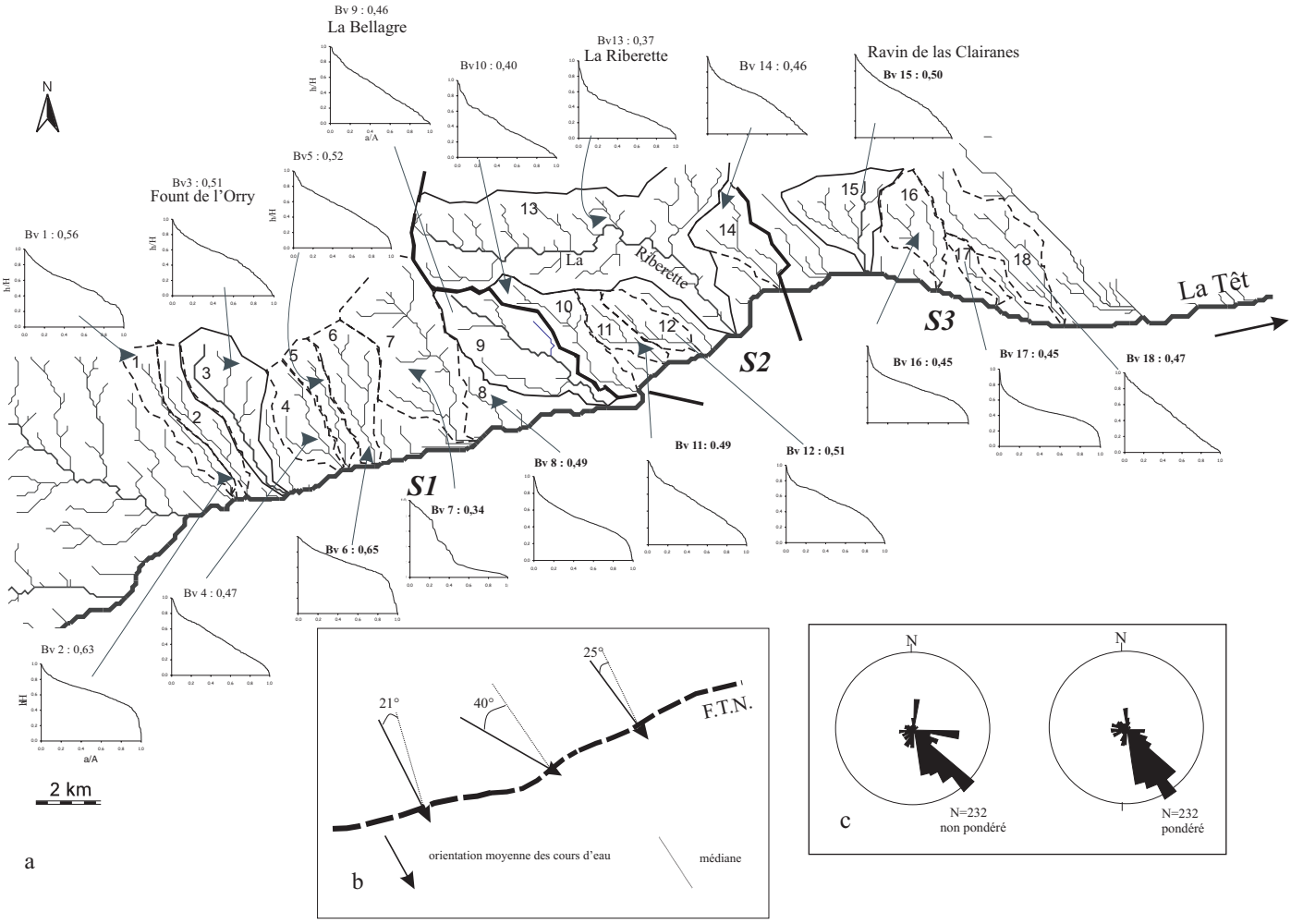
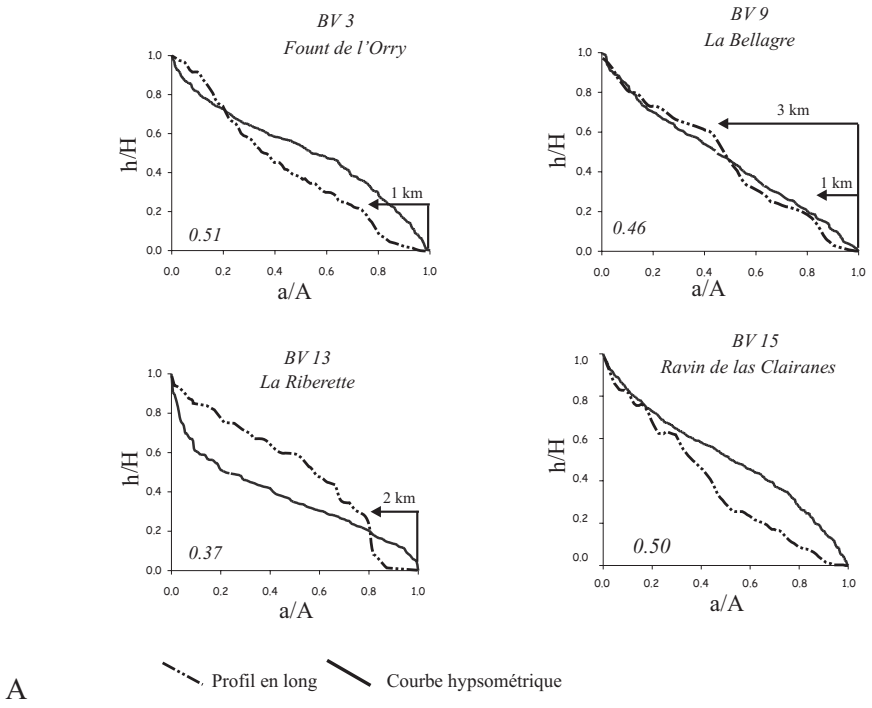


FIG. 10. – Hypsométrie des bassins versants.
a : courbes et intégrales hypsométriques des bassins ; b : angle de la direction moyenne des cours d'eau et de la médiane perpendiculaire à la faille de la Têt ; c : direction des drains pondérés en fonction de la longueur des cours d'eau (à droite) et non pondérés (à gauche).
FIG. 10. – *Hypsometry of the drainage basins.*
a : *hypsometric curves et integrales of the main basins* ; b : *angle between rivers and mediane* ; c : *direction of the rivers.*

Près de Vinça, la Têt est un petit fleuve épigénique [Birot, 1937] qui incise le massif granitique de Millas à 1 kilomètre au nord de la F.T.N. (fig. 3). Au Pliocène, la pente des petits cônes, formés par les cours d'eau incisant le massif du Canigou, est suffisamment forte pour provoquer la migration de la Têt vers le nord et constituer l'épigénie de Vinça. Le cours actuel de la Têt est donc postérieur à la surface d'équilibre du paléocône pliocène (fig. 8). Cette anomalie de drainage s'explique par l'incision de la Têt au Pléistocène. L'anomalie du tracé de Têt à Rodès traduit une surimposition majeure de la Têt en relation avec l'abaissement de son niveau de base au Pléistocène.

L'approche morphométrique montre une réponse claire de l'organisation des bassins versants à la tectonique récente. Les intégrales hypsométriques des bassins du S1 sont systématiquement plus élevées ($\iota > 0,5$) que celles des deux autres segments et les courbes hypsométriques ont une forme généralement convexe à rectiligne (bassins versants de Fount de l'Orry et de Bellagre, fig. 10 et 11A). La convexité de la plupart des bassins versants traduit l'interférence de deux contrôles : (i) l'importance des héritages géomorphologiques liés à la préservation de la surface d'érosion fondamentale perchée et taillée dans les granites résistants ; (ii) la forte incision des cours d'eau liée à des mouvements tectoniques verticaux. Par contre, les bassins des segments S2 et S3 présentent des valeurs d'intégrales hypsométriques plus faibles comprises entre 0,4 et 0,5. Les fortes variabilités spatiales de l'hypsométrie sont des indicateurs supplémentaires des mouvements verticaux qui affectent les compartiments délimités par des failles transverses notamment dans le segment S1.

Les volumes érodés des bassins versants varient de 0,15 à 9,7 km^3 et augmentent sensiblement de l'est vers l'ouest (fig. 11B). Par contre, les surfaces drainées, les intégrales hypsométriques, comprises entre 0,34 à 0,65 et les volumes en creux des bassins versants diminuent généralement de l'ouest vers l'est (fig. 11B). Le volume en creux et l'intégrale hypsométrique des 18 bassins permettent de différencier le segment S1 des autres segments. Alors que les valeurs d'intégrales hypsométriques et l'aire des bassins ne sont pas corrélées, l'aire drainée et la densité de drainage le sont fortement (fig. 11Bd). En revanche, la pente et le vo-



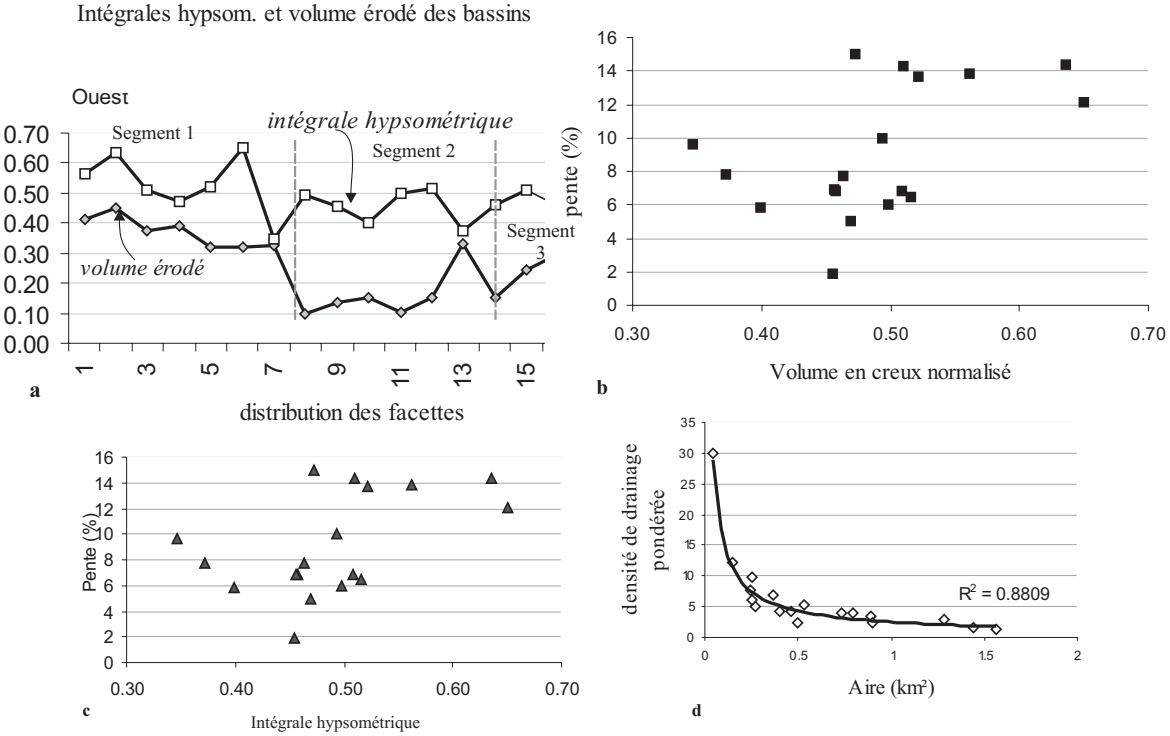


FIG. 11. – Géomorphométrie des bassins versants.
A : courbes hypsométriques de 4 bassins versants (en trait discontinu) et profils en long normalisés (en trait continu). Chaque graphique prend en compte la courbe hypsométrique d'après h/H (altitude relative) et a/A (surface relative) et le profil en long du talweg principal. L'intégrale hypsométrique est indiquée en bas de chacun des graphiques. Alors que les profils longitudinaux des cours d'eau présentent une ou deux ruptures (knickpoints), les courbes hypsométriques sont convexes (Fount de l'Orry et ravin de las Clairanes), rectilignes (La Bellagre) ou convexo-concaves (La Riberette). Les flèches traduisent la distance entre la rupture de profil et la faille. Les bassins versants sont localisés dans la figure 9.
B : études statistiques des variables morphométriques de 4 bassins versants. Les corrélations et courbes associées entre les différentes variables morphométriques sont représentées sur les graphiques a, b, c et d. Les diagrammes b et c ne traduisent pas de corrélation.
FIG. 11. – *Geomorphometry of drainage basins.*
A : *hypsometric curves and normalized longitudinal profiles of 4 rivers. Location of the drainage basins and rivers in figure 9. Note the difference of hypsometric curves. The incision of valleys is characterized by upstream retreat of knickpoints in longitudinal profiles of rivers.*
B : *correlations between morphometric parameters of four drainage basins represented on a, b, c and d histograms.*

lume en creux des bassins, d'une part, la pente et l'intégrale hypsométrique, de l'autre, ne montrent aucune tendance. Les bassins versants développés sur les compartiments soulevés sont caractérisés par un volume érodé, des intégrales hypsométriques et des pentes moyennes élevées. Les bassins versants inscrits sur les blocs soulevés sont courts, peu hiérarchisés et fortement incisés, traduisant la jeunesse des formes du relief. A l'est, les éléments de surface d'érosion sont, au contraire, largement conservés (fig. 4), des bassins versants plus larges et des réseaux de drainage mieux organisés.

DISCUSSION : SCHÉMA D'ÉVOLUTION STRUCTURALE ET MORPHOSÉDIMENTAIRE PLIO-QUATERNAIRE

Dans les Pyrénées-Orientales, les formes de reliefs sont essentiellement issues des mouvements verticaux depuis le Néogène. La linéarité de l'escarpement et les facettes triangulaires proviennent à la fois du jeu pliocène de la F.T.N., du contraste de dureté entre les granites du Millas et les formations sédimentaires mio-pliocènes et de l'exhumation de la faille au Pléistocène. Les cours d'eau qui incisent l'escarpement de ligne de faille présentent des ruptures de leur profil positionnées à plusieurs kilomètres en arrière du franchissement de la faille traduisant une forte érosion régressive. Le segment amont des profils projetés se raccorde au sommet du remplissage de la formation pliocène. On peut conclure que ces segments perchés, solidaires de la surface d'équilibre des cônes pliocènes, ne sont que les témoins du soulèvement du massif de Millas concomitant de la sédimentation détritique pliocène. La géométrie actuelle de la surface de remblaiement pliocène montre que les mouvements verticaux pléistocènes n'affectent que le segment S1. Les mouvements verticaux différentiels, affectant à la fois le massif du Millas et le remplissage pliocène, sont en relation avec le jeu des failles transversales orientées NW-SE et N-S.

On peut évaluer le rejet minimum de la F.N.T. dans le bassin néogène d'Ille-sur-Têt. Si l'on soustrait l'incision pléistocène à la hauteur des facettes d'ordre 1 et au *knick-point* 2 sur les principales rivières, on attribue un rejet vertical de la F.T.N. d'environ 200 à 250 m au cours du Pliocène. Les indicateurs géomorphologiques et sédimentaires permettent d'envisager l'évolution de l'escarpement du segment nord de la faille de la Têt en plusieurs étapes :

– une première phase d'extension subméridienne oligo-miocène est à l'origine de la formation des bassins intramontagneux d'Escaro-Prades et d'Ille-sur-Têt ;

– à la fin du Miocène, le remplissage sédimentaire du bassin d'Ille-sur-Têt est disséqué à la suite de la chute du niveau de base eustatique en Méditerranée. L'histoire géomorphologique du bassin est contrôlée par les variations eustatiques et les mouvements tectoniques en compression ;

– au cours du Pliocène, la sédimentation pliocène débute avec la formation de *Gilbert* deltas. Dans un régime transtensif de direction E-W à WNW-ESE, les segments nord et sud de la Têt contrôlent une forte sédimentation détritique sous la forme de cônes alluviaux latéraux adossés à l'escarpement de faille. La sédimentation s'exerce dans un bassin étroit en relais distensif délimité par un système de longues failles coulissantes orientées N050ºE séparées entre elles par des failles normales N080ºE et N000-010ºE. Ce sont les failles obliques orientées NW-SE qui sont à l'origine du compartimentage du massif de Millas. Plusieurs situations géomorphologiques variées suivent un gradient SW-NE. L'escarpement se décompose en trois segments qui enregistrent une évolution tectonosédimentaire et géomorphologique contrastée : le segment S1 est actif au Pliocène et se caractérise par le développement de facettes triangulaires. Le segment S2 et une partie du remplissage pliocène présentent une exhumation [Carozza *et al*., 2002]. Seul, le segment S3 n'a pas d'expression morphologique claire. La diminution progressive du relief moyen de l'ouest vers l'est enregistre l'amortissement du mouvement de la faille nord de la Têt de l'ouest vers l'est. Seuls quelques indicateurs géomorphologiques montrent bien une activité pliocène concentrée sur le seul segment ouest de la F.T.N. ;

– au Pléistocène, les mécanismes d'exhumation de l'escarpement de faille dominent et l'activité tectonique de la F.T.N., attestée au Pliocène, reste hypothétique pour le Pléistocène.

L'étude des relations géométriques entre le profil en long des cours d'eau et le remplissage sédimentaire du bassin du Conflent conduit à minorer le rejet au cours du Pliocène (150 à 300 m, contre 300 à 600 m dans les travaux antérieurs). Il apparaît que l'expression morphologique de la faille est en grande partie liée à un processus d'exhumation.

Les deux branches de la faille de la Têt sont caractérisées par un système de facettes triangulaires emboîtées avec un développement plus développé sur son segment sud. Les facettes polyphasées du segment sud de la faille de la Têt indiqueraient les effets morphologiques d'une tectonique récente [Briais *et al*., 1990]. L'étude géomorphologique des escarpements sud [Carozza, 1998 ; Carozza et Delcaillau, 2000] et nord (cette note) de la faille montrent que la géométrie des facettes les plus récentes et la position des *knick-points* sur les paléo-profils en long des cours d'eau traduisent, au contraire, une forte érosion régressive consécutive au jeu de la faille au cours du Pliocène et son exhumation au Pléistocène.

Références

ANGELIER J & MECHLER P. (1977). – Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dièdres droits. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* 7, **XIX,** 1309-1318.

ARTHAUD F., OGIER M. & SEGURET M. (1981). – Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. – *Bull. BRGM*, **2**, 1, 3, 175-193.

ARTHAUD F. & PISTRE S. (1993). – Les fractures et les paléocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiale des Pyrénées) : un cas d'étude de la tectonique cassante d'un aquifère de socle. – *Geodin. Acta*, **6**, 3, 187-201.

BAIZE S., CUSHING M., LEMEILLE F., GRANIER T., GRELLET B., CARGON D., COMBES P. & HIBSCH C. (2002). – Inventaire des indices de rupture affectant le Quaternaire. En relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, H.S., **175**, 142 p, 1pl.H.T.

BANDET Y. (1975). – Les terrains néogènes du Conflent et du Roussillon occidental. – PhD, Université de Toulouse III, 74 p.

BARTOLINI C., PICCINI L. & CATTO N., editors (2003). – Uplift and erosion driving processes and resulting landforms. – *Quaternary International*, **101-102**.

BIROT P. (1937). – Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles, 198 p.

BRIAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER P. & HERBECQ A. (1990). – Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern Pyrénées. – *Annales tectonicae*, **IV**, 19-42.

BURBANK D.W. & ANDERSON R.S. (2001). – Tectonic geomorphology. – Blackwell Science, 274 p.

CALVET M. (1996). – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : Les Pyrénées orientales. – Thèse Doc. Etat Univ. Paris. – *Doc. BRGM*, n°**255**, 3t, 1177 p.

CALVET M (1999). – Régimes des contraintes et volumes de relief dans l'est des Pyrénées. – *Géomorphologie*, **3**, 253-278.

CAROZZA J.-M. (1998). – Evolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon (Pyrénées orientales). – Thèse Université de Toulouse-le-Mirail, 385p.

CAROZZA J.-M. & BAIZE S. (2003). – Morphological response of drainage network to Plio-Pleistocene tectonic activity and exhumation along the Têt Fault. – Workshop on *Geomorphological sensivity and system response*, Camerino-Modena Apennine (Italy), 4th-9th July 2003, 47-56.

CAROZZA J.-M. & DELCAILLAU B. (2000). – Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique. – *Géomorphologie* : Relief, Processus, Environnement, **1**, 45-60.

CAROZZA J.-M., DELCAILLAU B & FONT M. (2002). – Géomorphologie du segment nord de la zone de faille de la Têt : implication pour l'évolution plio-quaternaire du bassin du Roussillon – *RST*, 9-12 avril, Nantes, 82-83.

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.

CLAUZON G. & CRAVATTE J (1985). – Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage de Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. – *C. R. Acad. Sci.,* Paris, **301**, 19, 1351-1354.

CLAUZON G., FAUQUETTE S. & SUC J.-P. (2002). – Quantification des paléo-altitudes néogènes des reliefs des Pyrénées orientales. *In* : *Colloque du GdR Marges*, 40-41.

DELCAILLAU B. (2001). – Geomorphic response to growing fault-related folds : example from the foothills of central Taiwan. – *Geodinamica Acta* 14, 265-287.

FERRER P., SANTANACH P. & MASANA E. (1999). – Expresión geomorfológica de la actividad reciente de la falla de Amer (NE de la Peninsula Ibérica). – *Geogaceta*.

FLETA J., SANATANCH P, MARTINEZ P, GOULA X., GRELLET B. & MASANA E. (2000). – Geologic, geomorphological and geophysic approaches for the paleoseismological analysis of the Amer Fault (NE Spain), Han-potential for large earthquake in low seismic activity regions of Europe, 63-66. – EC project ENV4-CT97-0578.

FONT M. (2002). – Signature géomorphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie. – Doctorat de l'Université de Caen, 408 p. et annexes.

GEO-TER (1998). – Elaboration d'un catalogue descriptif des indices de mouvements récents le long des failles majeures des Pyrénées-Orientales. – Rapport GTR/UST, *Paleosis* 0698-81, 149.

GORINI C. (1993). – Géodynamique d'une marge continentale passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale). – Thèse Université UPS, 256 p.

GOULA X., OLIVERA C., ESCUER J., FLETA J., GRELLET B. & BOUSQUET J.-C. (1992). – Neotectonics and seismicity of the area of the seismic crisis of 1427-1428. in Catalonia. – *Procs. XXII Gen. Ass. European Seismological Commission*, Vol. I, WS2, 333-337.

GOULA X., OLIVERA C., FLETA J., GRELLET B., LINDO R., RIVERA L.A., CISTERNAS A. & CARBON D. (1999). – Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrénées. – *Tectonophysics,* **308**, 487-502.

GOTTIS M. (1958). – L'apport des travaux de la Compagnie d'exploitation pétrolière dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* (7), **VIII**, 6.

GRELLET B., COMBES PH., GRANIER TH., PHILIP H. & MOHAMMADIOUM B. (1993). – Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. – *Mém. Soc. géol. Fr,* **164**, Vol. 1, 76 p. ; Vol. II : 24 figures et une carte 1 :100 000.

GRELLET B., PHILIP H., BOUSQUET J.C., FLETA J., ESCUER J., GOULA X. & GRANIER TH. (1994). – Inversion de régime tectonique dans les Pyrénées orientales depuis le Pliocène. – Actes du *Colloque Géoprospective*, UNESCO, Paris, (1994), 289-298.

GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y. & BERGER G.M. (1998). – Notice explicative de la carte géologique de France (1/50 000), feuille de Prades (n°1095). – BRGM, Orléans, 198 p.

KELLER K.A. & ROCKWELL T.K. (1984). – Tectonic geomorphology, Quaternary chronology and paleosismicity. *In :* J.E. COSTA & P.J. FLEISHER, Eds, Developments and applications of geomorphology. – Springer Verlag, Berlin, 203-237.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – *Science,* **235**, 1156-1166.

LAGASQUIE J.-J. (1984). – Géomorphologie des granites – Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises. – Editions du CNRS, 374 p.

LECLERC J.-C., BELLIER O., SÉBRIER M. & CALVET M. (2001). – Variations du champ de contrainte Cénozoïque et déformations récentes du bassin du Roussillon. *In :* M. CALVET, Le Quaternaire des Pyrénées orientales dans son cadre géomorphologique. – Livret guide de l'excursion annuelle de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire.

LUCAZEAU F. & HURTREZ J.-E. (1997). – Length scale dependence of relief along the southeastern border of Massif Central (France). – *Geophys. Res. Lett.,* **24**, 1823-1826.

MARTEL L., NJIKE-KASSALA J.D., VADELL M. & SOURIAU A. (1990). – Sismicité permanente dans les Pyrénées centrales et orientales : une première image donnée par une année d'observation. – *C. R. Acad. Sci.* Paris, **311**, série II, 859-864.

MAUFFRET A., DURAND DE GROSSOUVRE B., DOS REIS A.T., GORINI C. & NERCESSIAN A. (2001). – Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean). – *J. Struct. Geol.,* **23**, 1701-1726.

MAUREL O., MONIÉ P., BRUNEL M. & PIK R. (2002). – Exhumation oligo-miocène du massif du Canigou : résultats des analyses traces de fission et (U/Th)/He (Pyrénées orientales, France). – *RST 2002*, 9-12 avril Nantes, p.173.

MERRITS D. & VINCENT K.R. (1989). – Geomorphic response of coast streams to low, intermediate, and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. – *Geol. Soc. Amer. Bull.,* **101**, 1373-1388.

MIALL A.D. (1977). – A review of the braided river depositional environment. – *Earth Sci. Rev.,* **13**, 1-62.

PAUCHET H. (1998). – Sismicité de la chaîne pyrénéenne : Image générale et analyse de la crise sismique de Saint-Paul de Fenouillet (février 1996). – Thèse, UPS, Toulouse.

PEULVAST J.-P. & VANNEY J.-R. (2001). – Géomorphologie structurale, Terre, corps planétaires solides. Tome 1 : Relief et structure. – Co-édition Editions scientifiques GB – SGF – BRGM., Collection Géosciences, 503 p.

PHILIP H., BOUSQUET J.C., ESCUER J., FLETA J., GOULA X. & GRELLET B. (1992). – Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées : implications sismotectoniques. – *C. R. Acad. Sci.* Paris, **314**, Sér. II,1239-1245.

PISTRE S. (1993). – Rôle de la fracturation dans les circulations souterraines du massif granitique de Millas (Pyrénées-Orientales). – *C.R. Acad. Sci.,* Paris, **317**, Série II, 1417-1424.

SERANNE M. (1999). – The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : an overview. *In :* B. DURAND, L. JOLIVET, F. HORVATH & M. SÉRANNE, Eds, The Mediterranean Basin : Tertiary extension within the Alpine Orogen. – *Geol. Soc. London, Spec. Pub.,* **156**, 15-36.

SOURIAU A. & PAUCHET H. (1998). – Synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. – *Tectonophysics*, **290**, 221-244.

SOURIAU A., SYLVANDER M., RIGO A., FELS J.F., DOUCHAIN J.M. & PONSOLLES C (2001). – Sismotectonique des Pyrénées : principales contraintes sismologiques. – *Bull. Soc. géol. Fr.,* **172**, 1, 25-39.

STRAHLER A.N (1952). – Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. – *Geol. Soc. Amer. Bull.,* **63**, 1117-1142.

VERGÉS J., LEWIS C. & MARZO DRENAJE M. (1996). – Fluvial y topografía ligados a extension : NE de Iberia. – *Geogaceta*, **20**, 4, 850-852.

WELLS S.G., BULLARD T.F., MENGES, C.M., DRAKE P.G., KARAS P.A., KELSON K.I., RITTER J.B. & WESLING J.R. (1988). – Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. – *Geomorphology*, 239-265.

WILLEMIN J.H. & KNUEPFER P.L.K. (1994). – Kinematics of arc-continent collision in the eastern Central Range of Taiwan inferred from geomorphic analysis. – *J. Geophys. Res.,* 20, 267-20, 280.