

La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle

par PIERRE TRICART¹, STÉPHANE SCHWARTZ^{1,2}, CHRISTIAN SUE³, GÉRARD POUPEAU¹
et JEAN-MARC LARDEAUX²

Mots-clés. – Alpes occidentales, Front Briançonnais, Zone Houillère, Inversion négative, Dénudation tectonique, Extension tardi-orogénique, Exhumation, Age traces de fission, Apatite.

Résumé. – Des âges traces de fission dans l'apatite, désormais disponibles de part et d'autre du chevauchement briançonnais frontal au sud-est du Pelvoux, sont confrontés aux données tectoniques régionales. Ce chevauchement oligocène des zones internes sur la zone externe (Front pennique) est localement replissé à l'Oligocène supérieur. Inversé, il fonctionne ensuite en détachement distensif depuis le Miocène. Sous le chevauchement, la zone ultradauphinoise est exhumée par dénudation tectonique à une vitesse moyenne de l'ordre du demi-millimètre/an. Au dessus du chevauchement, l'exhumation de la zone briançonnaise est plus lente (de l'ordre du dixième de millimètre/an) tandis qu'elle subit une importante extension multidirectionnelle, reconnue vers l'est jusqu'en zone piémontaise. La comparaison avec les transversales plus au nord fait apparaître un important diachronisme.

The tectonic denudation of the UltraDauphiné Zone and the inversion of the Briançonnais frontal thrust to the southeast of the Pelvoux massif (western Alps) : a Miocene to present-day dynamics

Key words. – Western Alps, Briançonnais Front, Zone Houillère, Negative inversion, Tectonic denudation, Late orogenic extension, Exhumation, Fission-track dating, Apatite.

Abstract. – In the western Alps, to the southeast of the Pelvoux massif (Champsaur-Embrunais-Briançonnais-Queyras transect : fig. 1, 2 and 3), the Briançonnais zone consists of the southern tip of the « Zone Houillère » [Fabre *et al.*, 1982] and small nappes of Mesozoic sediments, emplaced during the Eocene in HP-LT metamorphic conditions [Saliot, 1978; Tricart, 1984]. During the Oligocene this tectonic pile was thrust onto a late Eocene to early Oligocene flexural basin [Champsaur Sandstones : Waibel, 1990], deformed in low grade metamorphic conditions [Arahamian, 1988; Tricart, 1984; Bürgisser and Ford, 1998; Frey *et al.*, 1999] and belonging to the UltraDauphiné zone [*sensu* Debelmas, 1980a]. This major thrust, called here CBF [Chevauchement Briançonnais Frontal : Tricart 1986] represents the boundary between the external and the internal zones of the western Alps. It contains thin tectonic lenses of Subbriançonnais origin [Debelmas and Lemoine, 1966], so that the Briançonnais Front and the Penninic Front (classical nomenclature : fig. 4) almost merge.

Late Alpine extension. We have recently discovered that the CBF was subsequently reactivated as an extensional detachment [Sue, 1998; Sue and Tricart, 1999]. This major negative inversion is associated with widespread extension in the internal (Briançonnais and Piémont) zones, resulting in multiscale normal faulting [Lazarre *et al.*, 1994; Virilouvet *et al.*, 1996; Tricart *et al.*, 1996; Sue, 1998]. Current field work in the Queyras area [Schwartz, Lardeaux, Paul, Cattaneo *et al.*, 1999; Schwartz, Lardeaux, Paul, Tricart *et al.*, 1999] shows that this brittle multirend extension is a continuation of the ductile extension that accompanied the exhumation of blue-schist bearing metamorphic units. Along the same transect, the external (UltraDauphiné) zone was not affected by late-Alpine extension. This is still the present situation : to the east of the aseismic Pelvoux massif, the CBF bounds the Briançonnais seismic arc [Thouvenot 1996], the activity of which may be the continuation of the late-Alpine extension [Sue, 1998; Sue *et al.*, 1999]. At the scale of the western Alpine arc, active extensional-transensional tectonics dominate in the internal zones while compressional uplift affects the external zone. In this contrasted stress field, the thrust-fault zone between internal and external arcs plays a major role of decoupling that can be demonstrated in several sites between the area analysed here and the Central Alps [Ménard, 1988; Schmid *et al.*, 1989; Steck, 1990; Seward and Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997], including along the Ecors profile [Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Fügenschuh *et al.*, 1999].

Contribution of thermochronology. In this paper, we compare apatite fission track (FT) ages from both sides of the inverted CBF to the southeast of the Pelvoux massif (fig. 2). In the hangingwall of the CBF, two ages were obtained from magmatic intrusions within the Zone houillère, close to Briançon. They are compared to recently published ages [Seward *et al.*, 1999] from the Champsaur Sandstones unit in the footwall of the CBF, along the same transect (tab. I and II).

¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (CNRS, UMR 5025), Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, BP53, F-38041 Grenoble ; ptricart@ujf-grenoble.fr

² Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère (CNRS, UMR 5570), Université Cl. Bernard et Ecole Nationale Supérieure de Lyon, 27, boulevard du 11-Novembre, F-69622 Villeurbanne.

³ Institut de Géologie, Case Postale 2, CH-2007 Neuchâtel.

Manuscrit déposé le 9 mars 2000; accepté après révision le 30 août 2000.

Analytic procedure and results. Samples were dated by the external detector technique [Gleadow, 1981], using the zeta calibration [Hurford and Green, 1983], in the Grenoble laboratory. After mineral separation, the apatite grains were mounted in an epoxy disk, polished and etched in 1 N nitric acid at room temperature for 50 sec. The samples were irradiated with a thermal neutron flux of $\sim 2 \times 10^{15}$ n.cm⁻², which did not produce sufficient induced tracks in sample ZH1. This sample was therefore re-irradiated with a higher, $\sim 10^{16}$ n.cm⁻² flux. Analytical data and central ages [Galbraith and Laslett, 1993] are reported in table I. Sample ZH1 was dated by two observers (twice by one of them) from the same grain mount. The results are in good agreement and the weighed age of 25.7 ± 2.4 Ma is concordant (within 2σ) with that of sample ZH2, 22.8 ± 1.4 Ma. The dispersion parameters (tab. I) show that only one age population is present in our samples, which clearly appears in the radial plots of figure 5.

Interpretation. These apparent ages are considered as cooling ages below 100°C, corresponding to an exhumation at a depth not exceeding 4-5 km, for a geothermal gradient close to 25°C/km. This exhumation followed the main regional-scale tectono-metamorphic event corresponding to the Oligocene thrusting phase along the CBF. We propose a two-stage scenario (fig. 6): (1) during Oligocene thrusting onto the Ultra-dauphiné zone along the CBF, the Briançonnais zone was uplifted and its denudation was driven by the erosion of the newly created relief; coevally, the Ultra-dauphiné zone was tectonically buried; (2) during subsequent extension in the Briançonnais zone, the Ultra-dauphiné zone was mainly exhumed by tectonic denudation below the inverted CBF. This second process started in the Miocene and is still active today.

Above the CBF (Zone Houillère), apatite FT ages are close to 24 Ma (latest Oligocene). Below the CBF (Champsaur Sandstones foreland basin) the mean FT age is close to 7 Ma (late Miocene). The difference (14 m.y.) is important when considering the short distance between sampling sites and their similar altitudes (tab. II). Final exhumation was more recent for the footwall in the CBF than in its hangingwall. This is consistent with reversal of movement along the CBF, as was suggested by neotectonic and sismotectonic data.

The mean cooling rate approaches 4°C/m.y. in the hangingwall and 14°C/m.y. in the footwall, corresponding to 0.16 and 0.58 mm/yr exhumation rates respectively, for the proposed geothermal gradient. In the simplest hypothesis, the difference (0.42 mm/yr) is entirely linked to the inversion of the CBF. For a surface dip of the thrust of 25°, this corresponds to a horizontal extension rate approaching 1 mm/yr.

The onset of the «late-Alpine» to present-day brittle extension in the Briançonnais and Piémont zones to the south-east of the Pelvoux massif was hitherto undated [Tricart *et al.*, 1996]; the ages presented here imply that extension was already active during the Miocene.

Alpine context. More than one hundred FT ages are available for the External Crystalline Massifs (Pelvoux, Belledonne, Mont-Blanc): they share relatively young ages (2-10 Ma for apatites and 10-20 Ma for zircons), no overall trend being observed [Fügenschuh and Seward, 1999]. Cooling (10-20°C/m.y.) could be mainly controlled by the erosion (0.5-1 mm/yr) of the rising relief, in response to compression or transpression [Ménard, 1979; Mugnier *et al.*, 1990; Hubbard and Mancktelow, 1992; Seward and Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997]. Along the internal margins of these massifs, in the frontal Zone Houillère, the now available apatites FT ages are: (1) 6-7 Ma to the rear of the northern Mont-Blanc massif [Seward and Mancktelow, 1994]; (2) 9-13 Ma to the rear of the southern Mont-Blanc massif [Fügenschuh *et al.*, 1999]; (3) 16-18 Ma to the rear of the Belledonne massif [Fügenschuh *et al.*, 1999]; (4) 24 Ma to the rear of the Pelvoux massif (new data presented here). It appears that the final exhumation of the Zone Houillère is gradually older from north to south along the arc. The 14 m.y. diachronism for the exhumation of units on both sides of the Briançonnais Frontal Thrust demonstrated here, close to the Pelvoux, represents a maximum value in this context.

INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales, les régions du Sud-Pelvoux (Embrunais-Champsaur-Briançonnais-Queyras: fig. 1 et 2) composent une des transversales classiques pour la compréhension des rapports tectoniques zone externe - zones internes. La propagation vers l'extérieur de l'arc des plis et chevauchements y caractérise à l'Eocène-Oligocène une dynamique de raccourcissement-épaississement diachrone [Tricart, 1984]. A une époque jusqu'ici indéterminée, un régime extensif toujours actif s'installe en zones internes [Sue *et al.*, 1999], tandis que la dynamique de plis et chevauchements perdure en zone externe [Jura, nappe de Digne; Lemoine *et al.*, 2000]. Cette extension, dont la signification reste discutée, est accompagnée d'une inversion du chevauchement au front des zones internes [Sue et Tricart, 1999]. A la faveur de nouvelles données thermochronologiques qui situent au Miocène cette inversion, on fait le point sur l'ensemble du dispositif structural associé.

LES RELATIONS ZONES INTERNES-ZONE EXTERNE

Au sud-est du Pelvoux (fig. 2 et 3), la zone briançonnaise est représentée par une pile de nappes de couverture décol-

lées à différents niveaux du Trias et supportant quelques klipptes de flyschs d'origine plus interne [Debelmas et Lemoine, 1966]. Cette pile surmonte la Zone houillère, elle-même affectée de plis en chevrons plurikilométriques serrés [Fabre *et al.*, 1982]. L'ensemble est charrié vers l'ouest sur la bordure orientale de la zone dauphinoise [Tricart, 1984] ou zone ultra-dauphinoise *sensu* Debelmas [1980a]. La surface de ce charriage est bien exposée dans les gorges du Fournel et de la Biaysse (affluents en rive droite de la Durance) où elle apparaît jalonnée de minces écaillés subbriançonnais [Debelmas et Lemoine, 1966]. Front briançonnais et Front subbriançonnais sont là quasi-confondus à quelques dizaines ou centaines de mètres près (fig. 4); dans ce qui suit, ce charriage majeur est désigné CBF [Chevauchement briançonnais frontal: Tricart, 1986]. C'est aussi le Front pennique qui désigne dans les Alpes le front des nappes internes, quels que soient leur âge et leur mode de mise en place (fig. 1). Lorsque se met en place le CBF à l'Oligocène (voir plus loin) la zone briançonnaise est déjà constituée d'une pile de nappes affectées d'une première schistosité associée à des recristallisations métamorphiques HP-BT [phase éocène: Tricart, 1986].

Sous ce charriage, la zone ultra-dauphinoise est représentée par les Grès du Champsaur qui témoignent d'un bassin

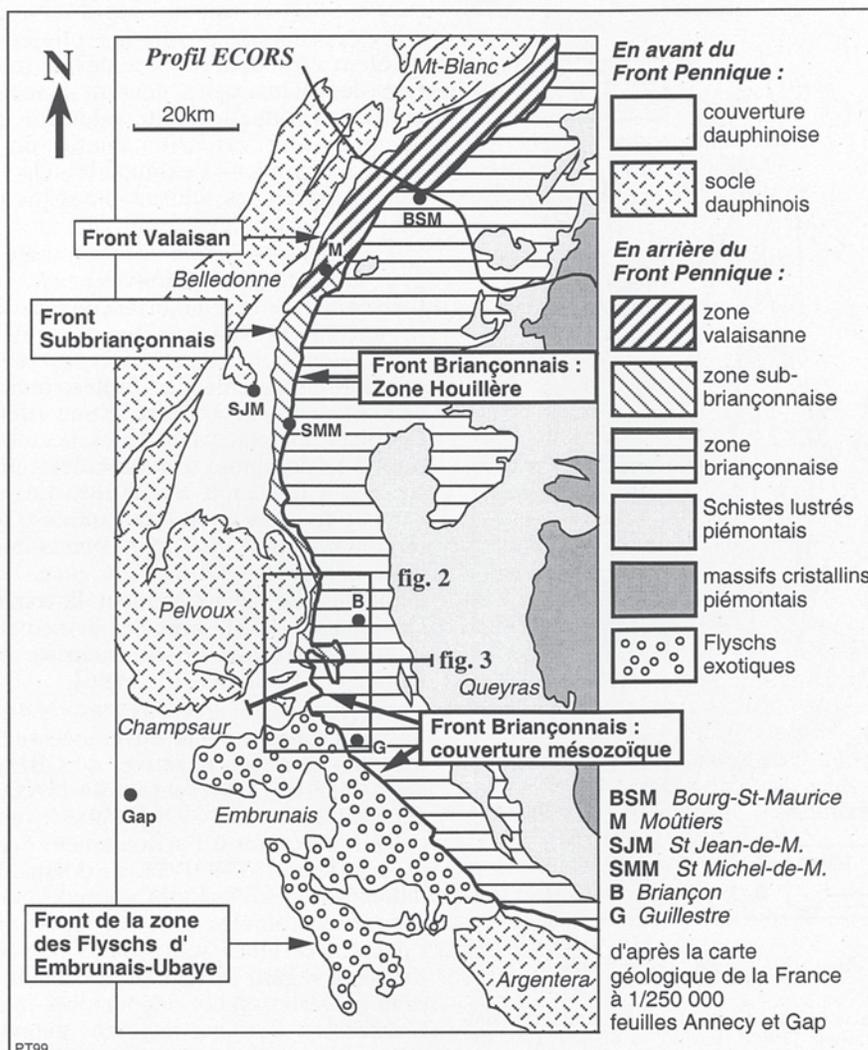


FIG. 1. – Nomenclature des principaux fronts chevauchants aux confins zone externe-zones internes des Alpes occidentales [d'après Debelmas, 1980b et Kerckhove, 1980] et localisation des figures 2 et 3. Du nord au sud, le Front pennique (front des zones internes) correspond au Front valaisan, au Front subbriançonnais et au front des flyschs à Helminthoïdes (et leurs écaïlles basales briançonnaises et subbriançonnaises).

FIG. 1. – Nomenclature of the main tectonic fronts close to the boundary between the external and internal zones of the western Alps after Debelmas [1980b] and Kerckhove [1980]; location of figure 2 and 3. Form north to south, the Penninic Front corresponds to the Valaisan Front, the Subbriançonnais Front, and the front of the Helminthoïds Flysch nappes (with their basal tectonic slices of Subbriançonnais and Briançonnais origin).

flexural éocène supérieur-oligocène inférieur en bordure est du domaine externe, au front des actuelles zones internes [Waibel, 1990]. La sédimentation des grès n'est pas directement datée (microfaune priabonienne uniquement remaniée) mais le volcanisme associé d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ proche de 31 Ma [Lapierre *et al.*, 1995] implique pour le charriage un âge médio-oligocène au plus vieux. Le bassin a alors été tectonisé tandis que se développait dans le flysch la première schistosité régionale [Tricart, 1986; Bürgisser et Ford, 1998]. Dans le même temps, la pile des nappes briançonnaises était reprise dans des chevauchements et plis à vergence ouest, associés à une deuxième schistosité [Tricart, 1986].

Au sud, dès la transversale de la Biaysse, le charriage de la zone briançonnaise se fait directement sur des nappes superficielles précoces; ce sont essentiellement des flyschs à Helminthoïdes, d'origine ultra-briançonnaise, ayant entraîné à leur base quelques écaïlles briançonnaises et subbriançonnaises [Kerckhove, 1969; Merle et Brun, 1984]. Plus au sud, en Embrunais, toute la structure est reprise dans des plis rétrodéversés et des rétrochevauchements, associés

à la dernière schistosité régionale [la seconde en zone dauphinoise, la troisième en zone briançonnaise: Tricart, 1986]. Cette reprise s'amplifie vers le sud, en direction de l'Argentera [Gidon *et al.*, 1994]. La surface du CBF est elle-même plissée [écaïlles subverticales de Réotier et Plan de Phasy près de Guillestre: Tricart, 1986].

A l'opposé, vers le nord, le caractère cisailant des structures au front des zones internes est partiellement oblitéré par le soulèvement du massif du Pelvoux [Tricart, 1981]. Au nord de ce massif, dès la transversale du Galibier, ce caractère réapparaît clairement dans le paysage tandis que plus au nord un charriage d'ampleur lithosphérique a été reconnu suivant le profil ECORS [Mugnier *et al.*, 1993; Nicolas *et al.*, 1990; Schmid et Kissling, 2000]. A cause du relèvement axial des structures et/ou d'une obliquité sur les domaines paléogéographiques, l'ensemble charrié à l'affleurement n'est plus la pile des nappes de couverture méso-cénozoïque mais la zone houillère tandis que se développent la zone subbriançonnaise et la zone valaisanne (fig. 1) [Debelmas, 1980b]. Le Front briançonnais est alors le Front houiller [Fühenschuh *et al.*, 1999].

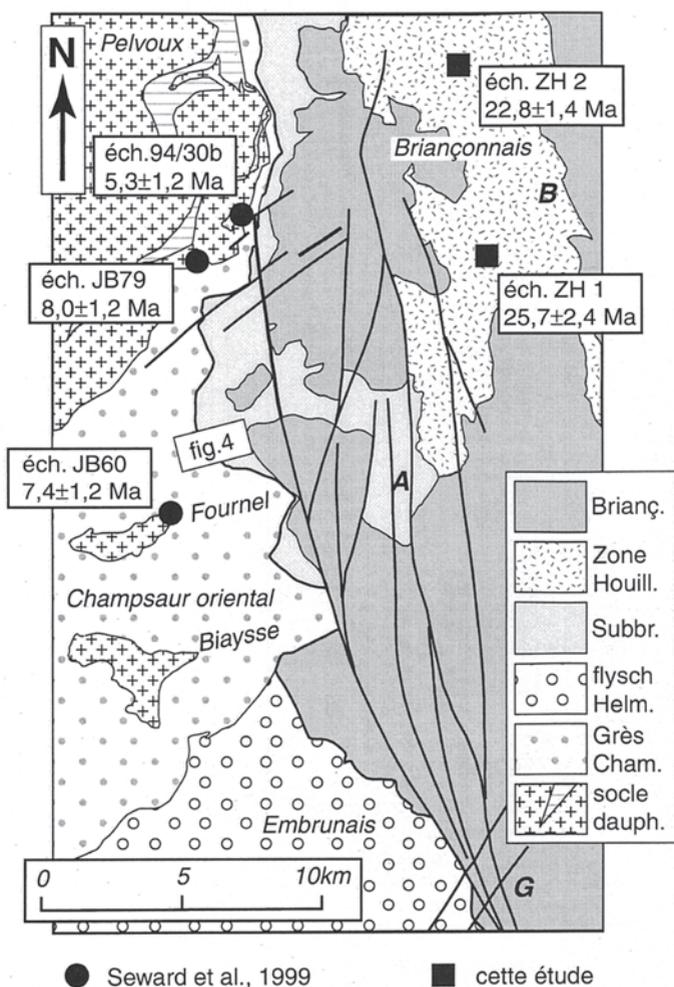


FIG. 2. – Carte de localisation des échantillons. Le fond structural, simplifié d'après Debelmas et Lemoine [1966], Barféty *et al.* [1996] et Debelmas [1980c] a été complété par une esquisse du faisceau faillé de Haute Durance [Tricart *et al.*, 1996]. B, Briançon ; A, l'Argentière ; G, Guillestre. Grandes unités tectoniques (de haut en bas) : nappes de couverture méso-cénozoïque briançonnaises, Zone houillère briançonnaise, écaillures subbriançonnaises au front de la zone briançonnaise, nappes de Flyschs à Helminthoïdes et écaillures basales, Grès du Champsaur et sédiments associés (zone ultradauphinoise), socle anté-alpin externe et principales pincées de sédiments liasiques. Localisation figure 1.

FIG. 2. – Location of the samples. Simplified structural map after Debelmas et Lemoine [1966], Barféty *et al.* [1996] and Debelmas [1980c], completed by a sketch of the High Durance faulted zone [Tricart *et al.*, 1996]. B, Briançon ; A, L'Argentière ; G, Guillestre. Main tectonic units : 1, Briançonnais Meso-Cenozoic sedimentary cover nappes, Briançonnais Zone houillère (Carboniferous metasediments), Subbriançonnais tectonic slices at the front of the Briançonnais zone, Helminthoids Flysch nappes with their basal slices, Champsaur Sandstones and associated sedimentary formations (Ultradauphiné zone) ; 6, External pre-Alpine basement with pincées « synclines » of Liassic sediments. Location figure 1.

L'EXTENSION TARDI-ALPINE EN ZONES INTERNES

En zones internes, la dernière décennie a vu la découverte de structures distensives superposées aux plis et chevauchements synschisteux, et qualifiées de « tardives » en l'absence d'éléments de datation. En zone piémontaise ce fut la découverte d'une faille normale ductile au pied ouest du Monviso [Ballèvre *et al.*, 1990 ; Phillipot., 1990 ; Black et Jakyo, 1990]. Vint ensuite la découverte de failles normales dans l'ensemble des Schistes lustrés du Queyras [Lazarre *et al.*, 1994]. Regroupées suivant la direction générale de la chaîne

(NNW-SSE) et suivant une direction transverse (NE-SW), elles découpent la structure plissée alpine en un système de blocs effondrés ou basculés de toutes dimensions. L'analyse des plans striés conduit à reconnaître une extension multidirectionnelle. Cette extension cassante relaie au cours du temps une extension ductile de géométrie comparable ayant accompagné l'exhumation des nappes métamorphisées dans le faciès des schistes bleus [Schwartz, Lardeaux, Paul, Cattaneo *et al.*, 1999].

La même extension cassante a été découverte dans la région de Briançon [Virlovvet *et al.*, 1996] puis étudiée dans l'ensemble de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Queyras par Sue [1998]. Les directions de failles et les jeux normaux sont voisins de ceux observés en Queyras mais la continuité verticale des failles, leur pendage et leur espacement différent à cause d'une lithologie plus contrastée. De place en place des blocs hectométriques-kilométriques (motif en dominos) sont basculés autour d'axes orientés soit NE-SW à E-W, soit NNW-SSE. Les premiers dominent suivant l'axe de la zone briançonnaise au sein de lanières longitudinales alors que les seconds commandent la structure de la partie frontale de cette zone. La limite entre ces deux domaines suit grossièrement la « faille de la Durance » de Debelmas [1953], branche principale d'un large faisceau faillé subméridien né en extension [zone faillée de Haute Durance : Tricart *et al.*, 1996].

Au sud-est du Pelvoux, les relations entre le CBF et le faisceau faillé de Haute-Durance suggèrent un rejeu en extension (inversion négative) du CBF en profondeur, la faille de la Durance représentant un raccourci à moindre profondeur [Tricart *et al.*, 1996]. Cette inversion est aussi suggérée par les structures à l'affleurement dans le vallon du Fournel [Sue et Tricart, 1999] ; là, au-dessus des Grès du Champsaur indemnes de toute faille normale tardive, les nappes briançonnaises frontales sont découpées, en blocs basculés vers l'ouest. Ces blocs sont limités par des failles normales listriques à regard est qui se branchent vers le bas sur le faisceau d'écaillures subbriançonnaises jalonnant le CBF (fig. 4). L'extension cassante dans ces nappes briançonnaises frontales et leur effondrement vers l'est accommodent la dénucléation tectonique du compartiment chevauché (Grès du Champsaur : zone ultradauphinoise). Les tenseurs de contrainte/déformation correspondants sont comparables à ceux reconstitués en Briançonnais et Queyras, montrant qu'il s'agit bien de la même dynamique régionale tardi-alpine.

Caractérisée par des événements nombreux mais de faible magnitude, la sismicité relativement superficielle des zones internes au sud-est du Pelvoux est une des plus fortes de la chaîne [Thouvenot 1996]. En analysant les solutions focales, Sue [1998] a montré que cette sismicité traduit la poursuite du régime d'extension qui a engendré la fracturation tardive analysée à l'affleurement, ce que confirment de récentes mesures géodésiques en Briançonnais [Sue *et al.*, 2000]. Le rejeu en extension du CBF explique la localisation des séismes. Ce régime caractérise l'essentiel des zones internes dans la branche nord de l'arc alpin occidental [Sue *et al.*, 1999]. Le lien est fait au nord, aux confins des Alpes centrales, avec l'extension tardi-alpine à actuelle qui accompagne le jeu dextre du système faille du Rhône – faille du Simplon – faille insubrienne [Ménard, 1988 ; Schmid *et al.*, 1989 ; Steck, 1990 ; Seward et Mancktelow, 1994 ; Maurer *et al.*, 1997].

Au nord du Pelvoux, dans la branche nord de l'arc alpin occidental, de nombreuses observations (géométrie des différentes surfaces, indicateurs cinématiques, sautes dans les conditions de métamorphisme, refroidissement diachrone...) illustrent comment les structures de charriage aux confins zone externe – zones internes sont reprises tardivement en extension, que les surfaces de charriages soient elles-mêmes

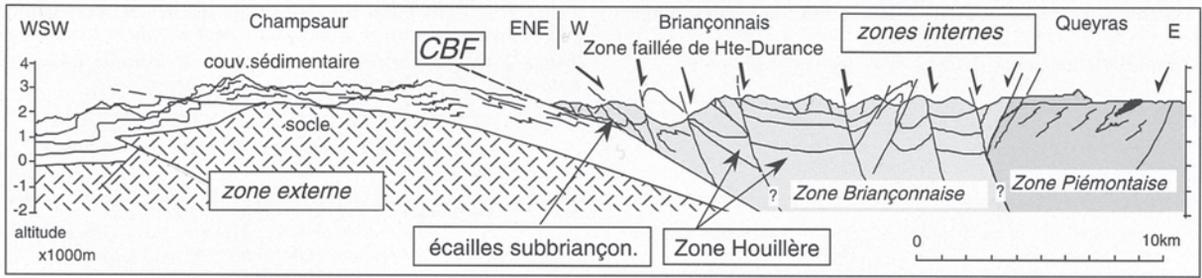


FIG. 3. – Coupe schématique transverse, de la zone ultra-dauphinoise (zone externe) à la zone piémontaise, d’après Kerckhove [1969], Bürgisser et Ford [1998] et Claudel [1999]. Localisation figure 1. CBF : Front chevauchant de la zone brianconnaise avec écailles subbrianconnaises.

FIG. 3. – Schematic cross-section running from the Ultra-dauphiné (external) zone to the Piémont zone, after Kerckhove [1969], Bürgisser et Ford [1998] and Claudel [1999]. Location figure 1. CBF : Briançonnais Frontal Thrust and small tectonic lenses of Subbrianconnais origin.

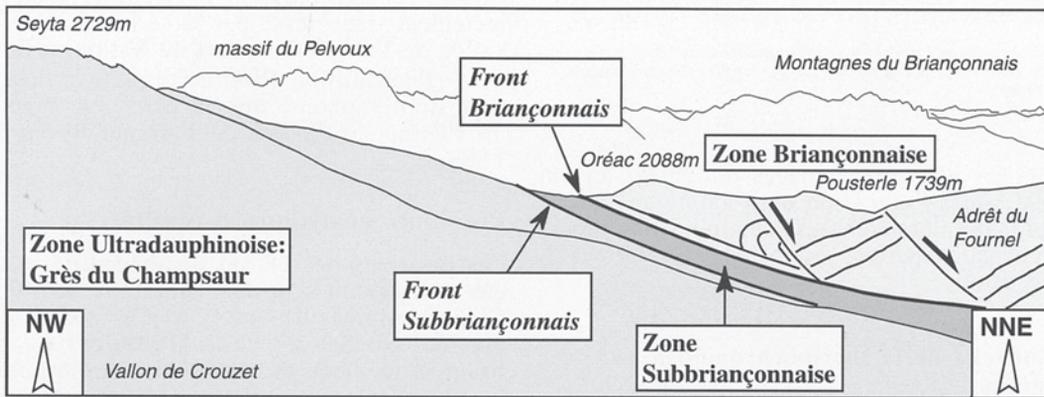


FIG. 4. – Le Chevauchement brianconnais frontal (CBF) au nord du Fournel : les Fronts brianconnais et subbrianconnais sont quasi confondus (vue vers le nord, localisation fig. 2).

FIG. 4. – The Briançonnais Frontal Thrust (CBF) to the north of the Fournel valley : the Briançonnais Front and the Subbrianconnais Front almost merge (looking northwards, location fig. 2).

localement inversées ou qu’elles soient recoupées par des failles normales, ductiles à cassantes [Aillères *et al.*, 1995; Cannic *et al.*, 1999; Fügenschuh *et al.*, 1999].

DATATION DE L’EXTENSION TARDI-ALPINE

Au SE du Pelvoux, la dernière phase compressive engendre les structures à vergence interne [plis des nappes brianconnaises du Guil : Tricart, 1975; nappe piémontaise de Rochebrune : Tricart *et al.*, 1985]. Non datée, cette phase de rétrocharriages succède à la phase de charriage de la zone brianconnaise sur la zone dauphinoise (CBF), médio-oligo-

cène au plus vieux. Vers le sud, en Ligurie, les derniers rétrocharriages en bordure du bassin padan sont oligocènes [Lorenz, 1969]. Vers le nord, suivant la transversale du profil ECORS, les derniers rétrocharriages sont oligo-aquitaniens et anté-transgression burdigalienne [Roure *et al.*, 1989]. Ces comparaisons à distance ne fournissent cependant qu’une indication, car un diachronisme est possible à l’échelle de l’arc.

Près de Briançon, un karst s’est développé à la faveur des failles normales tardives avant d’être colmaté alors que les failles continuaient de fonctionner [Tricart *et al.*, 1996]. Ce colmatage à « cachet fini-Tertiaire ou Quaternaire ancien » [Barfély *et al.*, 1996] reste malheureusement non daté.

TABL. 1. – Datations par traces de fission sur apatites : nouvelles données analytiques.

TABLE 1. – *Apatites fission track dating : new analytical data.*

Echantillon	n	ρ_f		Dispersion		ρ_m	ζ	$t \pm 1\sigma$
		10^5 t/cm ² (N _i)	10^5 t/cm ² (N _j)	75 %	E. T. %			
ZH1	15	0,54 ± 0,07 (51)	5,90 ± 0,25 (556)	>99	<1	19,390 ± 0,15 (15899)	289	25,6 ± 3,7
	9	0,617 ± 0,11 (32)	6,15 ± 0,34 (319)	91	<1	19,390 ± 0,15 (15899)	285	25,6 ± 4,9
	10	0,526 ± 0,09 (31)	5,94 ± 0,32 (350)	75	<1	19,390 ± 0,15 (15899)	285	24,4 ± 4,4 25,7 ± 2,4
ZH2	14	6,61 ± 0,30 (477)	16,30 ± 0,47 (1174)	>99	<1	3,640 ± 0,05 (4815)	289	22,8 ± 1,4

n nombre de grains ; ρ_f et ρ_m , densités de traces fossiles et induites relatives aux apatites ; ρ_m , densité de traces relative aux dosimètres neutroniques (verres CNS) ; N, nombre total de traces comptées dans les apatites (f), leur détecteur externe (i) et les détecteurs externes associés aux verres moniteurs (m).

Paramètres de dispersion : probabilité de χ^2 de Galbraith (1981) et écart-type relatif de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993) ; comme dans tous les cas on a $P(\chi^2) > 5\%$ ou E.T. < 15%, il n'y a qu'une population d'âges par échantillon.

Au total, avant les nouvelles données présentées ici, on pouvait seulement situer l'extension tardi-alpine au sud-est du Pelvoux après la dernière compression alpine, elle-même mal datée (Oligocène supérieur ou Miocène inférieur ?), sans plus de précision.

Contribution nouvelle de la thermochronologie : origine des données

Il est pour la première fois possible de comparer des données thermochronologiques obtenues par la méthode des traces de fission (TF) dans des apatites, en zone externe et en zone interne, au sud-est du Pelvoux. On compare deux âges inédits obtenus en zone briançonnaise, région de Briançon, peu à l'est du CBF à des âges concernant la zone ultradauphinoise, sous le CBF, suivant la même transversale (fig. 2).

Les échantillons briançonnais proviennent de la zone houillère au nord-ouest et au sud-ouest immédiats de Briançon :

— l'échantillon ZH1 provient d'une microdiorite affleurant au bord de la route D35 entre Briançon et Puy Saint André, dans le ravin du Fossa (près du point 1461m de la carte IGN 3536 OT, échelle 1/25 000), en rive droite de la Durance ;

— l'échantillon ZH2 provient d'un microgranite affleurant 0,5 km au nord-ouest de Villard Latté, au bord de la route du col du Granon, dans la première épingle rencontrée dans le sens de la montée (près du point 1498 m sur la carte IGN 3536 OT, échelle 1/25 000), en rive gauche de la Guisane.

Dans les deux cas il s'agit de sills injectés au sein du Namurien [Barféty *et al.*, 1996].

Les échantillons ultradauphinois sont ceux publiés par Seward *et al.* [1999] qui se situent en bordure est de l'ancien bassin des Grès du Champsaur, au plus proche du CBF, mais à l'écart des grandes failles bordières du massif du Pelvoux. Du nord au sud :

— l'échantillon 94/30b provient d'un banc d'arkose au sein des Grès du Champsaur, au nord de Vallouise, (altitude 1 600m) ;

TABL. 2. – Ages traces de fission sur apatites et localisation des échantillons situés de part et d'autre du Chevauchement briançonnais frontal.

TABLE 2. – *Apatites fission track ages and location of sampled sites on both sides of the Briançonnais Frontal Thrust.*

Zone	Lithologie	Altitude	Distance	$P(\chi^2)$	$t \pm 1\sigma$	Référence
Echantillon		m	km	%	Ma	
Briançonnaise						
ZH1	microdiorite	1461	+9	>75	25,7 ± 2,4	ce travail
ZH2	microgranite	1498	+8	>99	22,8 ± 1,4	ce travail
Dauphinoise						
JB60	socle	1588	-4	<5	7,4 ± 1,2	Seward <i>et al.</i> 1999
JB79	socle	1445	-3	34	8,0 ± 1,2	Seward <i>et al.</i> 1999
94/30b	arkose	1600	-1	14	5,3 ± 1,2	Seward <i>et al.</i> 1999

* Distance horizontale au CBF, positive à l'Est du CBF, négative à l'Ouest.

— l'échantillon JB79 provient du socle paléozoïque directement transgressé par la série des Grès du Champsaur, vallée de l'Onde, à l'ouest de Vallouise (altitude 1 445m) ;

— l'échantillon JB60 a été prélevé dans la même position stratigraphique que le précédent mais dans la vallée du Fournel, à l'ouest de l'Argentière-La-Bessée (altitude 1 588m).

Procédure analytique et résultats

Les datations par TF sur les échantillons briançonnais ont été réalisées au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines de Grenoble. Ces données ainsi que celles publiées par Seward *et al.* [1999] ont été obtenues en utilisant la méthode du détecteur externe [Gleadow, 1981] et la paramétrisation « zêta » [Hurford et Green, 1983]. Les apatites ont été séparées en utilisant les méthodes conventionnelles de broyage, tamisage, liqueurs denses et séparation magnétique, puis sélectionnées individuellement sous un stéréomicroscope. Après inclusion dans une pastille de résine, les apatites de chaque échantillon ont été polies et les TF spontanées révélées par une attaque dans une solution 1 N d'acide nitrique pendant 50 secondes à la température ambiante. Une première irradiation neutronique des échantillons ZH1 et ZH2 a été effectuée dans le canal P1 du réacteur ORPHEE (Centre d'Etude Nucléaires de Saclay) avec une fluence d'environ 2×10^{15} n/cm², contrôlée par des verres dosimètres (verres « CNS »). L'analyse des TF induites ayant montré que les apatites de l'échantillon ZH1 comportaient près de 15 fois moins d'uranium que celles de ZH2, il a été procédé à une seconde irradiation, d'une fluence de l'ordre de 10^{16} n/cm².

Les âges TF reportés dans le tableau I sont calculés avec le formalisme des âges centraux de Galbraith et Laslett [1993]. Les apatites ZH1 ont été datées par deux observateurs (deux fois par l'un d'entre eux), à partir du même montage. Les résultats sont en bon accord et l'âge pondéré de cet échantillon s'établit à $25,7 \pm 2,4$ Ma. Cet âge est concordant (à 2σ) avec celui de ZH2, de $22,8 \pm 1,4$ Ma. Les paramètres de dispersion : χ^2 de Galbraith [1981] et écart-type relatif associé à l'âge central [Galbraith et Laslett, 1993] indiquent que dans chaque échantillon une seule population d'âges est présente, ou en d'autres termes, que les âges individuels de chacun des n grains datés sont concordants, aux incertitudes statistiques près. C'est ce qui apparaît bien dans les diagrammes radiaux de la figure 5, où les âges TF des grains datés restent dans l'intervalle $\pm 2\sigma$ (bande grisée) autour de l'âge central.

Ces âges apparents peuvent être considérés comme des âges de refroidissement sous l'isotherme 100°C comme l'indique l'existence d'une seule population d'âge. Pour un gradient géothermique moyen de l'ordre de 25°/km, cette tem-

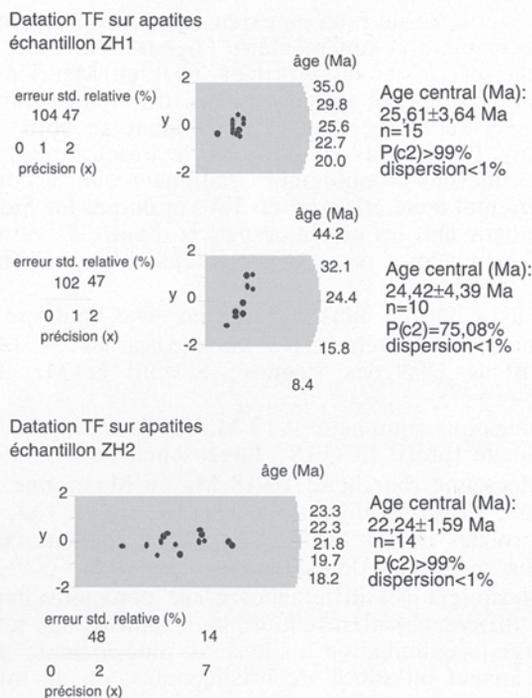


FIG. 5. – Représentation des âges apparents sur apatites dans un diagramme radial [Galbraith, 1990]. L'échantillon ZH1 a été daté par deux observateurs.

FIG. 5. – Radial plot [Galbraith, 1990] of apatites apparent ages. The ZH1 sample was dated by two observers.

pérature est franchie vers une profondeur de 4 km durant l'exhumation finale des unités.

Pour comparaison, nous avons reporté dans le tableau II les âges TF sur apatites dans ce travail et ceux obtenus par Seward *et al.* [1999]. Une différence nette apparaît de part et d'autre du CBF :

— à l'est, dans le compartiment chevauchant (briançonnais), les âges sont proches de 24 Ma (tabl. I), soit finio oligocènes ;

— à l'ouest, dans le compartiment chevauché (ultradauphinois), la moyenne est proche de 7 Ma, donc Miocène supérieur.

Cette différence d'au moins 14 Ma, est importante si l'on tient compte de la faible distance entre ces échantillons et de leurs altitudes voisines de prélèvement. Elle traduit une exhumation finale sensiblement plus récente du compartiment chevauché, relativement au compartiment chevauchant, la surface du chevauchement rejoignant en extension.

DISCUSSION

Principaux repères dans l'histoire thermique régionale

Le dernier événement tectonométamorphique aux confins Briançonnais-Champsaur est celui qui accompagne le charriage synschisteux de la zone briançonnaise sur la zone ultradauphinoise durant l'Oligocène (CBF). En *Champsaur oriental*, des conditions anchizonales à épizonales ont été atteintes sous la zone briançonnaise charriée [Aprahamian, 1988 ; Frey *et al.*, 1999] ; en comparant les TF dans les apatites (remises à zéro : température de 100°C atteinte) et dans les zircons (non remis à zéro : 250°C non atteints), Seward *et al.* [1999] estiment que l'enfouissement est resté compris entre 4 et 10 km, pour les Grès du Champsaur comme pour

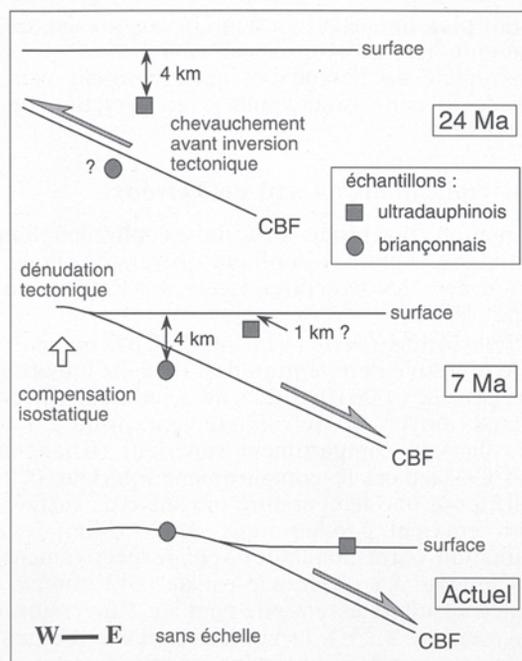


FIG. 6. – Schéma évolutif (coupes sans échelle). ■ échantillons ultra-dauphinois, ● échantillons de la Zone houillère briançonnaise.

FIG. 6. – Sketch of evolution (out of scale sections). ■ Ultra-dauphiné zone samples ; ● Briançonnais « Zone Houillère » samples.

le socle sous-jacent. Les effets du serrage synschisteux N-S pyrénéo-provençal, antérieur au dépôt des Grès [Ford, 1996] n'ont pas à être pris en compte ici. En zone briançonnaise frontale ce même événement est marqué par des associations à préhnite-pumpellyite et par la recristallisation de phengites moins substituées que celles développées durant les charriages éocènes [Saliot, 1978].

Dans les deux zones, en-dessous comme au-dessus du CBF, le dernier serrage, générateur de structures rétrodéversées, n'est pas accompagné de recristallisations métamorphiques suggérant un nouveau pic de température. Ce n'est que vers l'est, en zone briançonnaise interne, que se développent progressivement des conditions de Schistes verts [Saliot, 1978].

Le scénario proposé

La confrontation des données thermochronologiques et tectoniques conduit à proposer une évolution régionale en deux stades (fig. 6).

(1) Le CBF, chevauchement majeur vers l'ouest, se met en place ; le compartiment supérieur (briançonnais) est exhumé par une érosion d'autant plus vive qu'il lui correspond un relief en cours de surrection (montée sur la rampe de chevauchement) ; concurremment, le compartiment inférieur (ultradauphinois), progressivement chevauché, se trouve enfoui tectoniquement. On se situe à l'Oligocène.

(2) La surface de chevauchement est inversée en faille de détachement distensif ; le compartiment inférieur (ultradauphinois) est exhumé par dénudation tectonique. On se situe au Miocène. Ce processus reste actif actuellement.

Entre (1) et (2), s'insère la phase de rétrodéversement briançonnais qui, développant encore des structures ductiles, doit être antérieure à 24 Ma c'est à dire encore oligocène. Elle affecte l'ensemble de la structure liée au CBF mais sans rejeu de celui-ci. Les gradients de déformation observés à l'affleurement suggèrent que le relief correspon-

nant était plus important en zone Briançonnaise qu'en zone ultra-dauphinoise, qu'il croissait vers le sud en partant de la transversale du Pelvoux et qu'il croissait vers l'est au travers de la zone Briançonnaise en direction de la zone piémontaise.

Autres implications au sud du Pelvoux

L'exhumation diachrone des unités ultra-dauphinoises et Briançonnaises externes implique l'inversion finale du CBF, en accord avec les structures tardives à l'affleurement [Sue et Tricart, 1999].

(1) *Vitesse d'extension suivant le CBF inversé.* La température effective de rétention des TF dans l'apatite se situe aux environs de $100 \pm 10^\circ\text{C}$. Les âges indiqués correspondent à un taux moyen de refroidissement jusqu'à l'actuel de $4^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le compartiment supérieur (Briançonnais) et de $14,5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ dans le compartiment inférieur (Champsaur oriental), pour une température moyenne de surface de 0°C . Pour un gradient géothermique de $25^\circ\text{C}/\text{km}$, les vitesses d'exhumation correspondantes sont respectivement de 0,16 et 0,58 mm/an. La différence est de 0,42 mm/an. Si cette différence résultait essentiellement de l'inversion du CBF (pendage estimé à 25°), la vitesse moyenne d'extension horizontale accommodée par cette inversion serait de l'ordre du mm/an.

(2) *Empreinte morphologique.* Les données néotectoniques et sismotectoniques de Sue [1998] indiquent que la dénudation tectonique de la zone ultra-dauphinoise au sud du Pelvoux reste active; cela peut expliquer que les montagnes en rive droite de la Durance, entre Briançon et Guillestre (Champsaur oriental) soient globalement plus élevées (longues crêtes dépassant 3000 m d'altitude) que leurs vis-à-vis Briançonnais en rive gauche (sommets isolés autour de 2700 m), pour des lithologies qui paraissent également résistantes à l'érosion.

(3) *Age.* L'extension « tardive » en zone Briançonnaise au sud-est du Pelvoux a pu commencer au début du Miocène, bien avant les indices néotectoniques « fini-Tertiaire à Quaternaire » déjà évoqués (karst colmaté et faillé). C'est compatible avec les âges TF miocènes en cours d'acquisition plus à l'est en zone piémontaise [Schwartz, Lardeaux, Paul, Tricart *et al.*, 1999].

Comparaison avec d'autres transversales

Juste au nord-ouest des régions étudiées ici, les datations récentes de Seward *et al.* [1999] confirment que le massif du Pelvoux est l'objet d'une exhumation rapide et récente (nombreux âges par TF sur apatite entre 3 et 4 Ma seulement); ces caractères sont communs avec les massifs cristallins externes plus au nord (Belledonne et mont Blanc). Une centaine d'âges par TF ont été publiés durant la dernière décennie pour ces massifs [Fügenschuh et Seward, 1999]: il se regroupent entre 2 et 10 Ma pour les apatites et entre 10 et 20 Ma pour les zircons. La vitesse de refroidissement correspondante, de l'ordre de 10 à $20^\circ/\text{Ma}$, peut traduire une exhumation à une vitesse de l'ordre de 0,5 à 1 mm/an. Le processus dominant serait l'érosion du relief créé par la montée de ces massifs vers l'ouest ou le nord-ouest sur une ou plusieurs rampes de chevauchement [Mégnard, 1979; Mugnier *et al.*, 1990] dans une cinématique transpressive [Hubbard et Mancktelow, 1992; Seward et Mancktelow, 1994; Maurer *et al.*, 1997].

Suivant le profil ECORS, Cantic *et al.* [1999] ont mis en évidence une extension ductile à cassante au sein de la zone valaisane, au front de la zone Briançonnaise (Front houiller) et, en arrière, jusqu'en bordure de la zone Sesia. L'inversion finale du Front houiller est démontrée, la com-

posante verticale du rejet en extension pouvant atteindre 35 km. De manière complémentaire Fügenschuh *et al.* [1999] montrent qu'au sud du profil et jusqu'en Maurienne une faille normale prend en écharpe les différentes unités valaisanes et subBriançonnaises, coïncidant au nord avec le Front houiller et plus au sud avec le Front pennique. Les données thermochronologiques indiquent que le compartiment oriental a été effondré de 3-4 km durant les 5 derniers Ma. Auparavant, les unités de part et d'autre de cette faille ont été exhumées à des vitesses comparables, de l'ordre de 0,5 à 0,7 mm/an.

Les âges par TF dans l'apatite en zone houillère sont :

— dans une fourchette 6-7 Ma sur la transversale Nordmont Blanc [Val des Bagnes: Seward et Mancktelow, 1994];

— dans une fourchette 9-13 Ma sur la transversale Sudmont Blanc [profil ECORS: Fügenschuh *et al.*, 1999];

— dans une fourchette 16-18 Ma en Maurienne [vallée de l'Arc: Fügenschuh *et al.*, 1999];

— proches de 24 Ma au sud-est du Pelvoux, près de Briançon (nouvelles données présentées ici).

Bien au-delà des différences d'âge pouvant s'expliquer par les différences d'altitude de prélèvement, une tendance se dégage: l'exhumation finale serait plus ancienne du nord au sud quand on suit l'arc Briançonnais, ou du moins sa partie frontale. Première conséquence, l'âge d'exhumation des massifs cristallins externes étant partout aussi jeune [Fügenschuh et Seward, 1999], le différentiel avec la zone houillère augmenterait du nord vers le sud, et la valeur de 14 Ma au sud-est du Pelvoux représenterait dans ce contexte un maximum. Ceci demande à être confirmé par de nouvelles analyses.

CONCLUSIONS

Les données présentées permettent de préciser l'histoire tectonique des confins zone externe – zones internes au sud-est du Pelvoux, au stade le plus évolué de la collision alpine. A l'Oligocène, des éléments de la chaîne métamorphique HP-BT éocène (nappes Briançonnaises de couverture méso-cénozoïque, Zone houillère) sont charriés (CBF) sur la bordure de la zone externe (zone ultra-dauphinoise) et les nappes pelliculaires (flyschs à Helminthoïdes) glissées en précurseurs dans un bassin flexural (Grès du Champsaur) développé là depuis l'Eocène supérieur. Ceci était acquis et reste inchangé. Toute la structure engendrée dans ce cisaillement est reprise dans un dernier serrage régional, générateur de plis rétrodéversés; ceci aussi était acquis mais on se situe encore à l'Oligocène et non déjà au Miocène comme parfois envisagé auparavant. En effet dès la fin de l'Oligocène le Briançonnais est déjà suffisamment exhumé (moins de 4-5 km de profondeur) pour se situer en domaine cassant (température de l'ordre de 100°). Le régime tectonique qui prévaut alors est une extension multidirectionnelle affectant l'ensemble de la zone Briançonnaise. Le Chevauchement Briançonnais frontal (CBF) mis en place à l'Oligocène rejoue en détachement distensif. Dans le compartiment supérieur et se branchant sur cet accident majeur inversé, se développe la zone faillée de Haute Durance (« faille de la Durance »). En-dessous de ce même accident, la zone ultra-dauphinoise échappe à l'extension mais se voit exhumée plus rapidement par un processus de dénudation tectonique, s'ajoutant aux effets de l'érosion. Ce régime, actif au Miocène, perdure actuellement.

Remerciements. – Contribution n° 102 du programme GéoFrance 3D. Le manuscrit a grandement bénéficié des suggestions d'Olivier Merle et d'André Michard.

Références

- AILLERES L., BERTRAND J.M., MACAUDIERE J. & CHAMPENOIS M. (1995). – New structural data from the "Zone houillère Briançonnaise" (French Alps), nealpine tectonics and consequences for the interpretation of the Pennine Front. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, (II), **321**, 3, 247-254.
- APRAHAMIAN J. (1988). – Cartographie du métamorphisme faible à très faible dans les Alpes françaises externes par l'utilisation de la cristallinité de l'illite. – *Geodyn. Acta*, **2**, 1, 25-32.
- BALLÈVRE M., LAGABRIELLE Y. & MERLE O. (1990). – Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western Alps. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 27-236.
- BARFÉTY J.-C., LEMOINE M., MERCIER D., POLINO R., NIEVERGELT P., BERTRAND J., DUMONT T., AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., PÊCHER A. & MONTJUVENT G. (1996). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 823 : Briançon. – Orléans : BRGM. – 1 file en coul., et notice explicative par BARFÉTY J.-C., LEMOINE M., de GRACIANSKY P. C., TRICART P. & MERCIER D., 1995, 180 p.
- BLACK M.C. & JAKYO A.S. (1990). – Uplift of very high pressure rocks in western Alps : evidence for structural attenuation along low-angle faults – *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 237-246.
- BÜRGISSER J. & FORD M. (1998). – Overthrust shear deformation of a foreland basin ; structural studies south-east of the Pelvoux massif, SE France. – *J. Struct. Geol.*, **20**, 11, 1455-1475.
- CANNIC S., MUGNIER J.-L. & LARDEAUX J.-M. (1999). – Neogene extension in the western Alps. – *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 1, 33-45.
- CLAUDEL M.-E. (1999). – Reconstitution paléogéographique du domaine Briançonnais au Mésozoïque : ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. – Thèse Sci., Grenoble, 236 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
- DEBELMAS J. (1953). – Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrères et Guillestre (Hautes-Alpes). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, II (6), **III**, 123-131.
- DEBELMAS J. (1980a). – Alpes, Bassin rhodanien, Provence et Corse. In : C. LORENTZ, éd. Géologie des pays européens : France, Luxembourg. – Dunod, Paris, 263-352.
- DEBELMAS J. (1980b). – Carte géologique de la France à 1/250 000, feuille 30 : Annecy. – Orléans : BRGM. – 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J., 1979, 56 p.
- DEBELMAS J. (1980c). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 846 : Orcières. – Orléans : BRGM. – 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J., 1980, 27 p.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1966). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille XXXV-37 : Guillestre. – 1 file en coul., et notice explicative par DEBELMAS J. & LEMOINE M., 1966, 19 p.
- FABRE R., GIDON M. & TRICART P. (1982). – La structure du Paléozoïque de la zone Briançonnaise axiale au nord de Névache. – *Géol. Alp.*, **58**, 31-52.
- FORD M. (1996). – Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. – *Ecolage Geol. Helv.*, **89**, 1, 269-295.
- FREY M., DESMOND J. & NEUBAUER F. (1999). – Metamorphic maps of the Alps 1/1 000 000. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79** (1).
- FÜGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI S. & SCHMID S. (1999). – Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoie, western Alps) : paleogeographic and tectonic consequences. – *Int. Journ. Earth Sci.*, **88**, 201-218
- FÜGENSCHUH B. & SEWARD D. (1999). – Cooling and exhumation history of the western Alps : constraints from fission-track dating. – *Tübinger Geowiss. Arb. (A)*, **52**, 33.
- GALBRAITH R. F. (1981). – On statistical models for fission track counts. – *Math. Geol.*, **13**, 488-491.
- GALBRAITH R.F. (1990). – The radial plot : graphical assessment of spread in ages. – *Nuclear Tracks*, **17**, 207-214.
- GALBRAITH R.F. & LASLETT G.M. (1993). – Statistical models for mixed fission track ages. – *Nuclear Tracks Radiat. Meas.*, **21**, 459-470.
- GIDON M., KERCKHOVE C., MICHARD A., TRICART P., GOTTELAND P., GOUT C., LEBLANC D., LEFEVRE R., LE GUERNIC J., MEGARD-GALLI J. & MICHEL-NOEL G. (1994). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 872 : Aiguille de Chambeyron. – Orléans : BRGM. – 1 file en coul., et notice explicative par GIDON M., 1994, 90 p.
- GLEADOW A. J. W. (1981). – Fission track dating methods : what are the real alternatives ? – *Nuclear Tracks*, **5**, 3-14.
- HUBBARD M. & MANCKTELOW N. S. (1992). – Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. – *Geology*, **20**, 10, 943-946.
- HURFORD A. D. & GREEN P. F. (1983). – The zeta age calibration of fission track dating. – *Isotope Geosci.*, **1**, 285-317.
- KERCKHOVE C. (1969). – La "zone du Flysch" dans les nappes d'Embrunais-Ubaye. – *Géol. Alp.*, **45**, 5-204.
- KERCKHOVE C. (1980). – Carte géologique de la France à 1/250 000, feuille 35 : Gap. – Orléans : BRGM. – 1 file en coul., et notice explicative par KERCKHOVE C., 1979, 46 p.
- LAZARRE J., TRICART P. & VILLEMEN T. (1994). – L'extension cassante tardi-orogénique dans les Schistes lustrés piémontais du Queyras (Alpes occidentales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **319**, p.1415-1421.
- LAPIERRE H., TARDY M., TRICART P., FÉRAUD G., MASCLE G.H., STÉPHAN J.F. & SENEBIER F. (1995). – Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveyannaz, du Champsaur et de Saint Antonin. – *Magmatisme dans le Sud-Est de la France*, séance sp. de la Soc. géol. France, 25-26 oct. 1995, Nice-Sophia Antipolis (résumé), p. 35-37.
- LEMOINE M., de GRACIANSKY P.C. & TRICART P. (2000). – De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes. – *Soc. Géol. Fr. Coll. Géosciences*, Gordon and Breach Sc. Publ., Paris, 207p.
- LORENZ C. (1969). – Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie). – *Atti. Ist. Geol. Univ. Genova*, **6**, 1-888.
- MAURER H. R., BURKHARD M., DEICHMANN N. & GREEN A. G. (1997). – Active tectonism in the central Alps : contrasting stress regimes north and south of the Rhone valley. – *Terra Nova*, **9**, 2, 91-94.
- MÉNARD G. (1979). – Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France : essai d'utilisation de données géophysiques. – Thèse 3^e cycle, Grenoble, 178 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
- MÉNARD G. (1988). – Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. – Thèse d'état, Grenoble, 268 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
- MERLE O. & BRUN J.-P. (1984). – The curved translation path of the Pailillon nappe (French Alps). – *J. Struct. Geol.*, **6**, 711-719.
- MUGNIER J.L., GUELLEC S., MÉNARD G., ROURE F., TARDY M. & VIALON P. (1990). – Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from ECORS profile. In : P. HEITZMAN, F. ROURE & R. POLINO, éd., Deep structure of the Alps, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **156**, 203-216.
- MUGNIER J.-L., LOUBAT H. & CANNIC S. (1993). – Correlation of seismic images and geology at the boundary between internal and external domains of the western Alps. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 5, 697-708.
- NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLINO R. & GROUP E.-C. W. (1990). – Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. – *Geology*, **18**, 587-590.
- PHILIPPOT P. (1990). – Opposite vergence of nappes and crustal extension in the French-Italian western Alps. – *Tectonics*, **9**, 5, 1143-1164.
- ROURE F., POLINO R. & NICOLICH R. (1989). – Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculément dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **309**, 283-290.
- SALIO P. (1978). – Le métamorphisme dans les Alpes françaises. – Thèse d'état, Paris, 183 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
- SCHMID S. M., AEBLI H., HELLER F. & ZINGG A. (1989). – The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. In : M. COWARD, D. DIETRICH et R.G. PARK, éd., Alpine tectonics. – *Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, **45**, 153-171.

- SCHMID S.M. & KISSLING E. (2000). – The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. – *Tectonics*, **19**, 62-85.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., PAUL A., CATTANEO M., TRICART P., GUILLOT S., LAGABRIELLE Y. & POUPEAU G. (1999). – Syn-convergence extension, mantle indentation and exhumation of high-pressure rocks: insights from the western Alps. – *EUG10*, Strasbourg, Abstract Volume, 30-31.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J.-M., PAUL A., TRICART P. & POUPEAU G. (1999). – Significance of synconvergence extension in the western Alps revealed by fission track analysis and geophysical modelling. – *Tübinger Geowiss. Arb.*, **A52**, 18.
- SEWARD D., FORD M., BURGISSER J., LICKORICH H., WILLIAMS E.D. & MECKEL I. L. D. (1999). – Preliminary results of fission-track analyses in the southern Pelvoux area, SE France. – *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 1, 25-31.
- SEWARD D. & MANCKTELOW N. S. (1994). – Neogene kinematics of the central and western Alps – Evidence from fission-track dating. – *Geology*, **22**, 9, 803-806.
- STECK A. (1990). – Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes centrales. – *Eclogae Geol. Helv.*, **83**, 603-627.
- SUE C. (1998). – Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes – approche structurale et sismologique. – Thèse Sci., Grenoble, 325 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.
- SUE C., THOUVENOT F., FRECHET J. & TRICART P. (1999). – Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. – *J. Geophys. Res.*, **104**, (B11), 25611-25622.
- SUE C. & TRICART P. (1999). – Late Alpine brittle extension above the Frontal Pennine Thrust near Briançon, Western Alps. – *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 171-181.
- SUE C., MARTINOD J., TRICART P., THOUVENOT F., GAMOND J.-F., FRECHET J., MARINIER D., GLOT J.-P. & GRASSO J.-R. (2000). – Active deformation in the inner western Alps inferred from comparison between 1972-classical and 1996-GPS geodetic surveys. – *Tectonophysics*, **320**, 17-29.
- THOUVENOT F. (1996). – Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). – Thèse d'état, Grenoble, 378 p.
- TRICART P. (1975). – Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes: évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras (Hautes-Alpes). – *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, **28**, 3, 239-259.
- TRICART P. (1981). – Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **23**, 4, 289-300.
- TRICART P. (1984). – From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps. – *Am. J. Sc.*, **284**, 97-120.
- TRICART P. (1986). – Le chevauchement de la zone Briançonnaise au SE du Pelvoux: clé des rapports zone externe – zones internes dans les Alpes occidentales. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, **II**, 233-244.
- TRICART P., DUMONT T. & LEMOINE M. (1985). – Evolution d'une portion de marge continentale: blocs basculés et charriages alpins dans la nappe prépiémontaise de Rochebrune (Alpes occidentales). – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **26**, 3-17.
- TRICART P., BOUILLIN J.-P., DICK P., MOUTIER L. & XING C. (1996). – Le faisceau de failles de haute-Durance et le rejeu distensif du front Briançonnais au SE du Pelvoux (Alpes occidentales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **323**, 251-257.
- VIRLOUVET B., TRICART P. & VILLEMIN T. (1996). – Blocs basculés tardi-alpins dans les nappes Briançonnaises de Haute-Durance (Alpes occidentales, France) et évolution néotectonique des zones alpines internes. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (II), **322**, 475-481.
- WAIBEL A. F. (1990). – Sedimentology, petrographic variability and very-low-grade metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes Alpes, France). – PhD, Genève, 140 p. – Mémoire en dépôt à l'Institut Dolomieu, rue M. Gignoux, 38031 Grenoble.