

Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise) : première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises.

François GUILLOT, Jean-Paul LIÉGEOIS et Jean FABRE

Résumé — La datation de zircons d'un pluton granophyrique intrusif dans la série antépermienne de Vanoise, réputée monocyclique, donne l'âge fini-cambrien 507 ± 9 Ma (intercept supérieur). Les données pétrologiques excluent un héritage. L'empreinte du métamorphisme alpin se traduit par un taux de discordance élevé, et par la position de l'intercept inférieur à 49 ± 12 Ma. L'absence d'indices d'événements hercyniens remet en question l'ubiquité d'un métamorphisme hercynien de forte intensité dans le pré-Namurien des zones internes alpines. Cet âge cambrien permet d'envisager des corrélations avec les socles des zones externes.

Late Cambrian Mt Pourri granophyres, first dating by U-Pb on zircon of a basement in the internal French Alps (Penninic Alps, Briançonnaise Zone, Vanoise)

Abstract — The dating of zircons from a granophyric pluton intrusive in the monocyclic pre-Permian series of the Vanoise has given a Cambrian upper intercept age of 507 ± 9 Ma. Petrological data and zircon morphology preclude any heritage. Alpine metamorphic imprints induced an important lead loss in zircon, giving rise to a lower intercept at 49 ± 12 Ma. Lack of evidence for any Hercynian events throws doubts on an omnipresent amphibolite facies metamorphism in the pre-Namurian rocks of the Alpine Inner zones. The Cambrian age measured here allows some correlations with the basement of the Alpine Outer zone.

Abridged English Version — GEOLOGICAL SETTING. — In the internal French Alps (Fig. 1) the Briançonnaise Zone (lowest, westernmost Penninic zone) displays metamorphosed Alpine thrust units, some of them comprising pre-Alpine, polycyclic basement. We are dealing here with the oldest terrains of northern Vanoise, in the Mt Pourri massif, located under the basal Permian unconformity and, till now, undated. Several kilometres thick, the Mt Pourri series ([1] to [4]) is mainly composed of tholeiitic metabasalts, quartzalbitic phyllites (metaquartzkeratophyrs) and black schists (probably metadacites, with subordinate metagreywackes and metapelites). No evidence of pre-Alpine metamorphism has been found. This monocyclic appearance was the main reason for attributing a Permo-Carboniferous age to this unit ([3], [4]) or even a Cretaceous one [5] despite a lithology similar to Early Palaeozoic terrains, as well as the absence of Silesian volcanism of the same kind [1]. Previous radiometric dating attempts on zircons gave a $1,095 \pm 21$ Ma total-Pb age ([6], p. 414) and a 163 Ma fission-tracks age ([4], p. 257): both were regarded as geologically meaningless.

Intruded in the pre-Permian black schists, a granophyric pluton ([3], [6], [7]) represents probably the last Mt Pourri pre-Permian magmatic event. While the upper parts of this body are layered (Fig. 2), its lower part is a homogeneous fine-grained granitoid which is composed of 10 to 15% of phyllosilicates (green biotite \pm sericite \pm chlorite) marking the foliation, abundant quartz, microcline and myrmekitic albite. Rare zircon exhibits euhedral, small stubby (length/breadth < 2.5 ; breadth < 50 μm), pale pink clear crystals with dominant 100-prism and 101-pyramids. This morphology suggests [8] that zircon grew in a hot environment (min. 850 to 900° C) and alkaline conditions, as also shown by the geochemistry of the whole rock (mean SiO₂: 75.0%; Al₂O₃: 12.4%; Na₂O: 4.0%; K₂O: 4.3%), and the

Note présentée par Georges MILLOT.

subvolcanic myrmekites. The absence of metamict zircons and the weak metamorphism (greenschist facies) confirm the magmatic origin of the zircons.

U-Pb GEOCHRONOLOGY. — Analytical results are listed in the table (Table; about methods, see [9] to [13]). In the $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ diagram, the analysed fractions define a discordia line giving two intercepts with Concordia (Fig. 3). The upper intercept (507 ± 9 Ma) is interpreted as dating the emplacement of the granophyre. It gives then a minimum age for the Mt Pourri series (current geochemical studies might help to determine whether or not the granophyres and the metabasalts are comagmatic). The lower intercept (49 ± 12 Ma) is related to an episodic Pb-loss (although a continuous loss remains possible). It would have occurred during the Alpine metamorphism, which has recently been precisely dated [14] between 54 ± 1 Ma (low-T, high-P event) and 37 ± 1 Ma (T-peak, medium-P).

CONSEQUENCES. — This late Cambrian age which postdates the Mt Pourri-Vanoise series is surprisingly old and requires the dating of comparable plutons in the basements of the Penninic Briançonnaise Zone. Indeed this is in opposition with the classical equivalence stating either polycyclic = Hercynian = pre-Namurian or monocyclic = Permo-Carboniferous (or younger), which now appears ill founded.

In the Outer Crystalline Massifs (Fig. 1), two similar ages have been found: palaeontological Cambrian age in the Grandes Rousses [15], and $496 \pm 6 / - 1$ Ma U-Pb on zircon Cambro-Ordovician age for the Chamrousse plagiogranite [16]. The undated Vieux Chaillol series [17] could also be an equivalent, because its lithostratigraphy is similar to the Mt Pourri one [1]. A belt of Cambrian greenstones, oblique to the Alpine arc, from the Vanoise to southern Belledonne, could be linked with some "leptyno-amphibolites" series [18] of the Massif Central or with more remote Cambro-Ordovician igneous rocks [19].

INTRODUCTION. — Certaines unités des zones internes alpines comportent un substratum anté-Namurien (fig. 1). Ce dernier n'est pas toujours aisément identifiable étant donné que socle et couverture ont subi les diverses phases alpines de déformation et de métamorphisme. Les roches étudiées proviennent des terrains les plus anciens de la Vanoise septentrionale, partie interne de la zone briançonnaise, situés sous un « Permien » discordant et jusqu'ici non datés.

Cet Antépermien azoïque est un empilement plurikilométrique de métavolcanites ([1], [2]) : prasinites (ex-tholéiites), méta-quartz-kératophyres, et schistes noirs albitiques (ex-dacites mélangées d'apports sédimentaires, métagreywackes et métapélites). Sans trace de métamorphisme anté-alpin, cet ensemble, dit monocyclique, a été attribué au Permo-Carbonifère ([3], [4]) à cause de la présence de lits riches en matière organique, voire au Crétacé supérieur en invoquant des remaniements (« socle reconstitué ») [5]. Pour l'un de nous cependant [1], l'absence de volcanismes comparables tant dans le Houiller (fossilifère et bien daté) que dans le Permien alpin et les schistes noirs évoquant les « ampélites » siluro-ordoviciennes, suggéraient un âge plus ancien. Nos prédécesseurs ont essayé deux autres procédés de datation sur zircon : les granophyres du Mont Pourri ont livré un âge de 1095 ± 21 Ma ([6], note infra. p. 414) par la méthode du plomb total, et les traces de fission sur les zircons des schistes noirs ont indiqué un âge de 163 Ma (Dogger; [4], p. 257). Aucune valeur chronologique n'a été accordée à ces résultats.

GISEMENT, PÉTROGRAPHIE. — Dans l'arête nord du Mont Pourri, des granophyres affleurent sur 2 km² au sein de l'Antépermien (*fig. 2*), ici des schistes noirs riches en passées de roches vertes, le tout étant tranché par la discordance basale du Permien. La moitié inférieure du massif de granophyre est uniforme, avec un aspect de granitoïde à grain fin aplati et verdi. Le sommet est lité : le granophyre blanc porcellané et finement feuilleté — assez semblable aux quartz-kératophyres évoqués plus haut — y forme des bancs plurimétriques, à interlits décimétriques sombres à biotite verte (ex-lamprophyres ?). Au-dessus viennent des lentilles chlorito-carbonatées (filons périmagmatiques ?), et des roches vertes rubanées analogues à celles qui sont contenues dans les schistes noirs voisins. Les auteurs qui ont étudié ce gisement ([3], [6], [7]) y ont vu comme nous un petit pluton. Le granophyre serait dans ce cas postérieur au volcanosédimentaire antépermien (bien que l'on ne distingue plus d'auréole de métamorphisme de contact). Sa texture caractéristique n'apparaît qu'au microscope. Des phyllites (10 à 15 %) marquent la foliation : séricite vert pâle, chlorite et (pour moitié) biotite verte (ex-biotites brunes ?). Dans les zones plus claires, outre le quartz abondant, les feldspaths (40 % ou plus de la roche) comprennent du microcline et de l'albite à structure myrmékitique, fréquemment cataclasée et cernée d'une frange limpide néoformée.

LE ZIRCON. — Dans chaque plaque mince, nous avons observé quelques petits cristaux trapus ($L/l < 2,5$; $l < 50 \mu\text{m}$), rose pâle, limpides et pauvres en inclusions. Après extraction, nous avons constaté qu'il s'agissait de zircons automorphes dits à haut « indice de température » (prisme 100 dominant) et haut « indice d'appaïcité » (pyramides 101 dominantes) [8], signes d'une genèse à température assez élevée (800 à plus de 900° C, en contexte hypovolcanique), et en milieu alcalin, résultat en accord avec six analyses disponibles de granophyres (en moyenne, SiO₂ : 75,0 %, Al₂O₃ : 12,4 %, Na₂O : 4,0 % et K₂O : 4,3 %). Ces caractères, joints à l'absence de métamictisation des zircons et d'effets

TABLEAU
Données isotopiques U-Pb sur zircon.
U-Pb isotopic data on zircon.

N°	suscept. magnét.	poids weight (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$t_{207/206}$ (Ma)
G1	+1°M	0,32	1443	70,5	582,4±10,0	0,0432	0,3318	0,05572	441
G2	-1°M	2,06	1150	68,7	236,1±0,4	0,0454	0,3551	0,05666	478
G3	-1°M	2,03	932	52,8	342,1±3,4	0,0462	0,3652	0,05730	503
G4	-1°NM	1,75	618	48,3	342,1±1,1	0,0638	0,5007	0,05689	487

Échantillons G90014 (fractions G1, G3 et G4) et G89019 (fraction G2) (*loc. fig. 2*). Diamètre des zircons entre 40 et 125 μm . M, NM, (-) : fraction de zircon resp. magnétique, non magnétique, diamagnétique; (*): partie radiogénique de l'isotope considéré. Les erreurs sur les rapports Pb/U sont inférieures à 1 %. Les erreurs sur les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, dépendant de la connaissance du fractionnement isotopique, sont inférieures à 0,1 %. Méthode chimique modifiée d'après [9] et [10]. Constantes de désintégration selon [11]. Pb commun: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17,896; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,581; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37,687 (à 507 Ma [12] modifié par le plomb de contamination (100 à 150 pg)). Ces données ont été obtenues au Centre belge de Géochronologie (M.R.A.C.-U.L.B.).

Samples G90014 (fractions G1, G3 and G4) and G89019 (fraction G2) (loc. Fig. 2). Zircon diameters are in the 40-125 μm range. M: magnetic; NM: non-magnetic; (-): diamagnetic zircon fraction; (): radiogenic part of an isotope. Errors on U/Pb ratios are less than 1%. Errors on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios, depending on the isotope fractionation knowledge, are less than 0.1%. Chemical processes modified after [9] and [10]. Disintegration constants of [11]. Common lead: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 17.896; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.581; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 37.687 (at 507 Ma [12] modified by contamination lead (100 to 150 pg)). These data have been obtained in the Belgian Centre of Geochronology (M.R.A.C.-U.L.B.).*

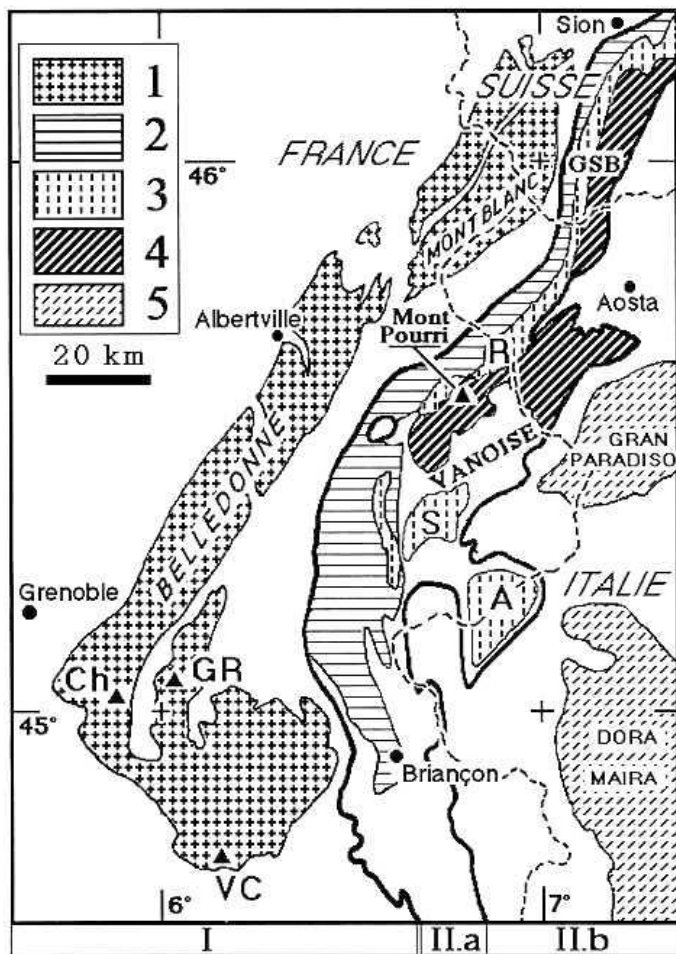


Fig. 1

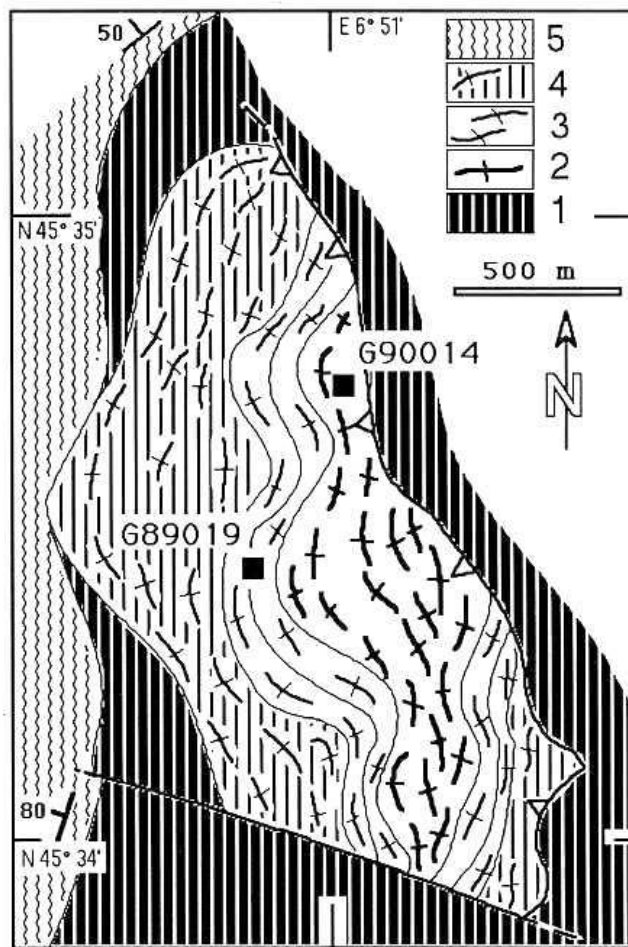


Fig. 2

Fig. 1. — Schéma des unités paléozoïques dans les Alpes Occidentales. I. Zones externes. (1) Massifs cristallins externes avec (Ch) Chamrousse, (GR) les Grandes Rousses et (VC) le Vieux Chaillol. II. Zones internes. II.a, zone Briançonnaise: (2) Houiller, (3) socles polycycliques dont (A) Ambin, (S) la Vanoise méridionale et (R) le Raitor, (4) socles monocycliques, « GSB ». Nappe du Grand Saint-Bernard, est la dénomination que prend la zone Briançonnaise plus au nord. II.b, zone piémontaise: (5) massifs cristallins internes.

Fig. 1. — Palaeozoic units in the Western Alps. I. Outer zones. (1) Outer Crystalline Massifs with locations of (Ch) Chamrousse, (GR) Grandes Rousses and (VC) Vieux Chaillol. II. Inner zones. II.a Briançonnaise Zone: (2) Coal Measures (3) polycyclic basements including (A) Ambin, (S) Southern Vanoise and (R) Raitor, (4) monocyclic basements, "GSB", Grand Saint-Bernard Nappe, is the Swiss name for the Briançonnaise Zone. II.b, Piedmontaise Zone: (5) Inner Crystalline Massifs.

Fig. 2. — Carte géologique des granophyres du Mont Pourri, situation des échantillons. 1: schistes noirs quartzo-albitiques (métadacites) à passées de roches vertes (ex-sills ou coulées tholéitiques), 2: granophyre massif, 3: granophyre lité, à intercalations de schistes à biotite verte, 4: rubanement déci à décimétrique formé de roches vertes métabasiques, et de roches blanches quartzo-feldspathiques feuilletées localement granophyriques, avec des lentilles carbonatées et chloriteuses. 5: schistes bleutés séricito-albitiques, attribués au Permien.

Fig. 2. — Geologic sketch map of the Mt Pourri granophyres, with sampling points. 1: quartzoalbitic blackschists (metadacites) with sills or layers of greenstones (metatholeiites), 2: massive granophyre, 3: layered granophyre, with green biotite schist interlayers, 4: finely banded, metabasic greenstones, and white quartzofeldspathic phyllites (locally granophyric), with chlorite-carbonate lenses. 5: sericitoalbitic bluish schists, of probable Permian.

métamorphiques plus marqués que ceux du faciès des schistes verts, indiquent l'origine magmatique des zircons analysés.

GÉOCHRONOLOGIE U-Pb. — Les cristaux analysés proviennent de 12 kg de roche ayant fourni 6 mg de zircon. Les résultats et considérations techniques ([9] à [13]) sont consignés dans le tableau. Dans le diagramme $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ les fractions analysées

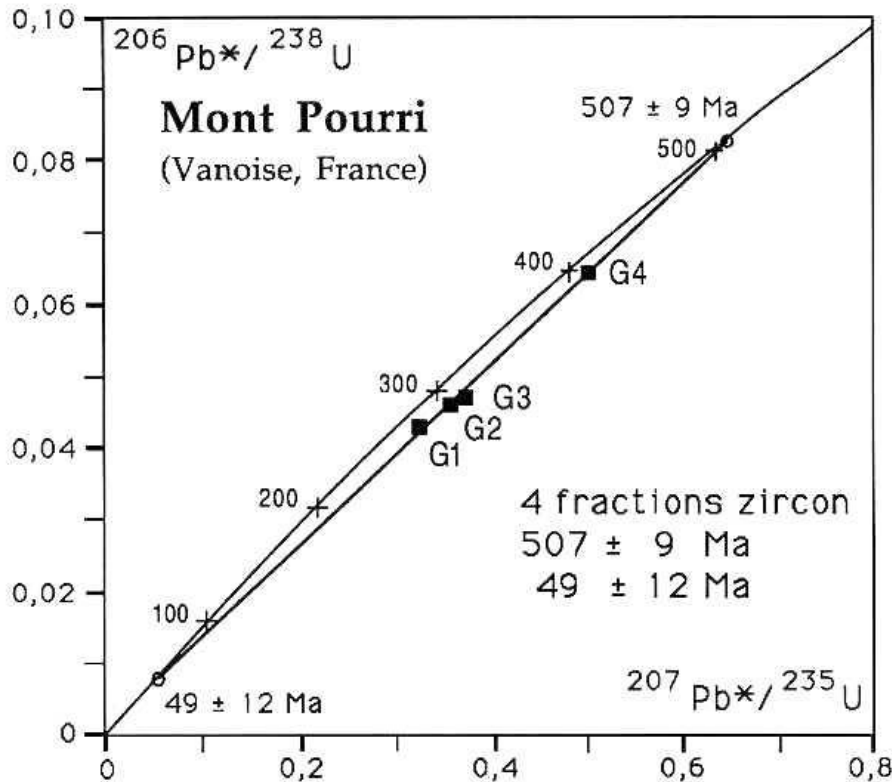


Fig. 3. — Discordia U-Pb sur zircon du granophyre du Mont Pourri.
Légende: voir tableau. Calcul des âges selon [13].

Fig. 3. — U-Pb on zircon discordia of the Mt Pourri granophyre.
Captions: see Table. Ages calculated following [13].

définissent une droite Discordia ayant deux points d'intersection avec la courbe Concordia (fig. 3) : intercept supérieur à 507 ± 9 Ma, intercept inférieur à 49 ± 12 Ma.

Les caractéristiques exposées plus haut (zircons de haute température, limpides, non métamictes, sans cœur hérité, dans une roche de métamorphisme épizonal) permettent d'interpréter sans ambiguïté l'âge de 507 ± 9 Ma comme celui de la cristallisation du granophyre. Cette valeur constitue donc également un âge minimal pour la série volcano-sédimentaire encaissante, à présent anté-ordovicienne plutôt que seulement anté-permienne. Nous étudions actuellement les affinités géochimiques des granophyres avec les roches ignées de cette série encaissante, pour mieux apprécier la probabilité qu'elles soient cogénétiques et pénécotemporaines.

Quoiqu'un phénomène de diffusion continue du plomb des zircons ne puisse être catégoriquement exclu, le degré de discordance des fractions analysées suggère plutôt une perte épisodique. Dans ce cas, l'âge 49 ± 12 Ma correspondrait au métamorphisme syntectonique alpin subi par les roches du Mont Pourri. En effet, après beaucoup d'autres (p. ex. [6]), un travail récent [14] a daté le métamorphisme alpin entre 54 ± 1 Ma (phase HP-BT) et 37 ± 1 Ma (épisode moins profond mais plus chaud).

CONSÉQUENCES EN ZONE BRIANÇONNAISE. — L'âge du pluton granophyrique du Mont Pourri « post-date » cette série de Vanoise, qui s'avère plus ancienne que ce qui a été proposé à ce jour. Aucun argument objectif n'existe contre cet âge du Cambrien terminal. Quoique sa valeur régionale mérite d'être contrôlée, il oblige à remettre en question l'âge des socles de la zone briançonnaise, souvent réputés hercyniens — car polymétamorphiques — tels Ambin, la Vanoise méridionale, le Ruitor ou la Nappe du Grand Saint-Bernard. Il faudra réexaminer l'équivalence, classique pour les zones internes mais non

fondée, entre « hercynien » et « polycyclique », comme les notions de « Permocarbone monocyclique » et d'« Anténomurien polycyclique ».

CORRÉLATIONS AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES. — Ceux-ci ont livré récemment deux âges analogues, l'un (Cambrien) grâce à des fossiles dans le massif des Grandes Rousses [15], l'autre dans le massif de Belledonne par une datation U-Pb sur zircon d'un plagiogranite du complexe ophiolitique de Chamrousse ($496 \pm 6 / -1$ Ma; [16]). Un peu plus au Sud la série du Vieux Chaillol [17], non datée, est semblable par sa lithostratigraphie à la série du Mont Pourri, et pourrait lui être équivalente [1]. Nous pourrions ainsi imaginer une ceinture de roches vertes cambriennes oblique à l'arc alpin, de direction actuelle NE-SW de la Vanoise à Belledonne, puis tenter de la prolonger vers les « leptyno-amphibolites » [18] du Massif Central plus à l'Ouest. Le magmatisme du Mont Pourri constituerait un nouveau témoin de l'épisode de distension majeur du début du Paléozoïque, mis en évidence de la Pologne jusqu'au Portugal [19].

Note remise le 9 avril 1991, acceptée après révision le 4 juin 1991.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] F. GUILLOT, *Thèse Doct. Univ.*, Lille, 1987, 280 p.
- [2] F. GUILLOT et coll., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, série II, 1986, p. 1141-1146. J. DEBELMAS et coll., *Notice expl. Carte géol. France (1/50 000)*, 751, 1989, 53 p.
- [3] F. ELLENBERGER, *Mém. carte géol. Fr.*, 1958, 561 p.
- [4] M.-D. PERUCCIO-PARISON, *Thèse 3^e cycle*, Paris, Orsay, 1984, 358 p.
- [5] E. JAILLARD et J. DEBELMAS, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, série II, 1986, p. 35-38.
- [6] J. BOCQUET, *Thèse Sci.*, Grenoble, 1974, 490 p.
- [7] J. DEBELMAS et coll., *Notice expl. Carte géol. France (1/50 000)*, 728 (à paraître). R. MARION, *Thèse 3^e cycle*, Chambéry, 1984, 172 p.
- [8] J.-P. PUPIN, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 1980, p. 207-220.
- [9] T. E. KROGH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1973, p. 485-494.
- [10] J.-R. LANCELOT, *Thèse Sci.*, Paris, 1975, 280 p.
- [11] R. H. STEIGER et E. JÄGER, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 1977, p. 359-362.
- [12] J. S. STACEY et J. D. KRAMERS, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 1975, p. 207-221.
- [13] K. R. LUDWIG, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 1980, p. 212-220.
- [14] P. MONIÉ, *Eur. J. Mineral.*, 1990, p. 343-361.
- [15] L. GIORGI et coll., *C.R. Acad. Sci. Paris*, 288, série D, 1979, p. 1079-1082.
- [16] R.-P. MÉNOT et coll., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 1988, p. 82-92.
- [17] P. LE FORT, *Sciences de la Terre*, Mém. 25, 1973, 373 p.
- [18] D. SANTALLIER et coll., *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, 1988, p. 3-12.
- [19] C. PIN, *Tectonophysics*, 177, 1990, p. 215-227.

F. G. : U.S.T.L.F.A., Lab. Dynamique sédimentaire et structurale,
SN5-Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex;

J.-P. L. : Dépt. de Géologie (Unité de Géochronologie),
Musée royal de l'Afrique centrale, B-3080 Tervuren, Belgique;

J. F. : Labo. Géologie alpine, U.A. n° 69 C.N.R.S., 15, rue M.-Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.