



**HAL**  
open science

## Nature des sources des composants andésitiques des grès du Champsaur et des grès de Taveyannaz : implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène

Claire Boyet, Henriette Lapierre, Marc Tardy, D. Bosch, René C. Maury

### ► To cite this version:

Claire Boyet, Henriette Lapierre, Marc Tardy, D. Bosch, René C. Maury. Nature des sources des composants andésitiques des grès du Champsaur et des grès de Taveyannaz : implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène. Bulletin de la Société Géologique de France, 2001, 172 (4), pp.487-501. hal-03881340

**HAL Id: hal-03881340**

<https://hal.science/hal-03881340v1>

Submitted on 1 Dec 2022

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/283808893>

# Sources of the andesitic components in the Taveyannaz sandstones and Champsaur sandstones: Implications for the paleogene geodynamic evolution of the Alps

Article in *Bulletin de la Societe Geologique de France* · January 2001

CITATIONS

23

READS

141

5 authors, including:



[Delphine Claire Bosch](#)

Université de Montpellier

223 PUBLICATIONS 6,602 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



[René C Maury](#)

Université de Bretagne Occidentale

394 PUBLICATIONS 16,703 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Crystal2Plate: From Crystal Scale Processes to Self Consistent Plate Tectonics [View project](#)



Evolution through time of the Tuareg Shield [View project](#)

## Nature des sources des composants andésitiques des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène

MAUD BOYET<sup>1</sup> et <sup>2</sup>, HENRIETTE LAPIERRE<sup>1</sup>, MARC TARDY<sup>3</sup>, DELPHINE BOSCH<sup>4</sup> et RENÉ MAURY<sup>5</sup>

*Mots clés.* – Alpes, Grès de Taveyannaz, Grès du Champsaur, Volcanisme paléogène, Géochimie, Sources, Géodynamique.

*Résumé.* – Le magmatisme oligocène est présent en différents points de l'arc alpin où il s'exprime par des roches d'affinité calco-alkaline et/ou shoshonitique : intrusions granodioritiques dans les parties internes italiennes, volcanisme andésitique remanié des flyschs du domaine externe franco-suisse, intrusions d'estérellites de l'avant-pays provençal. Dans la partie externe des Alpes, des éléments volcaniques (galets andésitiques et minéraux ignés isolés) datés autour de 32 Ma [Féraud *et al.*, 1995], sont présents dans les Grès de Taveyannaz et dans les Grès du Champsaur. La fraîcheur des composants ignés et quasi-contemporanéité de l'activité volcanique et du dépôt du flysch suggèrent qu'ils dérivent du démantèlement d'appareils volcaniques édifiés dans, ou à proximité, du bassin de sédimentation delphino-helvétique. Les analyses géochimiques (éléments en traces) et isotopiques (Sr, Nd, Pb et O) des minéraux volcaniques séparés (amphiboles, pyroxènes et plagioclases) et des galets volcaniques prélevés dans ces deux formations, révèlent la contribution à leur genèse d'au moins deux sources magmatiques. On envisage un mélange binaire mantellique et crustal continental, ayant à son origine soit la participation d'un composant crustal fortement hétérogène, soit la contribution successive des parties inférieure et supérieure de la croûte continentale. Les compositions isotopiques des éléments volcaniques sont similaires à celles des roches magmatiques, contemporaines, localisées dans la partie interne des Alpes (Italie du Nord) le long du système de failles péri-adriatiques. En contexte de collision, cette activité magmatique serait une conséquence directe du détachement d'un panneau lithosphérique subduit, à la transition lithosphère continentale et lithosphère océanique. Ce modèle, proposé pour les Alpes par Von Blanckenburg et Davies, [1995] ; Schmid *et al.* [1996] ; Von Blanckenburg *et al.* [1998] ; Stampfli *et al.* [1998] fournit une explication cohérente à la contemporanéité et à la proche parenté magmatique des éruptions volcaniques de la zone delphino-helvétique et des intrusions péri-adriatiques. L'héritage structural de la marge européenne est pris en compte pour comprendre la distribution des éléments volcaniques au sein de l'Oligocène inférieur helvétique.

### Sources of the andesitic components in the Taveyannaz Sandstones and Champsaur Sandstones : implications for the Paleogene geodynamic evolution of the Alps

*Key words.* – Alps, Taveyannaz Sandstones, Champsaur Sandstones, Paleogene volcanism, Isotopic geochemistry, Magma sources, Geodynamic setting.

*Abstract.* – Paleogene magmatism is widespread in the western Alps and its origin is still a matter of debate. It consists of calc-alkaline and shoshonitic suites with mainly granodioritic intrusions in the Internal Zone (northern Italy), andesitic volcanism in the Delphino-Helvetic Zone (French-Swiss domain) and the Esterellite intrusions in Provence. In the External Alpine Zone, the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones preserve andesitic pebbles and mineral fragments dated at 32 Ma. On the basis of trace-element and isotopic geochemistry (Sr, Nd, Pb and O) of mineral separates (amphibole, pyroxene and plagioclase) and andesitic clasts, we characterise the nature of magmatic source(s) and compare the isotopic compositions of the andesites with those of well known Paleogene igneous suites.

**Geological setting.** – Andesitic material in the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones consists of volcanic pebbles, clasts and isolated mineral fragments such as amphibole, clinopyroxene and plagioclase. These sandstones also contain, a variable but always low proportion of sedimentary, plutonic and metamorphic components. Calcareous nannofossil associations place the Taveyannaz Sandstones in Zone NP23, which corresponds to an age of 32-29 Ma [Ruffini *et al.*, 1994]. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dates from amphibole separates cluster between 30.5 and 32.5 Ma, suggesting that volcanism occurred during early Paleogene [Ruffini *et al.*, 1994 ; Féraud *et al.*, 1995]. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar analyses of amphiboles from the Champsaur Sandstones yielded two plateau ages of 32.5 ± 2.2 and 34.3 ± 1.0 Ma [Féraud *et al.* 1995].

Because the volcanic components are well preserved and the volcanism and flysch-deposition took place over a short period of time we conclude that the volcanic detritus was derived from the erosion of volcanoes located near or in the sedimentary Delphino-Helvetic Flysch basin. Finally, Didier and Lameyre [1978] mentioned the presence of andesitic dykes cutting the Taveyannaz Sandstones. The andesitic fragments detritus in the sandstones are small, mixed with

1. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Univ. J. Fourier, BP53, 38041 Grenoble cedex 9.

2. Laboratoire des Sciences de la Terre, UMR 5570, ENS, 46 allée d'Italie, 69364 Lyon cedex 07.

3. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Univ. Savoie, 73376 Le Bourget du Lac cedex.

4. Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier, Univ. Montpellier, 2, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05.

5. Domaines océaniques, UMR 6538, Univ. de Bretagne Occidentale, BP 809, 29285 Brest cedex.

Manuscrit déposé le 29 mai 2000 ; accepté après révision le 1<sup>er</sup> mars 2001.

other reworked igneous material and their abundance differs from one sample to another. This limits the potential for petrographic study of the volcanism. Moreover, the non-volcanic fraction predominates. To characterise the sources of the andesitic magma, we worked only on pure andesitic material such as clinopyroxene, amphibole and plagioclase separates.

**Geochemistry.** – Samples were selected for analysed based on microscopic study in order to choose the freshest material, devoid of low-grade hydrothermal metamorphism.

Trace element compositions of whole-rock and mineral separates are consistent with the calc-alkaline affinity of the volcanic components of Taveyannaz Sandstones and Champsaur Sandstones. All the samples are enriched in light rare earth elements (LREE) relative to heavy rare earth elements (HREE) ( $2 \leq (La/Yb)_n \leq 15$ ) [Sun and McDonough, 1989]. Normalised to primitive mantle composition [Sun and McDonough, 1989], the volcanic components show negative anomalies in Nb, Ta, Ti and enrichment in lithophile elements (mainly U and Th). These anomalies are absent when the minerals and rock fragments are normalised to middle continental crust [Rudnick and Fountain, 1995].

Samples from the Champsaur have positive  $\epsilon Nd$  while those from the Taveyannaz have negative  $\epsilon Nd$ . The decrease of  $\epsilon Nd$  (+3.4 to -2.6) correlates with an increase of ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) (0.70570 to 0.70751), (La/Yb) and Th (lithophile element concentration). These data suggest that this andesitic suite was derived from a mixture of mantle and continental crust sources. Contribution of the continental crustal component is low in the Champsaur Sandstones volcanic components and higher in those of the Taveyannaz Sandstones.

Pb isotopic ratios confirm the continental crustal contribution in the source of andesitic volcanism. The isotopic compositions of this calc-alkaline volcanism can be explained by : (1) two-component mixing, i.e., lower continental crust and upper continental crust, or (2) three components mixing, i.e., similar components as above plus the mantle.

The  $\delta^{18}O$  measured on three clinopyroxene separates fall within the range of mantle values.

**Conclusions.** – The isotopic compositions (Sr, Nd, Pb and O) of calc-alkaline andesitic components in the Champsaur Sandstones and Taveyannaz Sandstones suggest that this volcanism was derived from mixing between two components : lithospheric mantle and continental crust. The heterogeneous feature of the crustal component is either primary in the upper crust or due to the successive contribution of lower and upper continental crust. This andesitic volcanism has isotopic compositions similar to contemporaneous igneous suites exposed along the Periadriatic Lineament (Internal Zone of the Alps) similar isotopic compositions. This suggests that all a Paleogene igneous suites rocks were emplaced in the same geodynamic environment. In a collisional tectonic context, this magmatic activity could be linked to slab-breakoff – the detachment of subducted oceanic lithosphere from continental lithosphere [Von Blanckenburg and Davies, 1995 ; Schmid *et al.*, 1996 ; Von Blanckenburg *et al.*, 1998 ; Stampfli *et al.*, 1998]. The former structural setting of the European margin must be taken into account to explain the geographic distribution sources and composition of the volcanic material in the Lower Oligocene Helvetic Zone.

## INTRODUCTION

Le magmatisme calco-alkalin est généralement associé à la subduction océanique. Cependant, il est des contextes géologiques où la liaison entre magmatisme calco-alkalin (et/ou shoshonitique) et subduction pénécotemporaine est difficile à établir. Tels sont les cas, par exemple, du volcanisme tardi-carbonifère à permien du domaine varisque [Cabanis *et al.*, 1990 ; Cortesogno *et al.*, 1998], du magmatisme néogène de Sardaigne [Dostal *et al.*, 1982], du sud de la Péninsule ibérique [Zeck *et al.*, 1996], de l'Italie centrale et méridionale [Peccerillo, 1999], du Maghreb [Piqué *et al.*, 1998] ou du magmatisme paléogène des Alpes concerné par cette communication.

Les Alpes et leur avant-pays ont connu à l'Oligocène une activité magmatique qui s'exprime différemment suivant les endroits (fig. 1) :

- massifs granodioritiques (Biella, Traversella, Bergell et Adamello) et filons andésitiques associés mis en place entre 29 et 33 Ma [Venturelli *et al.*, 1984 ; Hunziker *et al.*, 1989 ; Waibel, 1993] dans les parties internes de la chaîne, le long du système des failles péri-adriatiques. Leurs roches présentent les caractéristiques géochimiques de séries calco-alkalines, shoshonitiques et/ou ultrapotassiques ;

- clastes volcaniques des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur dans la zone externe delphino-helvétique ;

- niveaux de brèches volcaniques des Grès de St Antonin dans l'arc de Castellane. Les dépôts pyroclastiques mis en place par des nuées ardentes et formés de blocs inframé-

triques d'andésites, d'andésites basaltiques et de dacites, reposent localement sur des niveaux à bois carbonisés. Ce volcanisme autochtone est daté de 31 à 33 Ma [Waibel, 1993] et à 31 Ma [Féraud *et al.*, 1995]. Cinquante kilomètres à l'ouest, dans le synclinal de Barrême, affleurent des roches minéralogiquement et pétrographiquement similaires ;

- intrusions d'estérellites du Dramont [31 Ma, Féraud *et al.*, 1995] et pointements volcaniques légèrement plus jeunes (Biot-Villeneuve-Loubet) dans l'avant-pays provençal.

Certains auteurs identifient ce magmatisme à celui d'un arc continental [Caby *et al.*, 1978 ; Didier et Lameyre, 1978 ; Giraud et Didier, 1981 ; Giraud, 1983 ; Radelli et Desmons, 1997] ; d'autres le considèrent comme produit de la collision des plaques européenne et apulienne sans participation d'une subduction océanique [Waibel, 1993 ; Ruffini *et al.*, 1997] ; plusieurs, enfin, l'associent au détachement d'un panneau lithosphérique subduit [Von Blanckenburg et Davies, 1995 ; Schmid *et al.*, 1996 ; Von Blanckenburg *et al.*, 1998 ; Stampfli *et al.*, 1998].

Cette communication concerne les éléments volcaniques présents dans les Grès de Taveyannaz et dans les Grès du Champsaur. Les études antérieures, essentiellement pétrographiques, minéralogiques et géochimiques (basées sur les éléments majeurs), ont démontré le caractère calco-alkalin de ce volcanisme. Cependant, les opinions des auteurs divergent quant à l'origine proche ou lointaine des fragments ignés inclus dans ces deux formations. Plusieurs d'entre eux [Lateltin, 1988 ; Sinclair, 1992 ; Waibel, 1993 ;

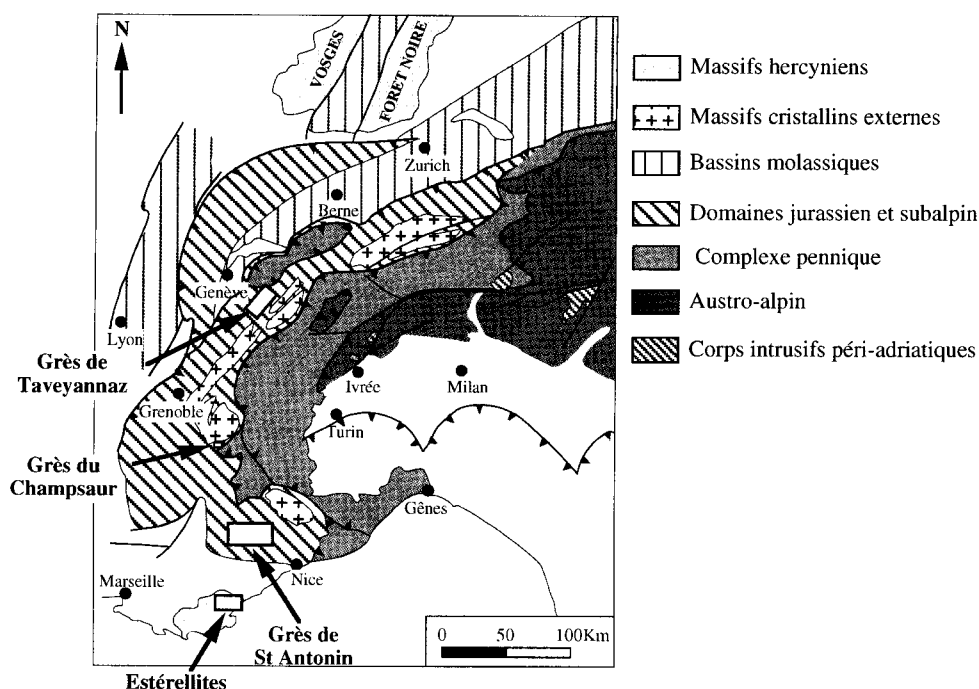


FIG. 1. – Localisation du magmatisme paléogène dans les Alpes occidentales.

FIG. 1. – Location of the Paleogene magmatism in the western Alps.

Ruffini *et al.*, 1997] considèrent le composant volcanique comme allochtone ; les fragments provenant alors de l'érosion de volcans localisés dans la zone alpine la plus interne. D'autres [Didier et Lameyre, 1978 ; Giraud et Didier, 1981 ; Giraud, 1983 ; Lapierre *et al.*, 1995] justifient leur présence et leur fraîcheur par des émissions volcaniques produites à l'intérieur, ou à proximité, du bassin de sédimentation paléogène delphino-helvétique.

Une étude géochimique basée sur les éléments en traces et les isotopes (strontium, néodyme, plomb et oxygène) d'une dizaine d'échantillons (fragments de laves ou minéraux) collectés en différentes localités des Alpes françaises et suisses a été réalisée. Les données obtenues permettent (a) de préciser la nature de la (ou des) source(s) des fragments ignés inclus dans les Grès de Taveyannaz et les Grès du Champsaur, (b) de comparer ces fragments avec les roches magmatiques pénécontemporaines des Alpes occidentales et, finalement, (c) de contraindre le contexte géodynamique de ce bref épisode magmatique, intervenu alors que la collision des plaques européenne et apulienne était déjà en cours.

### LES GRÈS DE TAVEYANNAZ ET LES GRÈS DU CHAMPSAUR

Dans la zone delphino-helvétique, les Grès de Taveyannaz affleurent de la Suisse à la Savoie, selon une bande orientée ENE-WSW (fig. 1). Ils renferment, en particulier à leur base, une forte proportion d'éléments volcaniques de nature calco-alcaline, toujours supérieure à 65 % [Sawatski, 1975 ; Ruffini *et al.*, 1997]. Le matériel igné est présent sous formes de galets de laves, de lithoclastes et de minéraux isolés (plagioclases, amphiboles et pyroxènes pour l'essentiel). Les autres éléments remaniés dérivent de roches plutoniques et métamorphiques (< 10 %) ou de roches

sédimentaires (< 15 %). Les associations de nannofossiles calcaires signalées dans cette formation appartiennent à la zone NP23 ; le dépôt des grauweekes s'est donc produit entre 32 et 29 Ma [Ruffini *et al.*, 1994]. Les datations  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur cristaux isolés d'amphiboles fournissent par ailleurs des âges de 30,5 à 32,5 Ma pour l'épisode volcanique [Ruffini *et al.*, 1994 ; Féraud *et al.*, 1995].

Les Grès de Taveyannaz ont été échantillonnés en France et en Suisse (fig. 2). En France, les échantillons proviennent essentiellement de l'unité des Aravis du massif subalpin des Bornes (fig. 2a) où ils ont été prélevés en plusieurs points : col de l'Oulette (fig. 2b) qui offre une coupe complète de la série nummulitique transgressive sur le Crétacé supérieur (échantillons GT12 et TV10) ; lieu-dit Les Frasses près de Thônes (échantillons GT17b et GT17c) ; col de la Croix Fry (échantillon TV38) ; lieu-dit La Frasse près de La Clusaz (échantillon TV43). L'échantillon TV19 a été recueilli à la Pointe de Cupoire dans le massif de Platé (fig. 2a). En Suisse, l'échantillon GS10 provient du col du Sanetsch (canton du Valais), où la base des Grès de Taveyannaz, très pauvre en galets de laves, affleure au cœur du synclinal déversé du Sex rouge.

Les Grès du Champsaur, font partie de la série sédimentaire paléogène directement transgressive sur le socle de la bordure SE du Pelvoux. Selon Waibel [1990] qui distingue dans la couverture du Pelvoux trois unités selon la plus ou moins forte teneur des grès en matériel volcanique (fig. 3a), les constituants détritiques ont quatre origines : volcans andésitiques, socle varisque, ophiolites et roches sédimentaires. La datation biostratigraphique des grès est rendue difficile par la rareté des fossiles. On les attribue à l'Oligocène inférieur car leur position stratigraphique et leur pétrographie sont similaires à celles des Grès de Taveyannaz [Lateltin et Müller, 1987]. La datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de cristaux isolés d'amphibole volcanique a

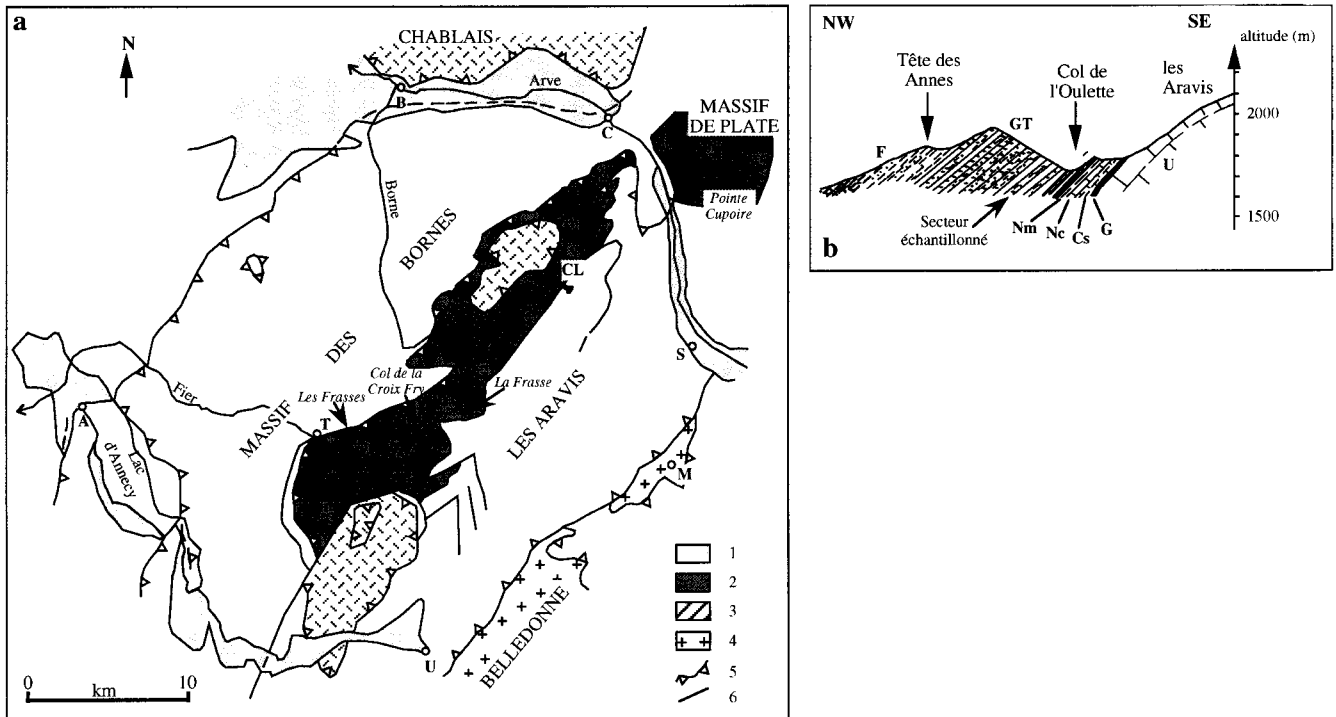


FIG. 2a. – Schéma structural simplifié du massif des Bornes.

1 : Quaternaire (remplissage de vallées) ; 2 : klippes préalpines ; 3 : flysch paléogène à Grès de Taveyannaz ; 4 : soubassement anté-triasique ; 5 : chevauchement et décollement ; 6 : faille. CL : situation de la coupe de l'Oulette ; A : Annecy ; B : Bonneville ; C : Cluses ; M : Megève ; S : Sallanche ; T : Thônes ; U : Ugine.

FIG. 2b. – Coupe du Col de l'Oulette.

U : Urgonien (Barremo-Aptien) ; G : Grès du Gault (Aptien-Cénomaniens) ; Cs : Crétacé supérieur ; Nc : calcaires à petites nummulites (Priabonien) ; Nm : marnes (Oligocène inférieur) ; GT : Grès de Taveyannaz (Oligocène inférieur) ; F : flysch marno-micacé et complexe à bloc (Oligocène inférieur et moyen).

FIG. 2a. – Geological sketch map of the Bornes Massif.

1 : Quaternary ; 2 : Pre-Alpine klipps ; 3 : Paleogene with the Taveyannaz Sandstones ; 4 : external crystalline massifs ; 5 : thrust ; 6 : fault. CL : location of Col de l'Oulette cross-section ; A : Annecy ; B : Bonneville ; C : Cluses ; M : Megève ; S : Sallanche ; T : Thônes ; U : Ugine.

FIG. 2b. – Col de l'Oulette cross-section.

U : Urgonian (Barremian-Aptian) ; G : Gault sandstones (Aptian-Cenomanian) ; Cs : Upper Cretaceous ; Nc : Nummulitic limestones (Priabonian) ; Nm : marls (Lower Oligocene) ; GT : Taveyannaz Sandstones (Lower Oligocene) ; F : mica-rich marly flysch and olistostrome (Lower and Middle Oligocene).

fourni deux âges de  $32,5 \pm 2,2$  et  $34,3 \pm 1,0$  Ma [Féraud *et al.*, 1995]. Les échantillons récoltés pour analyse, proviennent du secteur de Méollion où affleure l'unité aux grès les plus riches en éléments andésitiques (fig. 3a). Les échantillons (ME31, GC8 et GC11) ont été prélevés, en amont du village, dans les blocs d'un chaos rocheux alimenté par un surplomb de bancs de grès fortement redressés (fig. 3b).

Les similitudes sont nombreuses entre les Grès de Taveyannaz et les Grès du Champsaur. D'âge identique (Oligocène inférieur), ils renferment une proportion abondante de fragments magmatiques calco-alcalins, essentiellement de composition andésitique. L'activité volcanique, de même âge pour les deux formations, est contemporaine du dépôt des grès. Un métamorphisme de bas degré (faciès zéolite) a affecté les formations échantillonnées. Il se manifeste par la couleur verdâtre des grès et par les mouchetures correspondant à des amas de laumontite [Mercier de Lépinay, 1981].

Plusieurs arguments conduisent à considérer le matériel andésitique remanié dans les grauwackes de ces deux formations comme sub-autochtone. Les fragments volcaniques (de même âge que les formations dans lesquelles ils sont inclus), quelle que soit leur taille, sont peu altérés. Les miné-

raux isolés ont conservé leurs formes cristallines automorphes d'origine. De plus, Didier et Lameyre [1978] ont signalé la présence de filons intrusifs dans les Grès de Taveyannaz de Haute-Savoie.

## PROCESSUS ANALYTIQUES MIS EN ŒUVRE

### Caractérisation pétrographique

Sur la base d'observations pétrographiques (tabl. I), les échantillons renfermant la plus forte proportion de matériel volcanique, et les moins affectés par l'altération superficielle et le métamorphisme ont été sélectionnés.

La plupart des lithoclastes volcaniques, millimétriques à centimétriques, ont des compositions minérales typiques d'andésite : phénocristaux de clinopyroxène (cpx) + plagioclase (pg)  $\pm$  hornblende (hb)  $\pm$  oxydes.

### Chimie des phases minérales

Les grauwackes renfermant des fractions minérales provenant, notamment dans le cas des Grès du Champsaur, du démantèlement du socle hercynien, des analyses à la

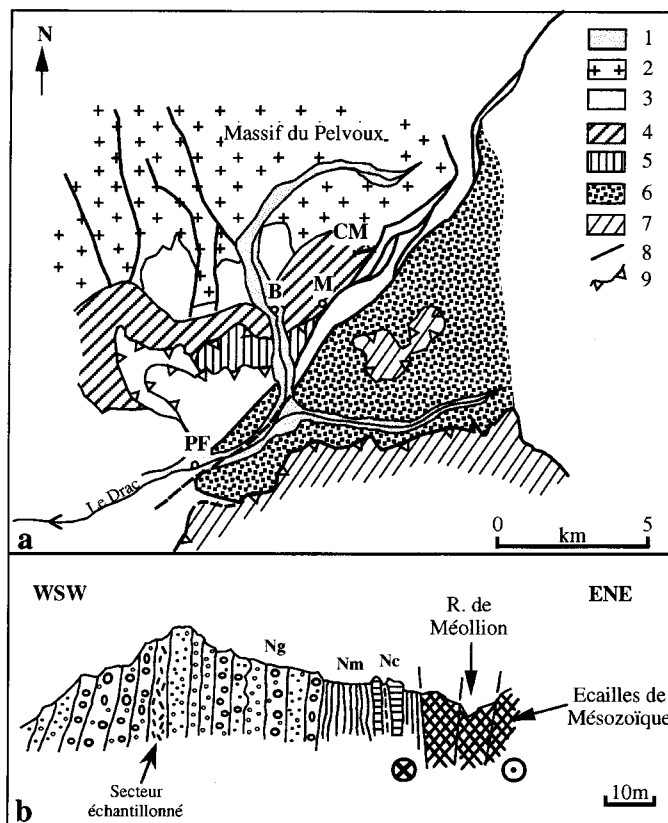


FIG. 3a. – Schéma structural simplifié d'une partie de la bordure sud du massif du Pelvoux.

1 : Quaternaire ; 2 : socle du Pelvoux ; 3 : couverture sédimentaire mésozoïque ; 4 : Paléogène autochtone à Grès du Champsaur riches en éléments volcaniques ; 5 : Paléogène parautochtone à Grès du Champsaur pauvres en éléments volcaniques ; 6 : flysch paléogène dépourvu d'éléments volcaniques ; 7 : nappes de l'Embrunais-Ubaye ; 8 : faille ; 9 : chevauchement. B : Les Borels ; M : Méollion ; PF : Pont du Fossé ; CM : coupe de Méollion représentée en fig. 3b.

FIG. 3b. – Coupe de la base de la série paléogène en rive droite du ruisseau de Méollion.

Nc : calcaires du Priabonien ; Nm : marnes (Priabonien-Oligocène inférieur) ; Ng : Grès du Champsaur de l'Oligocène inférieur (grès et conglomérats).

FIG. 3a. – Simplified geological map of the Pelvoux Massif.

1 : Quaternary ; 2 : Pelvoux basement ; 3 : Mesozoic ; 4 : autochthonous unit of the Champsaur Sandstones rich in volcanic elements ; 5 : parautochthonous unit of the Champsaur Sandstones poor in volcanic elements ; 6 : Paleogene flysch without volcanic elements ; 7 : Embrunais-Ubaye Nappes ; 8 : fault ; 9 : thrust. B : Les Borels ; M : Méollion ; PF : pont du Fossé ; CM : location of cross-section (fig.3b).

FIG. 3b. – Cross-section of the Lower Paleogene (see location on fig. 3a).

Nc : calcareous Priabonian ; Nm : marls (Priabonian-Lower Oligocene) ; Ng : Champsaur Sandstones (Lower Oligocene).

microsonde ont été réalisées, à l'Université de Lausanne, sur quatre échantillons de grauwaques (tabl. I) pour s'assurer que les trois phases minérales (clinopyroxène, amphibole, plagioclase) proviennent exclusivement du volcanisme andésitique calco-alcalin et sont de composition homogène.

Confirmation a été obtenue pour les clinopyroxènes qui ont des compositions intermédiaires entre celles de l'augite et du diopside [Morimoto *et al.*, 1988] et pour les amphiboles, calciques, en majorité des magnésio-hastingsites [Leake *et al.*, 1997]. A l'inverse, les phases feldspathiques sont fortement hétérogènes. Quelques plagioclases non

transformés ont des compositions de bytownite à andésine, tandis que la plupart sont albitisés.

### Séparation des phases minérales

La séparation des phases minérales a été effectuée au LGCA (Université J. Fourier – Grenoble I) par F. Sénebier, en utilisant différentes liqueurs denses et un séparateur magnétique isodynamique Frantz. Les clinopyroxènes, les amphiboles et les plagioclases n'ont pas pu être isolés dans certains échantillons car les proportions de ces minéraux, parfois insuffisantes, diffèrent d'un grauwaque à l'autre. Un minimum de 0,4g de matériel, est nécessaire pour effectuer les analyses des éléments en traces et des isotopes.

### Analyses géochimiques

Les analyses géochimiques ont été réalisées sur deux grauwaques, un cumulat d'amphibole, des amphiboles, des clinopyroxènes et des plagioclases séparés des roches totales. Les deux grauwaques proviennent de la formation de Tavayannaz et le cumulat des Grès du Champsaur. Les analyses isotopiques du strontium, du néodyme et de l'oxygène, ont été faites de préférence sur les clinopyroxènes, phase minérale la plus abondante et la mieux préservée. Les isotopes du plomb ont été déterminés en priorité sur les plagioclases. Le système isotopique U-Th-Pb est très intéressant sur les plagioclases car ces minéraux n'incorporent pas ou très peu d'uranium et/ou de thorium dans leurs réseaux cristallins. La désintégration radioactive est donc négligeable au cours du temps et les rapports isotopiques, non recalculés par rapport à l'âge initial, reflètent directement la composition isotopique de la source.

Les éléments en traces ont été dosés par ICP-MS au LGCA (Université J. Fourier – Grenoble I) suivant les procédures de Barrat *et al.* [1996] modifiées (les terres rares ne sont plus analysées après séparation sur colonne).

Les compositions isotopiques du strontium et du néodyme ont été obtenues sur un spectromètre de masse multicollecteur Finnigan MAT261 au Laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université de Toulouse alors que les élu-tions ont été réalisées au LGCA (Université J. Fourier – Grenoble), selon les protocoles de Lapiere *et al.* [1997].

Les rapports isotopiques en plomb ont été mesurés par ICP-MS P54 à l'ENS de Lyon. Les élu-tions ont été faites au Laboratoire de Géochimie isotopique de l'Université de Montpellier II en utilisant les procédures analytiques de Manhès *et al.* [1980] modifiées pour les roches totales, les clinopyroxènes et les amphiboles. Les plagioclases ont été attaqués selon une technique différente qui consiste à réaliser une série de lessivages progressifs [Garipey et Allègre, 1985] dans le but principal d'accéder à la composition initiale en Pb de ces minéraux. La composition la plus proche de la source initiale correspond aux rapports isotopiques les moins radiogéniques. Dans le cas précis de cette analyse, ils sont obtenus lors du quatrième lessivage. L'augmentation des rapports isotopiques après l'attaque finale (attaque très forte à l'HF concentré) peut provenir de la dissolution de minéraux radiogéniques contenus en inclusion dans les plagioclases. Les rapports isotopiques mesurés (corrigés du standard et du biais analytique) sont beaucoup plus homogènes avec la méthode des lessivages progressifs. Seuls ces résultats sont donc pris en compte par la suite.

TABLE 1. – Localisation et caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des échantillons de Grès de Taveyannaz et de Grès du Champsaur.  
 TABLE 1. – Location, petrography and mineralogy of samples of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones.

Formation	Echantillons	Localisation	Pétrographie	Minéralogie	Fragments analysés
CHAMPSAUR	ME31	Village de Méollion Orcière (1/50000) Hautes Alpes	Cumulat d'amphiboles lbs centimétriques (60%)+cpx millimétriques dans mésotase : microlithes de plagioclases.		cumulat d'amphiboles
	GC8	Village de Méollion Orcière (1/50000) Hautes Alpes	Grauwacke à 90% d'éléments volcaniques lithoclastes = hb (0,5cm)+cpx+pg+opaques Les plagioclases sont altérés en phyllites.	augite à diopside : $Wo_{12-47}En_{1-44}Fs_{13-15}$ magnésiohastingsite, bytownite ( $An_{2-7}Ab_{18-22}Or_{0-5}$ ) à andésine ( $An_{6-52}Ab_{37-53}Or_{1-2}$ )	clinopyroxènes séparés du grauwacke
	GC11	Village de Méollion Orcière (1/50000) Hautes Alpes	Cumulat d'amphiboles mêmes observations pétrographiques que ME31.		amphiboles séparés du cumulat
	TV38	Col de la Croix Fry Annecy-Ugine (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 80% d'éléments volcaniques lithoclastes = phénocristaux pg+hb+cpx+opaques, minéraux andésitiques+qz+musc+orth		grauwacke
TAVEYANNAZ	TV43	La Frasse Annecy-Ugine (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 80% d'éléments volcaniques lithoclastes = pg+hb+cpx minéraux andésitiques+qz+orth+roches sédimentaires altération = préhnite+sericite		grauwacke
	GT12	Col de l'Oulette Cluses (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 70% d'éléments volcaniques lithoclaste = pg+cpx dans verre minéraux andésitiques remaniés(pg+cpx+hb+opaques) qz+musc+calcite	augite à diopside : $Wo_{12-47}En_{2-44}Fs_{10-15}$ magnésiohastingsite plagioclases + orthoses	clinopyroxènes séparés du grauwacke
	GT17b	Chemin forestier Les Frasses Annecy-Ugine (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 80% d'éléments volcaniques lithoclastes = phénocristaux pg+hb+cpx minéraux andésitiques frais+qz+musc+roches sédimentaires hb recristallisées en pumellyite + zéolites remplissent des vacuoles	augite à diopside $Wo_{12-47}En_{1-46}Fs_{11-15}$ magnésiohastingsite plagioclases + feldspaths alcalins	clinopyroxènes séparés du grauwacke
	GT17c	Chemin forestier Les Frasses Annecy-Ugine (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke identique à l'échantillon GT17b		clinopyroxènes et amphiboles séparés du grauwacke
	TV10	Col de l'Oulette Cluses (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 85% d'éléments volcaniques lithoclaste = cpx+hb+qz corrodés+opx serpentinitisé minéraux andésitiques frais (plagio+cpx hb)+orth+qz+musc+calcite		plagioclases séparés du grauwacke
	TV19	Pointe de Cupoite Cluses (1/50000) Haute Savoie	Grauwacke à 70% d'éléments volcaniques lithoclastes = cpx+pg dans mésotase à microlithes de pg (texture intersertale) et cpx+plagio+hb+opq minéraux andésitiques conservés+qz+sédiments		clinopyroxènes, am- phiboles et plagioclases séparés du grauwacke
	GS10	Sex rouge - Col du Sanetsch Carte Montana (1/50000) Valais (Suisse)	Grauwacke à 50% d'éléments volcaniques pg+cpx+rars hb beaucoup orth+qz+calcite+musc+chlorite altération des plagio mais les cpx sont très frais	clinopyroxènes : $Wo_{11-50}En_{1-48}Fs_{8-13}$ plagioclases + feldspaths alcalins	clinopyroxènes et plagioclases séparés du grauwacke



## GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS EN TRACES ET COMPOSITIONS ISOTOPIQUES

### Géochimie des éléments en traces

#### Fiabilité des concentrations et mobilité des éléments

Les échantillons analysés ont subi un métamorphisme de faible degré pouvant modifier les caractéristiques géochimiques primaires. Les éléments considérés les plus mobiles sont les alcalins (Rb et K) et les alcalino-terreux (Ba et Sr). Les éléments traces tels que Zr, Nb, Hf et Ta et les terres rares (REE) sont considérés comme peu ou pas mobiles durant les processus d'altération et de métamorphisme de degré faible. Afin de tester la validité des concentrations obtenues par ICP-MS (tabl. II), d'une part, et la mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux, d'autre part, une série de diagrammes binaires a été réalisée (fig. 4). Les graphiques A, B et C opposent des éléments ayant le même comportement. Il existe une très bonne corrélation positive entre Zr et Hf, Nb et Ta avec des droites passant par l'origine. Celle-ci est beaucoup moins évidente entre Th et U. Les teneurs en uranium, élément plus mobile que le thorium, ne reflètent sans doute pas les compositions initiales.

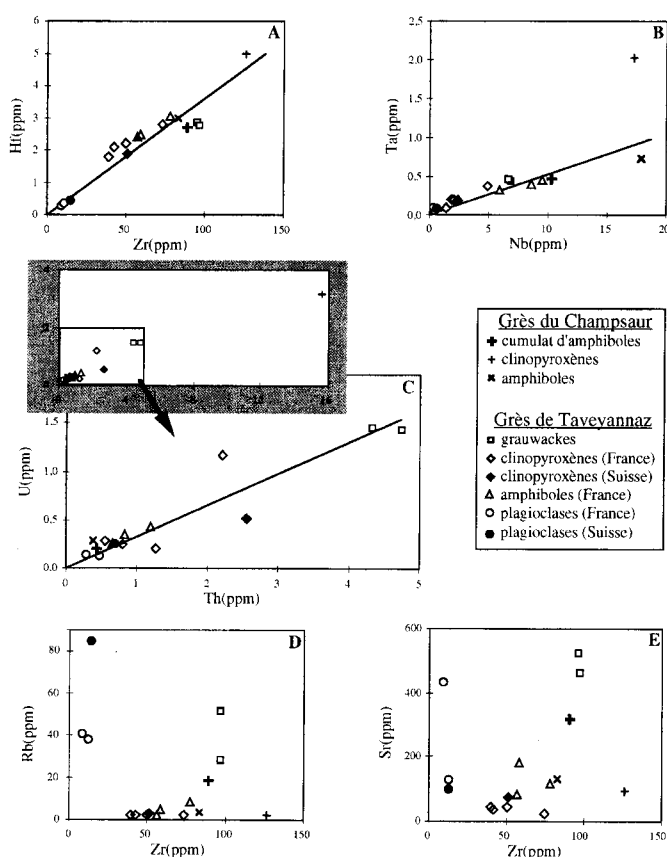


FIG. 4. – Diagrammes binaires montrant la fiabilité des teneurs en Zr, Hf, Nb, Ta, Th et U obtenues par ICP-MS (A, B et C) ainsi que la mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux (D et E) pour les roches totales et les minéraux ignés séparés des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur.

FIG. 4. – Plots showing the reliability of Zr, Nb, Ta, Th et U concentrations analyzed by ICP-MS (A, B et C) as well as alkali and earth-alkali elements mobility for whole rocks and mineral separates of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones.

Le pyroxène GC8 (Champsaur) se distingue des autres échantillons par des teneurs beaucoup plus fortes en éléments incompatibles. La mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux est représentée dans les graphiques D et E. Ils permettent de comparer le comportement du zirconium (Zr), élément incompatible et peu mobile dans les roches basiques, à ceux du strontium et du rubidium, éléments incompatibles mais mobiles. Aucune corrélation n'apparaît entre Zr et Sr ou Rb. Ces deux derniers éléments ont été mobilisés, leurs teneurs ne sont donc plus représentatives des compositions magmatiques primaires.

#### Spectres de terres rares et multi-éléments normalisés au manteau primitif et à la croûte continentale (fig. 5)

Les spectres de terres rares des grauwackes, du cumulat et des minéraux ignés normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] sont enrichis en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) [ $2\text{La/Yb}_n$ ] et présentent des anomalies négatives en Eu, à l'exception du plagioclase. Le cumulat d'amphibole [ME31] diffère des autres constituants ignés des grès par un spectre presque plat [ $(\text{La/Yb})_n = 2$ ]. Le cpx GC8 (Champsaur) est le cpx le plus enrichi en LREE [ $(\text{La/Yb})_n = 9$ ]. Les plagioclases se différencient des autres phases analysées par des teneurs en REE plus faibles (1 à 10 fois les chondrites) et de fortes anomalies positives en Eu [ $2,3 < \text{Eu/Eu}^* < 3,6$ ].

L'ensemble des spectres normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] montrent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Ces anomalies négatives en Nb et Ta, très marquées pour les cpx et les plagioclases, sont plus discrètes dans les amphiboles. Les clinopyroxènes sont caractérisés par un fort appauvrissement en Rb, Ba et Sr tandis que les plagioclases concentrent préférentiellement ces éléments. Le spectre du cumulat d'amphibole ressemble de façon sensible à ceux des amphiboles séparées et diffère des grauwackes par un appauvrissement en Th et U. Les cpx, amphiboles et plagioclases des Grès de Taveyannaz ou Grès du Champsaur ne présentent aucune variation géochimique notable en fonction du lieu de prélèvement. Le cpx GC8 (Champsaur) possède cependant des teneurs en éléments en traces très élevées.

Quel que soit le minéral ou la roche, tous les spectres normalisés à la croûte continentale moyenne [Rudnick et Fountain, 1995] ne sont pas appauvris en Nb et Ta. Les teneurs en éléments en traces des grauwackes et du cumulat à amphiboles sont globalement identiques à ceux de la croûte moyenne. Les cpx et, dans une moindre mesure, les amphiboles sont appauvris en Rb, Ba et Pb, alors que ces éléments se concentrent dans les plagioclases.

#### Géochimie isotopique

Les rapports isotopiques sont recalculés à 31,5 Ma (âge retenu sur la base des résultats  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus sur amphiboles par Féraud *et al.* [1995]) en utilisant les concentrations obtenues par analyses ICP-MS (tabl. II).

#### Strontium

Les rapports ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) ont été mesurés sur les trois roches totales et sur six minéraux séparés (cinq cpx et une amphibole). Les rapports initiaux varient de 0,70570 à 0,70751

TABL. II. – Compositions chimiques en éléments traces et isotopiques en Sr, Nd, Pb et O des roches totales et minéraux ignés séparés des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur.  
 \* obtenus à partir des analyses à la microsonde (moyenne de pourcentages en  $\text{TiO}_2$  des minéraux d'un même échantillon).  
 TABLE II. – Trace element contents and Sr, Nd, Pb et O isotopic ratios of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones.

	TAVEYANNAZ										CHAMPSAUR			
	France TV 38 grauwacke	France TV43 grauwacke	France GT12b amphibole	France GT12b clinopyroxène	France GT17b amphibole	France GT17c amphibole	France TV10 plagioclase	France TV19 amphibole	France TV19 plagioclase	Suisse GS10 plagioclase	Suisse GS10 clinopyroxène	Champsaur ME31 cumulat	Champsaur GC8 clinopyroxène	Champsaur GC11 amphibole
$\text{TiO}_2$ (%) *	0.7	0.88	1.5986	0.38	2.08	0.48				0.65		1.3	0.32	
Rb (ppm)	51.95	28.87	2.17	0.15	8.51	0.23	41.24	37.67	4.57	84.47	1.60	18.37	1.43	4.26
Sr	471.65	530.15	82.16	22.01	116.82	37.26	425.13	130.78	185.63	104.20	75.91	320.84	93.49	131.38
Y	20.39	23.61	48.13	32.98	54.02	45.48	0.99	0.95	49.62	1.54	47.88	39.25	50.51	49.10
Zr	97.04	96.27	56.74	73.73	78.68	42.66	9.18	11.84	57.98	13.32	50.77	88.78	126.02	82.09
Nb	6.70	6.81	5.96	4.91	9.61	2.03	0.29	0.28	8.68	0.45	2.28	10.26	17.22	17.85
Cs	1.72	0.80	0.04	0.02	0.07	0.02	1.06	0.92	0.06	1.37	0.10	0.71	0.10	0.21
Ba	375.94	337.92	65.35	4.14	179.38	4.99	295.49	205.77	113.21	405.97	21.35	118.89	61.77	80.53
Hf	2.72	2.77	2.37	2.78	3.01	2.06	0.27	0.36	2.41	0.41	1.89	2.72	4.97	3.00
Ta	0.45	0.44	0.31	0.39	0.45	0.21	0.03	0.02	0.40	0.07	0.18	0.48	2.03	0.74
Pb	12.25	13.09	2.59	1.06	2.51	1.70	7.78	6.43	3.41	12.38	1.76	4.47	1.89	1.31
Th	4.75	4.32	0.67	2.18	1.21	0.80	0.49	0.29	0.84	0.68	2.57	0.44	15.61	0.39
U	1.45	1.47	0.25	1.19	0.43	0.25	0.14	0.16	0.16	0.25	0.53	0.20	3.17	0.30
La	16.57	17.03	14.07	11.02	19.64	12.52	2.43	1.31	22.63	1.71	27.91	9.74	56.35	8.68
Ce	35.06	37.75	37.61	27.53	47.44	32.89	3.71	1.91	50.94	3.01	58.19	27.11	123.96	29.39
Pr	4.37	4.81	5.77	3.94	7.27	5.22	0.40	0.19	7.18	0.34	7.00	4.08	15.07	4.98
Nd	17.30	19.63	27.65	17.92	34.38	25.60	1.29	0.64	32.66	1.15	27.83	19.17	56.79	24.13
Sm	3.76	4.43	7.72	4.82	9.39	7.43	0.21	0.12	8.59	0.22	6.96	5.39	11.82	6.96
Eu	1.04	1.19	1.84	1.00	2.21	1.56	0.24	0.09	2.22	0.19	1.50	1.40	1.78	1.62
Gd	3.87	4.53	8.10	4.89	9.42	7.65	0.2	0.13	8.49	0.23	7.55	6.25	10.07	7.59
Tb	0.56	0.66	1.34	0.84	1.51	1.28	0.03	0.02	1.36	0.04	1.32	1.08	1.57	1.29
Dy	3.33	3.92	8.29	5.39	9.27	7.99	0.15	0.13	8.38	0.22	8.29	6.79	8.99	8.30
Ho	0.69	0.82	1.71	1.18	1.93	1.68	0.03	0.03	1.74	0.05	1.72	1.43	1.81	1.73
Er	1.97	2.32	4.83	3.37	5.42	4.67	0.10	0.09	4.81	0.15	4.67	3.92	4.98	4.80
Yb	1.88	2.16	4.42	3.30	4.89	4.21	0.11	0.11	4.46	0.18	4.12	3.39	4.64	4.28
Lu	0.28	0.34	0.66	0.51	0.73	0.65	0.02	0.02	0.65	0.03	0.61	0.49	0.70	0.62
(La/Yb) <sub>n</sub>	6.34	5.66	2.28	2.40	2.88	2.14	15.99	7.24	3.64	6.94	4.86	2.06	8.72	1.45
(Eu/Eu*)	0.83	0.81	0.71	0.63	0.72	0.63	3.59	2.33	0.79	2.58	0.63	0.74	0.5	0.68
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{mesuré}}$	0.5125044/-5	0.512468/+4			0.5125474/-9	0.5125474/-7			0.5125594/-6		0.5124994/+5	0.5126814/+5	0.5126264/-4	0.5128004/+5
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$	0.512476	0.512439			0.512503	0.512510			0.512523		0.512467	0.512645	0.512589	0.512774
e (Nd)	-2.36	-3.09			-1.84	-1.71			-1.45		-2.55	0.93	-0.16	3.44
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mesuré}}$	0.7068304/+7	0.7066404/+12			0.7075214/+8	0.7075214/+8			0.7075214/+7		0.7073004/+7	0.7066564/+13	0.7061784/+7	0.7059364/+7
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$	0.706693	0.706572			0.707513	0.707500			0.705700		0.707274	0.706585	0.706138	0.705917
e (Sr)	31.65	29.94			43.30	43.30			17.56		39.90	30.12	23.77	20.64
$(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{mesuré}}$	18.664	18.690	18.825		18.896	18.797	18.308	18.336	18.258	18.273	18.926	18.603	18.721	18.721
$(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{initial}}$	18.627	18.655	18.796		18.842	18.752	18.328	18.328	18.328	18.833	18.833	18.59	18.652	18.652
$(^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb})_{\text{mesuré}}$	15.655	15.620	15.611		15.629	15.572	15.625	15.639	15.639	15.634	15.589	15.551	15.609	15.609
$(^{207}\text{Pb}/^{209}\text{Pb})_{\text{initial}}$	15.653	15.618	15.610		15.627	15.570	15.653	15.653	15.653	15.634	15.585	15.55	15.606	15.606
$(^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{mesuré}}$	38.598	38.580	38.707		38.781	38.835	38.301	38.369	38.289	38.294	38.87	38.417	38.564	38.564
$(^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb})_{\text{initial}}$	38.558	38.546	38.681		38.731	38.787	38.364	38.364	38.364	38.72	38.72	38.407	38.534	38.534
$\delta^{18}\text{O}$														6.1+/-0.05
														5.88+/-0.04
														6.08+/-0.08
														6.09+/-0.06

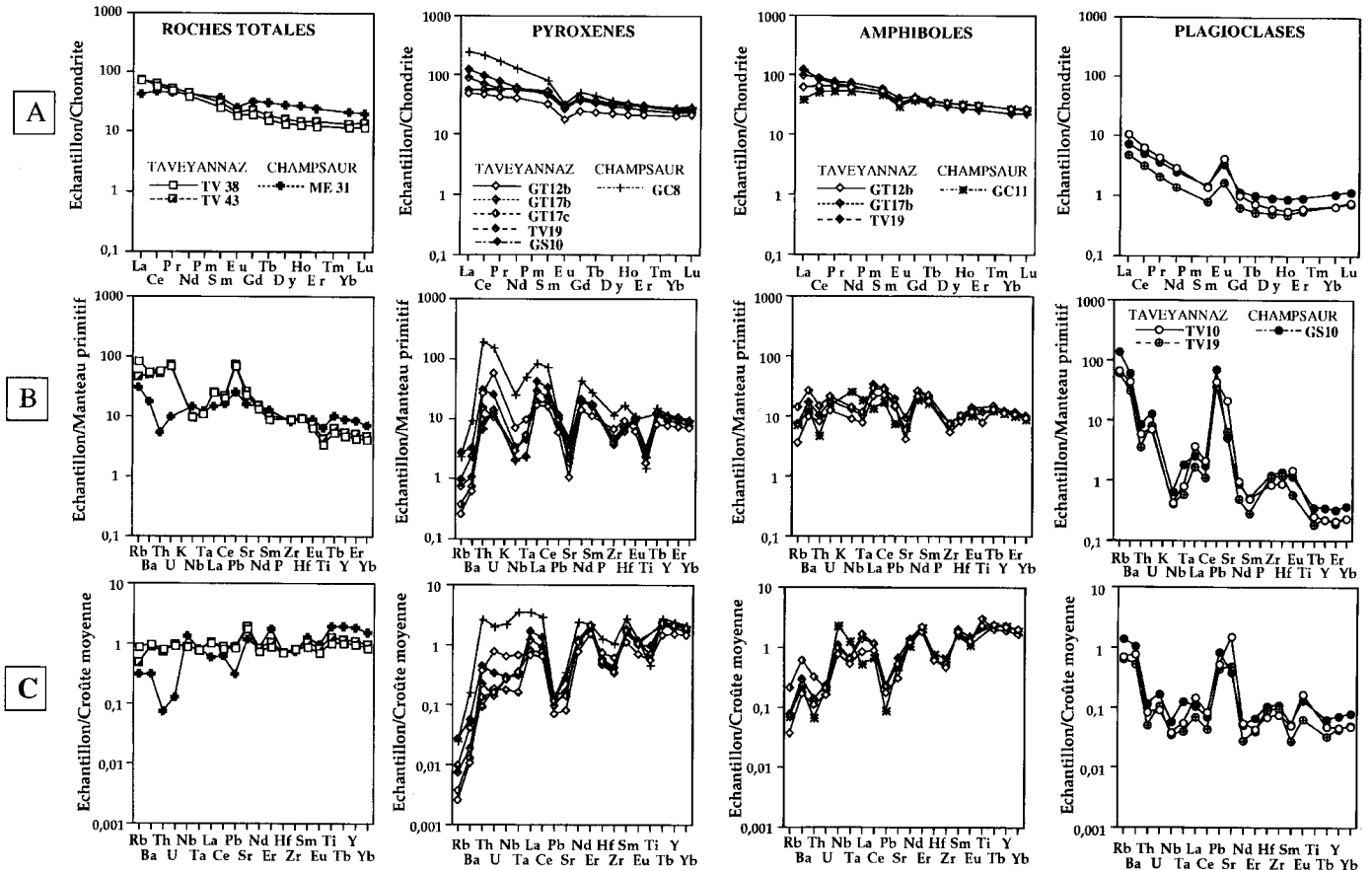


FIG. 5. – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] (A) et spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] (B) et à la croûte moyenne [Rudnick et Fountain, 1995] (C) des roches totales et minéraux séparés ignés des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur.

FIG. 5. – Chondrite-normalized [Sun and McDonough, 1989] (A) and primitive-mantle-normalized multi-element plots [Sun and McDonough, 1989] (B) and middle continental crust-normalized moyenne [Rudnick and Fountain, 1995] (C) for whole-rocks and mineral separates of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones.

(soit  $+17,5 \leq \epsilon_{\text{Sr}} \leq +43,3$ ). Les grauwackes et le cumulat d'amphibole ont des rapports  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  supérieurs à 0,70657. Les minéraux séparés ont globalement des rapports plus faibles ( $0,70570 \leq (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \leq 0,70614$ ) sauf les cpx GT17c et GS10 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \geq 0,70727$ ) dont les rapports sont encore plus élevés que ceux des roches totales.

**Néodyme**

Les rapports isotopiques du néodyme ont été mesurés sur les trois roches totales et sur six minéraux séparés (cinq cpx et une amphibole). Les  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sont compris entre +3,4 et -3,1. Les deux grauwackes possèdent les valeurs les plus basses, corrélées avec des rapports  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  élevés. Ces échantillons renferment une faible proportion (< 20 %) de fragments de roches métamorphiques et sédimentaires. Aussi, leurs rapports isotopiques ne reflètent-ils pas strictement la source magmatique andésitique. Le raisonnement sera exclusivement basé sur les valeurs d' $\epsilon_{\text{Nd}}$  des minéraux séparés et du galet volcanique ME31 afin de caractériser la ou les source(s) de ce volcanisme.

D'après les valeurs d' $\epsilon_{\text{Nd}}$ , on peut distinguer trois groupes parmi les minéraux et le cumulat. Les minéraux et le cumulat du Champsaur possèdent les  $\epsilon_{\text{Nd}}$  les plus forts ( $-0,1 < \epsilon_{\text{Nd}} < +3,4$ ) alors que le cpx de l'échantillon de

Grès de Taveyannaz prélevé en Suisse a le rapport le plus faible ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -2,6$ ). Enfin, les  $\epsilon_{\text{Nd}}$  des minéraux des Grès de Taveyannaz prélevés en France sont intermédiaires entre ceux des Grès du Champsaur et celui des Grès de Taveyannaz suisse ( $-1,8 < \epsilon_{\text{Nd}} < -1,5$ ).

Les minéraux, sur lesquels ont été mesurés à la fois les rapports du Sr et du Nd, sont reportés dans le diagramme de corrélation  $\epsilon_{\text{Nd}}$  en fonction de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (fig. 6). Les échantillons sont tous situés à proximité du BSE (Bulk Silicate Earth = moyenne terrestre) et sont décalés vers des valeurs plus élevées en strontium radiogénique. Un seul échantillon (TV19 cpx) se place dans le mantle array. Le pyroxène GC8, situé au dessus de ce pôle, a l' $\epsilon_{\text{Nd}}$  le plus élevé. Il pourrait indiquer le pôle le plus représentatif du manteau source.

La figure 7 illustre le comportement isotopique du Nd en fonction des éléments lithophiles, ces derniers se concentrant préférentiellement dans la croûte continentale. On observe une corrélation négative grossière entre l' $\epsilon_{\text{Nd}}$ , le rapport  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  et la teneur en Th. Le cpx du Champsaur (GC8) échappe à cette tendance puisqu'il possède l' $\epsilon_{\text{Nd}}$  le plus élevé et les plus fortes teneurs en éléments lithophiles. En effet, ce minéral se distingue des autres composants ignés par des concentrations plus élevées en Zr, Hf, Ta, U et Th (fig. 4 ; tabl. II).

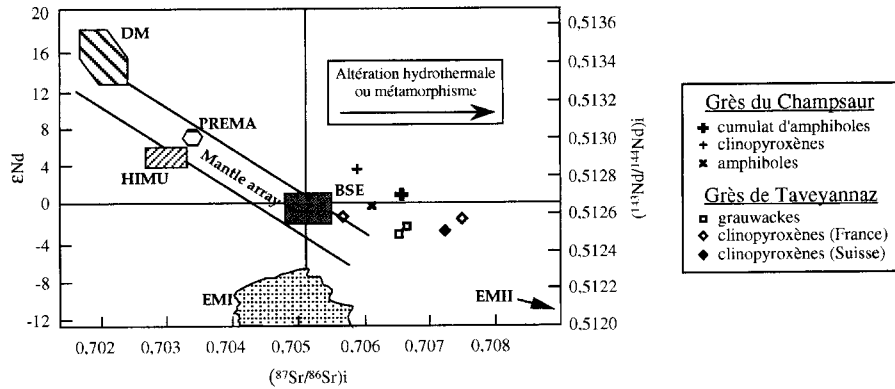


FIG. 6. – Diagramme de corrélation  $\epsilon Nd$  en fonction de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  pour les roches totales et minéraux séparés ignés (clinopyroxènes, amphiboles) des grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur. DM : depleted mantle ; HIMU : mantle with high  $^{238}U/^{204}Pb$  ratio ; PREMA : PREvalent MANTle composition ; EM : enriched mantle ; BSE : bulk silicate earth. Position des réservoirs mantelliques identifiés par Zindler et Hart [1986].  
 FIG. 6. –  $\epsilon Nd$  versus  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  for whole-rocks and mineral separates (clinopyroxenes, amphiboles) of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones. DM : depleted mantle ; HIMU : mantle with high  $^{238}U/^{204}Pb$  ratio ; PREMA : PREvalent MANTle composition ; EM : enriched mantle ; BSE : bulk silicate earth. The various reservoirs are from Zindler and Hart [1986].

### Plomb

Les rapports isotopiques du plomb ont été mesurés sur les trois roches totales et sur six minéraux séparés (plagioclases, amphiboles et cpx). Les rapports (mesurés pour les plagioclases et initiaux pour les autres phases) sont reportés dans le diagramme  $^{207}Pb/^{204}Pb$  en fonction de  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (fig. 8). Les échantillons se situent au dessus de la NHRL (North Hemisphere Reference Line [Zindler et Hart, 1986]), entre le champ des MORB et du pôle EMII. Cette observation laisse supposer une participation d'un composant crustal dans la formation des roches volcaniques d'où ont été extraits ces minéraux. Par contre, par rapport aux roches totales, aux cpx et aux amphiboles, les plagioclases se localisent significativement sur la gauche du diagramme. Ceci permet d'envisager une contribution pour les plagioclases d'un composant caractérisé par des rapports  $^{207}Pb/^{204}Pb$  et  $^{206}Pb/^{204}Pb$  respectivement plus radiogénique et moins radiogénique. Un tel composant peut être assimilé à de la croûte continentale inférieure plus ou moins mélangée à des sédiments pélagiques [Ben Otman *et al.*, 1989]. On pourrait alors supposer un mélange entre croûte inférieure et/ou sédiments pélagiques et croûte supérieure, voire avec un troisième pôle mantellique. Dans le cas des échantillons GS10 et TV19, deux phases minérales (cpx-plagioclases et amphiboles-plagioclases) ont été analysées. Si l'on suppose que ces deux phases minérales sont cogénétiques et donc issues d'une même source, leurs rapports isotopiques recalculés à 31,5 Ma devraient être identiques. Or ce n'est pas le cas. Cette différence peut trouver son explication dans deux processus distincts :

– soit les amphiboles et les clinopyroxènes ont subi des pertes d'uranium et de plomb qui induisent des biais dans le calcul des rapports isotopiques initiaux. Dans ce cas, ce sont les plagioclases qui fournissent la meilleure estimation de la composition initiale du protolithe volcanique;

– soit quelques grains de feldspaths alcalins dérivant du socle hercynien ont été mêlés aux plagioclases ignés lors de la séparation des minéraux. Cette hypothèse semble être la plus probable puisque l'étude minéralogique révèle l'hétérogénéité de la phase feldspathique. L'analyse de quel-

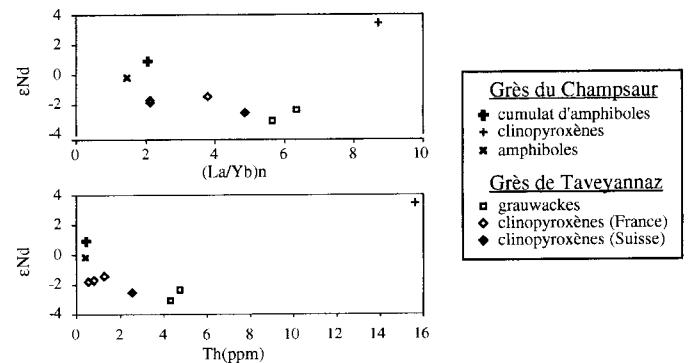


FIG. 7. – Diagrammes de corrélation  $\epsilon Nd$  en fonction de  $(La/Yb)_n$  et de Th et U des roches totales et minéraux séparés ignés (clinopyroxènes et amphiboles) des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur.  
 FIG. 7. –  $\epsilon Nd$  versus  $(La/Yb)_n$  and Th for whole-rocks and mineral separates (clinopyroxenes and amphiboles) of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones.

ques grains de feldspaths alcalins mélangés aux plagioclases conduit évidemment à une signature crustale surestimée.

### Oxygène

La composition isotopique de l'oxygène a été mesurée sur 4 cpx séparés, provenant d'échantillons des Grès de Taveyannaz (France et Suisse). Le choix de ce minéral se justifie pas son caractère primaire et la faible probabilité d'un rééquilibrage isotopique de l'oxygène au cours du métamorphisme anchizonal. Les analyses ont été effectuées à l'Université de Rennes selon la méthode conventionnelle de Clayton et Mayeda [1963] et les résultats, exprimés en unité  $\delta^{18}$  vs SMOW, sont normalisés à une valeur de +9,6‰ pour le standard NBS 28. Les incertitudes reportées correspondent à des extractions dupliquées. Les données (tabl. II) sont très homogènes dans l'intervalle 5,9 à 6,1‰ et sont, de ce fait, vraisemblablement primaires. En considérant classiquement un fractionnement maximum  $\Delta Px$ -liquide de

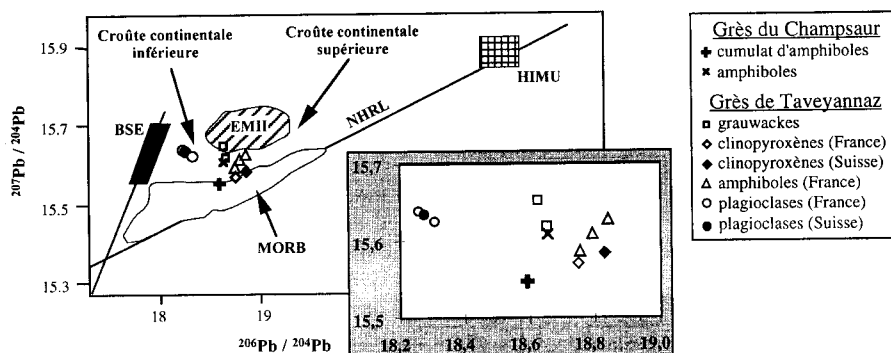


FIG. 8. – Diagramme de corrélation ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) en fonction de ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) des roches totales et minéraux ignés séparés des Grès de Taveyannaz et des Grès du Champsaur. La NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) et les différents réservoirs (MORB, BSE, HIMU, EMII et la croûte continentale) sont définis d'après Zindler et Hart [1986].

FIG. 8. – ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  -  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) correlation-diagram for whole-rocks and mineral separates of the Taveyannaz Sandstones and the Champsaur Sandstones. The NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) and various reservoirs (MORB, BSE, HIMU, EMII and continental crust) are shown after Zindler and Hart [1986].

l'ordre de  $-0,3\%$ , les magmas parents ne peuvent avoir possédé des compositions isotopiques supérieures à  $6,4\%$ , ce qui reste très proche des valeurs du manteau.

## SYNTHÈSE ET DISCUSSION

### Les caractères géochimiques du volcanisme andésitique

L'analyse des éléments en traces sur roches totales (grauwackes et cumulat) et minéraux séparés (plagioclase-amphibole-pyroxène) confirme la nature calco-alcaline des volcanites incluses dans les Grès de Taveyannaz et dans les Grès du Champsaur. En effet, tous les échantillons sont enrichis en LREE par rapport aux HREE [ $2 \leq (\text{La}/\text{Yb})_n \leq 15$ ]; par rapport au manteau primitif, ils présentent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti. Les plagioclases diffèrent des autres phases minérales par des teneurs globalement plus faibles en éléments en traces et des anomalies positives en Eu [ $2,3 \leq \text{Eu}/\text{Eu}^* \leq 3,6$ ]; ce qui est un caractère typique des plagioclases, de même que des anomalies positives en Sr et en Pb. L'enrichissement variable en éléments lithophiles (essentiellement en U et Th) et l'appauvrissement en Nb, Ta et Ti varient en fonction de la phase considérée. Après normalisation des données par rapport à la croûte continentale moyenne, ces anomalies disparaissent. De telles observations suggèrent pour l'origine de ces roches, soit la fusion d'un manteau métasomatisé lors de subductions antérieures, soit la participation d'un composant crustal (assimilation ou contamination) dans la genèse des laves.

Les  $\epsilon\text{Nd}$  sont positifs pour les échantillons de Grès du Champsaur et négatifs pour ceux de Grès de Taveyannaz. La diminution des  $\epsilon\text{Nd}$  ( $+3,4$  à  $-2,6$ ) se corrèle avec l'augmentation du ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ); ( $0,70570$  à  $0,70751$ ), des rapports ( $\text{La}/\text{Yb})_n$  ainsi qu'avec un enrichissement des teneurs en Th (élément lithophile). L'ensemble des données analytiques indique que ces roches dérivent d'une source mantellique plus ou moins contaminée par un composant crustal. Les échantillons de Grès du Champsaur, avec les  $\epsilon\text{Nd}$  les plus forts et les  $\epsilon\text{Sr}$  les plus faibles, présentent donc la plus forte signature mantellique. La composition isotopique en Nd du cpx prélevé dans les Grès de Taveyannaz en Suisse témoigne de la plus forte participation de ce composant crustal. Le cpx GC8 possède l' $\epsilon\text{Nd}$  le plus élevé et pourtant les

plus fortes teneurs en éléments lithophiles (fig. 6) et en Zr, Hf et Ta (fig. 4, tabl. I). Cette différence peut provenir d'un taux de fusion partielle très faible qui induirait une plus forte concentration des éléments les plus incompatibles dans le liquide.

En résumé, il apparaît assez clairement que l'influence crustale est globalement plus marquée au nord-est (Valais suisse) qu'au sud-ouest (Champsaur) dans la zone delphino-helvétique.

Les rapports isotopiques du strontium apporte des contraintes complémentaires sur la stabilité des systèmes isotopiques. Le Sr est considéré comme mobile lors des processus secondaires (altération ou métamorphisme). Les teneurs mesurées ne seraient alors plus représentatives de la composition globale du protolithe igné (fig. 4) et ceci entraînerait une correction d'âge erronée des rapports ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>. Les deux cpx (GT17c et GS10) présentant les rapports ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> les plus radiogéniques, comparables à ceux des grauwackes, proviennent de secteurs où le métamorphisme, enregistré par les grès, apparaît le plus fortement marqué à l'affleurement et à l'observation microscopique. Il semble donc que même les clinopyroxènes, minéraux considérés comme stables, n'auraient pas été totalement préservés des interactions chimiques durant l'épisode métamorphique de faible degré marqué par d'importantes circulations de fluides.

Les isotopes du plomb confirment la participation de la croûte continentale dans la genèse des magmas andésitiques en cause. On n'observe aucune variation au sein des Grès de Taveyannaz échantillonnés sur l'ensemble du secteur franco-suisse, ni entre les Grès du Champsaur et les Grès de Taveyannaz. Les rapports isotopiques du plomb, très sensibles à la participation d'un composant crustal, présentent des signatures où l'influence mantellique est nettement atténuée.

Etant données les signatures « enrichies » du magmatisme correspondant (éléments en traces, isotopes radiogéniques), particulièrement pour ce qui concerne le néodyme, élément de comportement classiquement considéré comme robuste au cours du métamorphisme, les données de l'oxygène impliquent que l'essentiel de ce caractère enrichi ait été acquis par contamination à la source [ex : James, 1981 ; Fourcade *et al.*, 1994 ; Eiler *et al.*, 2000]. En conséquence,

même si l'on ne peut exclure une contribution faible de la croûte continentale postérieurement à la fusion du manteau, ces résultats impliquent que ce manteau soit enrichi, peut-être métasomaté par d'anciennes subductions.

### Comparaison avec le magmatisme paléogène alpin contemporain

La figure 9 illustre une compilation des compositions isotopiques en Sr et Nd des roches magmatiques paléogènes des Alpes occidentales. La variation des  $\epsilon_{Nd}$  des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannaz est comparable à celle de l'ensemble des roches du massif de l'Adamello. Les ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> des composants ignés des Grès du Champsaur et des Grès de Taveyannaz, comparés à ceux des suites magmatiques de même âge données en référence, sont beaucoup plus hétérogènes. Cette hétérogénéité est vraisemblablement liée au métamorphisme qui a perturbé plus ou moins fortement les rapports isotopiques du Sr. Seul le cpx TV19 semble ne pas avoir été affecté par ce processus secondaire ; il aurait alors fonctionné en système clos et tombe parfaitement dans le champ des granitoïdes de l'Adamello. Les estérellites ont les Nd les plus élevés. Les andésites bréchiques de St Antonin ont des rapports isotopiques comparables à ceux des échantillons du Champsaur. Les roches de St Antonin et du Champsaur diffèrent surtout par leur type de gisement (nuées ardentes pour les Grès de St Antonin avec présence de galets granitiques permien). Le contexte géodynamique de mise en place de cette activité volcanique est à rapprocher de celui des estérellites, dont la formation serait liée au début de la subduction oligocène de lithosphère océanique sous le bloc Corso-Sarde et la Provence, avant l'ouverture du bassin Ligure [Réhault *et al.*, 1984 ; Gueguen *et al.*, 1998 ; Carminati *et al.*, 1998a et b].

Les signatures isotopiques des fragments andésitiques remaniés dans les Grès de Taveyannaz et dans les Grès du Champsaur sont globalement similaires à celles des roches magmatiques des Alpes internes. Les roches du massif de Bergell diffèrent de celles de l'Adamello par des rapports ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> légèrement plus radiogéniques. Les échantillons

des granitoïdes de Bergell ayant les rapports ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> les plus forts corrélés aux  $\epsilon_{Nd}$  les plus faibles, seraient issus de la fusion de la croûte continentale [Von Blanckenburg et Davies, 1995]. Nos échantillons, comme ceux provenant des massifs magmatiques internes, témoignent des influences d'au minimum deux sources magmatiques : l'une mantellique, l'autre crustale. Les compositions isotopiques suggèrent soit la participation d'un composant crustal fortement hétérogène, soit la contribution successive de la croûte continentale inférieure et de la croûte continentale supérieure. Le pôle mantellique est représenté par les roches basiques des massifs de Bergell et de l'Adamello et par le cpx du Champsaur ( $\epsilon_{Nd} \approx +4$ ). Ceci suggère la participation d'un liquide issu de la fusion du manteau lithosphérique hydraté plutôt qu'une contribution du manteau asthénosphérique (valeurs généralement plus élevées).

### Implications géodynamiques

Dans un paragraphe précédent, nous avons argumenté sur le caractère autochtone de ce matériel andésitique. Aussi considérons nous qu'à l'Oligocène inférieur le volcanisme se manifestait dans le bassin de sédimentation delphino-helvétique au début de son comblement par le flysch et/ou dans son voisinage immédiat.

Certes, une subduction pénécotemporaine aurait produit des roches calco-alcalines de signatures géochimiques et isotopiques comparables à celles des échantillons analysés. Plusieurs auteurs, convaincus de cette autochtonie de la composante volcanique des grès, ont cherché à lier cet épisode magmatique à une subduction à vergence ouest des parties internes de la chaîne sous l'avant-pays européen, durant l'Oligocène [Caby *et al.*, 1978 ; Giraud, 1983]. Cependant les recherches géologiques et géophysiques (sismiques et gravimétriques) menées, notamment dans le cadre des programmes ECORS-CROP et NP20, n'ont pas révélé de témoins d'un tel contexte géodynamique à l'Oligocène [Schmid *et al.*, 2000].

Reste que la contemporanéité et la similitude des compositions géochimiques et isotopiques établies entre les

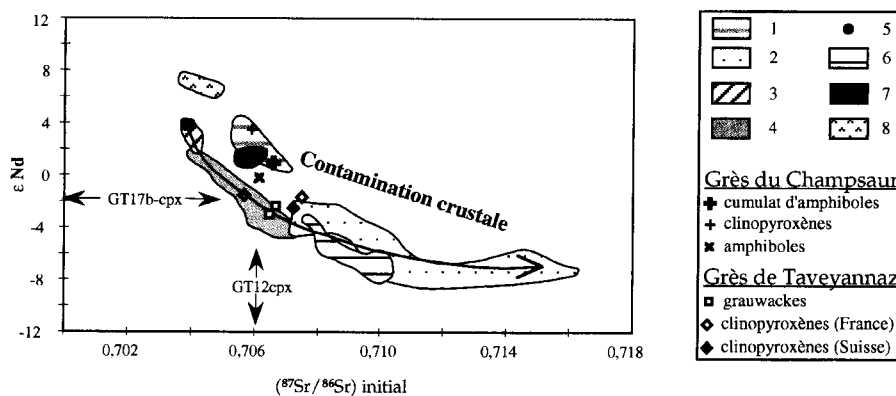


FIG. 9. – Compositions isotopiques Nd-Sr des roches magmatiques paléogènes.

1 : roches mafiques de Bergell ; 2 : granitoïdes de Bergell ; 3 : roches mafiques de l'Adamello ; 4 : granitoïdes de l'Adamello ; 5 : gabbro et hornblendite de l'Adamello ; 6 : autres granitoïdes des Alpes internes ; 7 : andésites de St Antonin (5 données) ; 8 : estérellites (4 données). 1, 2, 3, 4 et 6 : Von Blanckenburg et Davies [1995] ; 5 : Kagami *et al.* [1991] ; 7 et 8 : Lapiere, données non publiées.

FIG. 9. –  $\epsilon_{Nd}$  versus ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> for Paleogene magmatic rocks.

1 : mafic rocks of Bergell ; 2 : Bergell acidic intrusions and dykes of Adamello Massif ; 4 : Adamello acidic intrusions ; 5 : gabbro and hornblendite of Adamello Massif ; 6 : other acidic intrusions of internal Alps ; 7 : andesites of St Antonin (5 data) ; 8 : esterellites (4 données). 1, 2, 3, 4 et 6 : Von Blanckenburg and Davies [1995] ; 5 : Kagami *et al.* [1991] ; 7 et 8 : Lapiere, non-published data.

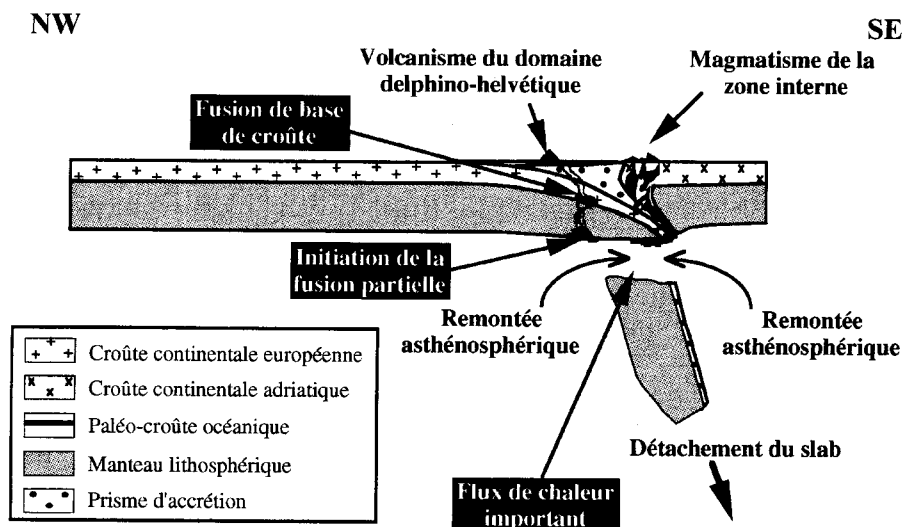


FIG. 10. – Modèle géodynamique de mise en place du magmatisme oligocène présent dans les zones internes et externes alpines (Grès de Taveyannaz et Grès du Champsaur). Coupe schématique à l'échelle lithosphérique.

FIG. 10. – *Geodynamic scenario showing the emplacement of the Oligocene magmatism in the internal and external Alpine zones. Schematic lithospheric cross-section in early Oligocene.*

produits volcaniques inclus dans la base (Grès de Taveyannaz et Grès du Champsaur) du flysch helvétique, d'une part, et des intrusions périadriatiques, d'autre part, suggèrent que les phénomènes magmatiques alpins correspondants se sont manifestés dans un même contexte géodynamique lithosphérique. Contexte qui intervient à l'Oligocène, peu de temps après le pic métamorphique lépontin des zones alpines internes [daté à 35-38Ma par Wai-bel, 1993 et Schmid *et al.*, 1996] et au cours de l'exhumation des roches métamorphiques HP de ces mêmes zones recoupées par les intrusions magmatiques péri-adriatiques.

Les modèles généralement pris en compte pour expliquer la genèse du magmatisme en zone de convergence lithosphérique sont la subduction, le détachement de la racine d'un édifice montagneux ou le détachement d'un panneau (ou « slab ») subduit. En fonction des données dont nous disposons, seul ce dernier modèle, proposé pour les Alpes par Von Blanckenburg et Davies [1995] ; Schmid *et al.* [1996] ; Von Blanckenburg *et al.* [1998] ; Stampfli *et al.* [1998] fournit une explication cohérente à la contemporanéité et à la proche parenté magmatique des éruptions volcaniques de la zone delphino-helvétique et des intrusions péri-adriatiques.

Selon ce modèle (fig. 10) le détachement du « slab » subduit (lithosphère liguro-piémontaise, Briançonnaise et valaisanne) vers le SE et sous le prisme d'accrétion des zones internes et le bord de la plaque adriatique, intervient quand la partie delphino-helvétique entre à son tour en subduction. La remontée asthénosphérique qui suit le détachement en remplacement du « slab », induit la remontée des isothermes et par voie de conséquence la fusion partielle du manteau lithosphérique alpin, du bassin delphino-helvétique aux zones internes. Le magma produit, lors de sa traversée de la lithosphère, provoque une fusion de la base de la croûte continentale puis, au cours de son ascension jus-

qu'à la surface, assimile de la croûte supérieure, acquérant de la sorte ses caractéristiques géochimiques.

Comment interpréter enfin, d'une part, l'alignement SW-NE du volcanisme dans le bassin delphino-helvétique septentrional et, d'autre part, l'influence crustale globalement plus marquée au nord (Taveyannaz) qu'au sud (Champsaur) ? Un début de réponse peut être avancé en prenant en compte la fracturation de la partie de la marge européenne porteuse du bassin delphino-helvétique et encore non affectée par la collision alpine à l'Oligocène inférieur. L'ascension du magma qui alimenta le volcanisme de Taveyannaz a pu suivre une fracture majeure de direction cévenole SW-NE héritée de la distension tardi-hercynienne et qui affectait la croûte continentale, voire la lithosphère européenne. Cette faille aurait été par la suite inversée en chevauchement crustal, lors du raccourcissement de la zone externe alpine intervenu à partir de l'Oligocène moyen à supérieur. Ainsi se trouverait expliqué l'alignement des affleurements des Grès de Taveyannaz, de la Savoie à la Suisse centrale. Quant à la plus faible influence crustale notée dans le volcanisme du Champsaur, celle-ci pourrait être induite par un amincissement crustal plus marqué à l'intersection de deux systèmes de fractures majeures : les fractures cévenoles précédemment signalées et les fractures sud-pelvousiennes. En effet, la bordure sud du Pelvoux est caractérisée par un linéament de direction nord-ouest-sud-est (direction sud Pelvoux-Argentera) hérité des fractures crustales (lithosphériques ?) de l'extension téthysienne [Lemoine *et al.*, 1989 ; Bouillin *et al.*, 1997].

*Remerciements.* – Nous remercions Bernard Doudoux et Pierre Tricart, nos guides sur les affleurements du col du Sanetsch (Suisse) et du Champsaur. Merci à Serge Fourcade et François Martineau pour avoir réalisé les analyses isotopiques de l'oxygène à l'Université de Rennes ainsi que Philippe Telouk et l'équipe de l'ENS Lyon pour l'utilisation de l'ICP-MS P54.

Mireille Polvé et André Michard par leurs remarques et suggestions ont contribué à l'amélioration de cette communication. Qu'ils en soient remerciés.

## Références

- BARRAT J.-A., KELLER F., AMOSSÉ J., TAYLOR R.N., NESBIT R.W.A. & HIRATA T. (1996). – Determination of rare earth element in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. – *Geostand. Newslett.*, **20**, 133-139.
- BEN OTHMAN D., WHITE W.M. & PATCHETT J. (1989). – The geochemistry of marine sediments, island-arc magma genesis and crust-mantle recycling. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 1-21.
- BOUILLIN J.-P., PECHER A. & ROLLAND Y. (1997). – Les filons sédimentaires jurassiques du Pelvoux enregistreurs des déformations alpines de la bordure orientale du massif cristallin externe de l'Oisans (Alpes occidentales). – *C. R. Acad. Sci.*, **324**, 409-416.
- CABANIS B., COCHEME J.J., VELLUTINI P.J., JORON J.L. & TREUIL M. (1990). – Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica: an assessment based on mineralogy and trace-element geochemistry. – *Journ. Volc. Geoth. Res.*, **44**, 67.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978). – Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. – *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), **XX**, 4, 307-322.
- CARMINATI E., WORTEL M.J.R., MEIJER P.T.H. & SABADINI R. (1998b). – The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 667-679.
- CARMINATI E., WORTEL M.J.R., SPAKMAN W. & SABADINI R. (1998a). – The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 651-665.
- CLAYTON R.N. & MAYEDA T.K. (1963). – The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 43-52.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA G., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998). – The Variscan post-collisional volcanism in late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis. – *Lithos*, **45**, 305-328.
- DIDIER J. & LAMEYRE J. (1978). – Les brèches volcaniques du Merdassier (synclinal de Thônes, Haute-Savoie), élément nouveau dans le débat sur l'origine des grès de Taveyenne. – *C. R. Acad. Sci.*, **286**, (D), 583-585.
- DOSTAL J., COULON C. & DUPUY C. (1982). – Cenozoic andesitic rocks of Sardinia (Italy). In: R.S. THORPER Ed., *Orogenic andesites and related rocks*. – John Wiley, New York, 353-370.
- EILER J.M., CRAWFORD A., ELLIOT T., FARLEY K.A., VALLEY J.W. & STOLPER E.M. (2000). – Oxygen isotope geochemistry of oceanic lavas. – *J. Petrol.*, **41** (2), 229-256.
- FÉRAUD G., RUFFET G., STEPHAN J.F., LAPIERRE H., DELGADO E. & POPOFF M. (1995). – Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales: existence d'un événement magmatique bref généralisé. – Séance spé. de la Soc. géol. de France et de l'Assoc. des géologues du SE « *Magmatismes dans le sud-est de la France* », p. 38.
- FOURCADE S., MAURY R.C., DEFANT M. & McDERMOTT F. (1994). – Mantle metasomatic enrichment versus arc crust contamination in the Philippines: oxygen isotope study of Batan ultramafic nodules and northern Luzon arc lavas. – *Chem. Geol.*, **114**, 199-215.
- GARIEPY C. & ALLEGRE C.J. (1985). – The lead isotopic geochemistry and geochronology of late-kinematic intrusions from the Abitibi greenstones belt, and implications for late Archean crustal evolution. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2371-2383.
- GIRAUD J.D. (1983). – L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales: pétrologie-volcanologie-signification géodynamique. – Thèse, Nice, 107 p.
- GIRAUD J.D. & DIDIER J. (1981). – Présence de manifestations volcaniques autochtones à la base des grès de Taveyenne du secteur de Flaine-l'Arbaron (Haute-Savoie, France). – *C. R. Acad. Sci.*, **292**, (II), 369-372.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998). – On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. – *Tectonophysics*, **298**, 259-269.
- JAMES D.E. (1981). – The combined use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **9**, 311-344.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & MARTINOTTI G. (1989). – Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: COWARD & DIETRICH Eds., *Alpine tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **45**, 339-352.
- KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W., DIETRICH V. & STEIGER R.H. (1991). – Nd-Sr isotopic and geochemical characteristics of the southern Adamello (northern Italy) intrusives: Implications for crustal versus mantle origin. – *J. Geophys. Res.*, **96**, (B9), 14,331-14,346.
- LAPIERRE H., TARDY M., TRICART P., FERAUD G., MASCLE G.H., STEPHAN J.F. & SENEBIER F. (1995). – Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveyenne, du Champsaur et de Saint Antonin. – *Magmatisme dans le Sud-Est de la France*, Nice, 25-26 Octobre 1995, abstracts, 35-37.
- LAPIERRE H., DUPUY V., MERCIER DE LÉPINAY B., BOSCH D., MONIE P., TARDY M., MAURY R.C., HERNANDEZ J., POLVE M., YEGHICHEYAN & COTTEN J. (1997). – Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. – *J. Geol.*, **107**, 193-207.
- LATELTIN O. (1988). – Les dépôts turbiditiques oligocènes d'avant-pays entre Annecy (Haute-Savoie) et le Sanetsch (Suisse). Grès de Taveyenne et du Val d'Illeiz. – Thèse Fribourg, 127 p.
- LATELTIN O. & MÜLLER D. (1987). – Evolution paléogéographique du bassin des Grès de Taveyenne dans les Aravis (Haute-Savoie) à la fin du Paléogène. – *Eclogae Geol. Helv.*, **80**, 1, 127-140.
- LEAKE B.E., WOOLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTHORNE F.C., KATO A., KISCH H.J., KRIVOVICHEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J., MARESH W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W. & YOUZHI G. (1997). – Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, **9**, 623-651.
- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.Y., DUMONT T., DE GRACIANSKY P.C., GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERTS D. & TRICART P. (1989). – Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. – *C. R. Acad. Sci.*, **309**, (II), 1711-1716.
- MANHES G., ALLEGRE C.-J., DUPRE B. & HAMELIN B. (1978). – Lead-Lead systematics, the age and chemical evolution of the Earth in a new representation space. – Open File Report U.S., Geological Survey, 8 p.
- MANHES G., ALLEGRE C.-J., DUPRE B. & HAMELIN B. (1980). – Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complex: speculation about the age of the Earth and primitive mantle characteristics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, 370-382.
- MERCIER DE LÉPINAY B. (1981). – Etude géologique de la région des Gets et de Samoens (Haute-Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques. – Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. P. & M. Curie, Paris et Univ. de Savoie, 216 p.
- MORIMOTO M., FABRIES J., FERGUSON A.K., GINZBURG I.V., ROSS M., SEIFERT M.A. & ZUSSMAN J. (1988). – Nomenclature of clinopyroxenes. – *Mineralogy, magmatism*, **52**, 535-550.
- PECCERILLO A. (1999). – Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. – *Geology*, **27**, 315-318.
- PIQUE A., AÏT BRAHIM L., ELAZZOUI M., MAURY R.C., BELLON H., SEMROUD B. & LAVILLE E. (1998). – Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 575-581.
- RADELLI L. & DESMONS J. (1997). – L'histoire Eocène-Miocène inférieur des Alpes est celle d'un arc magmatique continental. – *Atti Tic. Sc. Terra*, **39**, 205-216.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean basin geological evolution. – *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- RUDNICK R.L. & FOUNTAIN D.M. (1995). – Nature and composition of the continental crust; a lower crustal perspective. – *Rev. Geophys.*, **33**, 267-309.
- RUFFINI R., COSCA M.A., D'ATRI A., HUNZIKER J.C. & POLINO R. (1994). – The volcanic supply of the Taveyenne turbidites (Savoie,



- France) : a riddle for Tertiary Alpine volcanism. – *Accademia Naz. Scienze detta dei XL, Roma, Atti convegno Rapporti Alpi-Appennino, Peveragno*, 359-376.
- RUFFINI R., POLINO R., CALLEGARI E., HUNZIKER J.C. & PFEIFER H.R. (1997). – Volcanic clast-rich turbidites of the Taveyenne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France) : records for a Tertiary postcollisional volcanism. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **77**, 2, 161-174.
- SAWATSKI G.G. (1975). – Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyenne et Grès du Val d'Illeiz. – *Arch. Sci. Genève*, **28**, 3, 265-368.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., FROITZHEIM N., SCHÖNBORN G. & KISSLING E. (1996). – Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics*, **15**, 1036-1064.
- SCHMID S.M. & KISSLING E. (2000). – The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. – *Tectonics*, **19**, 62-86.
- SINCLAIR H.D. (1992). – Turbidite sedimentation during Alpine thrusting : the Taveyenne sandstones of eastern Switzerland. – *Sedimentology*, **39**, 463-482.
- STAMPFLI G.M., MOSAR J., MARCHANT R., BAUDIN T. & BOREL G. (1998). – Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. – *Tectonophysics*, **296**, 159-204.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implication for the mantle composition and process. In : A.D. SAUNDERS and M.J. NORRIS Eds., *Magma-tism in the ocean basins*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A. & POTTS P.J. (1984). – Petrogenesis of calco-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the north-western Alps, Italy. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 209-220.
- VON BLANCKENBURG F. & DAVIES J.H. (1995). – Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. – *Tectonics*, **14**, 1, 120-131.
- VON BLANCKENBURG F., KAGAMI H., DEUTSCH A., OBERTI F., MEIER M., WIEDENBECK M., BARTH S & FISCHER H. (1998). – The origin of Alpin plutons along the Periadriatic Lineament. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **78**, 55-66.
- WAIBEL A.F. (1990). – Sedimentology, petrographic variability and very-low-grade-metamorphism of the Champsaur sandstone (Paleogene, Hautes-Alpes, France). Evolution of volcanoclastic foreland turbidites in the external western Alps. – Thèse, Genève, 2392, 140 p.
- WAIBEL A.F. (1993). – Nature and plate-tectonic significance of orogenic magmatism in the European Alps : a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **73**, 391-405.
- ZECK H.P. (1996). – Betic-Rif orogeny : subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. – *Tectonophysics*, **254**, 1-16.
- ZECK H.P., KRISTENSEN A.B. & WILLIAMS I.S. (1996) – Post-collisional volcanism in a sinking slab setting – crustal anatexis origin of pyroxene-andesite magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran volcanic province, southeastern Spain. – *Lithos*, **45**, 499-522.
- ZINDLER A. & HART S. (1986). – Chemical geodynamics. – *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, **14**, 493-571.

