



HAL
open science

Géochronologie des socles alpins internes, implications géodynamiques

François Guillot

► **To cite this version:**

François Guillot. Géochronologie des socles alpins internes, implications géodynamiques. Planète et Univers [physics]. Université des Sciences et Technologies de Lille 1, 2005. tel-01670346

HAL Id: tel-01670346

<https://theses.hal.science/tel-01670346v1>

Submitted on 21 Dec 2017

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.

Mémoire

présenté à

l'Université des Sciences et Technologies de Lille

pour obtenir

l'Habilitation à Diriger des Recherches

en Sciences Naturelles

par **François Guillot**

Géochronologie des socles alpins internes

Implications géodynamiques

soutenu le 29 avril 2005 devant la commission d'examen :

Jean-Michel Bertrand	CNRS, Chambéry
François Bussy	Univ. Lausanne
Jean-Louis Mansy	Univ. Lille
Christian Pin	CNRS, Clermont-Ferrand
Riccardo Polino	Univ. Torino
Jean-Luc Potdevin	Univ. Lille
Nicolas Tribovillard	Univ. Lille

Résumé – Abstract

Résumé.- Les Alpes occidentales comprennent une part notable de terrains antérieurs au Mésozoïque. Sauf pour les séries houillères datées par des fossiles du Namurien au Stéphaniens, l'âge des terrains n'était pas précisément déterminé. Le progrès des techniques radiochronologiques, en particulier de la datation du zircon par la méthode isotopique uranium-plomb, permet d'y ébaucher une chronostratigraphie. Dans six articles publiés de 1991 à 2002 et un à paraître, sept massifs dits de socle sont datés, la première fois pour plusieurs d'entre eux. Les âges ont été obtenus d'abord par la méthode conventionnelle (dilution isotopique) dans divers laboratoires (Bruxelles, Nancy, Zürich, Clermont-Ferrand). Pour plusieurs gneiss polycycliques ou ex-granitoïdes calco-alcalins où cette méthode était gênée par des problèmes d'héritage, des moyennes d'âges ponctuels $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur zircon ont été obtenues avec les SHRIMP de Perth et Canberra (valeurs marquées * ci-après, données à 1σ près) ou avec la sonde ionique Cameca IMS-1270 de Nancy (**, id.). Les cas où les deux méthodes ont été employées montrent un bon accord entre leurs résultats respectifs.

Massifs cristallins externes.- Les micaschistes du Rameau Externe de Belledonne auraient moins de *570 Ma, âge minimal de leur zircon détritique. Par ailleurs, les massifs cristallins externes montrent surtout des granites carbonifères (datés par d'autres auteurs) qui sont presque absents des zones internes.

Massifs cristallins internes.- Le granite de Costa Citrin aurait été mis en place dans le Houiller briançonnais vers la limite Viséen-Namurien (324 ± 17 , 323 ± 8 Ma). Dans les Gneiss du Sapey un orthogneiss (485 ± 50 , * 482 ± 5 Ma) et un métagranite (458 ± 41 , * 452 ± 5 Ma) sont ordoviciens. Quatre roches du massif du Ruitor (métavolcanites: 471 ± 5 , 468 ± 22 Ma, gneiss œillés: ** 465 ± 11 , 460 ± 7 Ma) ont aussi des âges ordoviciens. En Vanoise-Ambin deux granophyres (507 ± 9 , 511 ± 9 Ma) et une métarhyolite (484 ± 88 , * 500 ± 8 Ma) datent du Cambro-Ordovicien. Intrusive dans les métasédiments noirs de Vanoise, la diorite de Cogne date du Tournaisien (357 ± 24 , * 356 ± 3 Ma). Le massif du Grand Paradis a livré uniquement des âges permians, tant pour ses métavolcanites ($271 \pm 2,5$, 279 ± 5 Ma) que pour diverses familles de granite (272 ± 32 , * 269 ± 6 , $277,7 \pm 3,3$, $264-275$, * 271 ± 3 , 274 ± 4 Ma) ou pour une enclave dans un granite (281 ± 44 , * 263 ± 36 Ma).

Dans certaines de ces unités, d'autres auteurs ont trouvé des âges similaires. Ainsi datées, les histoires géodynamiques paléozoïques montrent des différences entre la partie externe et la partie interne, pennique, des Alpes occidentales. Le domaine pennique a plus de similitudes avec la plaque apulienne qu'avec l'Europe stable. Sous réserve de confirmations, ceci pourrait avoir des répercussions sur les modèles de structure des Alpes. Attribuer au Permocarbone tous les socles internes, une des hypothèses à la base du modèle traditionnel des "nappes de recouvrement" hérité d'Argand, est en tout cas désormais sans fondement. Nos travaux en cours explorent d'autres modèles, à partir de la stratigraphie et des structures en Vanoise et en zone houillère. Des phénomènes précoces de résédimentation syntectonique tardi- à post-éocène de la couverture sont attribués à l'arrivée de la subduction. L'essentiel des structures semble dû au raccourcissement vertical pendant l'exhumation postérieure au maximum de pression.

Abstract.- The Western Alps comprise major outcrops of pre-Mesozoic massifs. Only the Upper Carboniferous units, rich in Coal Measures, were dated previously with some precision owed to their fossil content. Current progress in radiochronology, especially for the isotopic U-Pb on zircon dating method, has allowed advances regarding the age of the basement rocks. Six papers are reproduced, published between 1991 and 2002 (plus one on progress), where ages of rocks from seven basement massifs have been determined, most of them for the first time. The conventional method by isotope dilution in various laboratories (Brussels, Nancy, Zurich, Clermont-Ferrand) has yielded a number of results. Protolith age determinations by the conventional method were often hampered by inheritance problems in polycyclic orthogneisses and/or calc-alkaline metagranitoids. There, ion microprobes (SHRIMP at Perth and Canberra / ages marked by '*' hereafter, given within 1σ errors; Cameca IMS-1270 at Nancy / '**', id.) allowed establishing average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon ages of polycyclic rocks. Comparative trials suggest a fair agreement between ages from both methods.

External Crystalline Massifs.- The external-most 'Rameau Externe de Belledonne' micaschists yielded a minimum detrital zircon age of *570 Ma. Other authors have shown that the dominant rocks of the External basements are Carboniferous granites, while such formations are almost absent in the Internal zones.

Internal Crystalline Massifs.- The Costa Citrin granite, apparently emplaced into the 'Zone briançonnaise' Upper Carboniferous series, has ages within error at the Viséan-Namurian boundary (324 ± 17 , 323 ± 8 Ma). In the 'Gneiss du Sapey', one orthogneiss (485 ± 50 , * 482 ± 5 Ma) and one metagranite (458 ± 41 , * 452 ± 5 Ma) are Ordovician in age. Four rocks of the Ruitor Massif (metavolcanics: 471 ± 5 , 468 ± 22 Ma, augengneisses: ** 465 ± 11 , 460 ± 7 Ma) also yielded Ordovician ages. In the Vanoise-Ambin Massifs two granophyres (507 ± 9 , 511 ± 9 Ma) and one metarhyolite (484 ± 88 , * 500 ± 8 Ma) have late Cambrian to early Ordovician ages. Black metasediments of Vanoise have been intruded by the Cogne diorite during the Tournaisian (357 ± 24 , * 356 ± 3 Ma). The Grand Paradiso Massif felsic rocks have yielded only Permian ages: metavolcanics ($271 \pm 2,5$, 279 ± 5 Ma), various generations of granite (272 ± 32 , * 269 ± 6 , $277,7 \pm 3,3$, $264-275$, * 271 ± 3 , 274 ± 4 Ma) with one included enclave (281 ± 44 , * 263 ± 36 Ma).

Similar ages have been found from some rocks of those units by other authors. Based on the available ages, the succession of Palaeozoic tectonic settings in the Penninic basements is different from the succession known in the External zones. More similarities are found with the Apulian plate (to the E) than with stable Europe (to the W). If confirmed, this statement might bring dramatic changes to the structural models of the Alps. Whatever the answer, the hypothesis of a Permocarbone age for all the Internal basements is definitely obsolete, while it was a basic tenet of the traditional Argand's model of 'Nappes de recouvrement'. Our current work questions alternate models, based on local stratigraphy and structures in the Vanoise and 'Zone houillère' realms. Late- to post-Eocene cover resedimentations might have occurred at the onset of subduction events. The main observable structures are related to vertical shortening during post-peak pressure exhumation.

SOMMAIRE

Résumé – Abstract.....	2
Préambule.....	5
I Introduction	7
I.1 Contenu du mémoire	9
I.2 Aperçu des travaux accomplis.....	9
I.2.1 Parcours professionnel.....	9
I.2.2 Géochimie et géologie structurale	10
I.2.3 Sédimentologie.....	11
I.2.4 Géochronologie.....	11
I.3 Enseignement et encadrements de recherches accomplis.....	12
I.4 Recherches et encadrements en cours.....	13
I.4.1 Retour aux structures alpines	13
I.4.2 Diorite de Cogne.....	15
I.4.3 De nouvelles datations de socles alpins.....	16
I.4.4 Datation de bentonites du Frasnien	16
II Datations de socles des Alpes internes	19
Progrès de la datation U-Pb.....	21
II.1 Publication 1 Guillot et al. 1991	23
II.2 Publication 2 Guillot et al. 1993	29
II.3 Publication 3 Bertrand et al. 1998	45
II.4 Publication 4 Bertrand et al. 2000a	63
II.5 Publication 5 Bertrand et al. 2000b	69
II.6 Publication 6 Guillot et al. 2002	94
II.7 Publication 7 Bertrand et al. 2005 (soumis à Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.)	109
III Synthèse : géodynamique varisque des Alpes.....	123
Publication 8 Guillot & Mansy 2005 (soumis à Geol. Soc. Spec. Papers)	125
IV Travaux en cours	133
IV.1 Publication 9 Bertrand et al. 2005 (soumis à Eclogae geol. Helv.)	135
IV.2 Publication 10 Guillot 2005 (en cours à l'intention de Eclogae geol. Helv.)	159
IV.3 Publication 11 Knafel et al. 2004	177
V Conclusions.....	193
V.1 Idées traditionnelles	195
V.2 Apports de nos travaux	197
V.2.1 Données nouvelles.....	197
V.2.2 Conséquences paléogéographiques.....	198
V.3 Tectonique alpine en Vanoise septentrionale.....	199
V.4 Structure des Alpes occidentales	204
Références	207

Préambule

Après vingt-quatre ans de présence au bâtiment des Sciences de la Terre de l'université de Lille 1, je tiens à remercier ceux qui m'ont accueilli ici. Parmi eux, Jean-Louis Mansy a accepté d'être mon directeur de recherche, de me renouveler sa confiance chaque année depuis la disparition prématurée de Jean-François Raoult. Qu'il accepte l'expression de ma gratitude.

Mes recherches à l'Université des Sciences et Technologies de Lille ont eu pour hôtes le Laboratoire de Géologie Structurale et Régionale et ses successeurs. Il s'agit actuellement du Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires (UMR 8110 du CNRS) dont le directeur, Jean-Luc Potdevin, a accepté de me rattacher à son équipe de chercheurs en 2001. J'espère contribuer au succès du laboratoire qu'il a créé avec tant d'énergie et le remercie d'avoir ainsi encouragé mon travail dans ces murs.

Merci aux étudiants et chercheurs des universités de Grenoble, Chambéry, Nancy, Bruxelles, Lille, Zürich, Clermont-Ferrand et Lausanne qui ont participé ou participent encore aux travaux de terrain et de laboratoire. Les datations, une part majeure des résultats énumérés dans ce mémoire, ont été réalisées à Bruxelles (Musée Royal d'Afrique Centrale et Université Libre de Bruxelles, Jean-Paul Liégeois), Nancy (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Jacques Leterrier, Étienne Deloule et Jean-Michel Bertrand), Perth (Curtin University, Robert T. Pidgeon et Jean-Michel Bertrand), Zürich (Eidgenössische Technische Hochschule, Urs Schaltegger), Clermont-Ferrand (Laboratoire Magmas et Volcans, Jean-Louis Paquette et Jean-Michel Bertrand) et Canberra (Australian National University, Richard Armstrong et Jean-Michel Bertrand).

Jean-Michel Bertrand, dit Jimmy, a eu un rôle essentiel dans les succès de mes travaux scientifiques. Dans ce mémoire j'emploie souvent le « nous ». Ce n'est jamais le « nous » de majesté mais il veut dire en général « Jimmy et moi ». Ce mémoire lui est dédié.

I Introduction

I.1. Contenu du mémoire

Ce mémoire ne constitue pas une publication scientifique mais a plutôt la vocation d'un rapport d'activités. J'ai choisi de grouper dans le premier chapitre les aspects se rapportant au déroulement de ma carrière et à mes projets de recherche, avant d'exposer mes résultats et mes travaux en cours dans le reste du mémoire. Je dois commencer ce chapitre en signalant ma situation professionnelle assez particulière pour un candidat à l'Habilitation, qui explique certains aspects de mon itinéraire scientifique, notamment sa durée.

Le plus gros de mon travail publié concerne la géochronologie des socles alpins internes. Les résultats remettent en cause la notion de Permocarbonifère telle que mes prédécesseurs l'avaient envisagée. Le second chapitre de ce mémoire est la reproduction de mes travaux à ce sujet, comprenant l'intégralité des datations effectuées. Dans le troisième chapitre les âges trouvés servent à retracer les événements varisques dans les socles alpins.

Outre les résultats sur l'âge des socles, j'ai accumulé au long de mes campagnes de terrain des données cartographiques et structurales. Leur interprétation telle que je l'envisageais il y a vingt ans, lorsque l'on commençait à peine à tenter d'adapter le vénérable modèle des nappes aux idées récentes de la tectonique des plaques, n'est plus possible aujourd'hui. Je présente dans le quatrième chapitre des travaux structuraux en cours d'élaboration depuis quelques années. Au cinquième chapitre est proposée une brève conclusion prospective quant à la structure des Alpes.

I.2 Aperçu des travaux accomplis

I.2.1 Parcours professionnel

Étudiant en 1969-1971 en classes de Mathématiques Supérieures et Mathématiques Spéciales à Grenoble, j'ai été deux ans élève-ingénieur de l'École Nationale Supérieure des Télécommunications à Paris. Je l'ai quittée volontairement en 1973 avec l'équivalence d'une licence de Sciences. De retour à Grenoble, je profitai en Faculté d'une loi "Edgar Faure" destinée à encourager la pluridisciplinarité en m'inscrivant dans une maîtrise mixte, partagée entre "Statistiques et Applications Fondamentales" et "Géologie Structurale". J'obtins ce dernier Certificat en 1975 avec l'aide de M. Claude Kerckhove, enseignant en géologie à Grenoble, qui m'aménagea un parcours de rattrapage en géologie. J'avais trouvé ma vocation mais en même temps la réussite au concours du CAPES en 1974 fit de moi un professeur

de mathématiques, en collège (et dans l'Armée de l'Air pendant un an) de 1975 à 1986 puis en lycée jusqu'en 2001. Je suis revenu à la géologie en 1980, entreprenant un DEA à Lille, académie où le hasard des mutations de jeunes professeurs m'avait conduit. Cette université m'ayant obligeamment accueilli, et les études entreprises me ramenant à la montagne chaque été, je suis resté lillois. Actuellement en congé de l'Éducation nationale, je serai dans un an libre de toute obligation professionnelle et à la recherche d'un nouvel emploi.

I.2.2 Géochimie et géologie structurale

J'ai commencé en 1981 à étudier les Alpes à l'invitation de Jean-François Raoult, professeur à Lille. Mon travail de DEA fut de cartographier la limite tectonique entre zone houillère, à l'Ouest, et zone Vanoise, à l'Est (**Guillot 1982**) entre La Plagne et Les Arcs (département de Savoie). Tout en étendant le domaine cartographié (travail publié dans trois feuilles de la carte géologique de France: **Debelmas *et al.* 1989; Debelmas *et al.* 1991; Deville *et al.* 1991**), c'est au Permien (**Guillot & Raoult 1984**) puis au socle de Vanoise septentrionale, dans les massifs de Bellecôte et du Mont Pourri, que je me suis consacré les années suivantes (**Guillot *et al.* 1986**) pour en faire l'objet de ma thèse d'université (**Guillot 1987**).

L'essentiel des résultats de cette thèse a fait l'objet d'un article ultérieur (**Guillot *et al.* 1993**, reproduit au II.2) Le socle de Vanoise septentrionale, dépourvu de fossiles mais comportant des schistes noirs, était auparavant considéré comme une variété de Permocarbone riche en roches volcaniques. La chimie de ses roches magmatiques bimodales, qui constituent en volume plus de la moitié du socle, me permit de montrer leur caractère anorogénique, bien éloigné donc de la parenté calco-alcaline des diorites, andésites et rhyolites connues en zone houillère (**Vatin-Pérignon *et al.* 1992**). De plus les schistes noirs n'ont aucun des faciès sédimentaires du Houiller, se rapprochant plutôt de dépôts fins distaux, de bassin profond anoxique, avec de forts apports d'origine volcanique. J'en avais conclu que la série du socle daterait probablement de l'Ordovicien ou du Silurien du fait d'analogies avec diverses séries de ces âges, notamment dans les Ardennes, sans pouvoir alors exclure le Dévono-Dinantien (**Blieck *et al.* 1988**).

Dans mon interprétation structurale je suivais les habitudes de l'époque, m'efforçant de dénombrer plusieurs phases de déformation alpine. La première phase aurait été la mise en place des nappes avec les Schistes lustrés en position haute, la Vanoise au milieu puis la zone houillère en dessous. Je voyais dans le massif de Bellecôte un méga pli de phase 1, couché au Nord, à cœur de socle et enveloppe de couverture adhérente à ce socle. Aucune microstructure ne pouvant indubitablement être reliée à cette phase 1 sur le terrain, l'on y attribuait par défaut la foliation dite S_{0-1} microscopique,

antérieure à la schistosité principale S_2 . Le rétrocharriage vers l'ESE correspondait à la phase 2, consistant en un énergique déversement vers l'Est des structures antérieures, associé à une schistosité pénétrative S_2 bien réglée, à pendage à l'WNW. Enfin ma phase 3 était une remise en mouvement vers l'Ouest des parties supérieures de l'édifice à la faveur d'accidents plats à modérément inclinés à l'Est, jalonnés de roches broyées, postérieurs à la schistosité S_2 et tranchant toutes les structures antérieures. On trouvera plus loin (chap. IV-V) des conceptions tectoniques plus récentes.

I.2.3 Sédimentologie

Je dois rajouter à cette somme de travail de géologie générale des recherches sur un terrain plus proche de Briançon, dans la vallée de Névache, concernant le Permien versicolore et le Trias inférieur quartzitique. J'avais déjà abordé le sujet avant ma thèse en décrivant le Permien de Vanoise, métamorphique et assez déformé (**Guillot & Raoult 1984**), qui affleure à La Plagne (Savoie). L'occasion d'observer une série équivalente moins abîmée me fut fournie par Jean Fabre (CNRS, Grenoble) et Marcel Burri (Univ. Lausanne) qui m'avaient fait connaître cette série de Névache (département des Hautes-Alpes) située au bord externe de la zone houillère. L'étude sédimentologique détaillée des quartzites dits du Werfénien (**Guillot *et al.* 1992; Guillot *et al.* 1994; Deroin *et al.* 1996**) a bénéficié du voisinage à Lille d'Irfan Cibaj, spécialisé dans la sédimentologie séquentielle des dépôts silicoclastiques. Notre travail me permit de compléter ma collection de terrains alpins primaires ou, pour employer une vieille expression, de couvrir la totalité de la "série siliceuse" des Alpes internes. Dans l'optique adoptée au chapitre III de ce mémoire, nos résultats ont eu surtout un intérêt paléogéographique: au Permien terminal et au Trias inférieur le domaine briançonnais était déjà marin, 20 à 30 millions d'années avant le domaine externe des Alpes. Ceci s'ajoute à toute une liste de différences entre les deux domaines, du Cambrien à l'Éocène, dont certaines sont évoquées aux chapitres III à V.

I.2.4 Géochronologie

L'ayant proposée dans ma thèse, j'ai cherché à vérifier si l'idée d'un âge anté-houiller pouvait être mieux assurée pour les prétendus Permocarbonifères, celui de Vanoise d'abord puis ceux des massifs voisins. Le granophyre du Mont Pourri semblait un bon candidat à la datation: c'est une formation à texture granophyrique préservée, donc manifestation magmatique, et contenant du zircon. Obtenu grâce à la participation financière du CNRS (en la personne de Jean Fabre) et scientifique de Jean-Paul Liégeois (Univ. Libre de Bruxelles), le résultat dépassa mes espérances: 507 Ma \pm 9 Ma, non

loin de la limite Cambrien-Ordovicien (**Guillot *et al.* 1991**; article reproduit au II.1). Cet âge a été considéré comme surprenant pendant plusieurs années par nombre de mes interlocuteurs mais des confirmations y ont été apportées par la suite, avec les âges de trois autres granitoïdes de type A en zone Vanoise: 500 Ma \pm 3 Ma, 480 Ma \pm 5 Ma, 512 Ma \pm 7 Ma (respectivement par: **Bussy *et al.* 1996a**; **Bertrand & Leterrier 1997**; **Bertrand *et al.* 2000a**). Dans les quatre cas, les zircons ont la même morphologie, typique d'un magma alcalin, et ne montrent aucun héritage.

Par la suite en faisant équipe avec Jean-Michel Bertrand (co-auteur de tous les travaux qui ont suivi, reproduits au chapitre II) nous avons étendu les datations à diverses unités de socle dans les Alpes, des plus externes aux plus internes. Après la Vanoise, diverses forteresses sont tombées. La série flyschöide du Rameau Externe de Belledonne serait du Précambrien terminal, représentant peut-être le seul Précambrien connu des Alpes. Les Gneiss du Sapey (**Bertrand *et al.* 2000b**) et le Ruitor (**Guillot *et al.* 2002**) ont été datés de l'Ordovicien. La diorite de Cogne est éo-carbonifère (**Bertrand *et al.* 2000b**) et le Grand Paradis semble entièrement permien (**ibid.** et **Bertrand *et al.* en cours**). Je reproduis les articles correspondants dans le chapitre II et j'en fais un début de synthèse et d'application dans la suite du mémoire. Avec François Bussy qui a trouvé indépendamment des âges similaires renforçant la vraisemblance de nos résultats, nous avons contribué à découvrir dans la zone pennique des Alpes (1) un épisode d'extension fini-cambrien vers 520-480 Ma, (2) une orogène éo-calédonienne vers 480-450 Ma et (3) des événements magmatiques permien vers 290-270 Ma. Les rares indices d'événements varisques sont évoqués au chapitre III.

I.3 Enseignement et encadrements de recherches accomplis

Comme je l'ai signalé plus haut, j'ai exercé mon métier de professeur de mathématiques en collège et lycée en pratiquant la géologie comme seconde activité. Quand je travaillais dans l'enseignement à plein temps, il eût été peu conséquent de prétendre lancer un programme de recherche suivi ou fonder une équipe. Plus libre depuis quelques années grâce à mon congé, j'investis un temps croissant à encadrer des étudiants (cf. I.4).

J'ai fait des vacances en faculté à deux reprises, avec une trentaine d'heures de module de mathématiques en Licence de géologie en 1988-89 puis avec la responsabilité de deux groupes de TD de géologie générale en première année de DEUG à Lens en 1994-96. Toutefois l'essentiel de ma contribution à l'éducation en géologie s'exerce pendant les vacances scolaires d'été depuis 1987. J'organise chaque année les Journées Culturelles de Pralognan, en Vanoise. J'ai succédé dans ce bénévolat à MM. Jean-François Raoult (décédé en 1987), Jean Fabre et François Ellenberger (décédé en

2001). Ce dernier avait eu l'idée de cette animation culturelle dès 1966. Il s'agit d'une semaine de sorties de terrain ouvertes à tous, pédestres pour une bonne part, en montagne. Les arrêts sont ponctués d'explications géologiques et d'exposés d'Histoire Naturelle ou sur l'Histoire locale. Je tiens à préserver cette manifestation. L'animer me permet de mesurer l'intérêt que le grand public peut porter à la recherche académique. Si elles sont pérennisées ces journées pourraient servir de cadre à des stages d'étudiants en géologie ou en aménagement de la montagne.

En février 1991 à la demande de Marcel Burri, professeur à Lausanne, j'ai été appelé à siéger comme expert dans le jury de thèse de Yves Gouffon, devenu ensuite géologue au service de la carte géologique de Suisse (Berne), qui présentait un travail intéressant la continuation de la zone Vanoise vers la frontière italo-suisse (**Gouffon 1993**). Le succès simultané de ma première tentative de datation m'a fourni l'occasion de présenter mon résultat à Lausanne en juin 1991 à l'invitation du professeur Johannes Hunziker. Je proposai alors un sujet de Diplôme (équivalent de notre DEA) à cette université. L'étudiant intéressé, Marc Beucler, a étudié de plus près la pétrologie et le contexte structural du granophyre du Mont Pourri que je venais de dater (**Guillot 1991**). Je pus ainsi collaborer avec les chercheurs de Lausanne, notamment Philippe Thélin, Jean Hernandez, Arthur Escher et François Bussy. Tous participèrent au suivi du travail de Marc Beucler, dont le Diplôme (**Beucler 1995**) a permis une publication (**Beucler et al. 2000**).

En 1998 j'ai proposé un second sujet de Diplôme sur un terrain de Vanoise en co-encadrement avec Henriette Lapiere (Grenoble), François Bussy et Jean Hernandez (Lausanne) et à leur demande. Leur objectif était l'étude de la géochimie isotopique du néodyme et du strontium des roches magmatiques du socle de Vanoise. Le travail de terrain a été terminé en juillet 1998 sous ma direction, Ludovic Cosma a soutenu son Diplôme en mars 1999 (**Cosma 1999**) et nous en avons tiré deux publications à ce jour (**Cosma et al. 1998; Cosma & Guillot 2000**).

I.4 Recherches et encadrements en cours

I.4.1 Retour aux structures alpines

Avant son décès prématuré en 1987, Jean-François Raoult avait entrepris de mieux comprendre la structure de la Vanoise, à partir des méthodes classiques de la stratigraphie, des microstructures et de la cartographie. Ses hypothèses de départ (**Raoult 1980a; Raoult 1980b; Raoult et al. 1984**) comprenaient la présence sur le socle de Vanoise d'une série de couverture apparemment adhérente, débutant par du Permien et du Trias très réduits. Pourtant en 1985 il me montra un affleurement qui

prouvait la fausseté de cette hypothèse: de l'Éocène est pris dans le contact de base de cette couverture, entre le Trias et le socle. Le contact est de ce fait tectonique et non stratigraphique. J.-F. Raoult n'a pas eu le temps d'en tirer les conséquences et m'a donc légué le problème.

L'affleurement se trouve dans le massif de la Sauvire, un petit sommet en contrefort NE du Grand Bec de Pralognan d'accès assez escarpé (voir localisation au IV.2). Disposant de quelques échantillons de son socle fournis par Jean-François Raoult, je n'avais étudié en 1987 que la géochimie de ses gabbros, comparables en tout point à ceux de Bellecôte. En 1998-99 j'ai proposé et dirigé le travail de Diplôme de Ludovic Cosma, dévolu à la géochimie isotopique de ces roches (cf. I.3, dernier §). Les observations faites en 1998 à cette occasion sur la couverture calcaire de la Sauvire m'ont incité à revenir l'examiner chaque été depuis 1999. Il pourrait y avoir là des témoins rares mais importants des premiers stades de la tectonique alpine sous forme d'olistolithes calcaires, emballés dans un sédiment argilo-carbonaté déposé sur le socle. Ce sédiment est un mélange plus ou moins achevé de tous les termes marneux et pélitiques de la série briançonnaise, depuis les argilites permienes, en passant par les Couches Rouges du Crétacé supérieur-Paléocène et jusqu'au Flysch Noir de l'Éocène. La resédimentation semble le processus le plus probable pour expliquer ce mélange. Ce processus de resédimentation, souvent invoqué mais rarement prouvé, serait postérieur au dépôt du Flysch Noir éocène mais antérieur au métamorphisme.

Une des hypothèses fondamentales de ma thèse de 1987 n'a plus cours: cette couverture ne permet pas de justifier la présence d'un grand pli couché de phase 1 dans Bellecôte. Ce que l'on appelle la phase 1 doit changer de contenu. La "mise en place des nappes d'origine interne" comprend une mise à nu du socle, avec décollement et resédimentation de la couverture. Le tout semble s'être produit dans une fosse sous-marine –vu les faciès– probablement à proximité d'une zone de subduction puisque peu de temps après la Vanoise a effectivement été portée à des profondeurs de 20 à 60 kilomètres, selon les unités. Des Schistes lustrés pourraient être arrivés pendant la phase de resédimentation car (1) une lentille kilométrique de Schistes lustrés (Aiguille du Chardonnet, cf. fig. B,C p. 161) est associée cartographiquement aux faciès remaniés, insérée dans la même synforme pincée que la Sauvire (2) il existe (à l'Est du Mont Pourri, *ibid.*) des terrains considérés comme des mélanges qui pourraient représenter le passage entre termes remaniés de la couverture et Schistes lustrés francs. Ce qui reste le plus important au regard des débats en cours sur l'âge du métamorphisme alpin est l'implication de sédiments éocènes remaniés : dénudation du socle, décollement de couverture, resédimentation et peut-être arrivée des Schistes lustrés ont eu lieu après le dépôt primitif de ce Flysch Noir. Aussi serait-il urgent de cerner le mieux possible l'âge exact de ce Flysch Noir, par exemple dans la Sauvire, le recours à la datation du zircon détritique étant une possibilité. A ma connaissance le Flysch Noir n'est daté

qu'en un point des Alpes, près de Briançon (**Barféty *et al.* 1992**), par Nummulites et foraminifères du Bartonien supérieur (39-38 Ma).

Je ne peux pour le moment que donner une version provisoire de ce travail (IV.2). Je préférerais obtenir la collaboration, des levés détaillés et le regard neuf d'un étudiant. J'ai déposé une première proposition de stage de M2R en ce sens, pour 2005-2006, souhaitant deux mois de travail de terrain et une participation aux Journées culturelles de Pralognan de la part du candidat intéressé. Le bénéfice à attendre de vacances d'été ainsi sacrifiées serait une remise en ordre radicale de l'architecture des Alpes.

I.4.2 Diorite de Cogné

Ayant co-signé l'article où fut donné pour la première fois l'âge de 360 Ma de la diorite de Cogné (**Bertrand *et al.* 2000b**), j'ai entrepris de comprendre un peu mieux la genèse et la position de ce corps magmatique, réputé auparavant permocarbonifère et assez peu étudié depuis sa découverte il y a plus de cent ans (**Novarese 1894; Novarese 1909; Cigolini 1995**). Le site géologique est important aussi du point de vue de la structure des Alpes. Cette diorite a en effet été considérée comme occupant la zone axiale du "pli en retour du Valsavaranche". "Pli en retour" est une notion introduite par les géologues du début du XX^{ème} siècle qui joue un rôle essentiel dans leur théorie des nappes de recouvrement (cf. IV.3 et V). La structure de la chaîne alpine, traditionnellement interprétée par référence à ce modèle vénérable enseigné depuis un siècle, risque d'être conçue de façon bien différente d'ici une dizaine d'années, comme le suggère la lecture des dernières synthèses tectoniques (**Schmid *et al.* 2004; Rosenbaum & Lister 2005**). Il importe donc de reprendre le travail par l'examen, avec des méthodes modernes mais en repartant du terrain, des sites clefs du modèle en vigueur.

J'ai fait une première exploration du terrain, situé en Val d'Aoste, en 2002 et en 2003 (**Guillot 2003**), avec l'autorisation de la direction du Parc National du Grand Paradis. La fraîcheur des faciès de cette diorite, comme la qualité des affleurements en haute montagne, m'ont convaincu de l'intérêt d'y lancer de nouvelles recherches avec les concepts et les moyens modernes de la pétrologie, notamment en usant des facilités dont nous disposons à Lille (microsonde, géochimie).

Je participe depuis quelques années aux jurys de maîtrise (maintenant M1R) et DEA (M2R) de l'U.F.R. de Sciences de la Terre à Lille et propose dans ce cadre des sujets de stage de recherche. Deux étudiants ont entrepris un travail sur la diorite de Cogné sous ma direction. Abdoulaye Baldé (M1R) a commencé à reconnaître la minéralogie actuelle de ce massif qui a subi le métamorphisme alpin (**Guillot *et al.* 2004**), utilisant pour cela la cinquantaine d'échantillons que j'ai collectés en 2003. Bénédicte Knafel (M2R) a effectué pour sa part en août dernier sous ma conduite un stage sur le terrain de trois

semaines suivi d'un rapport d'activités (**Knafel et al. 2004**). Elle recherche, sur plaques minces et grâce à quinze analyses chimiques de roche totale, quelles étaient les paragenèses magmatiques avant le métamorphisme alpin. L'objectif premier serait de mettre des noms sur les divers types originels de roches magmatiques, allant à première vue des appinites aux granodiorites, afin de préciser le contexte géodynamique de ce magmatisme de l'Éo-Carbonifère.

On trouvera plus loin (IV.3) la copie du dernier travail réalisé (**Knafel et al. 2004**) avec des développements plus fournis.

I.4.3 De nouvelles datations de socles alpins

Pour ce travail en Val d'Aoste sur la diorite de Cogne (ci-dessus), j'ai fait appel l'été dernier à l'assistance de Riccardo Polino et Marco Malusà, tous deux chercheurs à Turin. Ils ont eu en effet en charge la dernière révision de la carte géologique d'Italie pour cette région (**Malusà 2004**, et cartes à paraître). Marco Malusà pratique la géochronologie par traces de fission sur apatite, s'intéressant donc aux âges d'exhumation ultime de cette partie des Alpes. Lors de sorties communes l'été dernier à la recherche des diverses variétés de diorite nous avons pu confronter nos vues sur la structure des Alpes. Nous avons recensé plusieurs massifs internes réputés permocarbonifères, c'est-à-dire d'âges encore inconnus, et décidé de tenter une nouvelle campagne de datations. Nous avons identifié quelques cibles, en zone valaisanne, en zone houillère et en Vanoise et commencé l'échantillonnage.

Je prévois de proposer sur cette recherche un sujet de thèse en coopération avec l'Italie, qui serait sans doute la meilleure façon de réaliser un travail à la fois formateur (la géochronologie U-Pb est en pleine évolution) et potentiellement novateur.

I.4.4 Datation de bentonites du Frasnien

Travailler au sein d'un laboratoire dévolu à la sédimentologie m'a apporté des occasions d'élargir mon champ de recherches et d'exploiter mes compétences dans d'autres domaines que la seule géologie régionale des socles des Alpes occidentales. Début 2003 Jean-François Deconinck (Univ. Dijon) nous a présenté la photographie d'un zircon extrait d'une bentonite du Frasnien des Ardennes, en signalant l'intérêt que pourrait présenter la datation de ce niveau. Je connais bien ce genre de zircons car ceux datés en Vanoise ont la même forme, typique d'un magmatisme alcalin. Aussi me proposai-je immédiatement pour cette tâche, avec l'appui d'Olivier Averbuch (Lille) qui s'intéresse aux événements climatiques mondiaux, encore mal datés, de la limite Frasnien-Famennien (**Tribovillard et al. 2004**; **Averbuch et al. 2005**) et de plusieurs chercheurs belges et français (Xavier Devleeschouwer, Service

géologique de Belgique; Pierre Pellenard, Univ. Dijon; Alain Herbosch, Univ. Bruxelles; Laurent Riquier, Univ. Lille).

Mon approche du problème a consisté à extraire le zircon de six bentonites des Ardennes (carrière de Frasnes, Belgique) et de la bentonite du niveau 37 de la coupe de Kellwasser Tal (Harz, Allemagne) pour reconnaître la morphologie des cristaux (selon **Pupin 1976**). Un résultat immédiat est que les zircons du Frasnien des Ardennes ont la typologie caractéristique d'un volcanisme anorogénique, alors que ceux de Kellwasser Tal suggèrent un magmatisme calco-alcalin (**Deconinck et al. 2003**). Ceci assure que ces niveaux ne sont pas synchrones. Nous avons entrepris de dater les bentonites de Frasnes avec Jean-Louis Paquette (CNRS, Clermont-Ferrand) qui a mis au point les techniques les plus précises connues (**Paquette & Pin 2001**), bien adaptées au problème posé. Un premier résultat chiffré en est sorti en janvier 2005: $376,4 \text{ Ma} \pm 0,6 \text{ Ma}$. Il semble que nous allons vers une limite Frasnien-Famennien à moins de 375 Ma, puisque notre niveau ainsi daté est plus bas stratigraphiquement que cette célèbre limite. Si notre résultat est confirmé par d'autres datations, il pourrait remettre en question l'âge de $376,0 \pm 1,5 \text{ Ma}$ récemment proposés pour la bentonite de Kellwasser Tal (**Kaufmann et al. 2004**), comme d'ailleurs l'interpolation donnant 376,5 Ma comme âge pour la limite Frasnien-Famennien (**Tucker et al. 1998**).

Quel que soit le résultat, le sujet pourrait constituer une formation intéressante pour un étudiant et je l'ai proposé pour un futur stage de M2R en 2005-2006. Faire du terrain dans les Ardennes, apprendre les techniques d'extraction, d'observation et de datation du zircon, tout en bénéficiant de l'expertise sédimentologique du laboratoire, sont des objectifs que j'espère tentants. L'avenir verra sans doute un développement de ces datations, destinées à améliorer l'échelle numérique des temps géologiques, notamment pour le Paléozoïque.

II Datations de socles des Alpes internes

Progrès de la datation U-Pb

La géochronologie U-Pb sur zircon a fait de grands progrès depuis trente ans, fort bien relatés dans un historique récent (**Davis *et al.* 2003**) dont je m'inspire ici largement pour évoquer les applications de cette discipline dans les Alpes. Selon les auteurs de cette synthèse les progrès se sont concrétisés, le nombre de datations U-Pb publiées dans le monde chaque année se mettant à croître exponentiellement, vers 1990 soit à peu près au moment où j'ai commencé à pratiquer la méthode. Dans nos publications reproduites ci-après la marque du progrès est décelable par exemple dans les tableaux de chiffres qui accompagnent obligatoirement ce genre d'exercice : le poids total de zircon analysé était de plusieurs milligrammes en 1991, puis quelques centaines de microgrammes en 1998 et 2000, avant de descendre à une dizaine de microgrammes en 2002.

On savait au moins depuis les années 1930 que l'uranium contenu en traces dans le zircon se désintègre en plomb à une vitesse exponentiellement décroissante bien déterminée. La recherche sur l'âge des socles alpins a commencé il y a cinquante ans (**Pangaud *et al.* 1957; Buchs *et al.* 1962; Chessex *et al.* 1966**). On mesurait alors, par des dosages chimiques ou des mesures de radioactivité α , la teneur en plomb et en uranium de tout le zircon extrait de la roche. On calculait l'âge à partir du quotient de concentrations atomiques $Pb/[Pb + U]$, croissant avec l'âge. La marge d'incertitude était assez large, avec par exemple $750 \text{ Ma} \pm 400 \text{ Ma}$ pour le premier essai réalisé sur le granophyre du Mont Pourri (**Storet 1968**) par ces méthodes dites "au plomb total".

Le temps de demi-vie de l'uranium se comptant en milliards d'années, la quantité de plomb engendré par la désintégration radioactive est notable pour des zircons vieux de deux ou trois milliards d'années. On peut alors la mesurer avec une bonne précision et la marge d'incertitude sur les âges obtenus est petite. Ce n'est plus le cas pour des zircons phanérozoïques où la faible teneur en plomb entraîne des mesures entachées d'une incertitude relative plus grande. Ce handicap pour la datation des socles alpins, par rapport à celle des cratons archéens, n'a pu être réduit que par l'amélioration des techniques de mesure.

La spectrométrie de masse et la technique du traçage isotopique (dite aussi dilution isotopique ou, jointe à la précédente, méthode conventionnelle) autorisent la mesure ultra-précise de plusieurs rapports entre isotopes du plomb et de l'uranium. Ceci permet à la fois (1) de bénéficier d'un double chronomètre en utilisant deux rapports, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (2) d'estimer la proportion de plomb intégré initialement lors de la cristallisation du zircon, à soustraire avant les calculs d'âge (3) de déceler les pertes de plomb. Les premières données isotopiques concernant les Alpes, dues surtout au chercheurs de l'École Polytechnique de Zürich, sont parues dans les années 1960-70 (synthèse dans

Allègre *et al.* 1974), confirmant l'âge paléozoïque de nombreux socles alpins et décelant souvent un héritage plus ancien dans certains zircons. Les travaux de cette époque relataient la difficulté fréquente à déterminer un âge précis faute de pouvoir séparer les multiples événements subis par certaines populations de zircon: métamorphismes multiples avec possibles remises à zéro incomplètes, pertes de plomb tout autant difficiles à apprécier... Ceci freina sans doute les recherches et assez peu de résultats furent publiés pendant la décennie suivante concernant les Alpes (en France, **Ménot *et al.* 1988; Paquette *et al.* 1989a; Paquette *et al.* 1989b**). En 1991 j'eus l'honneur de produire le premier âge isotopique U-Pb du protolithe d'un socle alpin interne français (premier article reproduit ci-après): 507 Ma \pm 9 Ma, sur la roche dont j'ai évoqué l'estimation première à 750 Ma \pm 400 Ma.

Les méthodes isotopiques ont été encore perfectionnées par diverses innovations théoriques ou techniques: sélection des zircons les plus purs; procédés d'élimination des parties altérées; miniaturisation de l'appareillage chimique; progrès en spectrométrie de masse; raffinements de calcul. De plus en plus précis, les résultats sont aussi devenus plus faciles à interpréter par leur accumulation, qui autorise vérifications et recoupements. Enfin une méthode complémentaire est apparue vers 1980, utilisant des microsondes ioniques telle la SHRIMP conçue pour les mesures isotopiques U-Pb *in situ* ou, encore en développement, les sondes à laser LA-ICPMS.

Parmi les enseignements de nos quinze années de géochronologie U-Pb, la complémentarité des diverses méthodes est soulignée dans les publications 5 à 7 ci-après. La proportion terrestre actuelle $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ étant de 137,88 et les teneurs totales en uranium du zircon se comptant en fractions de pourcent, la très faible teneur en ^{235}U de l'uranium phanérozoïque entraîne une teneur encore plus faible en son élément-fils ^{207}Pb . De ce fait les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont en général inaccessibles à la SHRIMP, avec laquelle seuls les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ peuvent être mesurés. Malgré une précision bien inférieure à celle de la méthode conventionnelle (de l'ordre de $\pm 5\%$ au lieu de $\pm 0,1\%$), la microsonde ionique présente l'avantage de permettre la détection et la datation au moins approximative de plusieurs événements et de les localiser dans un même zircon. Cette faculté est précieuse dans le cas, fréquent dans les granites calco-alcalins, où les zircons de la roche possèdent presque tous des cœurs hérités. Jean-Michel Bertrand est parvenu à accéder à ces machines onéreuses et lointaines (Perth, Canberra) et nous avons ainsi pu obtenir, après des échecs par la méthode conventionnelle (publication 3 ci-après), les premiers âges grâce à la SHRIMP pour les Gneiss du Sapey et le Grand Paradis (publication 5 ci-après). Ces résultats ont été confirmés par la suite, tant avec la microsonde ionique Cameca du C.R.P.G. de Nancy (publication 6) que par la méthode conventionnelle (publication 7).

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-amhibolites" 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-tholéïites), 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'agpaïcité » (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.).*

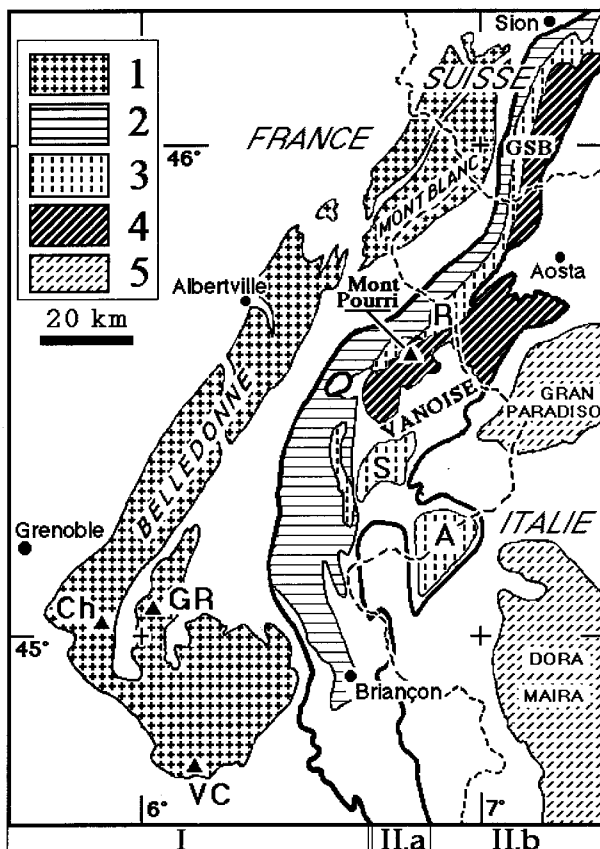


Fig. 1

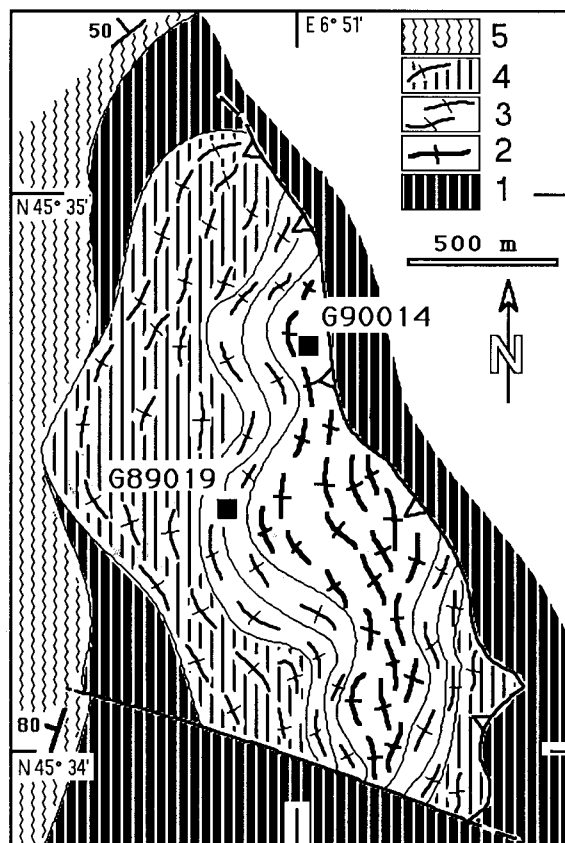


Fig. 2

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 Rutor, (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 Briançonnais Zone: (2) Coal Measures (3) polycyclic basements including (A) Ambin, (S) Southern Vanoise and (R) Rutor, (4) monocyclic basements. "GSB", Grand Saint-Bernard Nappe, is the Swiss name for the Briançonnais 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 tholéïtiques), 2: granophyre massif, 3: granophyre lité, à intercalations de schistes à biotite verte, 4: rubannement 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

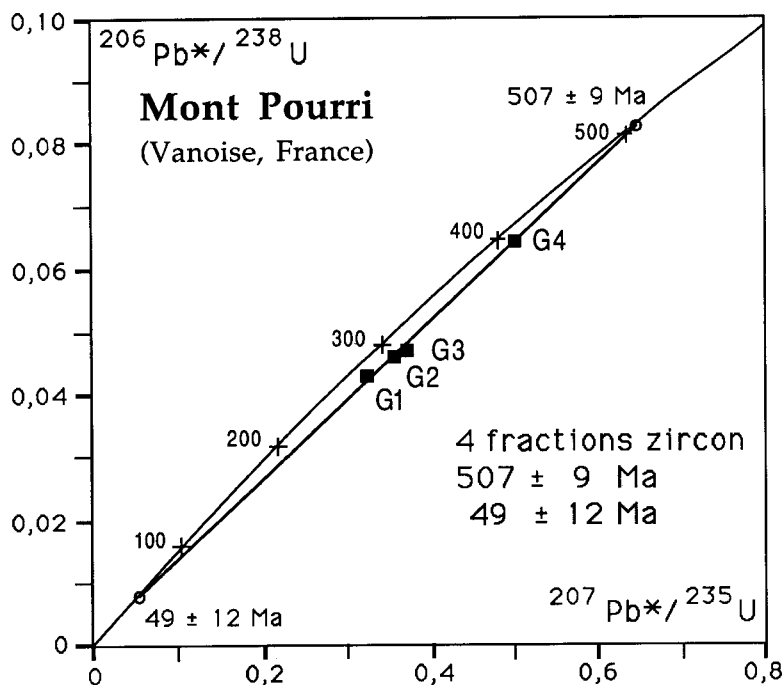


Fig. 3. — Discordia U-Pb sur zircon du granophyre du Mont Pourri.
Légende : voir tableau. Calcul des âges selon [13].

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 pénécontemporaines.

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.

Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France

by François Guillot¹, Jacqueline Desmons² and Alain Ploquin²

Abstract

The Mt. Pourri (or Northern Vanoise) massif belongs to the Briançon zone, an internal and metamorphic part of the Alpine belt. The pre-Permian, kilometer-thick sequence is composed of bimodal metavolcanites overlain by carbonaceous black schists containing mafic sills. The bimodal metavolcanites consist of green, layered mafic tuffs, white felsic granophyres and tuffs, some possibly derived from ignimbrites, and porphyritic metabasalts of tholeiitic composition. The abundance of quartz in the felsic rocks points to some degree of alteration, especially in the uppermost bimodal layers. The REE-profiles are flat, and the chemical compositions indicate an extensional tectonic setting of either within-plate or ocean floor character. In the black schists a felsic-sodic, volcanic-derived component prevails. Towards the top of the bimodal sequence a subvolcanic porphyroblastic granophyre body, dated by the U–Pb method on zircon as Late Cambrian, allows to propose ages for the whole series: Cambrian (bimodal volcanism), Ordovician–Silurian (–? Dinantian) (black schist deposition) and Ordovician to Devonian (–? Dinantian) (sill intrusion).

Similarities are discussed with coeval sequences in the Western and Eastern Alps, and in Variscan Europe (Provence, Vosges) where Variscan metamorphism was much stronger. No Variscan metamorphic imprint is identifiable in the Briançon zone, thus it could have been accreted to the European plate after the Variscan events.

Keywords: Paleovolcanism, granophyre, geochemistry, Variscan, Briançon zone, Western Alps.

Résumé

Le massif de Vanoise septentrionale, ou du Mont Pourri, appartient à la zone briançonnaise, un ensemble d'unités alpines où les métamorphismes alpins ont affecté tous les termes jusqu'au Cénozoïque. La série anté-permienne du Mont Pourri débute par des roches volcaniques bimodales (acides-basiques), d'épaisseur kilométrique, surmontées de schistes noirs, eux-mêmes contenant des sills basiques. Dans la série bimodale les metabasites du Mont Pourri ont des compositions de tholéiites anorogéniques. Les faciès hypovolcaniques acides, à reliques de textures rhyolitiques et granophyriques, ont conservé une composition de granite de zone anorogénique, alors que les roches acides d'épanchement sont fortement modifiées chimiquement, avec notamment une richesse anormale en silice des dernières assises méta-ignimbritiques. Ces modifications, comme la spilitisation des roches basiques, relèvent sans doute d'une altération hydrothermale précoce.

Le granophyre du Mont Pourri, situé lui aussi vers le sommet des assises bimodales, a fourni un âge isotopique de cristallisation magmatique proche de la limite Cambrien–Ordovicien. La moitié inférieure de la série, à magmatisme bimodal, pourrait dater du Cambrien au moins, la moitié supérieure, à schistes noirs et sills, pouvant représenter l'Ordovicien et/ou le Silurien, ou même le Dévono–Dinantien.

Des rapprochements lithologiques sont évoqués avec des séries de même âge des Alpes occidentales et orientales et quelques-unes de l'Europe varisque où le métamorphisme varisque a été fort. Il n'existe pas de trace identifiable de métamorphisme varisque dans la zone briançonnaise, qui pourrait donc ne s'être accolée à la plaque européenne qu'après les événements varisques.

¹ Université des Sciences et Technologies de Lille, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, Sciences de la Terre, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

² Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques – C.N.R.S., BP 20, F-54501 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, France.

Introduction

In the Northern Vanoise, an internal, metamorphic, area of the Alpine orogen (Fig. 1), we describe the lithostratigraphy of the pre-Alpine basement. The Mt. Pourri massif constitutes a part of the basement of the zone Vanoise-Mt. Pourri, alternatively called zone Vanoise-Ambin or zone Briançonnaise interne in France, or Zona Interna in Italy. Overlain by Permian grits and including carbonaceous black schists (thus resembling Upper Carboniferous coal measures), the Mt. Pourri series was thought to be Permo-Carboniferous in age (ELLENBERGER, 1958; FABRE, 1961; PERUCCIO-PARISON, 1984; GUILLOT and RAOULT, 1984) despite a few contrasting opinions based on the essential lithological differences with the zone Houillère series (GIGNOUX, 1929; BOCQUET [DESMONS], 1974 a, b; GUILLOT, 1987). The Permo-Carboniferous age attribution has been invalidated by a 507 ± 9 Ma

U-Pb zircon dating of a granophyre body in the Mt. Pourri (GUILLOT et al., 1991). This Late Cambrian age (after HARLAND et al., 1990) confirms recent assumptions (DESMONS and FABRE, 1988; DESMONS and PLOQUIN, 1989; DESMONS, 1992) regarding the presence of lower Paleozoic and older basements in the Penninic zone.

The Mt. Pourri sequence is presented below together with improved analytical data, especially REE data. The case of the only dated rock, i.e. the Mt. Pourri granophyre, at first supposed to be intrusive (GUILLOT et al., 1991) but which is probably hypovolcanic, is thoroughly discussed.

The geochemistry has been investigated by 156 major elements analyses (ELLENBERGER, 1958; PERUCCIO-PARISON, 1984; ABOUCHAMI, 1986; GUILLOT, 1987; this paper). In table 1 we give only representative analyses selected following the criteria of PEARCE (1983a). Detailed analytical results are available through C.R.P.G. (ARTEMISE data bank). According to geochemical studies

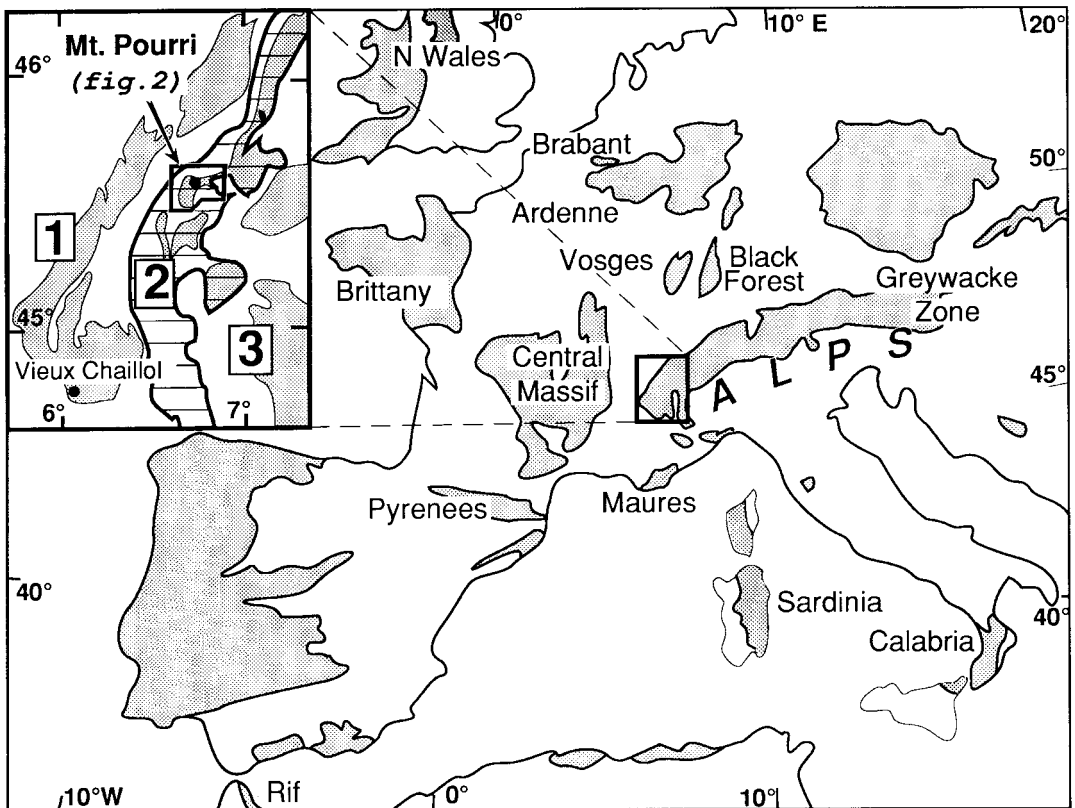


Fig. 1 Pre-Mesozoic exposures in western Europe. Insert shows, from W to E, three groups of crystalline basement units in the Alps: (1) External crystalline massifs, with mainly Variscan metamorphic imprints; (2) Penninic (in the Briançon zone, striped area) with no apparent Variscan metamorphism for some of them; (3) Internal Penninic massifs.

performed on the Permian (AINARDI, 1976) and Meso-Cainozoic (BROUDOUX et al., 1984) sequences from the same Vanoise-Mt. Pourri zone, a chemical characterization of the stratigraphic units is possible. Their whole-rock chemical features have been preserved, apparently not too altered by the Alpine metamorphism.

Situated in the upper Isère valley, the Mt. Pourri is the highest peak (Fig. 2) of Northern Vanoise. The massif is a stack of NW-verging tectonic sheets, many of them with inverted limbs. The rocks have been severely folded and schistified, thus, the reported thicknesses (Fig. 3) tend to be inaccurate. It is nowhere easy to separate

Alpine mechanical contacts from the stratigraphic ones, or Alpine foliation(s) from any previous planar structure(s). For the purposes of this paper, only the major faults and thrusts are mapped (Fig. 2). More detailed structural accounts are available in DEBELMAS et al. (1989), and in DEBELMAS and CABY (1991).

Lithostratigraphy

The outcrops rarely give clear evidence concerning the mode of emplacement of the rocks, the igneous origin of which is often better supported

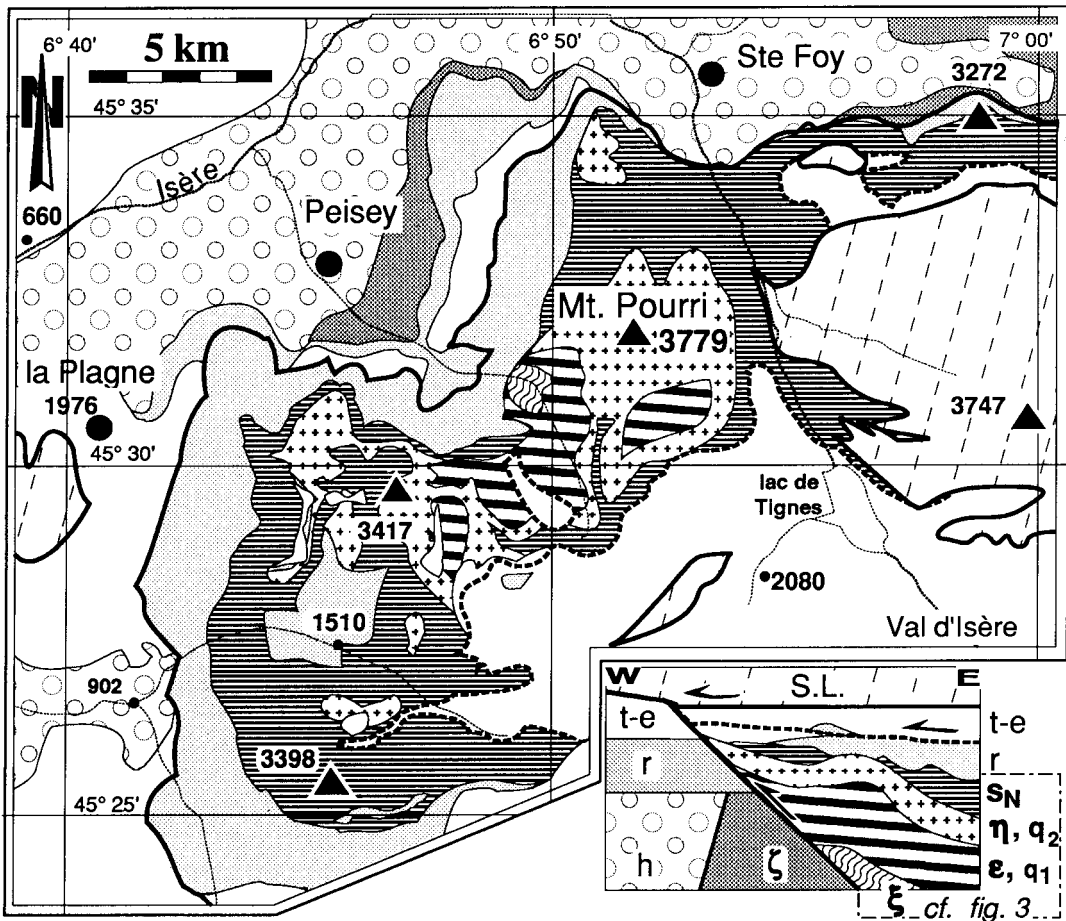


Fig. 2 Geological map of the Mt. Pourri (or Northern Vanoise) massif and its surroundings. Insert presents a tentative section at the onset of the main Alpine thrust events. Key to symbols of rock types: ζ : (Precambrian ?) Sapey-Peisey gneisses - h: Upper Carboniferous coal measures - r: (Permo-Triassic New Red Sandstones ?) variegated sericite grits, sandstones - t-e: Triassic to Cainozoic cover rocks - S.L.: allochthonous, Jurassic to (Upper) Cretaceous "Schistes lustrés". Abbreviations used in figures 2 to 8 and table 1: ξ , ε , q_1 , η , q_2 , s_N : see text and figure 3.

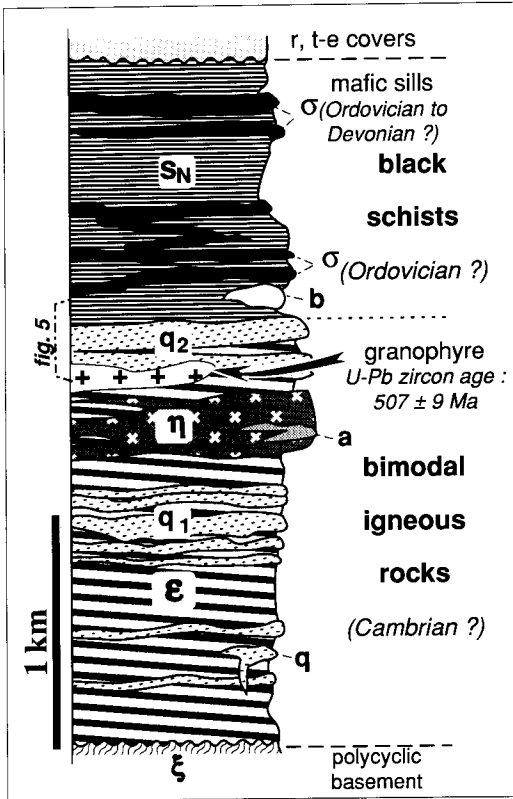


Fig. 3 Lithostratigraphic column of the Mt. Pourri sequence. After GUILLOT (1987). Facies symbols (details: see text): ξ, garnet micaschist; ε, layered mafic tuff; q₁, layered felsic tuff, lower cluster; q, felsic stock; η, laccolithic metabasalt; a, plagiogranite stock; q₂, layered felsic tuff, upper cluster; S_N, black schists; b, light-coloured mafic stock; σ, mafic sills.

by their whole rock chemistry than by what remains of their primitive structure. Evidence from field mapping show that the Mt. Pourri formations are layered, and that similar kilometer-thick sequences are found without major changes along several sections. A lithostratigraphic column has been reconstructed (Fig. 3), modified slightly after GUILLOT (1987).

Garnet-micaschists (ξ in Figs 2–3; E6°50'–N45°32', «cascade de la Gurras») are regarded as a remnant of an older basement sequence on the basis of their higher-grade metamorphic associations. The overlying lower Paleozoic series is several kilometers thick, with a lower half of green-and-white banded metavolcanites and an upper half of black schists containing mafic sills (Figs 2–3). No sedimentological or paleontological evi-

dence supporting this bulk polarity has been reported. However, the Permian sericite grits do overlay the lower Paleozoic sequence unconformably through a depositional contact (GUILLOT and RAOULT, 1984) and the most commonly overlain rocks are the black schists (Fig. 2). We thus think, from this field evidence, that the black schists are stratigraphically higher, and younger, than the green-and-white banded metavolcanics. In the following paragraphs we subdivide the rocks into three types in order to emphasize the variations within each: mafic rocks, leucocratic felsites, and black schists.

Mafic rocks

– *Layered tuffs.* The lower half of the Mt. Pourri sequence is composed of banded alternations of green rocks (ε in Fig. 3) and subordinate white felsic tuffs (q, q₁, q₂). A frequent millimetric layer-parallel foliation commonly resembles an ignimbritic welded structure. Along many mafic bands, distinctive pistacite nodules, up to 1 cm in diameter, have a roughly concentric-radial structure, and could represent the early post-magmatic infillings of vesicles in shallow eruptive basalts (FISHER, 1984).

– *Laccolithic metabasalt.* The 50 to 200 m-thick, light blue-green, massive η formation has a porphyritic texture owing to dark actinolite phenocrysts 1 to 5 mm in size, some of which represent previous clinopyroxene-replacing hornblende (samples from «la Saulire», E6°46'–N45°27'; ELLENBERGER, 1958). Because of its thickness and massiveness, η might have been emplaced partly as a laccolithic basalt. This rock type has been encountered in several sections, always approximately at the same level of the general log (Fig. 3), near to, and under, the uppermost quartzitic layers (q₂, in Fig. 3). One occurrence (E6°45'–N45°31', «Pointe de Friolin»), although massive, contains pods of a leucocratic albite-quartz rock (a on Fig. 3 and Tab. 1). Since the η metabasalt has a well-defined lithostratigraphical position, it should represent one eruptive phase, during which thick basaltic lava bodies were interbedded with, or intruded into, coeval tuffs, ashes and sediments.

– *Sills.* In the upper black schists, the metabasites form up to 5 m-thick dark green massive beds (σ), representing either sheet-like intrusions, dykes or more probably sills, as suggested by their local parallelism, by their symmetrical contacts with the host schists and by the absence of eruptive structures such as breccias, vesicles, pillows or laminae. Although pale green metapelite-like lay-

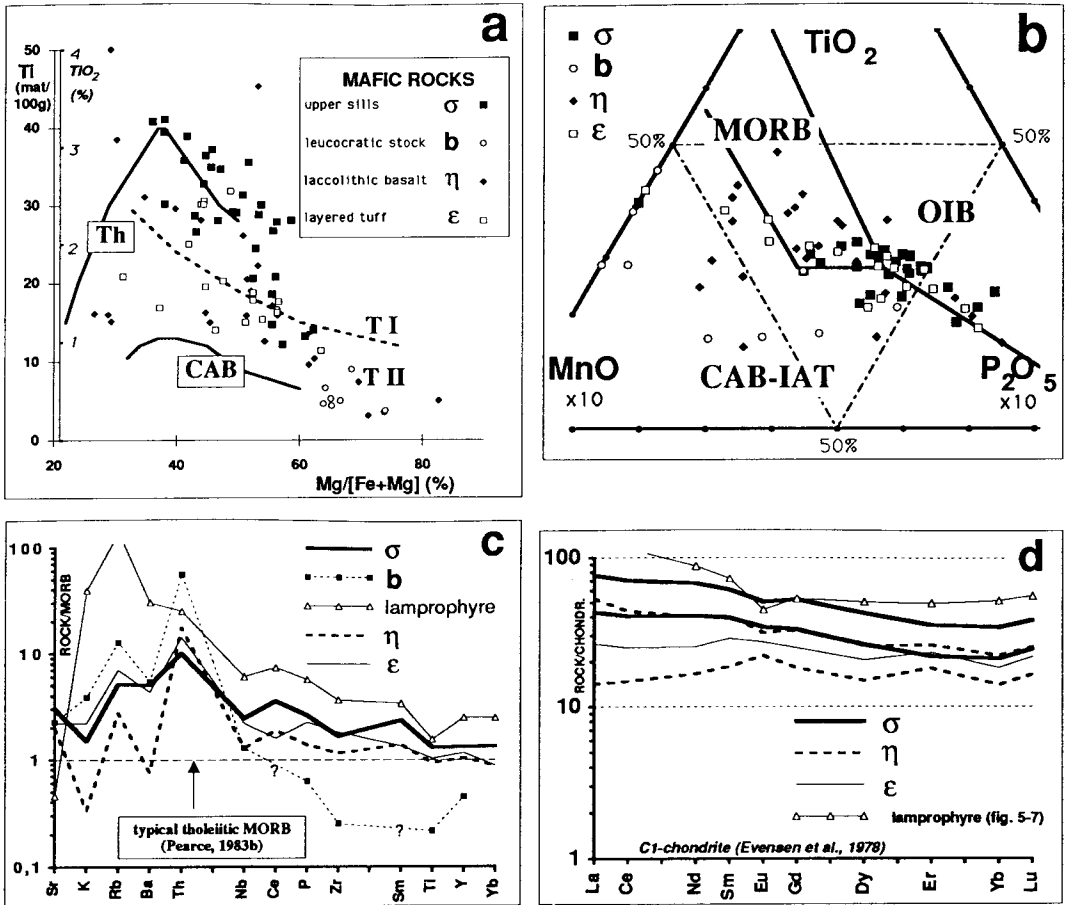


Fig. 4 Mafic rock geochemistry. Key to symbols of rock types: see text and figure 3. a: Ti vs Mg/[Fe + Mg] plot (GUILLOT et al., 1986) – mat/100g: 10^{-3} atom-grams per 100 g rock – CAB: trend of the Vourinos (Greece) calc-alkaline basalts – Th: trend of the Thingmúlli tholeiites (Iceland) – T I / T II: statistical boundary between Ti-rich type I, and Ti-poor type II, tholeiitic basalts. b: after MULLEN (1983) – OIB, MORB, CAB-IAT: respectively ocean-islands basalts, mid-oceanic ridge basalts, and calc-alkaline basalts – island arc tholeiites. c: trace element contents normalized to MORB (PEARCE, 1983b). d: REE contents normalized to chondrite (EVENSEN et al., 1978).

ers might represent a sort of transition towards the black schists, they show no chemical difference from the black schists. Thus, there is a compositional gap between the sills and their host rocks (e.g., see their respective $47.5 \pm 2.2\%$ and $64.7 \pm 4.8\%$ average SiO_2 contents).

– *Light-coloured mafic rocks.* In the black schists, a large body of light-coloured basic rock (b in Figs) outcrops in only one place ($E6^{\circ}49'30''$ – $N45^{\circ}29'$; "val de Genêt"). Its geochemical composition is quite distinctive (Tab. 1 and Fig. 4), with a probable plagioclase-cumulate trend.

MINERAL COMPOSITION

Thin sections of the mafic rocks show green actinolite, often rimmed by sodic blue amphibole, chlorite, epidote, albite, quartz, leucoxene-rimmed ilmenite, and subordinate carbonate, pyrite, iron oxide and apatite. Typically, rounded pistacite phenocrasts have been found in the well-layered mafic rocks (ϵ). Green to blue-green actinolite phenocrysts in a saussuritized plagioclase matrix are typical of the mesocratic laccolithic metabasalt (η). Skeletal leucoxene-ilmenite to-

Tab. 2 Mafic rocks: statistical relationships between Ti-content and atomic Mg/[Fe + Mg] ratio. The corresponding data points are plotted in figure 4a. Symbols of rock types: see figure 3 and text.

mafic rock type	number of analyses	average TiO ₂ -content ± st. dev.	computed intercept with Mg/[Fe + Mg] axis (Fig. 4a)	correlation coefficient of TiO ₂ and Mg/[Fe + Mg]
σ	31	2.30 ± 0.66%	74% + 7 -5	-.80
b	9	0.52 ± 0.33%	75% + 3 -2	-.74
η	25	1.60 ± 0.94%	74% + 18 -10	-.58
ε	17	1.65 ± 0.52%	73% + 27 -14	-.44

gether with Fe-rich actinolite are especially abundant in the sills within the black schists (σ). The light-coloured mafic formation (b) is comprised of colourless actinolite within an albite matrix clouded by very fine-grained pale epidote.

GEOCHEMISTRY

Some of the analyses are of layered mafics of the lower section (ε), which we consider to be pyroclastites, perhaps redeposited. This mode of emplacement may have altered the magmatic geochemistry to an extent which remains difficult to estimate. Such alterations are thought to be partly responsible for the random scattering of the data points in the diagrams (Fig. 4). If we consider only rocks, such as η and σ, which were undisputedly undissociated massive lavas, the grouping of their representative points is much better: both give a tholeiite-like alignment in AFM, and in Mg/(Fe + Mg) versus Ti plots (Fig. 4a).

– *Major and trace element data.* The massive metabasaltic laccolith η is lighter coloured than the intra-blackschists sills σ, a fact reflected in its lower Ti and Fe and higher Al and Si contents (Tab. 1). On figure 4a where the differences in Ti-contents are emphasized, comparable maximal (initial ?) Mg/[Fe + Mg] ratios can be roughly estimated for each lineage, by statistically extrapolating each alignment to the intercept with the Mg/[Fe + Mg] axis. As indicated by the growing precision of these extrapolations (Tab. 2), the random dispersion of the representative points decreases from ε to σ.

The compositional differences, because of their stratigraphic character, suggest an evolution of the tectonic setting (even though this setting still has to be specified) and/or of the mode of emplacement of the magmas and/or of the amount of late-magmatic alteration. A back-arc basin setting could be envisaged for the first magmatic events, whereas the late sills plot nearer to

anorogenic, within-plate or ocean floor basalts. On the Ti versus V diagram (SHERVAIS, 1982; not shown), or on the MnO/TiO₂/P₂O₅ ternary plot (Fig. 4b), the diagnosis is similar, with the suggestion that σ could be ocean island basalts. The spider-diagram (Fig. 4c) drawn according to PEARCE (1983b) indicates high values of Th and Ba, which this author considers as “the most distinctive features in patterns exhibited by contaminated basalts”. But among the patterns given in figure 4c, the variations in K, Rb, Ba and Th contents could also be related to some kind of late- to post-magmatic mobility.

– *REE data.* The REE contents of representative mafic samples (Tab. 1) are 16 to 39 times the chondrite content in samples from the bimodal sequence (ε, η), and 36 to 60 times in the sills (σ). La/Yb ranges from 1.5 to 3.3. The light REE content grows together with the (Fe,Ti)-enrichment, which may reflect a growing differentiation. The REE-richest rock is a biotite lamprophyre, included into the Mt. Pourri granophyre (see that section). The REE patterns are flat, with no marked Eu-anomaly (Fig. 4d). These characters are again consistent with P-MORB or within-plate basalt affinities, and they at least preclude any orogenic tectonic setting.

Felsic rocks

The felsic rocks constitute either layers: q₁, q₂, or massive pods: a, q, granophyre (Fig. 3). Both types are located in the lower half of the series, interbedded with, or included into mafic units. Their SiO₂-content ranges from 62% (a) through 75% (granophyre, q, and some q₁ samples) to 90–92% (other q₁, and q₂). Because of such large variations, and under the hypothesis that all the felsic rocks derived from similar rhyolitic or granitic magmas, some kind of late- or post-magmatic alteration has to be advocated. Our main concerns are: (1) to describe and explain the wide

compositional range; (2) to ensure that the tectonic setting indicated by the geochemical characters is in reasonable agreement with the ocean- or within-plate tectonic settings deduced from the coeval mafic rock geochemistry. Since the granophyre seems to be the least altered felsic rock, its composition has been used as a basis of comparison, with respect to the tracing of tectonic settings as well as the quantification of alteration processes.

The a leucocratic albite-quartz rock (Tab. 1, Fig. 3) has already been investigated by ELLENBERGER (1958) and GUILLOT (1987). This albite-rich, K₂O-poor rock, with albite-quartz intergrowths, resembles a plagiogranite as defined by COLEMAN and DONATO (1979), and could represent a local, sodic differentiation of the η laccolithic basalt. Such rocks have often been found in shallow levels of ophiolitic complexes, associated with extrusive keratophyre (COLEMAN and DONATO, 1979).

PETROLOGY

- *The Mt. Pourri granophyre.* Only one granophyre occurrence is known in the area (E6°51'-N45°34.5'), although similar rocks are present further NE in the zona interna (val de Rhêmes: ELTER and coll., 1983; DEBELMAS and CABY, 1991). It deserves to be described in more detail, owing to the significance of its 507 ± 9 Ma age (GUILLOT et al., 1991). With respect to the age of the series, the main question is to know whether the granophyre was emplaced as a late intrusion or crystallized at the same time as the host rocks. Previous authors (ELLENBERGER, 1958; CABY, 1974; MARION, 1984) suggested it was a plutonic, granite-type mass. Owing to its more massive and harder nature than many other rock types of the Mt. Pourri, its igneous texture has been better preserved from Alpine deformation. After BOCQUET [DESMONS] (1974a) we believe that the granophyre derived from a subvolcanic body rather than from a pluton *sensu stricto*, because it is crudely layered and it grades continuously upwards (Fig. 5) into layers of banded felsic and mafic rocks analogous to the bimodal volcanic levels (mafic ε, and felsic q₁ or q₂ tuffs). Some granophyric samples show centimetric layers made of contiguous nodular feldspathic warts. Such textures could indicate a pervasive late-magmatic, syn-welding recrystallization of the feldspars through alkali-rich fluids in a still highly porous rock. This process appears to be the major cause of the myrmekite growth.

The granophyre has been studied using cathodoluminescence microscopy coupled with

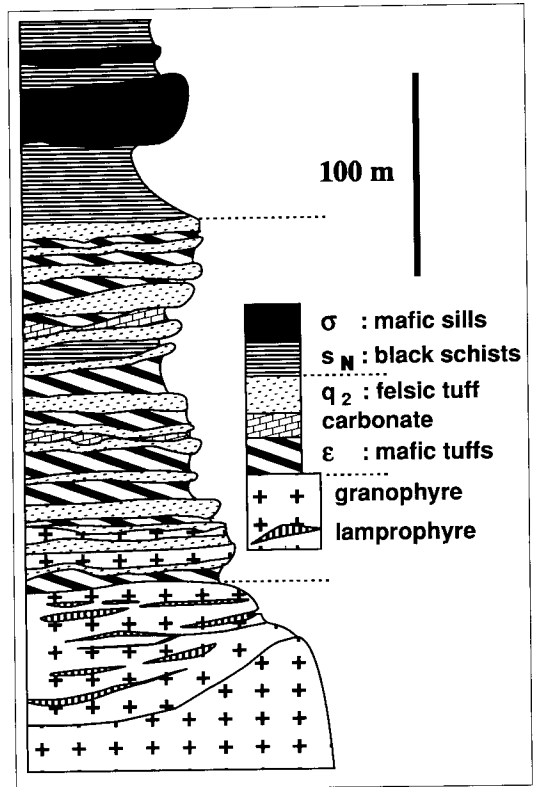


Fig. 5 Mt. Pourri granophyre: field section showing an upward transition to (s_N) black schists containing (σ) mafic sills. Key to symbols: see text and figure 3. The lamprophyre contains more than 60% of fine-grained green biotite, together with abundant apatite. The middle banded complex (q₂, ε) includes thin carbonate seams or layers, while some (ε) mafic bands are made of deep-blue amphibole needles in a coarse-grained pistacite matrix.

microprobe analyses. The K-feldspar and quartz myrmekite forms additional rims or warts, around composite albite + K-feldspar porphyroblasts, but also isolated flakes in the matrix. Such myrmekitic textures may indicate devitrification processes under pneumatolytic conditions (BAILEY et al., 1924), or late replacement of alkali feldspar by quartz (HOPSON and RAMSEYER, 1990; COLLINS, 1990). In any case, they result from late-magmatic processes rather than a metamorphic event. The crystallization order appears to be the following: (1) albitic core (dark, velvet-like red in CL; high-T albite ?) (2) K-feldspar rim (ochre yellow in cathodoluminescence microscopy) (3) myrmekitic rim and matrix (quartz + albite + K-feldspar resp. dark violine, dark red and greyish-white in

cathodoluminescence microscopy). Besides the predominant quartz and feldspars, the rock is spotted by flakes of green biotite, white mica and chlorite.

Several zircons have been found in each thin section, which is exceptional in Mt. Pourri rocks. They yielded a U–Pb zircon age of 507 ± 9 Ma (GUILLOT et al., 1991). The autochthonous nature of the zircons is supported by their morphology (high-temperature and high-*aga*icity morphological types after PUPIN, 1980). The proportion of extractable zircon is less than 1 mg per kg, i.e. less than 1 ppm. According to experimental studies by WATSON (1979), such a proportion is less than the present $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ molar ratio ($90 \pm 2\%$) and the zirconium content of the whole rock (277 ± 7 ppm) suggest. This could result either from the loss of a certain amount (10%?) of alkalis after the emplacement of the magma, or from the preferential distribution of molecular zircon in very small, unextractable crystals, or from a combination of both factors. Both are in favour of a granitic melt not far from peralkaline composition (where zircon crystals would be absent), and this could also explain the paucity and/or small size of the zircon crystals in the felsic rocks of the Mt. Pourri basement sequence.

– *Lamprophyre*. Within the granophyre, the only mafic occurrences are 10 to 50 cm-thick fine-grained dark green seams containing up to 50% of green titaniferous biotite (up to 1.5% of TiO_2), with albite, phengite, chlorite, and apatite. This rock deserves the name of metaminette, a kind of metalamprophyre (OBERHÄNSLI et al., 1991; ROCK, 1991). According to the flat REE spectrum (Fig. 6), this Mt. Pourri lamprophyre could be a rare example of a non calc-alkaline, maybe ocean island or within-plate tholeiitic, lamprophyre. In any case, its REE pattern is closely similar to the patterns of the granophyre and to the patterns of the Mt. Pourri mafic rocks (compare Fig. 6 with Fig. 4d), but dramatically differs from calc-alkaline lamprophyre REE patterns (Fig. 6).

– *Other felsic rocks*. White, thinly foliated, massive layers are interbedded with the mafic rocks of the lower half of the series (Fig. 3). Their frequency and thickness increase upward (first cluster q_1) before the abrupt disappearance of the bimodal eruptive rocks (second cluster q_2). These layered felsic rocks seem to have been derived from a primary rhyolite melt, because the small stock q ($E6^\circ48'30''\text{N}45^\circ29'40''$, Fond du Plan Richard; 100 m²) is composed of a similar rock, except that small embayed quartz grains have been found in thin sections. The white, layered felsic rocks only show a very fine-grained mixture of quartz and alkali-feldspar, with discontinuous

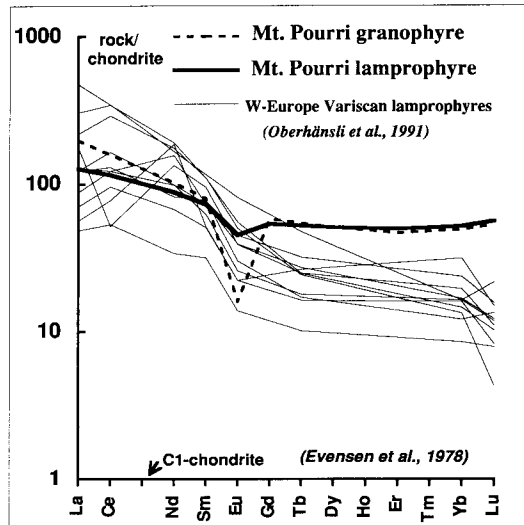


Fig. 6 Mt. Pourri lamprophyre: REE pattern compared with W-Europe Variscan lamprophyres. Data from OBERHÄNSLI et al. (1991): calc-alkaline suites from the Vosges and from the external crystalline massifs of the Alps. Chondrite values from EVENSEN et al. (1978).

laminae of pale green phengite. Zircons, much rarer than in the granophyre but with similar size and shape (high-temperature and high-*aga*icity morphological types after PUPIN, 1980), have been found in some thin sections.

From a comparison *de visu* with the Snowdon Caradocian volcanics of N-Wales (HOWELLS and LEVERIDGE, 1980; REEDMAN et al., 1987), we suppose that all the layered quartz-rich foliated rocks have been emplaced as welded ash-flow tuffs. It is not yet known whether they were deposited under subaqueous or subaerial conditions, and early sedimentary reworking cannot be excluded. COLEMAN and DONATO (1979) have named similar layered, fine-grained rocks from the upper, eruptive parts of ophiolite sequences “keratophyre”. The local presence of decimetric nodules resembles some N-Wales tuffs (HOWELLS and LEVERIDGE, 1980), but still does not allow us to relate their genesis to definite conditions.

GEOCHEMISTRY OF THE FELSIC ROCKS

– *Granophyre*. The trace elements and REE contents of the granophyre indicate a within-plate granite or an ocean-ridge granite (Figs 6–7). There is no reason to believe, as it has been done

previously (CABY, 1974; ELLENBERGER, 1958), that the granophyre was emplaced as a late Variscan pluton. Moreover, the absence of tourmaline, of well-developed muscovite and the paucity of zircon make it quite different from the S-type late Variscan granites (see also Fig. 6). When compared to the other Mt. Pourri felsic rocks, the trace elements and REE contents (Figs 6–7) appear similar to the less altered rocks (q, and some q₁ samples), with a much better compositional grouping of the granophyre (Figs 7 a, b). Hence the hypothesis that all the felsic rocks originated from similar magmas is supported by both the field evidence mentioned above (Fig. 5) and geochemical data (Figs 6–7).

– *Other felsic rocks.* Like the granophyre, all are very poor in Ca and P, and very rich in SiO₂ (Tab. 1, Fig. 8). In the lower felsic cluster (q₁), Na₂O is higher than K₂O. The upper felsic cluster (q₂) has a lower alkali-content, but with Na₂O always lower than K₂O. These values have been obtained for each of the sections where the q₁ and q₂ levels are found. Moreover, when intercalated in q₂, mafic levels (ε) have a distinctively high loss on ignition (anal. 2126B, Tab. 1), which has to be related to their chlorite (locally 50% in volume) and carbonate (up to 20% in volume) abundances. Such geochemical features of the q₂ felsic level and associated mafic rocks have proven to be invaluable regarding their position in the lithostratigraphic column. Note that some carbonates are also present in the layered bimodal complex overlying the granophyre (Fig. 5).

The SiO₂-content of the layered felsic rocks (Fig. 8b) is too high for their being an unaltered rhyolite. By contrast, the granophyre and the rhyolitic stock q show a moderate excess of silica, and a fair balance between their K₂O and Na₂O contents. This better preservation can be related to the fact that subvolcanic stocks did not undergo much alteration. On the contrary, layered felsic rocks may have suffered more transformations: eruptive fragmentation followed by redeposition, possibly with some kind of mechanical sorting; syn-cooling welding of the porous rock through fluid flow; weathering or subaqueous alteration.

Deep alterations are especially likely for the last felsic q₂ level where the changes are the most prominent, a fact which coincides with the peculiar stratigraphic location of this level. This felsic episode was indeed the last eruptive stage of the major bimodal volcanic cycle represented by the lower half of the series. We suppose that the rate of volcanic deposition slowed down drastically at that time, and that surficial alteration processes were extremely efficient, at the top of a still hot volcanic pile. These processes could have pro-

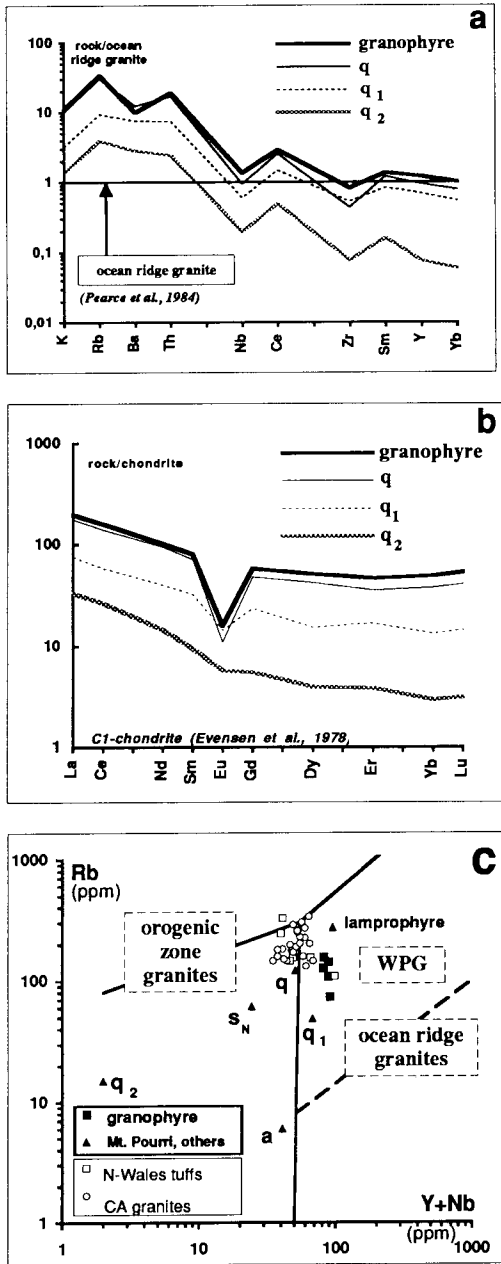


Fig. 7 Mt. Pourri felsic rocks: behaviour of REE and trace-elements. Key to facies symbols: see figure 3 and text. c: plot of Rb vs Y + Nb from PEARCE et al. (1984) – s_N, a, q, q₁, q₂, lamprophyre: representative points of average compositions, resp. of 1, 2, 2, 1, 1, 1 sample(s). W.-P.G.: within-plate granites – CA granites: Sapey-Peisey calk-alkaline gneisses, analyses by THÉLIN (1983); some exposures are shown on the map, see ζ in Fig. 2) – N-Wales tuffs: Caradocian rhyolite and tuff analyses from CAMPBELL et al. (1987).

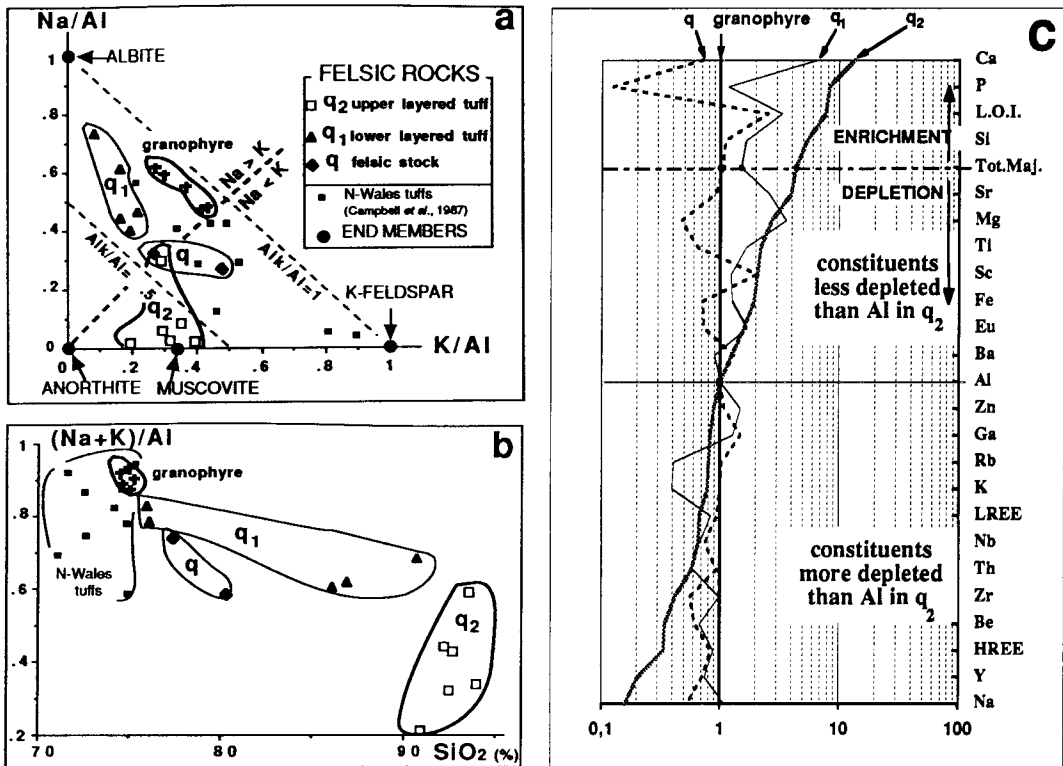


Fig. 8 Felsic rocks: alteration. Key to symbols of rock types: see figure 3 and text. a, b: Na, K, Al have been expressed in 10^{-3} atom-grams per 100 g of rock. N-Wales tufts: after CAMPBELL et al. (1987). c: ratio of each constituent vs Al, in the mean analysis of a given facies, divided by the same ratio for the granophyre. The ratio is thus = 1 for the granophyre itself, and for Al. From bottom to top, the constituents have been classified following growing values of the latter ratio for q_2 . Mean values based on 7 analyses of granophyre (mean Al_2O_3 : 12.42%), 4 of q (mean Al_2O_3 : 11.8%), 8 of q_1 (mean Al_2O_3 : 8.2%) and 9 of q_2 (mean Al_2O_3 : 2.8%). LREE: mean of La, Ce, Sm, Nd. HREE: mean of Gd, Dy, Er, Yb, Lu.

duced, in the upper felsic tufts (q_2), a thorough leaching of the igneous feldspar, leaving only clay remnants. This is suggested by a K/Al vs Na/Al plot (Fig. 8a): the upper felsic tuff (q_2) has the same K/Al atomic ratio as pure muscovite or illite ($K/Al = 1/3$, $Na \approx 0$), whereas the previous felsic rocks (q, q_1) plot closer to the albite-orthoclase tie-line (where $[K + Na] / Al = 1/1$). The strong decrease of the Al-silicates/quartz ratio could be related to some kind of silicification, after HOWELLS and LEVERIDGE (1980) and REEDMAN et al. (1987). The abundances of most constituents (Figs 7–8 and Tab. 1) strongly decrease from the granophyre and q through q_1 to q_2 . In figure 8c, we have computed, for every constituent X, and for the average composition of every felsic rock type F, the ratio:

$$\left[\frac{X_F}{X_{\text{granophyre}}} \right] / \left[\frac{Al_F}{Al_{\text{granophyre}}} \right],$$

and ordered the constituents according to their ratios in q_2 . The result suggests, rather than a massive SiO_2 inflow, a dissolution of igneous feldspars, followed by a preferential removal of Na, K and Al through fluids, together with REE (except Eu), Th, Y, Zr, and Nb (Fig. 7c). Fe–Ti contents seem to have better resisted. The gains in Ca and L.O.I. suggest a carbonatization, which is in fair accordance with the presence of carbonates in the mafic levels associated with q_2 . The idea of a long-lasting, early but post-emplacment alteration, seems to be a better explanation than that of anomalous differentiation, while the hypothesis of Alpine major remobilization is precluded by the stratigraphical distribution of the chemical characteristics.

CONCLUSION TO THE STUDY OF THE FELSIC ROCKS

The granophyre was emplaced as a subvolcanic body, probably feldspar-porphyrific with a vitreous matrix. An early layering was reinforced or epigenized by intensive K-feldspar and complementary quartz crystallization and/or replacement. Supported by the geochemical characteristics, field evidence suggests that the granophyre was co-magmatic with the other, interbedded, felsic eruptive rocks. Moreover, the within-plate and/or ocean floor tholeiite lineage of the mafic rocks is also supported by the geochemical pattern of the coeval granophyre. Further important points are that no metamorphism was able to destroy the intimate late-magmatic textures of the granophyre, and that this 507 ± 9 Ma old (i.e. Cambrian/Ordovician boundary) rock is approximately at its stratigraphic position. The granophyre is probably contemporaneous with the end of the bimodal volcanism, hence its dating allows to propose ages for the main Mt. Pourri basement formations as indicated in figure 3.

Black schists

Most common is a sub-millimetric alternation of leucocratic (quartz + albite) and melanocratic (organic matter + phengite + chlorite) laminae, together giving a grey rock, in all cases intensely schistose. Locally the rock is crowded with black, 1-5 cm long needle-shaped spots. We assume that they represent the remains of fiamme. Moreover some pale green layers show a cinerite-like texture, with isolated actinolite and angulous quartz grains in a finer-grained matrix (GUILLOT, 1987). The fine-grained sedimentation, the lack of coarse volcanoclastic fragments and the rarity of zircon and tourmaline suggest that it was a distal subaqueous depositional site, far from any clastic source.

From the geochemical data (detailed interpretation of the geochemistry in GUILLOT et al., 1986; GUILLOT, 1987), the main question concerns the volcanic content of these deposits. If the possibility of a massive metasomatic soda-enrichment is rejected, the 47 available black schists analyses (examples in Tab. 1) unambiguously prove that the volcanic part is predominant, and that it must have been a dacitic, soda-rich volcanism. The non-volcanic part in this sedimentation could be restricted to organic matter, and to a minor illitic component (less than 20%?) of terrigenous origin.

The environment where the black schists formed was possibly a distal subaqueous site, far from continental, terrigenous sources (see discussion in GUILLOT, 1987). The high organic content could point to an anoxic, euxinic environment. Regarding the depth, the absence of vesicles in the metabasaltic sills indicates basaltic emplacement under the pressure compensation level (FISHER, 1984), and the absence of carbonates also suggests that the sedimentation took place below the carbonate compensation depth. On the whole, SCHLAEGEL-BLAUT's model (1990) of an intra-oceanic island volcanic source could be adapted to the Mt. Pourri black schists. There is no evidence against the idea of deep, distal re-deposits (through turbiditic flows?) of aerially erupted products piled up on the slopes surrounding an intra-basinal volcanic island.

Tectonic evolution

1. In pre-Ordovician times the tholeiitic volcanism was bimodal. The amount of felsic products increased upwards, and the last eruptions were increasingly intermittent, as indicated by deeper chemical alterations. The exact extensional setting (either oceanic or continental), which produced the very differentiated magmas, is unclear. Perhaps it was the edge of a passive continental margin (similar to the Tertiary volcanism of Scotland) or a hot spot. Ultramafic and gabbroic rocks are absent, felsic tuffs indicate a high degree of differentiation and some structures remind of ignimbrites. All these features stand in contrast with the idea of an ophiolitic origin which would be only supported by the MORB-like chemistry of the mafic rocks. The only ophiolite of this age in the Western Alps occurs in the Belledonne external crystalline massif (MÉNOT et al., 1988)

2. Around the Cambrian/Ordovician boundary, the bimodal volcanism had ended. The top of the volcanic pile was submitted to an intense, long-lasting alteration. As no conglomerates or coarse sediments are to be found, a distal position is assumed. The alteration may have been mostly hydrothermal (LEMIÈRE, 1983) and submarine. Possible mechanisms are post-volcanic subsidence, and/or thermal detumescence of the lithosphere. The duration of that alteration episode is not known.

3. An euxinic depositional environment persisted, possibly as late as the Middle Ordovician (an intense Middle Ordovician volcanic activity is known in the Pyrenees and in Austria) to Upper Silurian times (Silurian black shales in Ardennes,

Pyrenees, Spain). Dacitic, soda-rich cinerites were redeposited together with euxinic sediments. There are indications for some shallow-water to subaerial stages (fiamme, cinerites, etc.), but no coarse deposits and no breccias are found. The age could also be Lower Ordovician, or taking into account the ages of comparable rocks in the Pyrenees, Austria and the Ardennes, Middle Ordovician to Silurian, or even, conceivably, Devonian-Dinantian.

4. Sheeted sill-intrusions of tholeiitic basalt were emplaced in the Mt. Pourri sequence, perhaps related to a phase of within-plate rifting. The possible ages range from Ordovician to Middle Devonian (-? Dinantian). They are older than the overlying Permian deposits, and older than Silurian, owing to the chemical dissimilarities with the calc-alkaline volcanic rocks of the zone Houillère (see discussion in GUILLOT et al., 1986).

The ages are given with very wide brackets in order to take all extant possibilities into account. Owing to lithological comparisons (see below) and assuming that during Variscan times all future Briançon basements did belong to one domain, we favour lower Paleozoic ages for all protoliths. However a Caledonian-Variscan sedimentary, magmatic and metamorphic evolution has been proposed by other authors (e.g., THÉLIN, 1989) and the matter is still debated.

Comparisons

- *The Vieux Chaillol sequence.* LE FORT (1973) has given the first lithostratigraphic description of a pre-Upper Carboniferous basement in the Western Alps. In the Vieux Chaillol, a part of the Haut Dauphiné-Pelvoux external crystalline massif (Fig. 1), the sequence has been strongly folded and metamorphosed (presence of kyanite) during pre-Alpine orogenies. The Vieux Chaillol series has been attributed to Devonian-Dinantian times (LE FORT, 1973; GIBERG Y et al., 1970). Supported by the recent study of a similar situation (P.-L. GUILLOT, 1991), we believe that this age attribution is no longer tenable, on the basis of four independent reasons. (1) The Viséan to Late Carboniferous granites of the neighbouring region have intruded and hence post-date, the Vieux Chaillol series. (2) Conversely, the amphibolite facies metamorphism and intense pluri-phase folding that the series has suffered did not affect the adjacent granites. (3) The bimodal geochemistry of the series is not readily compatible with the S-type Carboniferous granites. (4) Finally, the Vieux Chaillol sequence is similar to the Mt. Pourri, with an alternation of mafic and felsic

levels in the lower half, followed by a second half of albite-rich black schists. Not far from the top of the bimodal mafic/felsic set of the Vieux Chaillol sequence, a thin discontinuous marble level might represent the same event as the carbonate-enrichment in q_2 . The Vieux Chaillol black schists, like the Mt. Pourri black schists, can be assumed to be Ordovician in age. Hence, the top, matrix-supported conglomerates of the Vieux Chaillol sequence, containing boulders, some 10 m³ in size, could have been derived from the Ordovician inlandsis on the Saharian shield.

- *The Maures sequence.* In Provence (southern France), the crystalline Maures massif includes a series of greywackes. Some black shales have yielded Llandovery to Tarannon graptolites in the western, weakly metamorphosed part of the massif (GUEIRARD et al., 1970). Underlying the metamorphosed equivalent of the black shales in the central part of the Maures massif, meta-igneous felsic rocks have yielded several Late Cambrian-Early Ordovician ages by U-Pb zircon dating (SEYLER, 1983, 1986). The associated mafic rocks are at the boundary between alkaline and tholeiitic. By comparable methods, although independent of ours, SEYLER (1986) produced roughly similar results to those presented here about the felsic rocks. This author also found orthogneisses to be primarily peralkaline and partly secondarily depleted in alkalis.

- *Vosges massif.* The Sainte-Marie-aux-Mines sequence (FLUCK, 1980) again displays a lithostratigraphical and geochemical succession similar to Mt. Pourri. It has been considered as equivalent to the Black Forest "leptyno-amphibolite" series by WIMMENAUER and LIM (1988). These northernmost occurrences (Fig. 1) of similar series suffered a 470 Ma granulitic metamorphism, suggesting that, in the axial part of the Variscan chain, some parts of a Mt. Pourri type domain could have been very early reworked and deeply buried. A Late Cambrian-Early Ordovician general extensional regime could be invoked.

- *French Central Massif.* In the French Central Massif, mafic-felsic associations form the so-called "leptyno-amphibolites" complexes, metamorphosed under middle- to high-grade conditions. These complexes are variously interpreted (see discussion in SANTALLIER et al., 1988). In the western part of the Central Massif, such a bimodal association is included in the "middle allochthonous" (LEDRU et al., 1989). According to radiometric data obtained from volcanic rocks included in the complex and from intrusive plutonic bodies, the minimum ages are Ordovician and Cambrian. The tectonic setting of these complexes is disputed. PIQUÉ et al. (1992) have proposed

that these complexes are connected with an attenuation of the sialic crust, itself coeval with the deposition of lower Paleozoic platform sequences and the formation of subsiding troughs, the sequence being subsequently affected by Ordovician distension and early Variscan, Silurian convergence. Sequences including dark metasedimentary rocks are found, but here Variscan metamorphic and deformational overprints reach amphibolite to granulite facies in the central part of the Variscan orogen. Therefore the distinction between Variscan sequences and pre-Variscan basements is difficult and in many cases not yet attained.

– *Eastern Alps: Austroalpine basements.* Some similarity is found between the Mt. Pourri series and the Greywacke Zone (Fig. 1) in Austria as described by HEINISCH (1988), SCHLAEGEL-BLAUT (1990) and NEUBAUER (1990). Here, subaerial ignimbrites and within-plate basaltic flows and sills, associated with both proximal and distal turbidites of Ordovician to Devonian stratigraphic age, are interpreted as representing a passive continental margin subjected to extensional tectonics (marginal basin). The geochemical characteristics of the mafic rocks are not unlike those of the Mt. Pourri.

– *Other areas in the Alpine belt.* Similarly, mafic and felsic volcanic rocks of various ages and chemical compositions are included in schists or shales from many other parts of the Alpine belt s.l. (see data in SASSI and ZANFERRARI, 1990): for instance, in Sardinia, where Upper Ordovician alkaline mafic rocks and Lower Ordovician felsic to intermediate rocks are described; in the Apuan and the Tuscan basement (e.g., MORETTI et al., 1990; CONTI et al., 1991); in Calabria (e.g., the Bottigliero unit: ACQUAFREDDA et al., 1988), where pre-Devonian-? Ordovician, black shales are associated with volcanic tholeiites; in the Carpathians (e.g., the Western Carpathians: GRECLA and HOVORKA, 1987) but with dissimilar REE patterns; in the Ghomaride nappes of the Moroccan Rif (CHALOUAN and MICHARD, 1990), where spilites included in predominant carbonate rocks are stratigraphically dated as Upper Silurian.

Toward early Paleozoic reconstructions

At the present time it is not clear if all the above-mentioned occurrences are of the same age and if they include magmatic rocks of the same geochemical trends. Similar extensional processes may have been repeated and identical ages must not be inferred on the sole basis of lithological or geochemical characters. Radiometric or other age

constraints are still severely lacking in these basement areas. Nevertheless, several Mt. Pourri type sequences can be found in the Alpine belt and its surroundings. It was already recognized by STAUB (1948) that in the Alps they are older than Variscan but younger than the high- to medium-grade crystalline basement.

According to DESMONS (1992 a, b), these similarities in the pre-Variscan basements are explained by a common origin in the Gondwanan plate to which the future Penninic basements belonged until Alpine times. Following an identical Proterozoic and early Paleozoic evolution, pieces of the crystalline Panafrican (?) basement and its unmetamorphosed cover could have been accreted in Variscan times to Baltica (Maures, Vosges, external crystalline massifs of the Alps), and in the Alpine times to Eurasia (Alpine internal zones). In this way the differences in Variscan overprint are explained.

The Mt. Pourri sequence constitutes an invaluable piece of evidence for the pre-Variscan and Variscan paleogeography in the Alps. The lack of discernible pre-Alpine metamorphism in this lower Paleozoic sequence testifies to the lack or weakness of any Variscan imprint. At the onset of the Alpine orogenic cycle, the sedimentary and magmatic characteristics of the Mt. Pourri sequence were still almost unaltered.

References

- Unpublished diplomas and theses are available through the central library of each French university.
- ABOUCAMI, W. (1986): Etude pétrographique et géochimique de quelques roches basiques provenant de la zone briannonnaise interne (Alpes occidentales). Mém. D.E.A., Univ. Nancy, 38 p. (unpubl.).
- ACQUAFREDDA, P., LORENZONI, S. and ZANETTIN LORENZONI, E. (1988): La sequenza paleozoica dell'Unita di Bocchigliero (Sila, Calabria). Rendic. Soc. Geol. It., 11, 5–22.
- AINARDI, J.L. (1976): Le Permo-Trias épimétamorphique de la région de La Plagne-Champagny-en-Vanoise (Alpes occidentales françaises). Caractères pétrographiques et géochimiques des minéralisations uranifères et de leur environnement. Thèse Doct. Spéc., Univ. Nancy, 118 p. (unpubl.).
- BAILEY, E.B., CLOUGH, C.T., WRIGHT, W.B., RICHEY, J.E. and WILSON, G.V. (1924): Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Brit. Geol. Surv. Mem., HMSO eds, 2nd print. 1987, 445 p.
- BOCQUET [DESMONS], J. (1974a): Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Etat, Univ. Grenoble, 490 p. (unpubl.).
- BOCQUET [DESMONS], J. (1974b): Le socle briannonnais

- de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, D, 2601–2604.
- BROUDOUX, B. (1985): Géologie des unités de Vanoise septentrionale et méridionale de Pralognan à Tignes (Alpes de Savoie). Thèse 3^e cycle, Univ. Lille, 229 p. (unpubl.).
- BROUDOUX, B., DEBRABANT, P. and RAOULT, J.-F. (1984): Géochimie des calcaires et encroûtements du Malm à l'Eocène en Vanoise: données préliminaires (Zone briançonnaise interne, Alpes). *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, 104, 193–207.
- CABY, R. (1974): Gneiss permocarbonifères d'origine granitique dans la Zone houillère et la Zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géol. Alpine, Grenoble*, 50, 39–44.
- CAMPBELL, S.D.G., REEDMAN, A.J., HOWELLS, M.F. and MANN, A.C. (1987): The employment of geochemically distinct groups of rhyolites during the evolution of the Lower Rhyolitic Tuff Formation caldera (Ordovician), North Wales, U.K. *Geol. Mag.*, 124 (6), 501–511.
- CHALOUAN, A. and MICHARD, A. (1990): The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a Variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics*, 9, 1565–1583.
- COLEMAN, R.G. and DONATO, M.M. (1979): Oceanic plagiogranite revisited. In: F. BARKER (Ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 149–168.
- COLLINS, L.G. (1990): Comment on "Cathodoluminescence microscopy of myrmekite". *Geology*, 18, 1163–1164.
- CONTI, P., GATTIGLIO, M. and MECCHERI, M. (1991): The overprint of the Alpine tectono-metamorphic evolution on the Hercynian orogen: an example from the Apuan Alps (Northern Apennines, Italy). *Tectonophysics*, 191, 335–346.
- DEBELMAS, J. and CABY, R. (with the coll. of ANTOINE, P., ELTER, G., ELTER, P., GOVI, M., FABRE, J., BAUDIN, T., MARION, R., JAILLARD, E., MERCIER, D. and GUILLOT, F.) (1991): Feuille Sainte-Foy-Tarentaise. Carte géol. France (1/50,000), B.R.G.M., Orléans, 728.
- DEBELMAS, J., ANTOINE, P., BARBIER, R., BARFÉTY, J.-C., BROUDOUX, B., DONDEY, H., FABRE, J., FUDRAL, S., GUILLOT, F., JAILLARD, E., LU, C.-Y., MÉRIAUX, O., PERUCCIO-PARISON, M.-D., RAOULT, J.-F. and SCHADE, J. (1989): Feuille Moutiers. Carte géol. France (1/50,000), B.R.G.M., Orléans, 751.
- DESMONS, J. (1992a): The Briançon basement (Pennine Western Alps): Mineral composition and polymetamorphic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 37–55.
- DESMONS, J. (with a contribution by D. MERCIER) (1992b): Passing through the Briançon zone (Briançonnais, France). In: J. VON RAUMER and F. NEUBAUER (Eds.), *The pre-Mesozoic geology of the Alps*. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin, 277–293 (in press).
- DESMONS, J. and FABRE, J. (1988): Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France); conséquences structurales. *Géol. Alpine, Grenoble*, 64, 13–26.
- DESMONS, J. and PLOQUIN, A. (1989): Chimisme du Briançonnais – Grand Saint-Bernard anté-mésozoïque (Alpes occidentales): une vue synoptique. *Géol. Alpine, Grenoble*, 65, 1–31.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Carte géol. France, Impr. Nationale, Paris*, 561 p.
- ELTER, G. with the coll. of CASTELLO, P., CIGOLINI, C., COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., LOMBARDO, B., RONCO, C.P. and SODERO, D. (1987): Carte géologique de la Vallée d'Aoste. C.N.R., Centr. stud. probl. orog. Alpi occid., Torino.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. and O'NIONS, R.K. (1978): Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1199–1212.
- FABRE, J. (1961): Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B.R.G.M., Orléans*, 2, 315 p.
- FISHER, R.V. (1984): Submarine volcanoclastic rocks. In: B.P. KOKELAAR and M.F. HOWELLS (Eds.), *Marginal basin geology*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 16, 5–27.
- FLUCK, P. (1980): Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace, contribution à l'histoire de la chaîne varisque. *Sci. Géol., Strasbourg*, 62, 1–247.
- GIBERGY, P., LACOMBE, P. and VIALON, P. (1970): Caractères des faciès attribuables au Dévono-Dinantien et de leur métamorphisme, dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, D, 756–759.
- GIGNOUX, M. (1929): Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 15, 98–142.
- GRECULA, P. and HOVORKA, D. (1987): Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: P. FLÜGEL, F.P. SASSI and D. HOVORKA (Eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. *Mineralia slovacica – Monography, Alfa Bratislava*, 251–270.
- GUEIRARD, S., WATERLOT, G., GHERZI, A. and SAMAT, M. (1970): Sur l'âge llandoerien supérieur à tarannoien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). *Bull. Soc. géol. France* (7), 12, 195–199.
- GUILLOT, F. (1987): Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Thèse Doct. Univ. Lille, 280 p. (unpubl.).
- GUILLOT, F., LIÉGEOIS, J.P. and FABRE, J. (1991): 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. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, 2, 239–244.
- GUILLOT, F., PLOQUIN, A., RAOULT, J.-F. and PERUCCIO-PARISON, M.-D. (1986): Les séries antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellocôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303, 2, 1141–1146.
- GUILLOT, F. and RAOULT, J.-F. (1984): Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale: données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises). *Ann. Soc. géol. Nord, Lille*, 104, 183–192.
- GUILLOT, P.-L. (1991): Place et signification de la "série satinée" de Belledonne dans l'édifice de nappes du bâti varisque français. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, 2, 1581–1585.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. and SMITH, D.G. (1990): A geologic time scale 1989. *Cambridge Univ. Press*, 263 p.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 407–418.
- HOPSON, R.F. and RAMSEYER, K. (1990): Cathodoluminescence study of myrmekite. *Geology*, 18, 336–339.
- HOWELLS, M.F. and LEVERIDGE, B.E. (1980): The Capel

- Curig volcanic Formation. Reports Inst. Geol. Sci., London HMSO, 80/6, 1-23.
- LEDRU, P., LARDEAUX, J.-M., SANTALLIER, D., AUTRAN, A., QUÉNARDEL, J.-M., FLOCH, J.-P., LEROUGE, G., MAILLET, N., MARCHAND, J. and PLOQUIN, A. (1989): Où sont les nappes dans le Massif central français? Bull. Soc. géol. France (8), 5, 605-618.
- LEMIÈRE, B. (1983): L'amas sulfuré de Chizeuil (Saône et Loire). Doc. B.R.G.M., Orléans, 54, 1-144.
- LE FORT, P. (1973): Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises), étude pétrologique et structurale de sa partie occidentale. Sci.Terre, Nancy, 25, 1-373.
- MARION, R. (1984.): Contribution à l'étude géologique de la Vanoise, Alpes occidentales. Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes-Val d'Isère. Thèse 3^e cycle, Univ. Chambéry, 172 p. (unpubl.).
- MÉNOT, R.-P., PEUCAT, J.-J., SCARENZI, D. and PIBOULE, M. (1988): 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a lower Palaeozoic oceanization. Earth Planet. Sci. Lett., 88, 82-92.
- MORETTI, A., MELETTI, C. and OTTRIA, G. (1990): Studio stratigrafico e strutturale dei Monti Romani (GR-VT). 1: Dal Paleozoico all'orogenesi alpica. Boll. Soc. Geol. It., 109, 557-581.
- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth Planet. Sci. Lett., 62, 53-62.
- NEUBAUER, F. (1990): Das südliche Wechselkristallin (Ostalpen): Relikt eines aktiven Kontinentalrandes. TSK III Symposium, Graz (19-21 April, 1990), 143-146.
- ÖBERHÄNSLI, R., KRÄHENBÜHL, U. and STILLE, P. (1991): Contrasting REE characteristics in meta-lamprophyres from Variscan massifs of the central Swiss Alps and REE patterns in lamprophyres from Variscan terranes of Western Europe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 71, 53-62.
- PEARCE, J.A. (1983a): A "user's guide" to basalt discrimination diagrams. Unpubl. Rept., The Open University, Milton Keynes-GB, 37 p.
- PEARCE, J.A. (1983b): Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. HAWKESWORTH and M.J. NORRY (Eds), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Orpington, 230-249.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. and TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25, 956-983.
- PERUCCIO-PARISON, M.-D. (1984): Problèmes pétrochimiques et structuraux en Vanoise septentrionale. Thèse 3^e cycle Paris-Orsay, 358 p. (unpubl.).
- PIQUÉ, A., PLOQUIN, A., QUÉNARDEL, J.M. and SANTALLIER, D. (1992): The French Paleozoic terranes. In: D. KEEPIE (Ed.), Pre-Mesozoic geology in France and related areas. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin (in press).
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207-220.
- REEDMAN, A.J., HOWELLS, M.F., ORTON, G. and CAMPBELL, S.D.G. (1987): The Pitts Head Tuff Formation: a subaerial to submarine welded ash-flow tuff of Ordovician age, North Wales. Geol. Mag., 124, 427-439.
- ROCK, N.M.S. (1991): Lamprophyres. Blackie, Glasgow, 285 p.
- SANTALLIER, D., BRIAND, B., MÉNOT, R.-P. and PIBOULE, M. (1988): Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.): revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. Bull. Soc. géol. France (8), 4, 3-12.
- SASSI, F.P. and ZANFERRARI, A. (Eds) (1990): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean belts. Stratigraphic correlation forms. Rendic. Soc. Geol. Ital., 12, 95-347.
- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus des nördlichen Grauwackenzone. Oberostalpinen Paläozoikum. Abh. Geol. B.-A., Vienna, 43, 1-149.
- SEYLER, M. (1983): Géologie de la partie centrale des Maures. Conséquences sur l'évolution géodynamique du massif. Géol. France (2), 1, 1-2, 81-96.
- SEYLER, M. (1986): Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. J. Petrol., 27, 1129-1251.
- SHERVAIS, J.W. (1980): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., 59, 101-118.
- STAUB, R. (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 28, 422-442.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la Nappe du Grand Saint-Bernard, essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). Thèse Doct. Univ. Lausanne, 485 p.
- THÉLIN, P. (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 193-204.
- WATSON, E.B. (1979): Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 407-419.
- WIMMENAUER, W. and LIM, S.K. (1988): L'association leptyno-amphibolique de la Forêt-Noire (R.F.A.). Bull. Soc. géol. France (8), 4, 35-41.

Manuscript received January 4, 1993; revised manuscript accepted April 21, 1993.

Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon

Granitoids from the "Zone Houillère Briançonnaise"

(Savoie and Valle d'Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology

Jean-Michel BERTRAND*, François GUILLOT**, Jacques LETERRIER***, M.P. PERRUCHOT****, Laurent AILLÈRES***** and Jean MACAUDIÈRE*****

RÉSUMÉ. – La Zone Houillère Briançonnaise (ZHB) est la première unité litho-tectonique continue surmontant le Front Pennique à l'Est. Elle est constituée de terrains d'âge namurien à stéphanien et de lambeaux de couverture permo-triasique. Comme le reste du domaine briançonnais et du Grand Saint Bernard, elle comporte des unités « gneissiques » dont l'âge, l'origine et la position tectonique sont controversés. Les « gneiss du Sapey » et les métagranites de la Costa Citrin (Val d'Aoste) sont étudiés dans cette note. L'évolution tectonique alpine de la ZHB consiste en un écaillage précoce accompagné d'une foliation non pénétrative dans les formations houillères, suivi par une phase majeure (schistosité régionale) et par des phases tardives où l'extension joue un rôle important. Les paragenèses de faciès amphibolite observées dans les gneiss du Sapey, malgré les déformations et recristallisations alpines indiquent qu'il s'agit d'un socle polymétamorphique anté-alpin. La datation U-Pb de zircons de trois échantillons de gneiss du Sapey confirme cette interprétation: âges minimum (intercepts inférieurs) plus vieux que 360 Ma et héritage d'âge protérozoïque. Par contre, deux métagranites de la Costa Citrin ont fourni des âges viséens de 324 ± 17 Ma et 323 ± 8 Ma. L'existence de lambeaux de socle hercynien précoce ou plus ancien, d'un épisode magmatique

d'âge viséen à namurien dans la ZHB ainsi que l'âge namurien et westphalien récemment révisé des sédiments appuient l'hypothèse de l'exotisme du domaine briançonnais par rapport aux domaines externes. En effet la ZHB avec son socle d'âge anté-carbonifère et son magmatisme antérieur à synchrone par rapport à une sédimentation d'âge carbonifère moyen doit être opposée aux bassins stéphanien tardi-orogéniques et à l'évolution magmatique d'âge stéphanien observés dans le Massif Central oriental et les Massifs Crystallins Externes des Alpes. La signification du plutonisme viséen-namurien de la Costa Citrin est discutée dans le cadre de la chaîne hercynienne européenne: il est la conséquence soit d'une subduction tardi-hercynienne de la Paléo-Téthys, soit plutôt d'un stade d'extension précoce antérieur au collapse post-orogénique.

Mots-clés : Alpes occidentales internes, Briançonnais, Chaîne hercynienne, géochronologie U-Pb

ABSTRACT. – The "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB) is the westernmost continuous unit of the Pennine domain that overlies the Pennine Front. The ZHB comprises Namurian and Westphalian formations locally overlain by Permian and Triassic cover rocks. As with other basements of the Pennine domain (Briançonnais in France, Grand Saint Bernard in Italy and Switzerland), the ZHB comprises gneissic units, whose age, origin and tectonic significance have been discussed for a long time. This study deals with the Sapey gneisses, defined near Modane (Savoie), and the Costa Citrin metagranites (Valle d'Aosta, Italy). The alpine tectonic evolution of the ZHB involves an early thrusting event that produced a non-penetrative foliation in the Carboniferous formations. This foliation occurs only in the vicinity of tectonic contacts between individual slices. The thrusting event is overprinted by a regional large-scale, eastward-verging, deformation event and then by a partly extensional event. Pre-alpine relict amphibolite-facies mineral assemblages found in the Sapey gneisses confirm that they belong to a poly-metamorphic basement. Ages from U-Pb geochronology on zircons (three samples of different lithology and from different regions) confirm this interpretation. Concordia diagrams evidence that zircons have a Proterozoic inheritance and that minimum ages are older than 360 Ma (lower intercepts with the concordia). By contrast, two samples of the Costa Citrin metagranite yielded well-defined Viséan-Namurian ages at 324 ± 17 MA and 323 ± 8 Ma. This old basement age

*CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex. Adresse actuelle: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Domaine universitaire, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex – Tel 04 79 75 86 76, Fax 04 79 87 77, E-mail: Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr

**Laboratoire Sédimentaire et Géodynamique, SN5, Université de Lille 1, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex – Tel 03 20 43 41 20, Fax 03 20 43 49 10, E-mail: guillot@univ-lille1.fr

***CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex, Tel 03 83 59 42 05, Fax 03 83 51 17 98, E-mail: jlet@crpg.cnrs-nancy.fr

****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex.

*****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex. (2) Adresse actuelle: Department of Earth Sciences, Monash University, VIC 3168, Clayton, Australia. Tel (61) (3) 9905 1526, Fax (61) (3) 9905 5062, E-mail: laurent@earth.monash.edu.au
*****CRPG-CNRS, BP20, F-54501 Vandœuvre Cedex et E.N.S. Géologie, BP40, F-54001 Vandœuvre Cedex, Tel 03 83 59 42 43, Fax 03 83 82 17 98, E-mail: macaudi@crpg.cnrs-nancy.fr

(early Hercynian or older) associated with evidences for a Visean-Namurian magmatic event in the ZHB are consistent with the recent reappraisal of the age of the sedimentary formations of the ZHB (now dated of Namurian to Westphalian). These data support the possible "exotism" of a "Briançonnais" terrane with respect to external domains of the Alps. The ages of the basement (pre-Carboniferous), of the sediments (Visean-Namurian) and of the recorded magmatic event (Visean-Namurian) of the ZHB cannot be related to the late orogenic basin formation and magmatic evolution of the Eastern Massif Central or of the External Basement Massifs during Stephanian times. The significance of the Visean-Namurian plutonism of the Costa Citrin is discussed with respect to other parts of the European Hercynian belt. It is interpreted either to be a consequence of a late Hercynian "eastern" subduction or rather, to relate to an early extensional stage during the orogeny.

Key-words : Internal western Alps, "Briançonnais" domain, Hercynian belt, U-Pb geochronology.

INTRODUCTION

Dans les Alpes occidentales, la zone houillère briannonnaise (ZHB) est la première unité litho-tectonique continue observable au dessus et à l'Est du Front Pennique. Suivie sur près de 200 km entre Sion et Briançon, elle surmonte tectoniquement, à la faveur du "Front Briançonnais" les unités valaisannes au Nord de Moûtiers et sub-briançonnaises au Sud (références in Bertrand *et al.*, 1996). La ZHB est constituée de terrains d'âge namurien à stéphanien (Fabre, 1961; Mercier & Baudoin, 1987; Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995) ainsi que de lambeaux de couverture permienne et triasique. En Savoie, deux formations sédimentaires ont été définies dans la ZHB: l'assise de Tarentaise (= Houiller productif) d'âge westphalien D à stéphanien inférieur et l'assise de Courchevel d'âge stéphanien moyen à permien inférieur (Fabre, 1961; Caby, 1964) mais des termes plus anciens, mieux développés au sud (région de Briançon), peuvent localement exister. Elle comporte aussi des unités "gneissiques" dont l'origine est encore controversée: les "gneiss du Sapey", unité définie près de Modane (Ellenberger, 1958; Détraz, 1984) et les métagranites de la Costa Citrin en Val d'Aoste (Caby, 1974).

L'unité des gneiss du Sapey (UGS) jalonne de manière discontinue la bordure orientale de la ZHB (Figure 1). Contrairement au socle bien caractérisé du Ruitor (Fabre, 1961; Baudin, 1987; Desmons & Mercier, 1993), sa position apparemment stratigraphique au sommet du Houiller et sous le Permien a favorisé des interprétations multiples (références in Ellenberger, 1958). Les gneiss sont souvent situés à côté d'assises conglomératiques versicolores attribuées au Stéphanio-Permien. Le Permo-Trias, généralement mince, est discordant sur le Stéphanio-Permien présumé et les gneiss du Sapey. Ellenberger (1958) a proposé de voir dans les gneiss du Sapey la manifestation d'un magmatisme (ou d'une migmatisation) fini-carbonifère à éopermien. Un événement magmatique permien a aussi été défendu aussi par Bocquet (1974), par Thélin (1983,

1987), du fait de la ressemblance des gneiss de Randa en Valais avec ceux du Sapey, et par Schade (1983) qui a signalé des niveaux volcaniques dans les couches de passage du Houiller au Permien. Par contre, Détraz (1984) et Détraz et Loubat (1984) ont découvert du disthène dans des faciès paradérivés associés aux gneiss du Sapey, établissant ainsi que l'UGS correspond à un socle anté-alpin.

La localisation dominante des gneiss du Sapey au sommet des assises houillères a été interprétée par Détraz (1984) comme résultant d'un charriage lors d'un épisode orogénique d'âge permien, les granites peu déformés de Modane étant considérés comme des intrusions synchrones de cette tectonique. Guillot (1987), suivi par Desmons et Fabre (1988) puis Debelmas et Rampoux (1995), a proposé qu'il s'agisse du résultat d'écrolements de grands blocs de socle, au pied d'un escarpement de faille bordière permienne. Dans ces deux hypothèses, l'ensemble aurait ensuite été scellé, en discordance, par la sédimentation fini-permienne ou éotriasique. Pour d'autres auteurs, (Debelmas *et al.*, 1991), les contacts mutuels entre gneiss du Sapey, Houiller, et couverture permo-triasique, sont tous de nature tectonique et d'âge alpin. Ainsi pour Caby (1996), le contact entre le socle anté-permien du Ruitor et la ZHB n'est pas une discordance stratigraphique mais représente une zone de cisaillement en extension à pendage ouest et cette interprétation est (cf coupes de Caby, 1996) étendue aux relations UGS-ZHB dans la région de Modane.

Le massif de la Costa Citrin est le seul massif de granitoïdes complètement inclus dans la ZHB. Il affleure en son milieu, entre Val d'Aoste et col du Grand Saint Bernard. D'autres roches intrusives sont connues dans la région de Briançon et en Maurienne: ce sont surtout des microdiorites (Piantone, 1980). Considéré par Zulauf (1963) comme une écaille de socle anté-carbonifère, le complexe de la Costa Citrin qui affleure sur quelques km² a été interprété par Caby (1974) comme représentant un laccolite mis en place dans des formations d'âge westphalien à stéphanien et appartenant à un événement magmatique permien.

Ce rappel historique souligne l'importance de la ZHB et des socles qui la bordent à l'Est pour la compréhension des évolutions géodynamiques, tant alpines qu'hercyniennes, du domaine pennique des Alpes occidentales. En effet, la comparaison des socles penniques avec ceux du domaine externe peut fournir un test du modèle de l'exotisme du domaine pennique-briançonnais proposé par Stampfli (1993) et préciser la place de ces socles dans la reconstitution de l'orogène hercynien. Le test proposé dans cette note consiste à déterminer si l'UGS (le problème du Ruitor n'est pas abordé) peut ou non constituer le socle de la ZHB, en utilisant une approche structurale complétée par la datation U-Pb de quelques granitoïdes.

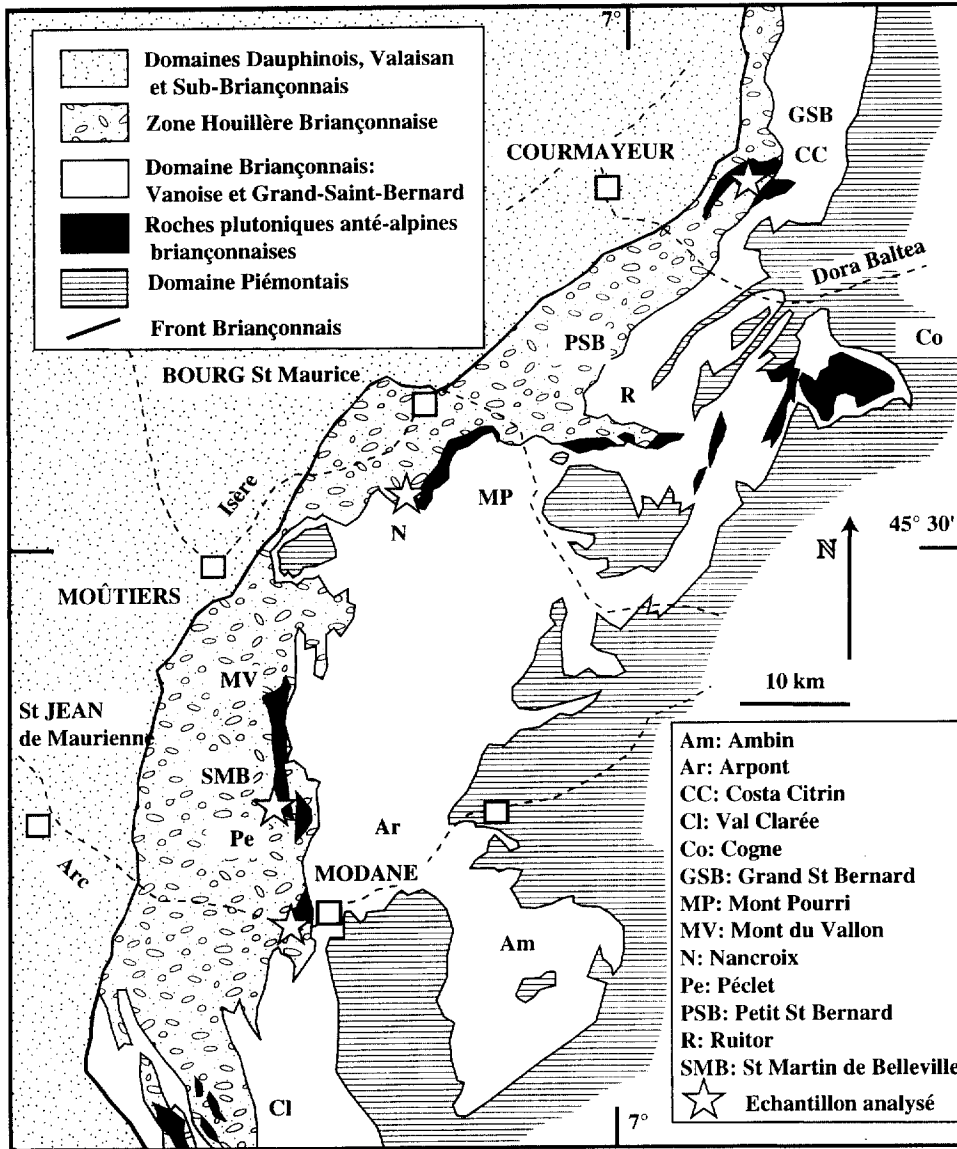


Fig. 1. - Carte schématique du domaine Briançonnais et de la Zone Houillère (ZHB) en Savoie et Val d'Aoste; localisation des échantillons étudiés.

Fig. 1. - Sketch map of the Briançonnais domain and "Zone Houillère" in Savoie and Aosta Valley; stars = location of analysed samples.

CADRE TECTONIQUE DE LA ZHB EN VALLÉE DES BELLEVILLE

Au dessus et à l'Est du Front Briançonnais, souligné par une bande continue de gypses et de carneules, affleurent les terrains carbonifères et permien de la ZHB, associés dans la zone la plus externe à des lentilles discontinues de Trias. En bordure externe de la ZHB, une "unité des Encombres" a été définie (Aillères *et al.*, 1994) qui peut être corrélée avec la ZHB externe définie précédemment par Baudin (1987) puis par Caby (1996) au Col du Petit-Saint-Bernard (flores du Westphalien inférieur signalées par Fabre, 1961), et est probablement

l'équivalent de l'unité de Roche Château-Les Rochilles définie précédemment au sud de l'Arc par Fabre *et al.* (1982). Dans cette unité, datée du Westphalien D aux Encombres (Fabre, 1961) et qui comporte du Permien et du Trias, les relations entre la stratification (S0) et la schistosité principale indiquent une vergence ouest pour les plis plurihectométriques, avec une schistosité à pendage vers l'Est suggérant une évolution monophasée (Figure 2). Cette unité semble avoir subi un métamorphisme de plus bas degré que le reste de la ZHB et les directions (N40 à N50) de S0 et de Se (= schistosité de l'Unité des Encombres) sont nettement obliques par rapport au Front Briançonnais (N0 à N10), soulignant le

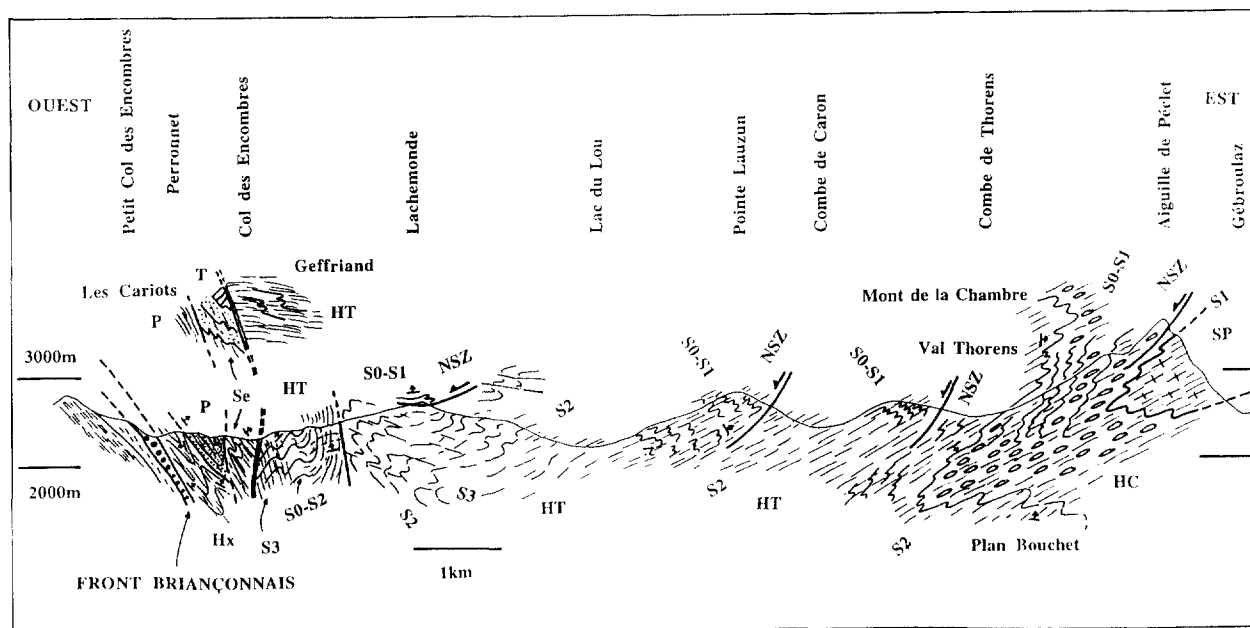


Fig. 2. – Coupe schématique de la ZHB au Sud de St Martin de Belleville. La faille marquée par un double trait souligne le contact entre l'unité des Encombres et la Zone Houillère s.s. La schistosité Se, à pendage ouest, présente les mêmes caractéristiques que la S2 en ZHB. La petite coupe, au dessus du Col des Encombres, correspond à la situation de l'unité des Encombres 5 kilomètres plus au Nord. Abréviations: T: Trias; P: Permien; Hx: Houiller peu métamorphique de l'unité des Encombres; HC: Assise de Courchevel (Stéphanien supérieur); HT: Assise de Tarentaise (Westphalien-Stéphanien inférieur); SP: gneiss du Sapey; NSZ: zone de cisaillement en faille normale. Les flèches indiquent la polarité stratigraphique observée.

Fig. 2. – Schematic cross-section of the ZHB, south of St Martin de Belleville. The fault marked in double outlines the eastern edge of the "Unité des Encombres". The eastward dipping Se schistosity of this unit shows the same characteristics as the S2 of the ZHB. Insert above the Col des Encombres corresponds to a section located 5km to the North. Brevia: T: Triassic; P: Permian; Hx: low-grade Carboniferous of the Encombres unit; HC: Courchevel formation (Upper Stephanian); HT: Tarentaise formation (Westphalian-Lower Stephanian); SP: Sapey gneisses; NSZ: normal shear zone. Arrows point to the observed younging direction

caractère tardif de ce contact tectonique. Plus à l'Est (pointe de Lachemonde et région des Ménuires-Val Thorens), les formations du Houiller, séparées de l'unité précédente par une faille NS subverticale, montrent une évolution polyphasée et les relations géométriques sont inversées: une vergence vers l'Est est associée à une schistosité principale subhorizontale ou à faible pendage ouest, considérée comme une S2 par continuité avec le patron structural observé plus à l'Est (Figure 2). Nous avons pu montrer (Aillères *et al.*, 1995; Aillères, 1996; Bertrand *et al.*, 1996) que le passage est continu entre les deux types de situation et correspond à des déformations tardives (D3), formées *pro parte* en extension, et que la schistosité principale observable dans les deux domaines peut être la même et correspondrait à S2. Cette interprétation n'est pas partagée par Caby (1992, 1996) qui considère que la schistosité principale a partout valeur de S1.

La déformation précoce (D1), bien observée dans la région la plus orientale (massif de Pécelet), où elle est replissée par les plis métriques à kilométriques D2, est une déformation non pénétrative à l'échelle mégasco-

pique car strictement localisée aux zones de contact entre des unités superposées tectoniquement, ayant toutes la même polarité stratigraphique. Cette déformation D1 est de type rotationnel par opposition à D2 où seul de l'aplatissement est enregistré (Aillères *et al.*, 1995). Dans ce contexte, les gneiss du Sapey correspondent à l'une des unités tectoniques D1 définies ci-dessus et leur contact, le plus souvent mylonitique, est replissé par la phase plicative majeure D2 (cf. coupes de Détraz, 1984, et Figure 2). Il faut souligner que, sauf localement (voir plus loin), les unités de la ZHB sont presque toujours à l'envers au dessus des gneiss du Sapey. Cette disposition implique, dans l'hypothèse d'unités tectoniques superposées lors de D1, que les gneiss constituaient, avant la déformation D2, une unité située en position "haute" dans la pile tectonique et qui serait donc d'origine interne – à condition de connaître avec certitude la vergence initiale.

Des coupes très semblables ont déjà été proposées au Nord dans la région du Ruitor (Baudin, 1987) et au Sud dans la vallée de la Clarée (Fabre *et al.*, 1982). Quelle que soit l'hypothèse cinématique proposée par ces

auteurs, ces coupes montrent l'enroulement frontal d'une schistosité principale elle-même précédée par une déformation précoce. Par contre, les coupes proposées par Caby (1992, 1996) et Debelmas *et al.* (1989) restent fidèles à l'hypothèse d'éventail briançonnais, en considérant que la schistosité associée à notre événement D2 est la plus ancienne. Ces divergences d'interprétations sont longuement développées par Caby (1996).

SITE GÉOLOGIQUE DES GNEISS DU SAPEY

Quelques observations nouvelles montrent les relations entre gneiss et formations houillères sous un nouveau jour.

Au Mont du Vallon (Figure 3), les gneiss forment le cœur d'un pli hectométrique à schistosité de plan axial sub-horizontale. Parmi les divers faciès décrits par Détraz (1984), les micaschistes comportent des reliques de minéraux anté-alpins et montrent une forte linéation d'étirement inconnue dans les faciès houillers voisins. Grenat et disthène ont été identifiés en lame mince – minéraux reliques déjà signalés à proximité (Détraz & Loubat, 1984). Dans la petite combe à l'Ouest du sommet, une discordance cartographique, recoupée par la schistosité S2, affleure de manière continue et peut être suivie en versant nord jusqu'au col des Mines. Un conglomérat à galets de socle souvent peu déformés et peu altérés (linéation ancienne conservée dans les galets, biotite reconnaissable) forme un niveau continu de quelques mètres d'épaisseur caractérisé par une matrice phylliteuse roussâtre. La continuité cartographique de ce niveau conglomératique, à galets de socle, suggère une discordance stratigraphique, dont l'âge est inconnu: anté-houiller, discordance entre les deux séquences définies

par Mercier & Beaudoin (1987) au sein du Carbonifère de la ZHB, ou discordance permienne ?

Géométriquement au dessus du contact, on observe des faciès verts et violets passant à des conglomérats peu matures (galets anguleux de quartz et feldspath) associés à des schistes noirs. Les colorations vertes et violettes sont clairement obliques sur S0 mais déformées par S2. Les relations entre coloration et lithologie suggèrent que la sédimentation sur le socle du Sapey est du type "onlap", i.e. probablement diachrone. Cependant, vers l'Ouest, une faille tardive met cet ensemble en contact avec des faciès de type "assise de Tarentaise" datés du Westphalien D (Schade *et al.*, 1985) qui présentent un fort contraste de déformation: la schistosité principale, subverticale, est une S1, parallèle à S0 (polarité vers l'Est selon Schade *et al.*, 1985) et remplissée par les plis D2.

Au Sud-Est du refuge du Saut (Mont Coua), on retrouve un dispositif semblable où le conglomérat à galets de socle est encore localement observable en contact direct avec les gneiss. Cependant, le conglomérat et les faciès du Houiller sont nettement plus déformés à proximité des contacts et leur déformation est pluriphasée. L'alternance de Houiller et de gneiss du Sapey, cartographiée par Détraz (1984), résulte donc d'un écaillage D1 repris par la déformation D2.

Au Glacier de Pécelet (Pe sur la Figure 1), le contact des gneiss affleure sous l'arrivée du téléphérique "Funitel". Comme au mont du Vallon, les gneiss du Sapey, ici très déformés, sont situés géométriquement sous les formations conglomératiques vertes et violettes de l'assise de Courchevel. Les premières polarités observées au dessus du contact indiquent ici que la série est à l'envers. Pourtant, au contact des gneiss et sur quelques mètres, nous avons retrouvé des conglomérats très déformés à galets de socle et à matrice roussâtre semblables à ceux du Mont du Vallon. Le contact principal entre le Houiller et les gneiss est donc tectonique, caractérisé par une forte schistosité dans les gneiss et par une schistosité oblique sur S0 dans les faciès du Houiller sus-jacents (relations de flanc inverse de pli à déversement vers l'Est). A ces structures est surimposée une déformation plus froide, non pénétrative, consistant en zones de cisaillements en failles normales associées à des fentes à quartz, l'ensemble indiquant un mouvement "sommet vers l'Ouest". Il faut donc supposer, comme au Mont du Vallon, une discontinuité majeure entre un ensemble de formations houillères – empilement d'unités tectoniques D1 – à l'envers, reposant sur les gneiss du Sapey qui supportent localement des restes d'une couverture autochtone possible, d'âge inconnu. L'ensemble est affecté de grands plis (D2) à déversement apparent vers l'Est.

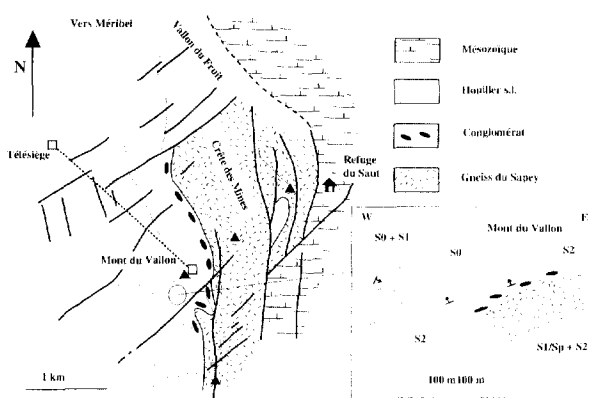


Fig. 3. – Schéma montrant le contact entre gneiss du Sapey et Houiller au Mont du Vallon.

Fig. 3. – Sketch map and cross-section of the contact between the Sapey gneisses and the Carboniferous in the Mont du Vallon area.

**LES MÉTAGRANITES
DE LA COSTA CITRIN**

Au versant sud de la Punta Valetta, les métagranites, très déformés, forment une lame de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur au sein de métaconglomérats et de schistes noirs comportant quelques lentilles discontinues d'antracite. Les métagranites sont intimement associés à des faciès "prasinitiques" rubanés, à des micaschistes et des gneiss albitiques parfois riches en actinote, qu'ils recoupent localement. Des intercalations métriques de métaconglomérats ont été observées dans les micaschistes et les gneiss prasinitiques (Lago di Dzioule). Fabre (1961) signale plusieurs affleurements de prasinites en Savoie, considérées comme stéphaniennes ou permienne. Parmi les faciès décrits par Caby (1974) sur le versant nord, seuls les métagranites albitiques très clairs et des termes pauvres en micas, d'aspect granodioritique, affleurent sur la crête et sur le versant sud. Les schistes houillers affleurant au Col Citrin et sur la crête de la Punta Valetta ont subi au moins deux phases de déformation. La plus ancienne, responsable de la schistosité principale, correspond à une schistosité à pendage modéré vers l'Est ou le Sud et à des plis d'axe courbe associés à une linéation d'étirement, à N80-N110. La plus récente est responsable d'un clivage espacé plus redressé, lui aussi à pendage vers l'Est. Les faciès granitiques ont subi les mêmes déformations mais recoupent localement le rubanement des prasinites. La

paragénèse métamorphique comporte de l'albite, souvent riche en inclusions charbonneuses, des micas (phengite, stilpnomélane et localement biotite, chlorite), de l'actinote, de l'épidote et de la clinzoïsite.

En l'absence d'arguments décisifs en faveur d'une déformation anté-alpine, il est probable que le granite se soit mis en place dans le bassin sédimentaire houiller, au début de son fonctionnement comme le suggère l'association étroite – actuellement tectonique – de conglomérats, de faciès d'origine volcanique et de granitoïdes.

**COMPOSITION CHIMIQUE ET
HÉRITAGES (Figure 4, Tableau I)**

Costa Citrin: Les analyses chimiques de 4 échantillons de métagranites montrent des compositions qui varient depuis des termes granitiques (adamellite) vers des termes leucogranitiques (SiO₂ de 68,9 à 75,5%, MgO de 1,33 à 0,28). L'ensemble présente un très léger caractère peralumineux (paramètre A<20 – Debon et Le Fort, 1983) et sodique (Na₂O>K₂O). Toutefois ce caractère est probablement le résultat d'une altération hydrothermale (albitisation liées au métamorphisme. Les terres rares (86 à 146 ppm) montrent des spectres fortement fractionnés pour les TR légères ((La/Sm)_N = 3,3 à 5) et presque plats pour les TR lourdes ((Gd/Yb)_N = 1,1 à 1,2) et, sauf pour un échantillon, une forte anomalie négative en Eu. Compte tenu de ces caractères, cet ensemble doit être rattaché aux granitoïdes calco-alcalins.

Tableau I. – Analyses chimiques de quelques échantillons du Sapey et de la Costa Citrin (Service d'analyses du CRPG).
Table I. – Chemical analyses (CRPG) of Sapey and Costa Citrin rocks.

Echantillon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	Total		
Ci12	74.99	13.1	1.56	tr	0.27	0.73	4.11	3.66	0.18	0.05	0.99	99.64		
Ci21	69.48	14.22	3.41	0.02	0.76	1.6	4.16	2.97	0.41	0.11	2.57	99.71		
Ci22	75.49	12.97	1.5	tr	0.28	0.53	3.98	3.95	0.12	0.04	0.86	99.73		
Ci25	74.28	13.16	1.89	0.02	0.28	1.06	4.02	4.05	0.2	0.06	0.71	99.73		
ZH 94-3	63.71	15.93	5.58	0.06	2.95	0.8	2.69	3.51	0.63	0.17	3.69	99.72		
ZH 95-32	68.92	13.93	3.81	0.05	1.33	1.22	2.68	4.53	0.5	0.16	2.61	99.74		
	Ba	Cu	Ga	Nb	Pb	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr			
Ci12	736	7.6	14.7	4.89	83.1	64.1	9.81	10.9	18.9	12.6	129			
Ci21	1248	10.9	17.4	7.77	99.1	91	7.92	36	24.4	37.6	178			
Ci22	477	1.45	12.9	5.76	87.6	38.6	7.58	4.9	21.7	21.5	93.4			
Ci25	556	4.48	16.6	7.21	121	58.2	10.2	12	26.6	27	163			
ZH 94-3	620	27.3	22	13.2	136	61.9	12.7	75.7	32.9	130	197			
ZH 95-32	569	9.51	18.9	9.36	167	113	11.9	34	33.8	43.1	174			
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ci12	27.9	53.64	5.49	18.98	3.52	0.538	2.99	0.47	2.55	0.61	1.8	0.29	1.93	0.28
Ci21	25.42	50.33	5.83	21.11	4.24	1.09	3.67	0.63	3.75	0.86	2.33	0.35	2.64	0.43
Ci22	17.7	35.8	3.75	13.62	3.3	0.303	2.83	0.53	3.03	0.7	1.94	0.31	2.03	0.31
Ci25	31.32	62.97	6.82	23.63	4.98	0.522	3.88	0.69	4.33	0.93	2.5	0.37	2.58	0.44
ZH 94-3	41.11	85.5	9.55	35.76	7.78	1.3	5.91	1	5.52	1.23	2.97	0.46	3.08	0.48
ZH 95-32	25.08	53.99	6.37	24.34	5.74	0.83	5.01	0.96	5.59	1.23	3.36	0.5	3.2	0.47

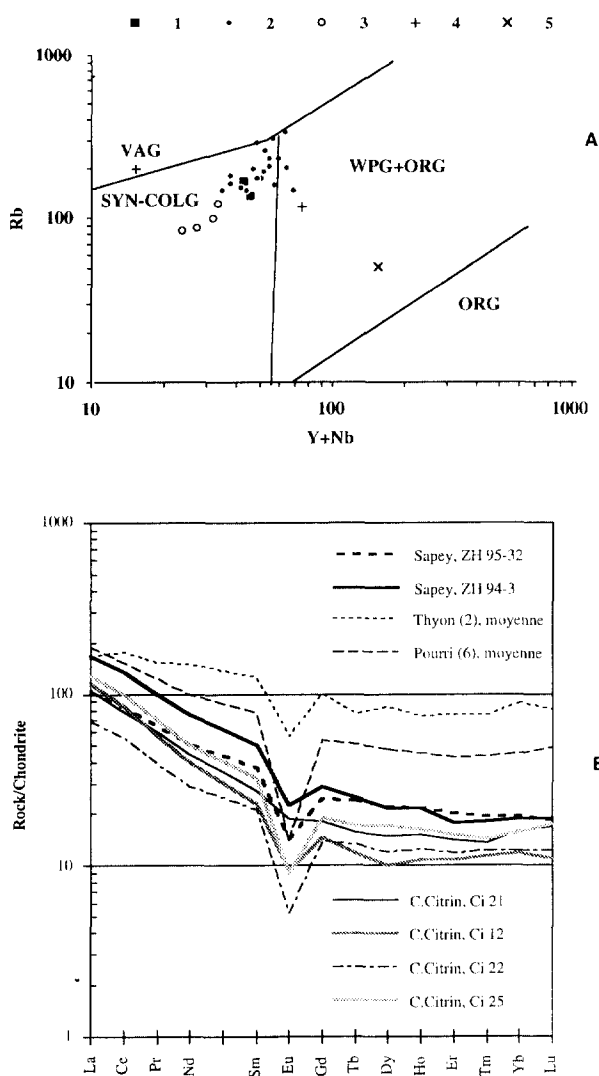


Fig. 4. – Quelques données chimiques comparatives concernant les gneiss du Sapey, le métagranite de la Costa Citrin et d'autres granitoïdes du domaine briannonnais. a) Discrimination des cadres géodynamiques (d'après Pearce *et al.*, 1984). VAG: granites calco-alcalins. SYN-COLG: granites de zones de collision. WPG: granites intra-plaques. ORG: granites des rides océaniques. (1) gneiss du Sapey (analyses Tableau I); (2) gneiss du Sapey (analyses Thélin, 1983); (3) métagranite de Costa Citrin (analyses Tableau I); (4) granophyres du Mont Pourri (moyenne de 7 analyses, Guillot *et al.*, 1993 et données inédites); (5) métagranite de Thyon (moyenne de 6 analyses, Bussy *et al.*, 1996). b) Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Evensen *et al.*, 1978).

Fig. 4. – Comparison of some chemical data between Sapey gneisses, Costa Citrin metagranite and other granitoids from the Briançonnais domain. a) Geodynamic setting discrimination diagrams (from Pearce *et al.*, 1984). VAG: calc-alkaline granites. SYN-COLG: collision zones granites. WPG: within-plate granites. ORG: ocean ridge granites. (1) Sapey gneisses (analyses Table I); (2) Sapey gneisses (analyses Thélin, 1983); (3) Costa Citrin metagranite (analyses Table I); (4) Mont Pourri granophyres (average from 7 analyses, Guillot *et al.*, 1993 and unpublished data); (5) Thyon metagranite (average from 6 analyses, Bussy *et al.*, 1996). b) Chondrite normalized REE profiles (Evensen *et al.*, 1978).

Sapey: Les analyses de deux échantillons (orthogneiss de Pécelet et de Nancroix, voir description en annexe) ainsi que celles de Thélin (1983) montrent des compositions granodioritiques à granitiques ($63,9 < \text{SiO}_2 < 75\%$; $0,8 < \text{MgO} < 3\%$). Tous les échantillons sont affectés par une forte séricitisation marquée par une perte au feu élevée et des teneurs anormalement basses en Ca et Na. La destruction du plagioclase (transformé en séricite et quartz) pourrait rendre compte du fort caractère peralumineux. Toutefois les terres rares (137 à 202 ppm) montrent des spectres voisins de ceux de la Costa Citrin avec un fractionnement marqué des TR légères ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 5$ à 9), un aplatissement au niveau des TR lourdes ($(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1,2$ à 1,5) et une anomalie négative en Eu. Là encore, on peut rattacher cet ensemble aux lignées calco-alcalines.

Les différences chimiques sont nettes entre, d'une part, les gneiss du Sapey et métagranites de Costa Cit-

rin, de caractère globalement calco-alcalin, et, d'autre part, les granitoïdes du Mont Pourri et Thyon, datés par Guillot *et al.* (1991) et par Bussy *et al.* (1996) autour de 500 Ma et témoins d'un contexte anorogénique (granitoïdes de type A). Le caractère calco-alcalin du magmatisme intrusif dans le Houiller (Piantone 1980) ou le Permien (Thélin, 1983; Schade, 1983) avait jusqu'ici été considéré comme un argument en faveur d'un âge permo-carbonifère pour les gneiss du Sapey ou le granite de Costa Citrin.

RÉSULTATS GÉOCHRONOLOGIQUES

Les données géochronologiques nouvelles (Tableau II) ont été obtenues par la méthode U-Pb sur zircon sur de petites fractions (voir revue dans Heaman & Parrish, 1991). Les fractions sont de 30 à 50 grains (toujours

Tableau II. – Données isotopiques U et Pb. Abréviations: ab = fraction abrasée; nab = non abrasée; Nm = non magnétique; Dm = diamagnétique; auto = automorphe; sub-auto = subautomorphe; aig = aiguilles; multif = prisme < pyramide. Les erreurs en 2 σ sont indiquées entre parenthèses; les erreurs sur les âges sont indiquées à 2 σ; les erreurs sur les rapports sont indiqués en %. Le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb est celui de l'aliquote non spikée, l'erreur sur ce rapport a été doublée. Les blancs de Pb moyens mesurés au cours des analyses sont de 20 à 87 pg; les blancs d'U n'ont pas été mesurés. Les rapports calculés ont été corrigés du plomb commun selon Stacey & Kramers (1975), du blanc de Pb et de la discrimination de masse.

Table II. – U-Pb isotopic data. Abbreviations: ab = abraded; nab = not abraded; Nm = non magnetic; Dm = diamagnetic; auto = euhedral; sub-auto = subhedral; aig = needles; multif = multifaceted. Errors on ratios (% shown in brackets) and on ages are indicated at 2 σ. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratio correspond to the unspiked aliquot, the error on this ratio has been doubled. Average measured Pb blanks are about 20-87 pg. U blanks were not measured. Calculated ratios are corrected for common Pb according to Stacey & Kramers (1975), for Pb blanks and for mass discrimination.

Magnétisme	Caractéristiques	Poids mg	U ppm	Pb* ppm	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/238U 2σ	²⁰⁷ Pb/235U 2σ	²⁰⁷ Pb/206Pb 2σ	Cor	Age R8	Age R5	Age 7/6	
G94 004 - Modane Fourneaux													
A1	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, ro, limp	0,05	369	18	168(0,43)	0,03249(1,87)	0,36151(2,87)	0,08071(1,12)	0,98	206,1±3,8	313,3±7,7	1214±22
A2	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, br, limp	0,11	437	55	685(0,29)	0,08559(0,48)	0,91526(0,68)	0,07755(0,21)	0,99	529,4±2,4	659,9±3,3	1136±4
A3	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 2/1 auto, br, op	0,11	795	71	739(0,54)	0,07347(0,38)	0,73015(0,63)	0,07207(0,3)	0,97	457,0±1,7	556,6±2,7	988±6
A5	Nm 2° 3,5 A	ab, prismes 3/1 auto, br, transl	0,04	620	74	199(0,9)	0,09368(1,05)	1,24711(2,45)	0,09655(1,59)	0,89	577,3±5,8	822,1±13,7	1558±29
B1	Nm 1° 3,5 A	nab, prismes 3/1 auto limp	0,22	486	41	464(0,73)	0,07116(0,39)	0,74359(0,96)	0,07579(0,63)	0,9	443,1±1,7	564,5±4,1	1090±12
B2	Nm 1° 3,5 A	nab multif, auto, ro, limp	0,13	573	82	156(0,65)	0,0825(0,82)	0,92892(2,14)	0,08166(1,49)	0,86	511,0±4	667,1±10,4	1237±29
ZH 94-2 - Téléferique de Pélet													
B3	Nm 1° 3 A	ab, multif, sub-auto, br, co	0,12	384	39	2279(0,31)	0,10004(0,17)	1,09841(0,3)	0,07963(0,14)	0,99	614,6±1	752,6±1,6	1188±3
C1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 3/1 auto, ro, limp	0,08	668	49	1856(1,5)	0,07344(0,17)	0,66129(0,46)	0,06530(0,32)	0,88	456,9±0,7	515,4±1,9	784±7
C2	Nm 1° 3 A	nab, prismes 3/1 auto, ro, limp	0,17	330	24	1987(1,64)	0,07218(0,16)	0,6317(0,44)	0,06347(0,31)	0,87	449,3±0,7	497,2±1,7	724±8
C3	Nm 1° 3 A	nab, prismes 2/1 auto, ro, limp, co	0,15	492	44	4026(0,16)	0,0877(0,15)	0,88421(0,25)	0,07312(0,1)	0,99	541,9±0,8	643,3±1,2	1017±3
ZH 95-32 - Nancroix													
A1	Nm 3° 3 A	ab, prismes 4/1 auto, limp, incol	0,1	425	37	1419(1,56)	0,08457(0,2)	0,96476(0,49)	0,08274(0,32)	0,88	523,3±1	685,8±2,4	1263±7
A2	Nm 3° 3 A	ab, prismes 2/1 auto, limp, ro,	0,32	581	47	1695(0,71)	0,08207(0,12)	0,78604(0,29)	0,06947(0,19)	0,92	508,5±0,6	588,9±1,3	912±4
B2	Nm 3° 3 A	nab, prismes 3/1 auto, limp, ro	0,13	396	36	1591(0,15)	0,09217(0,16)	0,92741(0,27)	0,07298(0,12)	0,98	568,3±0,9	666,3±1,3	1013±3
C2	Nm 3° 3 A	nab, prismes 2/1 auto, limp, incol	0,22	702	49	1142(1,05)	0,07107(0,16)	0,6144(0,49)	0,0627(0,37)	0,84	442,6±0,7	486,3±1,9	698±8
Ci 20 - Costa Citrín (Punta Valetta)													
A 2	Dm 3A	nab, aig, limp, ro,	0,32	421	17	178(0,62)	0,02837(0,77)	0,20656(2,54)	0,0528(1,91)	0,85	180,4±1,4	190,7±4,4	320±43
A' 6	M 1° 3 A	ab, aig, auto, transl, ro,	0,25	528	22	567(0,16)	0,04(0,2)	0,29162(0,49)	0,05288(0,31)	0,96	252,8±0,5	259,8±1,1	323±7
B1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 4/1 auto, transl, ro	0,19	451	42	131(0,32)	0,05311(0,82)	0,38761(2,42)	0,05293(1,72)	0,9	333,6±2,7	332,6±6,9	326±38
B 7	Nm 1° 3 A	nab prismes 2/1 auto, limp, ro	0,17	957	42	199(0,53)	0,02964(0,39)	0,21557(2,07)	0,05275(1,79)	0,76	188,3±0,7	198,2±3,7	318±40
B 7-1	Nm 1° 3 A	ab, prismes 3/1 auto, transl, ro	0,19	930	36	598(0,53)	0,035(0,22)	0,25531(0,72)	0,05291(0,54)	0,88	221,7±0,5	230,9±1,5	325±12
Ci 25 - Costa Citrín (Saint Léonard)													
B1	M 1° 3,5 A	ab, prismes 3/1, ro-v, transl	0,14	1305	48	1124(0,25)	0,03729(0,14)	0,27149(0,3)	0,05289(0,17)	0,96	235,3±0,3	243,9±0,7	324±4
B2	M 1° 3,5 A	nab, pal, ro-v, transl	0,11	1118	54	610(0,29)	0,04917(0,14)	0,35826(0,46)	0,05284(0,34)	0,89	309,4±0,4	310,9±1,2	322±8
C1	M 1° 3,5 A	ab, prismes 3/1, ro-v, transl	0,09	1642	64	765(0,29)	0,03882(0,17)	0,28301(0,43)	0,05287(0,28)	0,94	245,5±0,4	253±1	323±7
C2	M 1° 3,5 A	nab, pal, ro-v, limp	0,08	923	40	466(0,3)	0,04365(0,15)	0,31866(0,53)	0,05295(0,41)	0,85	275,4±0,4	280,9±1,3	325±11

Les labels des fractions analysées correspondent à la granulométrie: A = >150µm; B = 150-100µm; C = 100-75µm.

inférieures à 0,5 mg) et homogènes (granulométric, magnétisme et caractéristiques morphologiques). Certaines de ces fractions ont été abrasées à l'air (Krogh 1982). La procédure suivante a été utilisée: – lavage des zircons à HNO₃ 3N dilué, – digestion en bombes Teflon (HF concentré) à 240°C (Parrish 1987), – reprise en HCl 3N en bombe à 180°C. Deux aliquotes ont été séparées, l'une d'elle additionnée d'un traceur mixte ²³⁵U-²⁰⁸Pb, et éluées séparément sur résine anionique en milieu chlorhydrique (Krogh, 1973). Les blancs de plomb, contrôlés lors de l'attaque de chaque série de sept fractions, ont varié pendant la durée de cette étude de 27 pg à 80 pg. Les deux aliquotes de Pb et l'U ont été analysés séparément sur un spectromètre de masse Cameca 206 (filament de rhénium, silicagel et acide phosphorique pour le plomb, l'uranium étant analysé sous la forme de UO₃ sur filament de tungstène). Le calcul des marges d'erreur, toujours données à 2 σ tient compte des incertitudes sur les rapports mesurés (plomb commun – blanc et correction selon Stacey et Kramers (1975) et de la discrimination de masse évaluée pour chaque série de sept fractions

en analysant un standard (NBS 983). Les rapports ont été calculés et corrigés en adoptant, pour tenir compte à titre conservatoire du fait que toutes les mesures ont été réalisées avec un multiplicateur d'électrons, une valeur de l'erreur sur le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb double de celle mesurée. Les droites de régression ont été calculées et dessinées en utilisant le programme Isoplot (Ludwig, 1987) adapté pour MacIntosh par Nemchin *et al.* (1994).

Les gneiss du Sapey

Les trois échantillons analysés correspondent à des faciès différents, tous supposés d'origine magmatique, et proviennent de secteurs bien distincts (voir Figure 1 et annexe pour localisation et composition pétrographique):

G94 004 (Modane)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes en prismes trapus (rapports L/l de 2 à 3), bipyramidés, de

teinte rosée à brun clair, parfois presque opaques. Une typologie sommaire selon la méthode de Pupin (1980) a permis de reconnaître surtout des types S3-S5, S6-S8, S11 et S22-J2, compatibles avec le caractère calco-alcalin suggéré par les données chimiques. Au MEB les zircons très automorphes montrent un fin zonage de type magmatique (Figure 5 a, b, c). Des cœurs partiellement recristallisés sont souvent présents; ils montrent une structure nébulitique caractéristique d'une recristallisation secondaire et on y observe parfois des noyaux multiples. Certains grains allongés présentent en outre une recristallisation spongieuse du cœur, apparaissant très claire au MEB en mode rétrodiffusé et plus riche en U avec de multiples inclusions d'uranothorianite, de xénotime et de monazite. On observe aussi des inclusions polycristallines à quartz et biotite ainsi qu'un minéral silicaté alumineux très riche en Fe. Certaines fractures sont cicatrisées par du quartz et du sphène, résultat possible de recristallisations d'âge alpin.

Six fractions de zircon ont été analysées, dont quatre ont été abrasées (Tableau II et Figure 6a); toutes sont de granulométrie $> 100 \mu\text{m}$. La fraction A1, très discordante, indique une perte de plomb récente. Les points ne sont pas alignés et sont disposés en discordance inverse. Les teneurs en U et Pb* sont respectivement de 400-800 ppm et de 18-80 ppm, sans relation claire avec la morphologie. Aucune droite de régression ne peut être proposée. Si on admet une évolution multi-épisode, comportant une perte en plomb d'âge alpin ou plus récent, une importante composante héritée d'âge précambrien doit être envisagée.

ZH 94-2 (Téléphérique de Péclet-Funitel)

Les zircons sont subautomorphes mais des grains automorphes ont été observés. Ce sont des prismes trapus (rapports L/l de 2 à 3), bipyramidés, de teinte rosée à brune, translucides à presque opaques. Bien que peu de grains soient facilement indexables, une typologie sommaire indique une prédominance des termes S2-S3, S6-S7 et L2-L5. Ils montrent presque toujours des cœurs bien visible au microscope. Une telle typologie confirme le caractère calco-alcalin proposé plus haut. Examinés au MEB (électrons rétrodiffusés), la plupart des zircons de cet échantillon montrent des faces et des angles arrondis, indice d'une corrosion (Figure 5 d). Les grains courts apparaissent multifacés voire arrondis. On observe assez systématiquement une zonation régulière en périphérie, peu contrastée, de type magmatique automorphe, mais tronquée par les bordures de grains, et un cœur nébuleux bien individualisé. Certains grains présentent une altération blanchâtre, non spongieuse, disposée en couronne à la limite entre cœur et périphérie. On observe des inclusions d'apatite, de feldspath potassique et d'allanite. Ces zircons présentent donc un caractère magmatique très net, avec un héritage plus ancien, modifié par une corrosion des grains qui peut être le résultat d'une déformation intense.

Quatre fractions de zircon ont été analysées dont trois sont de granulométrie inférieure à $100 \mu\text{m}$; deux d'entre elles ont été abrasées (Tableau II et Figure 6b). Les trois fractions les plus fines ($< 100 \mu\text{m}$) sont les plus discordantes, qu'elles aient été abrasées ou non. Les teneurs en U et Pb* varient respectivement de 330 à 668 ppm et de 24 à 50 ppm. Les zircons en prismes courts sont les plus pauvres en U. Les quatre points sont très mal alignés et définissent une discordia inverse dont l'intercept inférieur est à $396 \pm 38 \text{ Ma}$ et l'intercept supérieur est voisin de 1775 Ma. L'âge fourni par l'intercept inférieur, très imprécis, peut être interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place du protolithe anté-alpin.

ZH 95-32 (Nancroix)

La morphologie des zircons est assez homogène. Ce sont des prismes bipyramidés, automorphes et incolores dont les rapports L/l varient de 4 à 2. Une analyse typologique sommaire montre la prédominance des types S20, S23, S24, S25, P4, P5 et J3 à J5, qui indiquerait selon la grille de Pupin (1980) un caractère "alcalin" de haute température. Au MEB, en mode "électrons rétrodiffusés", des cœurs arrondis, à structure interne parfois complexe, sont ceinturés par une large zone externe finement et régulièrement zonée, parfaitement automorphe (Figure 5 e, f, g). Pour certains grains, la partie centrale est partiellement métamicté et à structure spongieuse. Typologie et observations au MEB confirment l'origine magmatique des zircons et donc de la roche encaissante. La typologie des zircons n'est cependant pas en accord avec la tendance calco-alcaline suggérée par les Terres rares.

Quatre fractions de zircon ont été analysées dont les granulométries vont de $>150\mu\text{m}$ à $75 \mu\text{m}$ (Tableau II et Figure 6c). Les teneurs en U et Pb sont du même ordre que celles de l'échantillon de Péclet (de 425 à 702 ppm d'U et de 36 à 50 ppm de Pb*) mais dans ce cas, ce sont les zircons courts qui sont les plus riches en U. Seules trois des fractions analysées sont médiocrement alignées, la quatrième fraction étant située nettement en dessous de la droite de référence dont les intercepts sont situés vers 363 Ma et 1510 Ma. Cette disposition est caractéristique d'une évolution multi-épisode incluant un héritage précambrien et un événement majeur ayant entraîné une réhomogénéisation incomplète d'âge hercynien mal défini.

La Costa Citrin

Deux échantillons ont été datés. L'un (Punta Valetta), correspond à un faciès de bordure très déformé et albitisé du contact sud du massif. L'autre (Saint Léonard) est un faciès massif qui provient du versant nord du massif.

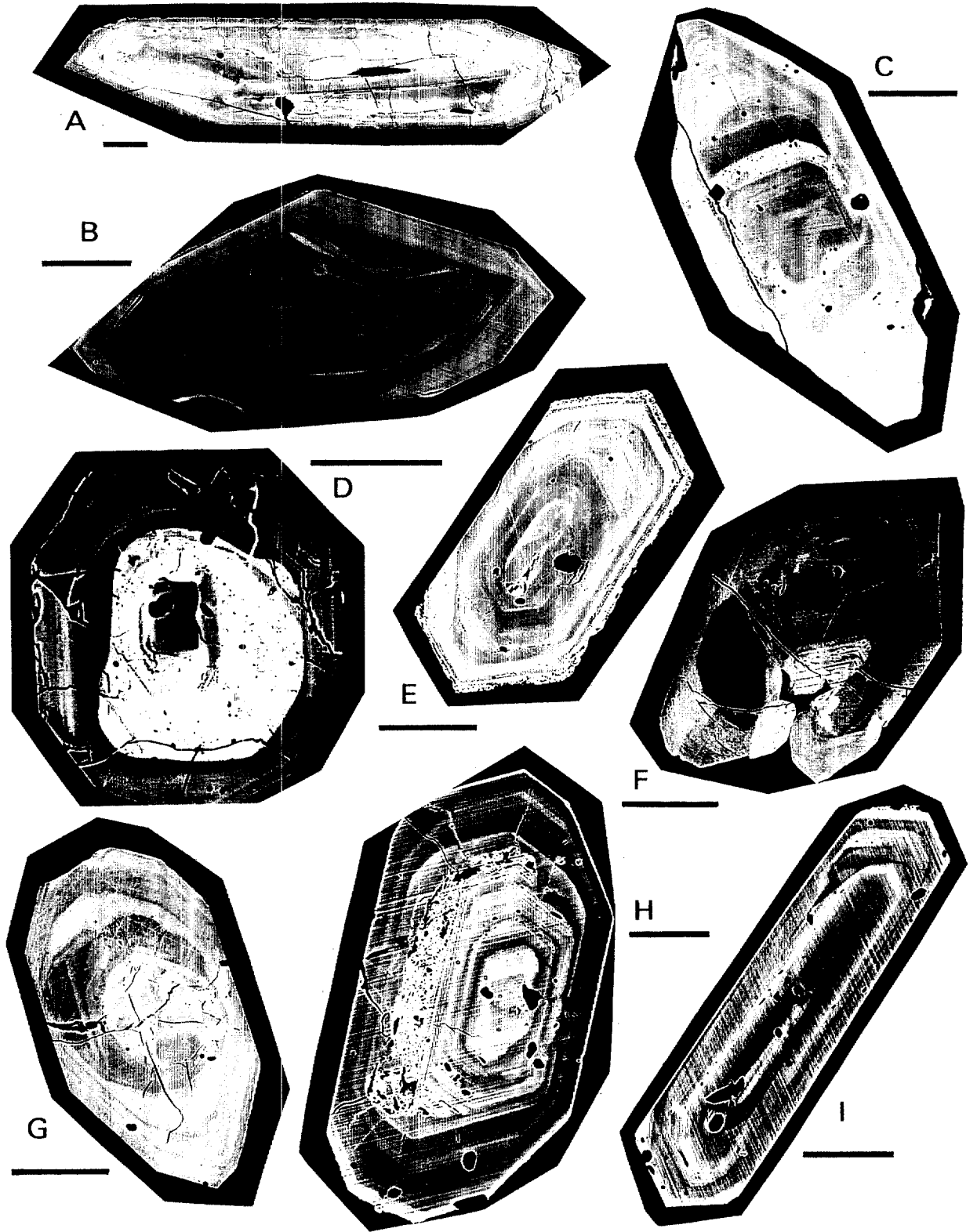


Fig. 5. – **Images de zircons au microscope électronique (MEB, mode électrons rétrodiffusés).** La barre échelle correspond à 50 µm. – *G94 004 Modane*: (A) zircon automorphe à cœur complexe, partiellement recristallisé; la périphérie montre une zonation régulière, de type magmatique, discordante sur la structure du cœur. (B) idem. forme plus trapue, le cœur, nébulitique suggère des noyaux multiples. (C) cœur nébulitique plus riche en U avec anneau piqué de mini-inclusions de quartz, la fissure est colmatée par du quartz spongieux visible en électrons secondaires. – *ZH 94-2 Pécellet*: (D) zircon automorphe à périphérie zonée de type magmatique et à cœur nébuleux cerné par une large auréole riche en U; les fissures sont aussi remplies de matériel blanc, plus riche en U. – *ZH 95-32 Nancroix*: (E) zircon automorphe à petit cœur légèrement altéré; la périphérie est régulièrement zonée, de type magmatique sauf l'extrême bord altéré secondairement de manière spongieuse. (F) cœur complexe et croissance magmatique en synneusis. (G) zircon automorphe à zonation magmatique dont le cœur, nébulitique, montre une évolution complexe. – *Ci 20 Costa Citrin*: (H) zircon automorphe à zonation magmatique régulière ne montrant pas de cœur; zone d'altération secondaire spongieuse à quartz, uranothorianite et quelques grains de sulfures. (I) zircon automorphe en aiguille, à zonation magmatique régulière

Fig. 5. – **SEM imaging of zircon grains (back-scattered electrons).** Scale bar corresponds to 50 µm. – *G94 004 Modane*: (A) euhedral zircon grain showing a partly recrystallised, complex core and a regularly zoned outer zone, probably magmatic in origin, unconformable with respect to the structure of the core. (B) a more stubby grain with a core structure suggesting several nuclei. (C) nebulitic core showing a U-rich ring with quartz micro-inclusions; the crack is filled by spongy quartz (observed on secondary electron mode). – *ZH 94-2 Pécellet*: (D) euhedral zircon grain showing a zoned magmatic outer zone, a nebulitic core bordered by a wide U-rich ring; cracks are also filled by white U-rich material. – *ZH 95-32 Nancroix*: (E) euhedral zircon grain with a small, partly altered core; the outer zone is regularly zoned (magmatic) except for the very edge which shows a secondary spongy alteration. (F) complex core and synneusis type magmatic growth. (G) euhedral zircon grain with magmatic zoning of the outer zone and complex nebulitic core. – *Ci 20 Costa Citrin*: (H) euhedral zircon grain showing a regular magmatic zoning and an elongated zone of secondary spongy alteration with quartz, uranothorianite and some sulfide inclusions. (I) euhedral zircon needle, showing a typical magmatic zoning.

Ci20 (Punta Valletta)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes et de teinte légèrement rosée. Une analyse typologique selon la méthode de Pupin (1980) montre une répartition bimodale avec un groupe dominé par S18, S17, S13, S19, S12 et S25 (13% des grains indexés pour S18) et un autre avec P2 et P4 (16% pour P2). Cette répartition typologique bimodale indiquerait une origine hybride, de type calco-alcalin pour S18 et une origine mantellique de type alcalin pour P2. Cette disposition suggère plutôt une origine par mélange de magmas qu'une évolution en cours de cristallisation. Au MEB, les zircons allongés (plutôt de type P2) sont faiblement zonés, ne présentent pas de cœur hérité mais sont riches en inclusions, parfois polycristallines, de quartz, feldspath potassique, plagioclase, apatite, sphère (Figure 5 h, i). Ces cristaux ne présentent pas de surcroissance métamorphique. Les zircons trapus sont plus complexes et montrent une zonation irrégulière, surtout au centre des grains. Ils sont riches en inclusions, du même type que celles des zircons allongés mais de la pyrite peut être aussi présente. De plus, leur partie centrale est parfois altérée et poreuse, plus riche en uranium, avec des inclusions d'uranothorianite (résultat d'une démixion secondaire?). Comme les grains allongés, ils ne montrent ni surcroissances métamorphiques ni cœurs hérités évidents.

Les résultats analytiques de cinq fractions sont reportés dans le Tableau II (une sixième fraction, à rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très bas de 41, a été éliminée). Les zircons étudiés au MEB montrent souvent des micro-inclusions de pyrite qui expliquent la part importante de plomb commun (bas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) qui a pu être minimisée par un tri draconien pour les dernières fractions analysées (A6 et B7-1). Les teneurs en U sont voisines de 500 ppm pour les zircons allongés, de 950 ppm pour les zircons plus trapus, les teneurs correspondantes de plomb radiogénique sont comprises entre 17 et 42 ppm. Sur le diagramme concordia (Tableau II et Figure 6d),

les points analytiques sont bien alignés mais les erreurs sont importantes (MSWD = 6) avec un intercept supérieur à 324 ± 17 Ma et un intercept inférieur voisin de 0. La fraction B1 est subconcordante, légèrement au dessus de la concordia, mais son bas rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ introduit une erreur élevée sur l'âge calculé. Il confirme cependant notre interprétation en terme d'âge de mise en place du granite originel.

Ci25 (Saint Léonard)

Les zircons de cet échantillon sont automorphes. D'une très belle couleur rose violette, ils sont transparents à légèrement troubles. En prismes trapus bipyramidés ou en "palets" plats (face 100), ils se groupent vers les types P3, P4 et S15 de la grille typologique de Pupin (1980) et correspondent à des formes "alcalines". Les images MEB montrent de très nombreuses inclusions polycristallines où les minéraux suivants ont été observés: quartz, apatite, biotite, feldspath potassique, albite, sphère, scheelite et pyrrhotite. Les bords des cristaux ont parfois une allure spongieuse de zones plus claires (micro-inclusions de quartz dans zones plus riches en uranium) qui peut aussi se manifester en position centrale. A part une tendance nébulitique au centre de certains grains avec disparition de la zonation oscillatoire, aucune évidence de cœurs hérités n'a pu être observée. Les teneurs en U varient de 1300 à 1600 ppm pour les prismes trapus, de 900 à 1100 ppm pour les zircons en "palets", les teneurs correspondantes de plomb radiogénique sont comprises entre 40 et 60 ppm. Les fractions non abrasées, correspondant aux formes en "palets" toujours plus limpides, sont les moins discordantes. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont assez bas indiquant une part importante de plomb commun (présence de mini-inclusions de pyrite). Sur le diagramme concordia (Tableau II et Figure 6e), les points analytiques sont bien alignés (MSWD = 0,26) avec un intercept supérieur à 323 ± 8 Ma et un intercept inférieur voisin de 0. La

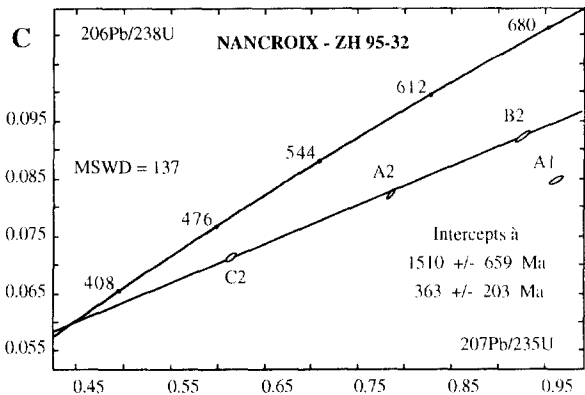
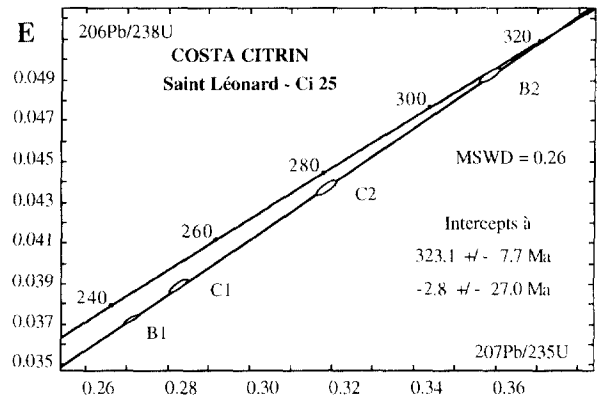
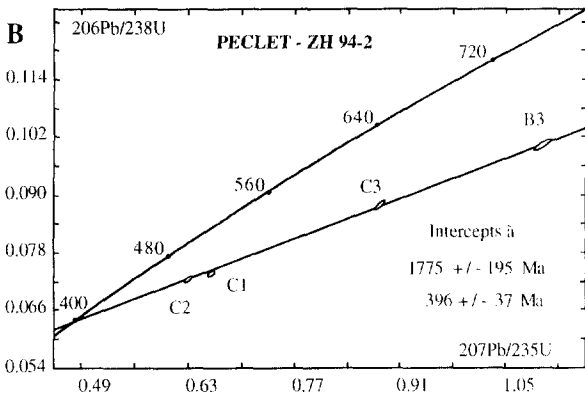
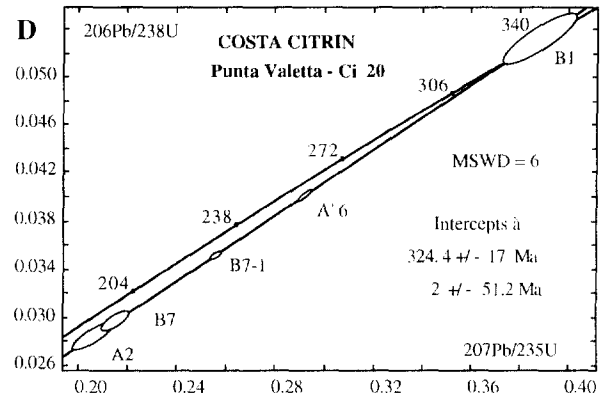
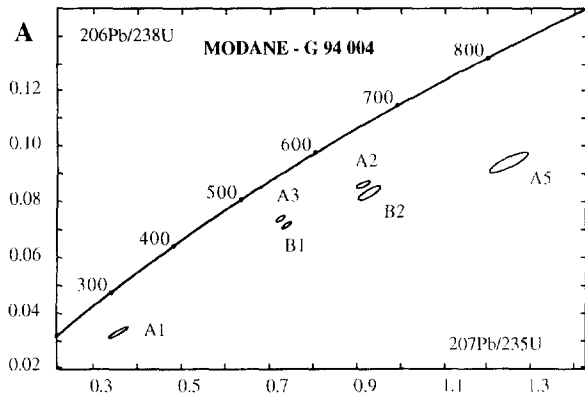


Fig. 6. - **Diagrammes Concordia**, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$: A) granite porphyroïde de Modane; B) orthogneiss de l'Aiguille de Pécelet; C) "micaschiste" à biotite de Nancroix; D) métagranite de la Costa Citrin-Punta Valetta; E) métagranite de la Costa Citrin-Saint Léonard.

Fig. 6. - **Concordia diagrams**: A) Modane porphyritic granite; B) Pecclet orthogneiss; C) Nancroix biotite schist; D) Costa Citrin metagranite-Punta Valetta; E) Costa Citrin metagranite-Saint Léonard.

fraction B2 est subconcordante (3,99% de discordance) et son âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 322 ± 8 Ma. L'âge fourni par l'intercept supérieur est interprété comme représentant l'âge de la mise en place du granite.

DISCUSSION

Les gneiss du Sapey

Des faciès différents provenant de plusieurs affleurements contiennent des zircons dont la typologie et les

caractères généraux indiquent des protolithes magmatiques avant la déformation alpine. Le type calco-alkalin du magmatisme, attesté par la géochimie des deux échantillons analysés, est compatible avec l'héritage décelé dans les zircons, tant visuellement (cœurs observés au MEB) que par les caractéristiques isotopiques, suggérant des magmas d'origine crustale. La typologie "alkaline" des zircons de l'échantillon de Nancroix est tempérée par la présence de cœurs hérités.

Nous n'avons pas obtenu d'âge précis pour les gneiss du Sapey mais nos résultats suggèrent qu'il s'agit de matériel anté-namurien. L'héritage précambrien (inter-

cepts supérieurs confirmés par l'omniprésence de cœurs) semble la règle comme pour le matériel gneissique du massif de l'Aar et du Gothard (Schaltegger, 1993). Bien que les intercepts inférieurs soient peu précis, ils suggèrent un événement magmatique ou métamorphique d'âge minimum plus vieux que 360 Ma, le résultat obtenu pour l'orthogneiss de Pécelet étant le plus fiable. Pour cet orthogneiss, l'âge de la corrosion des zircons, résultat possible d'une déformation intense, ne peut être déterminé – alpin ou hercynien ?

Nos données préliminaires suggèrent donc une mise en place hercynienne ou éo-hercynienne, ou même anté-hercynienne car des pertes de plomb d'âge alpin ne peuvent être exclues compte tenu des mauvais alignements et des points très discordants observés. Elles ne permettent donc pas de confirmer ou d'infirmer l'absence ou du moins la faible intensité des déformations et du métamorphisme au Paléozoïque supérieur dans le domaine Briançonnais suggérée par certains auteurs (Guillot, 1987; Guillot *et al.*, 1986; Desmons & Fabre, 1988; Guillot *et al.*, 1993). Compte tenu des héritages observés, les âges approximatifs obtenus sont dans la fourchette des âges hercyniens s.l. mais semblent exclure un âge permien, en accord avec les observations géologiques. Il est intéressant de rapprocher nos âges de ceux de 340-360 Ma obtenus par la méthode $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ sur le massif d'Ambin plus interne (Monié, 1990). Il est clair par ailleurs que dans le cas d'évolution complexe poly-orogénique (traduit par les structures internes des grains de zircon – Figure 5), la méthode conventionnelle sur fractions multigrains n'est pas adaptée. Par contre, l'observation dans les zircons de larges surcroissances zonées et automorphes d'origine magmatique permet d'espérer qu'une approche ponctuelle, à la sonde ionique, pourra permettre de préciser l'histoire des gneiss du Sapey.

Nos résultats sont donc trop imprécis pour confirmer l'exotisme du domaine Briançonnais par rapport au domaine dauphinois-helvétique, marge européenne s.s., tel que proposé par Stampfli (1993). Cependant, des âges cambriens ont été obtenus pour quelques méta-granitoïdes du domaine pennique: granophyres du Mont Pourri à 507 Ma (Guillot *et al.*, 1991); orthogneiss de Thyon à 500 Ma (Bussy *et al.*, 1995, 1996). Ces âges semblent indiquer en effet que les spectres d'âges sont très différents de part et d'autre du Front Pennique. A la même période où se développaient dans les régions du Mont Blanc et de l'Aar-Gothard – domaine externe – les épisodes plutoniques majeurs datés de 305 Ma et 295 Ma (Schaltegger, 1993; Bussy *et al.*, 1989; Bussy, 1995; Sergeev *et al.*, 1995) ainsi que de petits bassins carbonifères (Schaltegger & Corfu, 1995), un grand bassin détritique débutant au Namurien et alimenté du SSW, puis localement du SSE au Stéphanien (Mercier & Beaudoin, 1987) fonctionnait dans la ZHB. Cependant, selon ces derniers auteurs, la séquence supérieure d'âge stéphanien moyen serait discordante sur les termes plus anciens et la lacune correspondante pourrait souligner

l'épisode magmatique signalé plus haut. Il faut ajouter, en faveur d'un possible exotisme du domaine pennique, que pour les socles plus internes (Grand Paradis et Dora Maira) les premières datations de zircons (Tilton *et al.*, 1991; Bussy & Cadoppi, 1996) ont fourni des âges tardi-hercyniens, voisins de ceux obtenus pour le Cristallin externe (Mont Blanc). De telles différences des spectres d'âges ne peuvent être expliquées que par l'appartenance à des domaines paléogéographiques très différents, correspondant, au Paléozoïque, soit à des segments distincts de la chaîne hercynienne soit à des niveaux structuraux très différents. Il faut bien souligner que les datations disponibles concernent des protolithes issus de niveaux structuraux hétéroclites, résultat d'une géométrie de nappes (?) hercynienne encore inconnue, que les distensions de la fin du Paléozoïque et l'orogène alpin ont chacun contribué à juxtaposer: supracrustal (granophyres hypovolcaniques du Mont Pourri, Guillot *et al.*, 1991), croûte moyenne (gneiss de Pécelet, micaschistes de Naneroix et du Mont Mort daté à 330 Ma – Bussy *et al.*, 1996), infracrustal dans la zone d'Ivrée, base de croûte active à l'arrière du domaine pennique, entre 296 et 261 Ma (Vavra *et al.*, 1996). La variété des âges obtenus est ainsi explicable, leur faible nombre gênant encore les reconstitutions.

Le granite de la Costa Citrin et l'événement viséen-namurien

Le granite de la Costa Citrin (324 ± 17 Ma et 323 ± 8 Ma) est d'âge viséen à namurien. Certes, pour que la signification géologique de cet âge soit claire, des observations plus précises sur les relations structurales entre le complexe volcano-plutonique et les sédiments houillers sont nécessaires. Notre hypothèse d'un magmatisme synsédimentaire obligerait, si elle s'avérait exacte, à revoir l'âge des sédiments houillers encaissants. C'est déjà ce qui a été proposé dans une note récente (Brousmiche-Delcambre *et al.*, 1995) qui reconnaît un âge namurien plutôt que westphalien (proposé dans les travaux antérieurs – ref. in Fabre, 1961) pour une part importante des formations de la ZHB.

Un épisode magmatique d'âge viséen, daté de 335 Ma est décrit dans les massifs externes. Il consiste en un plutonisme extensionnel, daté dans l'Aar-Gothard (Schaltegger & Corfu, 1992; Sergeev *et al.*, 1995) ou est localement associé à des formations volcaniques acides (Schaltegger & Corfu, 1995). De type magnésien dans les Sept Laux, la Lauzière et Saint Colomban les Villards, il accompagne une tectonique transpressive en décrochement (Debon *et al.*, 1994; Guillot & Pécher, 1995; Debon *et al.*, soumis). Il en est de même dans les Vosges et la Forêt Noire (Schaltegger, 1996; Schaltegger *et al.*, 1996). Deux interprétations ont été proposées pour cet épisode plutonique et volcanique, clairement associé à une phase tectonique majeure:

1) Il serait en relation avec une subduction tardi-hercynienne, d'âge viséen, qui se serait développée en bordure d'une paléo-Téthys, marge sud-orientale de la chaîne hercynienne (Finger & Steyrer, 1990; Schaltegger & Corfu, 1992). Une telle possibilité ne peut être exclue compte tenu des reconstitutions paléogéographiques (Figure 7) proposées par Ziegler (1993). Une origine orogénique de ce bassin est suggérée par le cachet calco-alcalin des granitoïdes de la Costa Citrin et par les caractéristiques "andines" des diorites permocarbonifères de la région de Briançon (Piantone, 1980; Caby et Vatin-Pérignon, communication orale). Elle est plus difficile à justifier si on admet (Stampfli, 1993) un exotisme latéral important d'un bloc Briançonnais-Corse-Sardaigne déplacé pendant le Mésozoïque, hypothèse à rapprocher aussi de grands décrochements responsables de la formation du domaine sub-briançonnais (Ricou, 1980; Ricou & Siddans, 1986). Il faudrait, dans ce cas, mieux établir l'origine allochtone, peut-être ibérique, d'une partie des socles briançonnais (Figure 7).

2) En se fondant sur l'existence d'un volcanisme acide de cet âge dans le cristallin externe suisse, Schaltegger et Corfu (1995) proposent l'existence d'un important épisode extensif, de type Basin and Range. Ces auteurs définissent deux épisodes successifs d'extension ou de transtension tardi-hercynienne dans les massifs de l'Aar et du Gothard, accompagnés d'une activité magmatique. Le plus ancien est daté à 333 ± 2 Ma, le plus jeune comporte des rhyolites et des ignimbrites est datées entre 303 et 300 Ma. Pour les formations viséennes le caractère calco-alcalin à subalcalin n'est donc pas nécessairement à relier à une subduction comme cela a été proposé par Finger et Steyrer (1990).

L'hypothèse d'un fonctionnement précoce en extension, antérieur à 330 Ma, de la partie Grand St Bernard-Briançonnais de la chaîne hercynienne (Schaltegger & Corfu, 1995), est confortée par l'existence d'un âge sur monazite à 330 ± 2 Ma (Bussy *et al.*, 1996), obtenu pour un paragneiss de l'unité du Mont Mort (domaine du Grand St Bernard) et par les âges argon à 340-360 Ma des muscovites d'Ambin (Monié 1990). L'âge de 330 Ma du Mont Mort peut être en effet interprété comme représentant un pic de métamorphisme ayant affecté un socle de type Grand St Bernard. La similitude de cet âge avec celui de la Costa Citrin, compte tenu des marges d'erreur, est troublante. Elle pourrait indiquer que certaines unités de socle étaient en cours de dénudation et thermiquement actives à la même époque où s'initiait le bassin de la ZHB. On retrouverait ainsi, 30 Ma plus tôt, le même type de relations que dans le cas de l'effondrement tardi-orogénique stéphanien dans le Massif Central (références in Faure, 1996), hypothèse proposée pour l'Aar et pour les Vosges du Sud (Schaltegger & Corfu, 1995; Schaltegger *et al.*, 1996). Cette hypothèse est donc maintenant à tester par des datations systématiques des socles à matériel orthodérivé du domaine Briançonnais-Grand Saint Bernard (Ruitor, Vanoise, Cogne, Grand St-Bernard).

CONCLUSIONS

Les observations de terrain montrent que les gneiss du Sapey peuvent constituer le socle de la ZHB. La discordance du Mont du Vallon, s'il est possible de déterminer l'âge stratigraphique précis des formations discordantes en est un indice. Cela implique que l'évolution tectono-métamorphique hercynienne du domaine pennique était terminée avant le dépôt des formations (ou d'une partie des) formations carbonifères de la ZHB. Cela est confirmé par l'âge viséen de 323 Ma du granite de la Costa Citrin, apparemment situé dans la partie basale du bassin.

Les résultats géochronologiques obtenus pour les granitoïdes de l'unité des gneiss du Sapey, bien que préliminaires et imprécis, semblent exclure l'existence d'événements tardi-hercyniens dans cette unité, ce qui est logique si la ZHB et ses formations namuriennes à stéphanien datées sont discordantes sur un socle déjà stabilisé.

Contrairement aux massifs cristallins externes et aux nappes cristallines les plus internes, les socles des nappes penniques supérieures semblent donc avoir échappé à l'évolution métamorphique et magmatique post-viséenne. Mais ce n'est que lorsque le "désert géochronologique" du cristallin interne de la partie franco-italienne des Alpes sera exploré (voir l'état des lieux proposé par Hunziker *et al.*, 1992) qu'une comparaison sérieuse pourra être tentée entre domaines externes et internes pour comprendre la face cachée de la chaîne

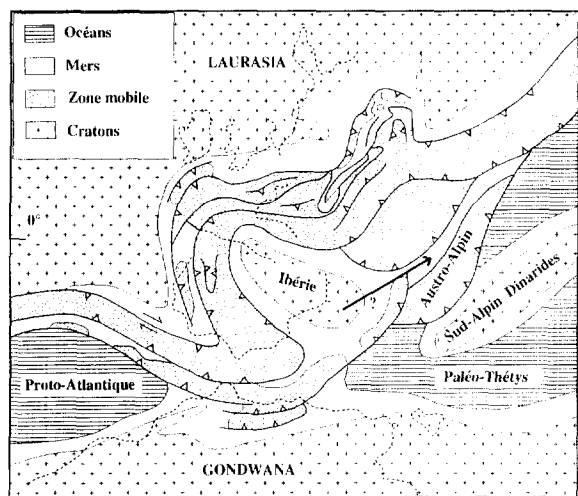


Fig. 7. – Paléogéographie du Viséen (d'après Ziegler, 1993).
 Fig. 7. – Visean palaeogeography (from Ziegler, 1993).

hercynienne d'Europe et les modalités de sa reprise dans l'orogène alpin.

Remerciements

Ce travail a été réalisé en parallèle avec la thèse de L. Aillères. Nous remercions la SETAM de Val Thorens (J.F. Piard) pour l'aide ascensionnelle sur le terrain, la SNCF (P. Lacombe) qui nous a permis d'observer et d'échantillonner les forages de reconnaissance de Modane, le Parc National de la Vanoise (J.P. Martinod) pour l'autorisation d'échantillonner, A.A. Nemchin & R.T. Pidgeon pour la communication de leur logiciel Appleplot, A. Kohler pour son aide efficace au MEB ainsi que Gabriel Bertrand et Cécile Duboz, nos fidèles assistants géologues. Nous remercions aussi J. Desmons pour sa lecture critique d'une première version de cette note ainsi que les deux lecteurs anonymes de la revue. Contribution CRPG N° 1263.

*Note reçue le 14/11/1996
acceptée le 06/04/1997*

ANNEXE

Description des échantillons étudiés

Echantillon G94 004

Origine: éboulis sous la falaise de la Teppe des Fourmis, 250 m au NNW du cimetière de Fourneaux (N 45° 11' 40", E 06° 38' 35", altitude 1100m). Il s'agit d'un granite porphyroïde, à matrice subéquante à grain millimétrique (qz-biot-feldsp) et à feldspaths potassiques subautomorphes centimétriques blancs. Le cœur des feldspaths est composé d'albite maclée en échiquier à taches de calcite et altérations sériciteuse. Leur couronne externe est formée de zones concentriques plus sériciteuses que le cœur. Le quartz est globulaire de teinte bleu-noir et la roche contient en outre de la muscovite, de la biotite chloritisée à taches d'oxydes, ± épidote, apatite, zircon, rutile, sphène (± leucoxène), calcite. La foliation alpine est presque imperceptible, même en lame mince (filets discrets de chlorite-séricite-quartz). On ne peut exclure que ce granite soit l'équivalent non déformé des gneiss ocellés voisins, qui ont un chimisme analogue (Thélin, 1983).

Echantillon ZH 94-2

Origine: éboulis situé sous la crête de l'Aiguille de Pécelet, près de l'arrivée du téléphérique (N 45° 17' 27", E 06° 36' 55", altitude 2900 m). C'est un métagranoïde très schistose, de couleur vert sombre à texture protomylonitique. On y reconnaît cependant des clastes pluricentimétriques de feldspath potassique perthitique, du quartz complètement recristallisé, de la muscovite anté-cinématique ainsi que des filons méta-aptiques déformés. La biotite est complètement chloritisée avec exsolution de sphène et d'hématite. Du stilpnomélane en rosettes se développe dans les amas chloriteux ainsi que de la calcite dans les zones sériciteuses (ex plagioclase?). Les minéraux accessoires sont de grosses apatites et des zircons fracturés.

Echantillon ZH 95-32

Origine: affleurement isolé en forêt (Crise du Moulin, piste de Nancroix aux Bauches – N 45° 32' 04", E 06° 45' 26", altitude 1500m). C'est une roche sombre, foliée mais massive, à biotite visible à l'œil nu et texture micro-clastique. Elle contient de grandes biotites reliques, remplacées en grande partie par un assemblage de fines néobiotites plus claires, de séricite et de chlorite, de sphène et de leucoxène. Quelques clastes de feldspath potassique albitisés en damier et cernés d'albite sont aussi présents. La matrice sériciteuse peut représenter d'anciens plagioclases, sa texture en résille et la présence de rubans plissés de quartz suggèrent deux phases de déformation plastique. Apatite et zircon sont fracturés, les zircons ne dépassent que rarement une taille de 100 µm.

Echantillon Ci 20 (Costa Citrin, Punta Valetta)

Origine: éboulis à très gros blocs situé sur le versant sud de l'arête ouest de la Punta Valetta, au dessus du Lago di Dzioule (N 45° 48' 12", E 07° 07' 37", altitude 2560 m). C'est une roche blanche, très foliée, entièrement recristallisée avec un grain moyen à fin, à l'exception de quartz globulaires subcentimétriques. La matrice est formée de phengite, de quartz et d'albite. Des amas de phengite, biotite, sphène et accessoirement actinote peuvent représenter d'anciennes biotites magmatiques. Les minéraux accessoires sont: zircon, sphène, apatite, et une épidote pléochroïque rouge.

Echantillon Ci 25 (Costa Citrin, Saint Léonard)

Origine: éboulis en versant nord de la Punta Valetta, rio Artereva (N 45° 49' 03", E 07° 09' 55", altitude 1570 m). C'est une roche grise massive à grain pluri-millimétrique. La foliation est peu nette sur l'échantillon et en lame mince malgré une faible fabrique linéaire. Le quartz, globulaire, est recristallisé en grains submillimétriques. Les feldspaths sont des microclines perthitiques et des amas d'albite et d'épidote (plagioclase recristallisé). De grandes biotites, soulignées par les aiguilles de rutile maclées sagénite, sont remplacées par de petites néobiotites brun verdâtre et de la muscovite qui sont présentes aussi en petits cristaux intergranulaires dans la matrice de quartz et d'albite recristallisés. Zircon et sphène constituent les minéraux accessoires.

REFERENCES

- AILLÈRES L. (1996). – Structure et cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles cinématiques classiques. *Thèse, Université de Nancy*, 136 p. et annexes.
- AILLÈRES L., BERTRAND J.M., MACAUDIÈRE J. & CHAMPENOIS M. (1994). – Interpretation of seismic data using finite strain in the Zone Houillère Briançonnaise (French Alps). *Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali, Sondrio, A. Montrasio & E. Sciesa eds, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternari*, 2, 19-24.
- AILLÈRES L., BERTRAND J.M., MACAUDIÈRE J. & CHAMPENOIS M. (1995). – Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, II, 247-254.
- BAUDIN T. (1987). – Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. *Thèse, Université de Grenoble*, 259 p. et annexes.

- BERTRAND J.M., AILLÈRES L., GASQUET D. & MACAUDIÈRE J. (1996). – The Pennine Front zone in Savoie (western Alps): a review and new interpretations. *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 297-320.
- BOCQUET (DESMONS) J. (1974). – Le socle Briançonnais de Vanoise (Savoie): arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278 D**, 2601-2604.
- BROUSMICHE-DELCAMBRE C., MERCIER D. & COQUEL R. (1995). – Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au Sud de Briançon. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **320**, **II**, 335-340.
- BUSSY F. (1995). – Une revue des âges radiométriques de mise en place de magmatites dans les Massifs Cristallins Externes des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. In : *Magmatismes dans le SE de la France*, Réunion Société géologique de France, Nice, résumé p. 20.
- BUSSY F. & CADOPPI P. (1996). – U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **76**, 217-233.
- BUSSY F., DERRON M.H., JACQUOD J., SARTORI M. & THÉLIN P. (1995). – The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Eur. J. Min.*, **8**, 565-575.
- BUSSY F., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996). – U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **76**, 81-84.
- BUSSY F., SCHALTEGGER U. & MARRO C. (1989). – The age of the Mont Blanc granite (western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **69**, 3-13.
- CABY R. (1964). – Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée étroite (Savoie, haut Val de Suse). *Travaux du Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Grenoble*, **40**, 131-186.
- CABY R. (1974). – Gneiss permocarbonifères d'origine granitique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géologie Alpine*, **50**, 39-44.
- CABY R. (1992). – Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**, **II**, 1517-1523.
- CABY R. (1996). – Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, **89**, 229-267.
- DEBELMAS J. & RAMPNOUX J.P. (1995). – Géologie de la Vanoise, notice explicative de la carte géologique simplifiée du Parc national de la Vanoise et de sa zone périphérique (Savoie). *Travaux scientifiques du Parc national de la Vanoise*, **19**, 1-64.
- DEBELMAS J., DESMONS J., ELLENBERGER F., GOFFÉ B., FABRE J., JAILLARD E. & PACHOUD A. (1989). Notice explicative de la feuille Modane. *Carte géologique de la France (1/50.000)*, BRGM Orléans, n° 775, 53 p.
- DEBELMAS J., CABY R., ANTOINE P., ELTER G., ELTER P., GOVI M., FABRE J., BAUDIN T., MARION R., JAILLARD E. & GUILLOT F. (1991). Notice explicative de la feuille Sainte-Foy-Tarentaise. *Carte géologique de la France (1/50000)*, BRGM Orléans, n° 728, 43 p.
- DEBON F. & LE FORT P. (1983). – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, **73**, 135-149.
- DEBON F., COCHERIE A., MÉNOT R.P., VIVIER G. & BARFÉTY J.C. (1994). – Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes: l'exemple du granite des Sept Laux (massif de Belledonne, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **318**, **II**, 1497-1504.
- DEBON F., GUERROT C., MÉNOT R.P., VIVIER G. & COCHERIE A. (soumis). – Late Variscan granites of the Belledonne Massif (French western Alps): a lower Visean magnesian plutonism. Soumis à *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*
- DESMONS J. & FABRE J. (1988). – Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France). *Géologie Alpine*, **64**, 13-26.
- DESMONS J. & MERCIER D. (1993). – Passing through the Briançon Zone. In *"Pre-Mesozoic Geology in the Alps"* J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER Eds, Springer Verlag, Berlin, 279-295.
- DÉTRAZ G. (1984). – Etude géologique du bord interne de la zone Houillère Briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécelet-Polset (Alpes de Savoie). *Thèse Université de Grenoble*, 159 p. et annexes.
- DÉTRAZ G. & LOUBAT H. (1984). – Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). *Géologie Alpine*, **60**, 5-12.
- ELLENBERGER F. (1958). – Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. carte géol. Fr.*, 561 p.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. & O'NIONS R.K. (1978). – Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.
- FABRE J. (1961). – Contribution à l'étude de la Zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, **2**, 315 p.
- FABRE R., GIDON M. & TRICART P. (1982). – La structure du Paléozoïque de la zone Briançonnaise axiale au nord de Névaiche. *Géologie Alpine*, **58**, 31-52.
- FAURE M. (1996). – Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, **14**, 132-153.
- FINGER F. & STEYRER H.P. (1990). – I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology*, **18**, 1207-1210.
- GUILLOT F. (1987). – Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (Zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). *Thèse, Université de Lille*, 280 p. et annexes.
- GUILLOT F., PLOQUIN A., RAOULT J.F. & PERRUCCIO-PARISON M.D. (1986). – Les séries antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise, Alpes de Savoie): lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **303**, **II**, 1141-1146.
- GUILLOT F., LIÉGÉOIS J.P. & FABRE J. (1991). – 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. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **313**, **II**, 239-244.
- GUILLOT F., DESMONS J. & PLOQUIN A. (1993). – Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, **73**, 319-334.

- GUILLOT S. & PÉCHER A. (1995). – Magmatisme carbonifère et décrochements ductiles dans le massif de Belledonne (Alpes). In : *Magmatismes dans le SE de la France, Réunion Soc. géol. Fr.*, Nice, résumé p. 18.
- HEAMAN L. & PARRISH R.R. (1991). – U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*. L. HEAMAN & J.N. LUDDEN eds, Mineralogical association of Canada, Toronto, 59-102.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & HURFORD A.J. (1992). – Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géologie, Lausanne* **13**, 59 p.
- KROGH T.E. (1973). – A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 485-494.
- KROGH T.E. (1982). – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 637-649.
- LUDWIG K.R. (1987). – Isoplot 200, a plotting and regression program for isotope geochemists, for use with HP series 200 computers. *US Géol. Surv. Open-File Rep.*, 45 p.
- MERCIER D. & BEAUDOIN B. (1987). – Révision du Carbonifère Briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géologie Alpine, Mémoire hors série* **13**, 25-51.
- MONIÉ P. (1990). – Preservation of Hercynian ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the western Alps. *Eur. J. Min.*, **2**, 343-361.
- NEMCHIN A.A., PIDGEON R.T. & WILDE S.A. (1994). – Timing of Late Archaean granulite facies metamorphism in south-western Yilgarn craton of Western Australia: evidence from U-Pb ages of zircons from mafic granulites. *Precambrian Res.*, **68**, 307-322.
- PARRISH R.R. (1987). – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **66**, 99-102.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. (1984). – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petr.* **25**, 956-983.
- PIANTONI P. (1980). – Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du carbonifère briançonnais entre Arc et Durancé: minéralogie, pétrographie, géochimie. *Thèse, Université de Grenoble*, 215 p.
- PUPIN, J.P. (1980). – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* **73**, 207-220.
- RICOU L. E. (1980). – La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **290**, **II**, 835-838.
- RICOU L.E. & SIDDANS A.W.B. (1986). – Collision tectonics in the Western Alps. In M. P. COWARD & A. C. RIES (Eds.), *Collision Tectonics, Geol. Soc., London, Spec. Pub.* **19**, 229-244.
- SCHADE J. (1983). – Le synclinal de Saint-Martin-de-Belleville et son permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). *Thèse Université de Grenoble*, 250 p.
- SCHADE J., GREBER C. & FABRE J. (1985). – Nouvelles récoltes de plantes dans la zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsoinière (Valloire) et au Mont du Vallon (Meribel). *Géologie Alpine*, **61**, 165-172.
- SCHALTEGGER U. (1993). – The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 466-478.
- SCHALTEGGER U. (1996). – Multiple extensional episodes in the Variscan belt of central Europe: constraints from U-Pb geochronology. *R. Sci. Terre, Orléans*, résumé p. 60.
- SCHALTEGGER U. & CORFU F. (1992). – The Age and Source of Late Hercynian Magmatism in the Central Alps: evidence from Precise U-Pb Ages and Initial Hf Isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **111**, 329-344.
- SCHALTEGGER U. & CORFU F. (1995). – Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology. *Geodinamica Acta*, **8**, 82-98.
- SCHALTEGGER U., SCHNEIDER J.L., MAURIN J.C. & CORFU F. (1996). – Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 403-419.
- SERGEEV S.A., MEIER M. & STEIGER R.H. (1995). – Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar: Application to the Variscan magmatic cycle in the Central Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* **134**, 37-51.
- STACEY J.S. & KRAMERS J.D. (1975). – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* **26**, 207-221.
- STAMPELLI G.M. (1993). – Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 1-45.
- THÉLIN P. (1983). – Les gneiss œillés de la nappe du Grand St Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). *Thèse de Doctorat, Université de Lausanne*, 485 pp.
- THÉLIN P. (1987). – Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). *Bull. Géol. Lausanne; Mém. Soc. vaudoise Sci. Nat.* **18**, 1-75.
- TILTON G.R., SCHREYER W. & SCHERTL H.P. (1991). – Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy – II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.* **108**, 22-33.
- VAVRA G., GEBAUER D. & SCHMID R. (1996). – Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 337-358.
- ZIEGLER P.A. (1993). – Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate reorganization: evolution and demise of the Variscan fold belt. In *"Pre-Mesozoic Geology in the Alps"* J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER Eds, Springer Verlag, Berlin, 203-216.
- ZULAU R. (1963). – Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). *Trümpfer ed.*

Géochimie / Geochemistry

Âge Paléozoïque inférieur (U–Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (*zona interna*, vallée d'Aoste, Italie)

Jean-Michel Bertrand^{a*}, François Guillot^b, Jacques Leterrier^c

^aLaboratoire de géodynamique des chaînes alpines, LGCA, Campus scientifique, 73376 Le Bourget-du-Lac cedex, France

^bLaboratoire de sédimentologie et géodynamique, université des sciences et techniques de Lille, 59655 Villeneuve-d'Ascq cedex, France

^cCentre de recherches pétrographiques et géochimiques, BP 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy cedex, France

Reçu le 2 novembre 1999 ; accepté le 21 février 2000

Présenté par Jean Dercourt

Abstract – Early Paleozoic U–Pb age of zircons from metagranophyres of the Grand-Saint-Bernard Nappe (*zona interna*, Aosta Valley, Italy). The U–Pb age of a metagranophyre from the Val de Rhêmes (Briançonnais basement of the Aosta valley) of 511 ± 9 Ma suggests that the micaschists which dominate the pre-alpine basement of the Grand-Saint-Bernard Nappe are, in part, of Early Paleozoic age. The Briançonnais domain is characterized by a Cambrian to Ordovician alkaline to subalkaline (monzonitic) magmatism, similar in age to orthogneisses known in other parts of the Variscan belt and generally interpreted as related to an extensional event. © 2000 Académie des Sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Internal Alps / Briançonnais domain / zircon / U–Pb / Lower Paleozoic

Résumé – Deux échantillons de métagranophyre du val de Rhêmes (socle briançonnais de la vallée d'Aoste) ont été datés par la méthode U–Pb sur zircon à 511 ± 9 Ma. Cet âge suggère que les micaschistes qui constituent une part importante du socle anté-alpin de la nappe du Grand-Saint-Bernard appartiennent, en partie, au Paléozoïque inférieur. Le domaine Briançonnais est caractérisé par un magmatisme d'âge Cambro-Ordovicien, alcalin à subalcalin, d'âge voisin de celui des orthogneiss connus dans d'autres parties de la chaîne Varisque et interprétés comme représentant un épisode d'extension. © 2000 Académie des Sciences / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Alpes internes / Briançonnais / zircon / U–Pb / Paléozoïque inférieur

Abridged version

Since the first discovery of an Early Paleozoic age in a reworked Alpine basement of the Briançonnais domain of the western French Alps (Mont Pourri area [21]), several recent studies have confirmed the importance of such an old magmatism within the dominantly metasedimentary formations forming this domain [3, 7, 8, 21]. These basement units were previously attributed to a Permian–Carboniferous formation metamorphosed during the Alpine orogeny [10, 13, 16]. The aim of this study was to check if similar rock types (metagranophyres) from the Grand-Saint-Bernard Nappe in the Valle di Rhêmes area (Italy) belonged to the same event [17].

The analysed metagranophyres were sampled near the Finestre Pass (Montagna del Torrente, *figure 1*) and form large lenses embedded within graphitic black schists overlying a major tectonic discontinuity [10, 12]. The tectonic pile observed in the Valle di Rhêmes is dipping west and comprises from bottom to top: the Piemontese Gran Paradiso basement; the 'Schistes Lustrés' of oceanic Ligurian-Piemontese origin; the Entrelor shear zone, which is a major tectonic discontinuity [9] dated at ca. 34 Ma [14]; the schists and metabasites of the Mont Fallère unit [17]; and the undated Ruitor basement which is often considered as belonging to the low-grade 'Zone houillère briançonnaise'. The Mont Fallère unit comprises lenses of metagranophyres up to several hundred metres in size,

* Correspondance et tirés à part : Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr

similar to those dated in the Mont Pourri area, and a large body of metagranodiorite (Cogne plutonic unit [1]) recently dated at 356 ± 4 Ma (SHRIMP [21]). However, chemical data and tentative stratigraphical reconstructions in the comparable Mont Pourri area suggests that the granophyres may represent a basement older than the surrounding black schists [4, 18, 20].

The two analysed samples are metagranophyres showing a strong linear structure, but micropegmatitic textures are preserved in spite of a penetrative schistosity [4] displayed by crystallization of Alpine albite porphyroblasts and phengites (dated at ca. 34 Ma in the nearby Entrelor shear zone; [14]). Chemical data, available on request, show an alkaline affinity on the R1–R2 diagram [22], similar to that of the Arpont and Thyon metagranites [3, 7]. Zircons are small ($< 100 \mu\text{m}$), inclusion-rich stubby prisms and correspond to high temperature, alkaline types in the Pupin classification [27]. SEM images show an incipient metamict evolution associated with quartz micro-inclusions but no obvious cores have been observed (*figure 2*). U and Pb isotopic ratios were measured on homogeneous non-magnetic fractions of 30 to 50 grains handpicked according to their morphology, following the procedure described in a previous paper [3]. Lead blanks varied from 39 to 48 pg during the study. Seven fractions of the two samples (including an abraded fraction) define a discordia with an upper intercept age of 511 ± 9 Ma at 2σ confidence level ($MSWD = 0.16$) interpreted as representing the emplacement age (*figure 3*). If compared with the 507 ± 9 Ma age previously published from a granophyre of the Vanoise area [19], both ages are within the error margin.

This result confirms that the Finestre granophyres belong to the same Cambrian to Ordovician (450–520 Ma) alkaline magmatism that occurs in the Briançonnais basement units [3, 7, 19, 21]. These basement units were previously differentiated on the basis of their lithologies and of the intensity of Alpine reworking [2, 10, 17]. Very little geochronological data supports the existence of Variscan events [8, 21, 25], but recent studies have shown that ages in the 450–520 Ma range are widespread. Such ages are also known in the Helvetic domain as well as in the southern Alps and Austro-Alpine domain suggesting from the variety of settings that they may represent a complete orogenic cycle of Ordovician age [29]. Ages of this range correspond to either plutonism, metamorphism or anatexis [5, 15, 28] or even to ophiolite assemblages [24]. Similar ages exist also in the Piemontese domain [6] and in the Sapey gneiss Unit, which is a likely equivalent to the Ruitor basement [21]. According to Pin and Marini ([26] and references therein) an extensional event is responsible for many of the ca. 500 Ma-old alkaline orthogneisses known in the Variscan belt. Up to now, except if a southern Caledonian belt is confirmed, the only difference between the Briançonnais basement units and their unworked French Massif Central counterparts is the scarcity of Variscan magmatic and metamorphic ages determined so far in the Briançonnais. The Briançonnais may thus represent an allochthonous terrain, originating from the southern, external, Variscan belt which was displaced northward along the Penninic Front, during the early stages of the Alpine orogenic cycle [31].

1. Introduction

Les socles du domaine briançonnais des Alpes occidentales et centrales (nappe du Grand-Saint-Bernard en Suisse et en Italie) sont depuis quelques années l'objet d'études géochronologiques par la méthode U–Pb sur zircon. Un premier résultat, obtenu sur un granophyre de Vanoise septentrionale (mont Pourri), à 507 ± 9 Ma [19], avait surpris, car ces formations étaient classiquement attribuées au Permo-Carbonifère métamorphisé pendant l'orogénèse alpine [10, 13, 16]. Des datations plus récentes ont confirmé l'importance du magmatisme d'âge Paléozoïque inférieur dans ces socles [3, 7, 8, 21]. L'objectif de ce travail est la datation d'un faciès magmatique, semblable à celui du mont Pourri, provenant d'une unité de micaschistes graphiteux et de gneiss albitiques du val de Rhêmes (Sud de la vallée d'Aoste) considérée comme équivalente des formations de la Vanoise nord [10]. Au nord du val d'Aoste, cette unité se poursuit par l'unité du mont Fallère (nappe du mont Fort), d'après Gouffon et Burri [17].

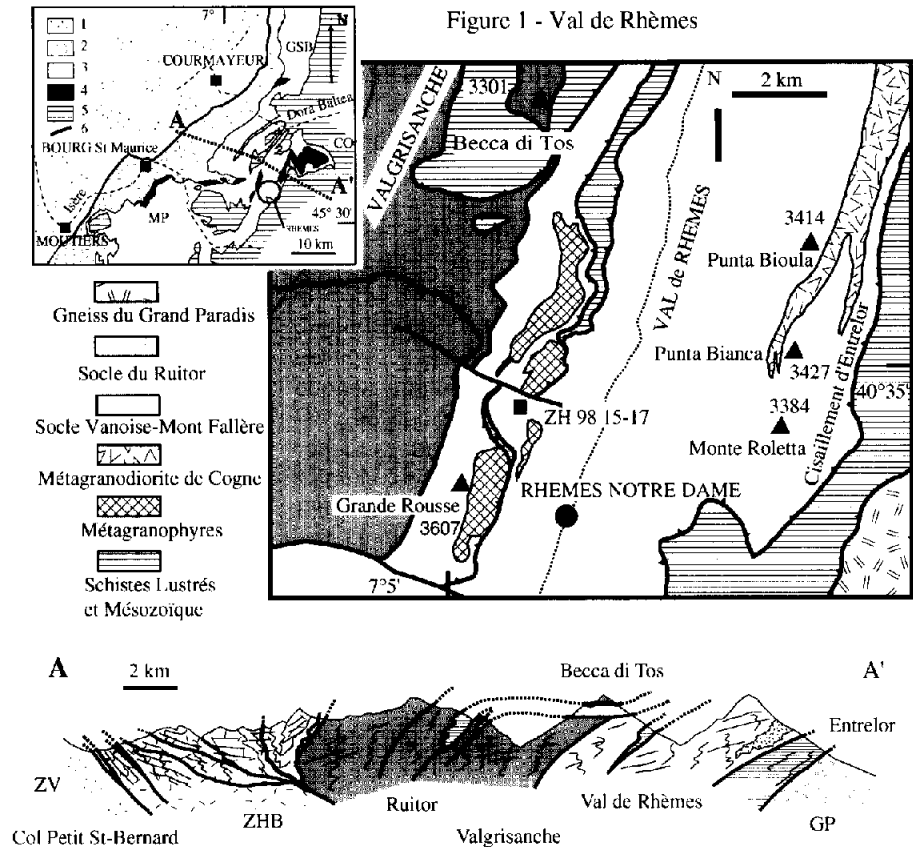
Cadre géologique. Les granophyres analysés proviennent d'une lentille de taille kilométrique (*figure 1*), située

à proximité du col de Finestre (Montagna del Torrente), comprise entre des micaschistes gris albitiques et un niveau de cargneules soulignant une discontinuité tectonique majeure [10, 12]. La déformation et la recristallisation intenses, dont l'âge alpin est bien établi depuis les travaux de Cabry [10] et de Gouffon [16], ont effacé toute trace de la nature originelle du contact entre métagranophyre et micaschistes. Parmi les unités de socle anté-Permien de Haute Tarentaise et du val d'Aoste, seul le Ruitor et ses équivalents en Italie et en Suisse ont été étudiés en détail et montrent des paragenèses métamorphiques anté-alpines reliques [2, 16].

La pile tectonique observée en val de Rhêmes n'a pas été étudiée en détail depuis les travaux de Cabry [10]. À pendage général vers l'ouest, elle comporte, de l'est vers l'ouest et de bas en haut : (1) le socle piémontais du Grand Paradis ; (2) des calcschistes (schistes lustrés piémontais d'âge Mésozoïque) limités vers le haut par la grande zone de cisaillement d'Entrelor [9] datée à 34 Ma (Rb–Sr sur phengite [14]) ; (3) les micaschistes et les gneiss à passées prasinitiques de l'unité Vanoise nord-mont Fallère, subdivisée en deux sous-unités par un contact tectonique jalonné par des lentilles de sédi-

Figure 1. Carte géologique schématique de la région du val de Rhêmes. La coupe schématique est inspirée de Caby (in [12]) : ZV = zone valaisanne ; ZHB = zone houillère briançonnaise ; GP = Grand Paradis. Légende du cartouche : 1) domaines Helvétique, Valaisan et Sub-Briançonnais ; 2) zone houillère briançonnaise ; 3) socles briançonnais et couvertures mésozoïques ; 4) métagranitoïdes briançonnais ; 5) schistes lustrés piémontais = *Bundnerschiefer* ; 6) front Briançonnais. MP = mont Pourri, GSB = col du Grand-Saint-Bernard, CO = Cogne.

Figure 1. Sketch map of the Val de Rhêmes area. The sketch cross-section is from Caby (in [12]): ZV = Valais zone; ZHB = Briançonnais Carboniferous zone; GP = Gran Paradiso. Insert caption: 1) Helvetic, Valaisan and Sub-briançonnais domains; 2) 'Zone houillère briançonnaise'; 3) Briançonnais basement units and Mesozoic cover; 4) metagranitoids of the Briançonnais domain; 5) Piemontese 'Schistes lustrés' = 'Bundnerschiefer'; 6) Briançonnais Tectonic Front. MP = Mont Pourri; GSB = Grand-Saint-Bernard Pass; CO = Cogne.



ments mésozoïques très déformés (pincée synclinale du val de Rhêmes de Caby [10]) — la sous-unité orientale (inférieure) contient, au sein de micaschistes gris, l'ensemble métagranodioritique de Cogne [1], daté à 360 Ma [21] et à cachet calco-alkalin ; la sous-unité supérieure, à l'ouest, contient plusieurs lentilles kilométriques de métagranophyres, emballées dans des micaschistes graphitiques gris ; les données chimiques et les caractères stratigraphiques établis sur des roches comparables de Vanoise nord [4, 18, 20] suggèrent que les granophyres pourraient représenter, soit le socle relatif des micaschistes, soit les restes d'un ensemble subvolcanique globalement contemporain de la sédimentation — ; (4) au-delà de la crête qui sépare val de Rhêmes et Valgrisanche, les unités de socle du Ruitor, à assemblages minéraux anté-alpins préservés [2], et des lambeaux de couverture permo-triasique surmontent les micaschistes du val de Rhêmes ; l'ensemble Ruitor-val de Rhêmes est surmonté en contact anormal par les Schistes lustrés mésozoïques du Becca di Tos, eux-mêmes couronnés par une klippe de gneiss du Ruitor.

2. Pétrographie et caractéristiques des zircons analysés

L'échantillon ZH 98 15 est un gneiss de couleur vert clair, de grain moyen, à forte structure linéaire, où les

textures granophyriques sont, cependant, parfaitement préservées. On observe ainsi des plagioclases ceinturés de feldspath potassique et de micropegmatite. L'échantillon ZH 98 17 est plus sombre, très folié ; la déformation et la recristallisation alpine sont plus intenses, mais il subsiste des clastes de micropegmatite. La foliation mesurée sur l'affleurement à N15–45°W (linéation minérale à N55–40°W) est soulignée par des rubans de quartz, de la phengite et de la biotite verte. La sérécité diffuse et chargée de matière organique observée dans les schistes noirs du mont Pourri cède donc ici la place à des phengites bien cristallisées, en même temps que se développent des porphyroblastes d'albite alpine, à inclusions graphitiques. L'âge alpin de la déformation et celui du métamorphisme sont évidents, par comparaison avec les structures et les assemblages minéraux observés dans les formations mésozoïques (Schistes lustrés, Mésozoïque du synclinal du val de Rhêmes – Caby [10]). Dans le cas des métagranophyres, l'état de préservation des structures micropegmatitiques suggère que ces roches n'ont subi que le métamorphisme alpin.

Les données chimiques, non développées dans cette note (données analytiques disponibles sur demande), indiquent une composition de granite très évolué ($\text{SiO}_2 > 75\%$), pauvre en Al, Mg et Ca, riche en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8\%$). Sur un diagramme R1/R2 [22], les échantillons du col de Finestre, tout comme ceux de l'Arpont [3] et de Thyon [7], d'âge voisin, sont localisés dans le

domaine des granites alcalins. Tous présentent un faible caractère peralumineux. Les spectres de Terres rares normalisés aux chondrites confirment le caractère alcalin à monzonitique ferrifère de tous ces échantillons.

Les zircons, identiques pour les deux échantillons analysés, sont toujours de petite taille (< 100 μm), automorphes avec de rares faces courbes, et riches en inclusions, surtout pour les plus gros d'entre eux. Ce sont toujours des prismes trapus, qui confirment l'origine magmatique des roches. La typologie des zircons selon la méthode de Pupin [27] est très constante. Elle confirme, avec les images MEB de sections polies, qu'il s'agit de zircons ayant subi une croissance magmatique typique de faciès alcalins de haute température et non de cristaux hérités. Les zircons des granophyres et autres roches acides intrusives ou volcano-sédimentaires de Vanoise nord [11] ont une morphologie analogue. Au MEB (figure 2), l'altération se traduit par l'apparition de taches blanches, localisées au centre de certains grains et associées à une dentelle métamictite riche en micro-inclusions de quartz. Les possibles cœurs hérités sont très rares (grain A–B ?, figure 2) ; il n'y a pas de zonation magmatique nette.

3. Géochronologie U–Pb

L'analyse isotopique des zircons a été effectuée sur des fractions homogènes (30 à 50 grains) de zircons sélectionnés par tri manuel sous binoculaire, en fonction de leur granulométrie et de leur morphologie. La procédure utilisée a été décrite dans une publication antérieure [3]. Les blancs de plomb obtenus pendant les analyses ont été de 39 et 48 pg. Les rapports mesurés sont corrigés du blanc de plomb analytique, du plomb commun évalué pour chaque fraction d'après le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesuré, de la correction séculaire d'après Stacey et Kramers [30], ainsi que de la discrimination de masse. Les âges U–Pb indiqués sont à 2 σ de confiance.

Les sept fractions analysées dont une fraction abrasée (15 C1) sont toutes discordantes, mais bien alignées sur le diagramme Concordia établi en utilisant le programme Isoplot de Ludwig [23]. L'intercept supérieur est à 511 ± 9 Ma (MSWD = 0,16) avec un intercept inférieur voisin de 0 (tableau ; figure 3). Le bon alignement des points permet d'interpréter l'âge obtenu comme étant l'âge de mise en place du granophyre. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont assez bas ; ils sont dus à une part importante de plomb commun, d'origine probablement primaire, comme le suggèrent les nombreuses inclusions observées au MEB. Pour comparaison, les fractions de zircon analysées par Guillot et al. [19] pesaient environ 1 mg et avaient été sélectionnées sur la base de leur magnétisme seulement, sans tri manuel. Les points correspondants étaient assez discordants (20 à 40 %), donnant avec le même programme de calcul [23] une erreur sur l'âge de l'ordre de 100 Ma. Pour les zircons du val de Rhêmes, aucun événement postérieur à la mise en place n'a produit de réouverture significative du système U–Pb.

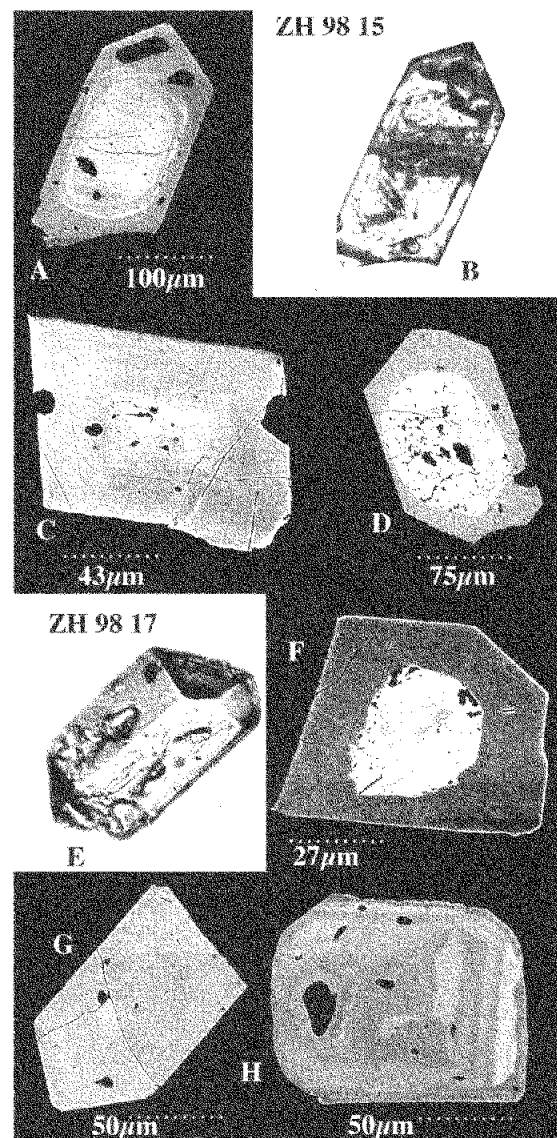


Figure 2. Images MEB (électrons rétrodiffusés) et microscopie optique de zircons du métagranophyre de Finestre. Échantillon ZH 98 15 : **A** et **B**, le même grain automorphe montrant un possible cœur hérité ; **C**, grain automorphe non zoné ; **D**, zone centrale métamictite avec exsolution de quartz et enrichissement en U. Échantillon ZH 98 17 : **E**, microphotographie d'un grain automorphe à inclusions (magmatiques ?) ; **F**, grain automorphe, non zoné, à centre altéré (présence de quartz) ; **G**, grain automorphe non zoné ; **H**, grain montrant une zonation diffuse.

Figure 2. SEM images (back-scattered electron mode) and optical microscopy of some zircons from the Finestre metagranophyre. Sample ZH 98-15: **A** and **B**, the same euhedral grain showing a possible inherited core; **C**, euhedral, unzonated grain; **D**, metamict central zone showing quartz exsolution and U enrichment. Sample ZH 98 17: **E**, euhedral grain with possible magmatic inclusions; **F**, euhedral, unzonated grain with altered core (quartz inclusions); **G**, euhedral, unzonated grain; **H**, diffuse zoning.

4. Discussion et conclusion

La corrélation entre les granophyres du val de Rhêmes et les faciès moins métamorphiques (alpins) de

Tableau. Les labels des fractions correspondent à la granulométrie : **A** > 150 μm ; **B** = 150–100 μm ; **C** = 100–75 μm ; **D** = 75–45 μm . Abréviations : Nm = non magnétique ; M = magnétique ; auto = automorphe ; tr = trapus, limp = limpides ; incl = riches en inclusions ; fract = microfracturés. Les erreurs à 2 σ sur les rapports, en %, sont indiquées entre parenthèses. Les erreurs sur les âges sont à 2 σ . Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est celui de l'aliquote non « spikée ». Les rapports calculés ont été corrigés du plomb commun (estimé d'après le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, du blanc de plomb (39 et 48 pg au cours des analyses), du plomb commun selon Stacey et Kramers [30] et de la discrimination de masse.

Table. Fraction labels correspond to the grain size: **A** > 150 μm ; **B** = 150–100 μm ; **C** = 100–75 μm ; **D** = 75–45 μm . Abbreviations: Nm = non magnetic; M = magnetic; auto = euhedral; tr = stubby prisms; limp = limpid; inc = inclusion-rich; fract = microcracks. 2 σ errors (%) are indicated in brackets. Age errors are at the 2 σ level. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are those of the unspiked aliquots. Ratios were corrected from common lead (estimated from $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios), blanks (39 and 48 pg during this study), from initial common lead using the Stacey and Kramers model [30] common lead and from mass discrimination.

Finestre : ZH 98 15 & 17							
Échantillon	ZH 98-15				ZH 98-17		
Fraction	A2	B2	C1	C2	B1	D1	D2
Magnétisme	M 3,5 A, 2°	M 3,5 A, 2°	Nm 3,5 A, 0°	Nm 3,5 A, 0°	Nm 3,5 A, 0°	Nm 3,5 A, 0°	M 3,5 A, 3°
Caractéristiques	auto, tr, incl, fract	auto, tr, incl	Ab, auto, tr, limp	auto, tr, limp	auto, tr, incl	auto, tr, limp	auto, tr
Poids (mg)	0,19	0,11	0,01	0,15	0,23	0,11	0,1
Pb* (ppm)	26,6	32,7	93,9	32,3	28,1	17,9	54,7
U (ppm)	313,4	440,2	1123,7	425,9	363,8	232,9	776,5
Blanc de Pb (pg)	39	39	39	39	48	48	48
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	67	786	417	1503	146	894	1124
^{204}Pb (ppb)	423	35	180	18	177	16	4
$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	0,07851	0,07119	0,07543	0,07290	0,07326	0,07192	0,06760
	(0,32 %)	(0,19 %)	(0,19 %)	(0,15 %)	(0,25 %)	(0,19 %)	(0,18 %)
$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	0,62435	0,56513	0,59926	0,57910	0,58226	0,57148	0,53764
	(1,4 %)	(0,43 %)	(0,79 %)	(0,31 %)	(0,82 %)	(0,42 %)	(0,36 %)
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	0,05768	0,05757	0,05761	0,05761	0,05764	0,05763	0,05769
	(1,19 %)	(0,27 %)	(0,63 %)	(0,17 %)	(0,62 %)	(0,24 %)	(0,19 %)
Coef. corrél. x, y	0,76	0,94	0,79	0,98	0,86	0,97	0,98
Âge $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$	487 \pm 1,5	443 \pm 0,8	469 \pm 1	454 \pm 0,6	455,8 \pm 1,1	447,7 \pm 0,8	421,7 \pm 0,7
$^{207}\text{Pb}*/^{235}\text{U}$	493 \pm 5,5	455 \pm 1,6	477 \pm 3	464 \pm 1,2	465,9 \pm 3,1	459 \pm 1,5	436,9 \pm 1,3
$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	518 \pm 4	514 \pm 6	515 \pm 6	515 \pm 3	516 \pm 14	516 \pm 5	518 \pm 4

Vanoise nord [20] est donc confirmée par les âges obtenus sur les zircons. Les micaschistes encaissants seraient

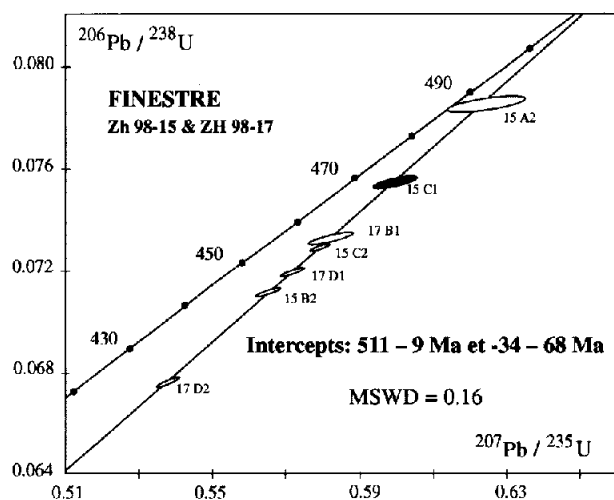


Figure 3. Diagramme Concordia. La fraction abrasée (15 C1) est en gris.

Figure 3. Concordia diagram. Shaded ellipse corresponds to an abraded fraction (15 C1).

donc des dépôts du Paléozoïque inférieur, les granophyres semblant antérieurs à contemporains, alors que l'intrusion de la diorite de Cogne dans les micaschistes de l'unité tectonique voisine date de la fin du Dévonien [21]. De même, les métarhyolites d'Ambin et les métagranites de l'Arpont, en Vanoise sud, et de Thyon, en Valais, qui sont de chimisme analogue et sont associés à des métabasites et à des faciès volcano-sédimentaires et détritiques, ont fourni des âges voisins de 500 [3, 7, 21], qui traduisent un épisode magmatique important à l'échelle des socles anté-alpins.

Les unités de socle du domaine Briançonnais sont variées, tant par leur lithologie que par l'ampleur de leur réactivation alpine. Seuls de rares indices d'événements hercyniens ont été jusqu'à présent mis en évidence : âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 340–360 Ma de phengites d'Ambin [25], âge U–Pb de 330 ± 2 Ma (2 σ) de monazites de métapélites du mont Mort [8], âge U–Pb de 356 ± 4 Ma (SHRIMP — 1 σ) de zircons des métagranodiorites de Cogne [21]. En revanche, les études récentes ont montré l'abondance des âges compris entre 450 Ma et 520 Ma. Schaltegger et Gebauer [29] suggèrent que ces âges, connus aussi bien dans le domaine helvétique que dans l'Austro-Alpin et les Alpes du Sud, correspondent à un cycle orogénique complet d'âge Ordovicien,

puisque les âges obtenus correspondent aussi bien à du matériel intrusif qu'à des âges de métamorphisme et d'anatexis [5, 15, 28] et d'ophiolites [24]. Des âges voisins ont aussi été obtenus en domaine piémontais (ortho-gneiss de Punta Muret, Dora Maira [6]) et dans les gneiss du Sapey, équivalent probable du Ruitor [21].

La plupart des orthogneiss d'âge compris entre 450 et 500 Ma, connus dans la chaîne Varisque en dehors des Alpes, correspondent à du matériel alcalin d'origine extensionnelle (voir références in [26]). C'est peut-être aussi le cas de la plupart des roches d'origine magmati-

que du domaine Briançonnais. Ainsi, en attendant une meilleure caractérisation de l'hypothétique événement orogénique « Sud-Calédonien », l'anté-Alpin briançonnais se différencie surtout du Cristallin externe et du Massif central par la rareté des manifestations plutoniques et métamorphiques varisques. Il correspondrait donc à un domaine externe, méridional, de la chaîne Varisque européenne, déplacé vers le nord, à l'est du front Pennique, au cours d'un stade précoce du cycle orogénique alpin [31].

Remerciements. Cette note constitue la contribution n° 87 au programme GeoFrance3D-Alpes (CNRS/Insu-BRGM-MENSR).

Références

- [1] Amstutz A., Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste, Archives des Sciences, Société de physique et d'histoire naturelle de Genève 15 (1962) 1–104.
- [2] Baudin T., Étude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes) : évolution structurale d'un socle briançonnais, thèse, université de Grenoble, France, 1987, 259 p.
- [3] Bertrand J.-M., Leterrier J., Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale : géochronologie U–Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France), C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa 325 (1998) 839–844.
- [4] Beucler M., Les granophyres du mont Pourri, position lithostratigraphique et pétrologie, Diplôme géologie-minéralogie, université de Lausanne, Suisse, 1995, 132 p.
- [5] Bussy F., Von Raumer J.F., U–Pb dating of Paleozoic events in the Mont Blanc crystalline massif, Western Alps, Terra abstracts 5 (Suppl. 1) (1993) 382–383.
- [6] Bussy F., Cadoppi P., U Pb zircon dating of granitoids from the Dora–Maira massif (western Italian Alps), Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76 (1996) 217–233.
- [7] Bussy F., Derron M.H., Jacquod J., Sartori M., Thélin P., The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland), Eur. J. Mineral. 8 (1996) 565–575.
- [8] Bussy F., Sartori M., Thélin P., U–Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland), Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76 (1996) 81–84.
- [9] Butler R.W.H., Freeman S., Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps, J. Struct. Geol. 18 (1996) 909–924.
- [10] Caby R., Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du val d'Aoste (Italie), Travaux Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Grenoble, France 44 (1968) 95–111.
- [11] Cosma L., Géologie et magmatisme paléozoïque en Vanoise septentrionale (La Sauvire, Plan Richard). Implications géodynamiques, Diplôme géologie-minéralogie, université de Lausanne, Suisse, 1999, 117 p.
- [12] Debelmas J., Caby R. (+ coll. : Antoine P., Elter G., Elter P., Govi M., Fabre J., Baudin T., Marion R., Jaillard E., Mercier D., Guillot F.), feuille Sainte-Foy–Tarentaise, Carte géologique de la France (1:50 000), BRGM, Orléans, 1991, 728, notice 43 p.
- [13] Ellenberger F., Étude géologique du pays de Vanoise, Mémoire Carte géol. France, 1958, 561 p.
- [14] Freeman S.R., Inger S., Butler R.W.H., Cliff R.A., Dating deformation using Rb–Sr in white mica: greenschist facies deformation from the Entrelor shear zone, Italian Alps, Tectonics 16 (1997) 57–76.
- [15] Gebauer D., Von Quadt A., Compston W., Williams L.S., Grünfelder M., Archean zircons in a retrograded Caledonian eclogite of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 76 (1988) 485–490.
- [16] Gouffon Y., Géologie de la nappe du Grand-Saint-Bernard entre la Doire Baitée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste, Italie), Mémoires de Géologie, Lausanne, 12, 1993, 147 p.
- [17] Gouffon Y., Burri M., Les nappes des Pontis, de Siviez–Mischabel et du mont Fort dans les vallées de Hagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie), Eclogae Geol. Helv. 90 (1997) 29–41.
- [18] Guillot F., Géologie de l'Antépennin de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France), thèse, université de Lille, France, 1987, 260 p.
- [19] Guillot F., Liégeois J.-P., Fabre J., 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, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 313 (1991) 239–244.
- [20] Guillot F., Desmons J., Ploquin A., Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mont Pourri volcanic basement, Middle Penninic W–Alpine zone, France, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 73 (1993) 319–334.
- [21] Guillot F., Bertrand J.-M., Pidgeon R.T., Leterrier J., Gattiglio M., Géochronologie U–Pb SHRIMP et IDTIMS de zircons des zones internes des Alpes occidentales, 17^e Réunion des sciences de la Terre, Brest, France, 1998, résumés, p. 124.
- [22] La Roche H. de, Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analysis — its relationships with current nomenclature, Chem. Geol. 29 (1980) 183–210.
- [23] Ludwig K.R., User's manual for Isoplot/Ex version 2. 10, Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 1a, 1999, 49 p.
- [24] Ménot R.-P., Peucat J.-J., Scarenzi D., Piboule M., 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization, Earth Planet. Sci. Lett. 39 (1988) 98–708.
- [25] Monié P., Preservation of Hercynian ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages through high-pressure low-temperature Alpine metamorphism in the western Alps, Eur. J. Mineral. 2 (1990) 343–361.
- [26] Pin C., Marini F., Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence for bimodal igneous associations of the southern Massif Central, France, Lithos 29 (1993) 177–196.
- [27] Pupin J.-P., Zircon and granite petrology, Contrib. Mineral. Petrol. 73 (1980) 207–220.
- [28] Schaltegger U., The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U–Pb zircon dating, Contrib. Mineral. Petrol. 113 (1993) 466–478.
- [29] Schaltegger U., Gebauer D., Pre-alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 79 (1999) 79–87.
- [30] Stacey J.S., Kramers J.D., Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, Earth Planet. Sci. Lett. 26 (1975) 207–221.
- [31] Stampfli G.M., The Intra–Alpine terrane: a Paleotethyan remnant of the Alpine Variscides, Eclogae Geol. Helv. 89 (1996) 13–42.

SHRIMP and IDTIMS U–Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont)

by J.M. Bertrand¹, R.T. Pidgeon², J. Leterrier³, F. Guillot⁴, D. Gasquet³ and M. Gattiglio⁵

Abstract

Conventional and SHRIMP II U–Pb age determinations are reported for orthogneiss zircons from four basement units of the Internal Western Alps, and for detrital zircons from the Belledonne External Crystalline Massif (ECM). The results lead to a reappraisal of the geotectonic evolution of the Penninic basements (Briançonnais and Piemont) and their pre-Alpine origin. Except for the emplacement of the Cogne granodiorite (Valle d’Aosta) dated at 357 ± 24 Ma (conventional IDTIMS analyses) and 356 ± 3 Ma (SHRIMP analyses), little evidence has been found for a Variscan imprint. However, results from the Péclet orthogneiss (482 ± 5 Ma - SHRIMP) and Modane metagranite (452 ± 5 Ma - SHRIMP) in the Sapey gneiss unit, and the Ambin metarhyolite (500 ± 8 Ma - SHRIMP) from the Ambin massif, show that a major plutonic and tectonic event occurred at 450–500 Ma. Evidence has also been found for a major plutonic event of Permian age (269 ± 6 Ma SHRIMP age from the Gran Paradiso orthogneiss) which suggests important Paleotethyan activity at least in the Piemont basement. SHRIMP dating of detrital zircons from a metasediment of the Belledonne massif (ECM) and zircon cores and xenocrysts found in most of the analysed magmatic rocks show a large Pan-African age component (590–630 Ma) in both the External and Internal Alps. This suggests that there is little difference in the composition of the basement between (1) the ECM, which show a clear continuity with Variscan Europe, (2) the Penninic basements, which may represent allochthonous Alpine terranes, and (3) the Southern Alpine and Austro-Alpine domains, classically attributed to an “African” indenter. They all belong to Gondwana but differ strongly in their Variscan and Alpine history.

Keywords: Penninic Alps, Briançonnais, Piemont, zircon, U–Pb geochronology, SIMS.

1. Introduction

In the Western Alps pre-Mesozoic basement massifs are intercalated with Mesozoic cover formations which are used to define contrasting palaeogeographical and structural domains (DEBELMAS and LEMOINE, 1970). Several such domains make up the Internal Alps (Penninic Domain) which are squeezed between the “External” Alps (Helvetic Domain = Dauphinois in France), which represent the European plate margin, and the Southern Alpine Domain in Italy (as well as the Austro-Alpine Domain in Switzerland and Austria), which belongs to an Apulian-Adriatic microplate. The Internal Alps comprise, from west to

east, (Figs 1 and 2): (i) the Valaisan Oceanic Zone, which is Upper Cretaceous to Eocene in age; (ii) the Briançonnais Zone, which is dominated by pre-Alpine continental crust; (iii) the Ligurian-Piemont Oceanic Zone, which is Early Jurassic to Cretaceous in age and (iv) the Piemont Zone basement massifs and their thin Mesozoic cover, which are completely embedded within Ligurian-Piemont tectonic units.

Seismic profiles and detailed mapping of key areas, especially in the Central Alps, have shown the continuity of these domains (SCHMID et al., 1996) along the entire belt even where tectonic imbrication is complex. The pre-Alpine basement occurring in the Briançonnais and Piemont zones

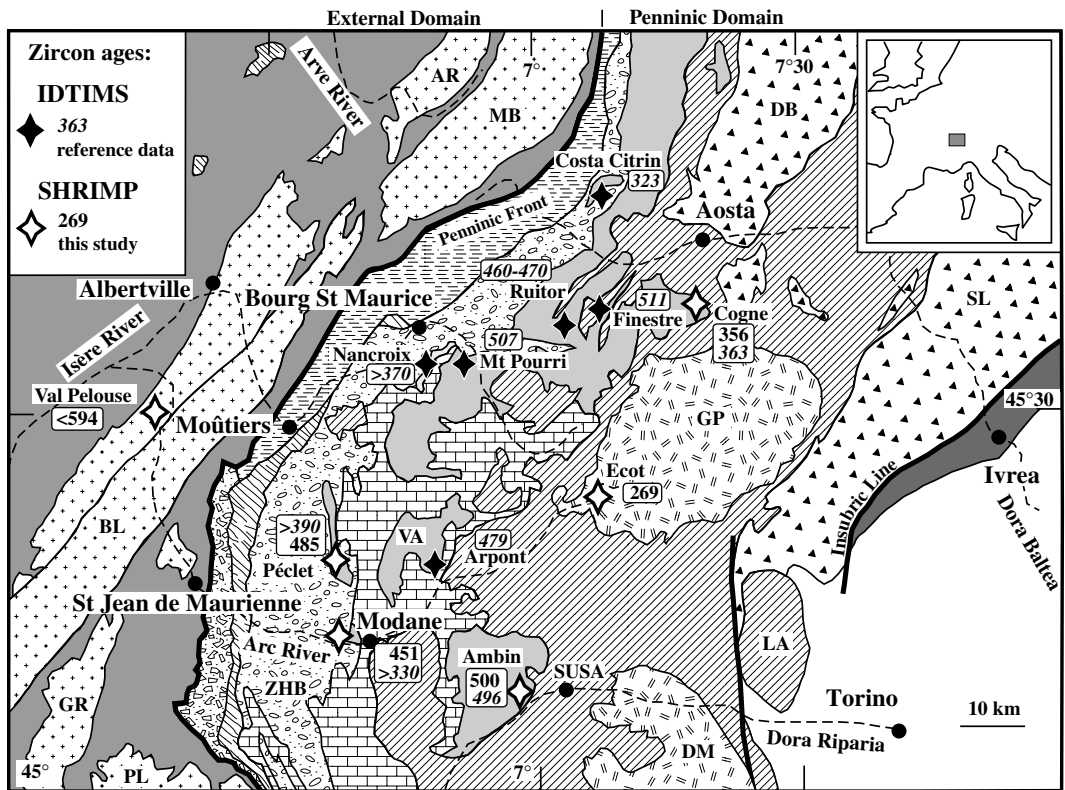
¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université de Savoie, Domaine universitaire, F-73376 Le Bourget-du-Lac Cedex, France. <Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr>

² School of Applied Geology, Curtin University of Technology, Kent Street, Bentley 6102, WA, Australia.




³ Centre de Recherches Péetrographiques et Géo-chimiques, BP20, F-54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France.

⁴ Laboratoire Sédimentologie and Géodynamique, Université des Sciences et Techniques de Lille, F-59655 Villeneuve d’Ascq Cedex, France.






⁵ Università degli studi di Torino, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Valperga Caluso 37, I-10125 Torino, Italia.



External Alps

-  Helvetic Flysch
-  External Basement
-  Helvetic Mesozoic

Penninic Domain

-  Valaisan
-  Sub-Briançonnais
-  Briançonnais Mesozoic
-  "Zone Houillère"
-  Briançonnais Basement

Piemonte and Austro-Alpine Domains





-  "Schistes lustrés"
-  Piemonte Basement
-  Sesia Zone and Dent Blanche
-  Ivrea Zone

Fig. 1 Sketch map of the study area showing the location of the available U–Pb dates (except for Dora Maira and External Crystalline Massifs). Conventional ages are in italics. AR: Aiguilles Rouges; MB: Mont Blanc; BL: Belle-donne; GR: Grandes Rousses; PL: Pelvoux; VA: Vanoise; ZHB: Zone Houillère Briançonnaise; DB: Dent Blanche; MR: Monte Rosa; GP: Gran Paradiso; SL: Sesia Zone; LA: Lanzo Massif; DM: Dora Maira.

are characterised by strong penetrative structural and metamorphic reworking of Alpine age, including high-pressure metamorphism. The Briançonnais basement comprises mostly metasedimentary formations, some of which have been metamorphosed under low-grade conditions. Some formations contain Carboniferous fossils. Magmatic rock types are rare and this basement has long been considered a metamorphic equivalent to Permo-Carboniferous sediments (ELLENBERGER, 1958). On the contrary, orthogneisses are

common in the Piemonte basement. They are believed to represent deformed Variscan granitoids (BEARTH, 1952; BERTRAND, 1968; VEARNCOMBE, 1983; BORGHI et al., 1994).

The so-called "stable Europe" which existed before Mesozoic rifting was already a collage of microplates of Gondwanian origin stacked against Baltica (Avalon, Armorica ...) and most of the Variscan belt had already formed at the expense of Gondwanian crust. Several recent papers have tried to reconcile the Early to Late

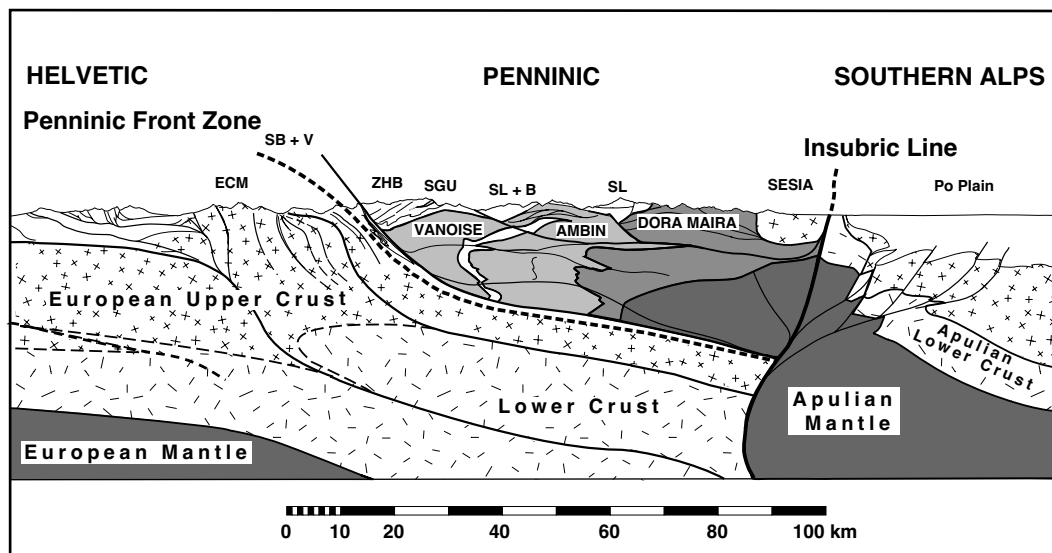


Fig. 2 An interpretative cross-section of the Western Alps along the Arc and Dora Riparia rivers (adapted from TARDY, BERTRAND et al., in prep.). Four layers are distinguished: mantle = dark grey; lower crust = random dashes; middle crust = random crosses; upper crust = white. In the Penninic domain medium grey ornaments correspond to the different basement units. Abbreviations: ECM = External Crystalline Massifs; SB + V = Sub-Briançonnais and Valaisan Zones; ZHB = Zone Houillère Briançonnaise; SL + B = Piemont Schistes Lustrés and Briançonnais cover; SL = Piemont Schistes Lustrés.

Paleozoic and Mesozoic rifting with pre-Alpine evolution by focussing on the behaviour of the Intra-Alpine terrain as a remnant of the Variscides (VON RAUMER and NEUBAUER, 1993; NEUBAUER and VON RAUMER, 1993; STAMPFLI, 1996; VON RAUMER, 1998; STAMPFLI et al., 1998; SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999).

To complement the classical paleogeographical approach, based on the stratigraphy of the Mesozoic cover, we have undertaken a zircon U-Pb geochronological study aimed at investigating the basement rocks for possible Variscan or pre-Variscan signatures. Our objective was to expand the understanding of this lesser-known part of the Variscan belt as a basis for determining the origin of basement rocks found in the Internal Alps.

This paper provides new zircon U-Pb ages of pre-Alpine basement rocks from the Briançonnais and the Piemont zones of the Western Alps, which may help to evaluate their plate origin and possible lateral displacements within the Western Alps (RICOU, 1980; RICOU and SIDDANS, 1986; STAMPFLI, 1993; STAMPFLI et al., 1998). SHRIMP U-Pb data on zircon complement a preliminary conventional TIMS study (BERTRAND et al., 1998) that produced only lower intercept minimum ages. SHRIMP dating has been undertaken on some of the samples previously investigated, albeit unsuccessfully, by conventional techniques. This

complements new results obtained using conventional and SHRIMP dating of zircons found in other samples. SHRIMP results are also presented for zircons from a detrital metasediment from the External Crystalline Massifs (ECM), which was chosen as a reference point for the European Variscan crust exposed in the foreland.

2. Geological setting

2.1. GEOLOGICAL SETTING OF THE BRIANÇONNAIS ZONE IN THE WESTERN ALPS

The Briançonnais Zone is part of the Penninic Domain which is separated from the Helvetic Domain by the Penninic Front, a major tectonic contact. A summary of the tectonic evolution of the Briançonnais (Figs 1 and 2) and recent syntheses and interpretations, may be found in several papers and references therein (MUGNIER et al., 1993; BERTRAND et al., 1996; CABY, 1996; FÜGENSCHUH et al., 1999). The main differences between the Briançonnais and the External domains include:

- The youngest sediments in the Briançonnais are Lower Eocene in age and the last metamorphic event is dated at ca 32–35 Ma (e.g. FREEMAN et al., 1997). On the contrary, stratigraphical con-

straints indicate a Miocene low-grade metamorphism in the External Alps. Thus, the External Alps may be considered as a foreland where exhumation of the External Crystalline Massifs is still active, as seen in geodetic measurements and fission track data (SEWARD and MANCKTELOW, 1994; FÜGENSCHUH et al., 1999).

– The stratigraphical record of the Briançonnais formations shows a thick Namurian to Stephanian sequence of low metamorphic grade (the “Zone Houillère Briançonnaise”) together with thick Permian and Triassic formations which contrast sharply with the Stephanian basins and the reduced Permian and Triassic formations observed in the External Alps. From Jurassic to Eocene times, the geological record in the different individual nappes forming the Penninic Domain is highly variable.

– A conspicuous reversal of the average dip of the regional foliation is observed on both sides of the Penninic Front. East-dipping structures in the External Alps and in the outer units of the Penninic Domain are in contrast with a dominantly west-dipping to flat-lying foliation in the Briançonnais and the basement domes outcropping further East (Vanoise, Ambin, Gran Paradiso and Dora-Maira domes). The tectonic significance of this foliation fan and of the accompanying East-verging folds are still the object of much discussion (see CABY, 1996). The latest stages of the tectonic evolution correspond to extensional shear zones showing a top-to-the-West movement in the ZHB (AILLÈRES et al., 1995) and a top-to-the-East movement further East in the Ambin dome (GANNE, 1999).

– All the Penninic basement units are strongly reworked and their main foliation is of Alpine age with only some relicts of pre-Alpine structures and/or metamorphic assemblages surviving. This is in contrast to the External Crystalline Massifs, where pre-Alpine structures and metamorphic assemblages are still recognisable and often capped by a Permian unconformity.

2.2. GEOLOGICAL SETTING OF THE PIEMONT AND LIGURIAN-PIEMONT ZONES

The Piemont gneissic domes (Dora-Maira, Gran Paradiso and Monte Rosa) are dominantly of magmatic origin. In the Western Alps, they form the structurally deepest observable units and were affected by high-pressure metamorphism (CHOPIN and MALUSKI, 1980). With their thin and discontinuous cover of highly deformed Mesozoic rocks, they are surrounded by meta-ophiolites, greenstones and calcschists of the Ligurian-Pie-

mont nappes. Their attribution to a subducted equivalent of the European margin (SCHMID et al., 1996; SCHMID and KISSLING, 2000), is discussed by STAMPFLI et al. (1998) who argue that they may correspond to slices of the Apulian plate.

The lowest nappes of the Ligurian-Piemont tectonic pile (FUDRAL, 1998) are dipping West, beneath the Briançonnais Zone. The uppermost nappes form tectonic klippen on top of the Briançonnais, very close to the Penninic Front. Finally, before reaching the Insubric fault and the Ivrea Zone (lower crust of the Southern Alpine Domain), the Sesia Zone represents a high-pressure equivalent of the Austro-Alpine domain.

2.3. PREVIOUS DATING

In the Western Alps, the External Crystalline Massifs comprise huge volumes of either ca. 300 Ma or ca. 340 Ma (in the Mont Blanc and Belle-donne-Sept-Laux massifs, respectively) radiometrically dated granites (BUSSY and VON RAUMER, 1994; DEBON et al., 1998), although older ages are known (ca. 500 Ma, MÉNOT et al., 1988a and b; BUSSY and VON RAUMER, 1994). From the Penninic Front eastwards, many of the radiometric studies were concerned primarily with the dating of prominent Alpine events (see HUNZIKER et al., 1992, for a review; GEBAUER and RUBATTO, 1998, for recent developments). Concerning the basement of the Internal Alps, recent U–Pb data favour the presence of Variscan and pre-Variscan metamorphosed basement in the Briançonnais Zone, with ages grouped at 325–330 Ma and around 500 Ma (GUILLOT et al., 1991; BUSSY et al., 1995; BUSSY et al., 1996; BERTRAND and LETERRIER, 1997; BERTRAND et al., 1998; DESMONS et al., 1999; BERTRAND et al., 2000; GUILLOT et al., 2000). Although some authors suggested that the Briançonnais Zone was accreted to the European plate after the Variscan events (GUILLOT et al., 1993), the publication of some Variscan metamorphic ages, for example a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite age of 340–360 Ma from Ambin (MONIÉ, 1990) and an U–Pb monazite age of 330 Ma from the Mont Mort metapelites in the Grand Saint Bernard nappe (BUSSY et al., 1996; GIORGIS et al., 1999) raise doubts over this interpretation.

The samples analysed during this study have been chosen to document both the pre-Variscan and the Variscan events in the Western Alps (Fig. 1). The Sapey gneisses (Péclet, Modane), the Cogne metadiorites and metagranodiorites, and the Ambin metarhyolites belong to the Briançonnais basement and are compared with previously dated samples at ca. 500 Ma (Mont Pourri, Arpont

Tab. 1 U–Pb conventional data. Labels correspond to the size of the analysed fractions: A = > 150 μm ; B = 150–100 μm ; C = 100–75 μm ; D = < 75 μm . Abbreviations: ab. = abraded fraction; nab. = unabraded; euh. = euhedral; viol. = lilac color; br. = brown; Incol. = colourless; yel. = yellow; nedl. = needle-shaped.

Magnetism	Zircon type	Weight mg	U ppm	Pb* ppm	²⁰⁶ Pb/ 204Pb error %	²⁰⁶ Pb* 238U error %	²⁰⁷ Pb* 235U error %	²⁰⁷ Pb* 206Pb* error %	Cor x/y	R8 age	R5 age	7/6 age	
COGNE - ZH 95 20													
B0	Nm -2°, 3.5A	nab. euh. viol. L/l=2 to 3	0.14	645	36	263(0.20)	0.05079(0.29)	0.42450(0.76)	0.06062(0.51)	0.91	319 ± 0.9	359 ± 2.3	626 ± 11
B1	Nm 1°, 3.5A	ab. euh. viol-br. L/l=2 to 3	0.48	684	349	514(0.22)	0.05014(0.18)	0.37319(0.51)	0.05398(0.35)	0.93	315 ± 0.6	322 ± 1.4	370 ± 7
C1	Nm 0°, 3.5A	nab. euh. pink L/l=2 to 3	0.44	1016	50	277(0.27)	0.04945(0.13)	0.36779(0.45)	0.05395(0.34)	0.88	311 ± 0.4	318 ± 1.2	370 ± 9
D1	Nm 0°, 3.5A	nab; euh. pink. limp. L/l=2	0.11	994	48	557(0.30)	0.04750(0.24)	0.35397(0.59)	0.05405(0.38)	0.94	299 ± 0.7	308 ± 0.6	373 ± 9
C2	Nm 0°, 3.5A	nab. euh. nedl. cloud. L/l=4	0.22	876	42	221(0.25)	0.04742(0.22)	0.35310(0.61)	0.05401(0.42)	0.91	299 ± 0.6	307 ± 1.6	371 ± 10
AMBIN - AM 96 4													
C1-1	Nm 1°, 3.5A	nab. euh. Incol. L/l= to >2	0.02	513	26	115(0.10)	0.04558(0.22)	0.34457(0.88)	0.05482(0.72)	0.80	287 ± 0.6	300 ± 2.3	405 ± 28
C1-2	Nm 2°, 3.5A	nab. euh. Incol. L/l= to >2	0.10		19	197(0.30)	U not measured		0.05671(0.88)				480 ± 19
C2-1	Nm 1°, 3.5A	nab. euh. Incol. L/l< to =2	0.01	1519	141	89(0.10)	0.03952(0.32)	0.28610(1.57)	0.05250(1.33)	0.78	250 ± 0.8	255 ± 3.5	307 ± 41
C2-2	Nm 2°, 3.5A	nab. euh. Incol. L/l< to =2	0.07	358	21	204(0.32)	0.03991(0.27)	0.32131(0.80)	0.05839(0.57)	0.89	252 ± 0.7	282 ± 2.0	544 ± 16
B	Nm 2°, 3.5A	nab. euh. cloudy, cracks	0.07	391	17	218(0.18)	0.04007(0.20)	0.31300(0.70)	0.05665(0.53)	0.91	253 ± 0.5	276 ± 1.7	478 ± 29
C	Nm 2°, 3.5A	nab. cloudy, L/l = 2	0.11	273	13	223(0.44)	0.04316(0.23)	0.33766(0.71)	0.05674(0.52)	0.86	272 ± 0.6	295 ± 1.8	482 ± 22
C1	Nm 2°, 3.5A	nab. clear, L/l > to = 2	0.11	411	52	104(0.09)	0.07023(0.38)	0.55070(1.10)	0.05687(0.78)	0.89	437 ± 1.6	445 ± 4.0	487 ± 19
GRAN PARADISO - ZH 96 23													
B4	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. pink-br. L/l=1	0.24	741	50	932(0.17)	0.06524(0.22)	0.87085(0.41)	0.09681(0.19)	0.98	407 ± 0.9	636 ± 1.9	1563 ± 5
D2	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. Incol. L/l= to >5	0.35	763	27	246(0.27)	0.03640(0.19)	0.26272(0.57)	0.05234(0.41)	0.90	230 ± 0.4	237 ± 1.2	301 ± 8
B1	Nm 2°, 1.7A	ab. euh. pink-br. L/l=2	0.15	688	30	1413(0.10)	0.04454(0.15)	0.35639(0.31)	0.05803(0.17)	0.99	281 ± 0.3	309 ± 0.8	531 ± 3
A2	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. pink nedl. L/l=4	0.27	868	34	1607(0.18)	0.04034(0.17)	0.30511(0.34)	0.05486(0.18)	0.98	255 ± 0.4	270 ± 0.8	406 ± 4
GRAN PARADISO - ZH 96 24													
C3	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. flat pink L/l=1 to 2	0.25	768	26	518(0.28)	0.03425(0.16)	0.24709(0.49)	0.05232(0.36)	0.89	217 ± 0.3	224 ± 1.0	299 ± 9
D1	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. pink L/l=2 to 3	0.24	797	29	355(0.15)	0.03672(0.21)	0.27852(0.56)	0.05501(0.37)	0.93	232 ± 0.5	249 ± 1.2	413 ± 8
D2	Nm 2°, 1.7A	nab. euh. pink nedl. L/l>4	0.19	771	24	1894(0.50)	0.03230(0.12)	0.22827(0.33)	0.05126(0.23)	0.94	205 ± 0.2	209 ± 0.6	253 ± 5
B1	Nm 2°, 1.7A	ab. euh. pink-yel. L/l=2 to 3	0.17	719	34	912(0.64)	0.04856(0.16)	0.41315(0.37)	0.06171(0.23)	0.94	306 ± 0.5	351 ± 1.1	664 ± 7

and Finestre on figure 1: GUILLOT et al., 1991; BERTRAND and LETERRIER, 1997; BERTRAND et al., 2000). The Gran Paradiso orthogneisses (Ecot) belong to the Piemont Zone. The Belle-donne micaschists (Val Pelouse) belong to ECM, which represents the Variscan basement of the pre-Alpine European margin.

3. Analytical procedures

Zircon concentrates have been prepared following usual procedures of crushing, sieving and heavy mineral separation. The best quality grains were selected to produce small, homogeneous (size, magnetism and morphology) fractions for conventional analyses. Epoxy mounts for SHRIMP analysis were prepared with a mixture of the best zircon grains together with more complex, zoned crystals to date inheritance. Preliminary BSEM imaging was performed in all cases to study the internal characteristics of the zircon grains. Microscope photographs (reflected and transmitted light) were used to determine the location of spots in the grains. After the SHRIMP session, further BSEM imaging of the analysed mounts was undertaken to check the quality of the analysed craters and their significance (Fig. 3).

To describe the internal structure of complex zircons, three types of domains have been defined and are used in the following descriptions: Z = zoned domains corresponding to regularly zoned parts of grains. In most cases they are localised at the tips of elongate euhedral grains; they are believed to represent crystal growth during magmatic crystallisation; H = homogeneous domains; C = central part of grains, which in some cases represent inherited cores but often show a nebular texture, the significance of which is still unclear.

3.1. CONVENTIONAL ANALYSES (IDTIMS)

Zircon fractions < 0.5 mg were digested following the procedure of PARRISH (1987). Uranium and lead were separated using anion exchange techniques following the method of KROGH (1973). A mixed ²³⁵U/²⁰⁸Pb spike was used and common lead blanks, determined for each batch of seven fractions, varied between 27 pg and 97 pg. Pb (Rh filament) and U (W filament) were analysed on a Cameca 206 mass spectrometer. Errors are given at the 95% confidence level and take into account the uncertainty on the measured ratios, common lead (procedural blank and STACEY and KRAMERS' correction, 1975) and the mass discrimina-

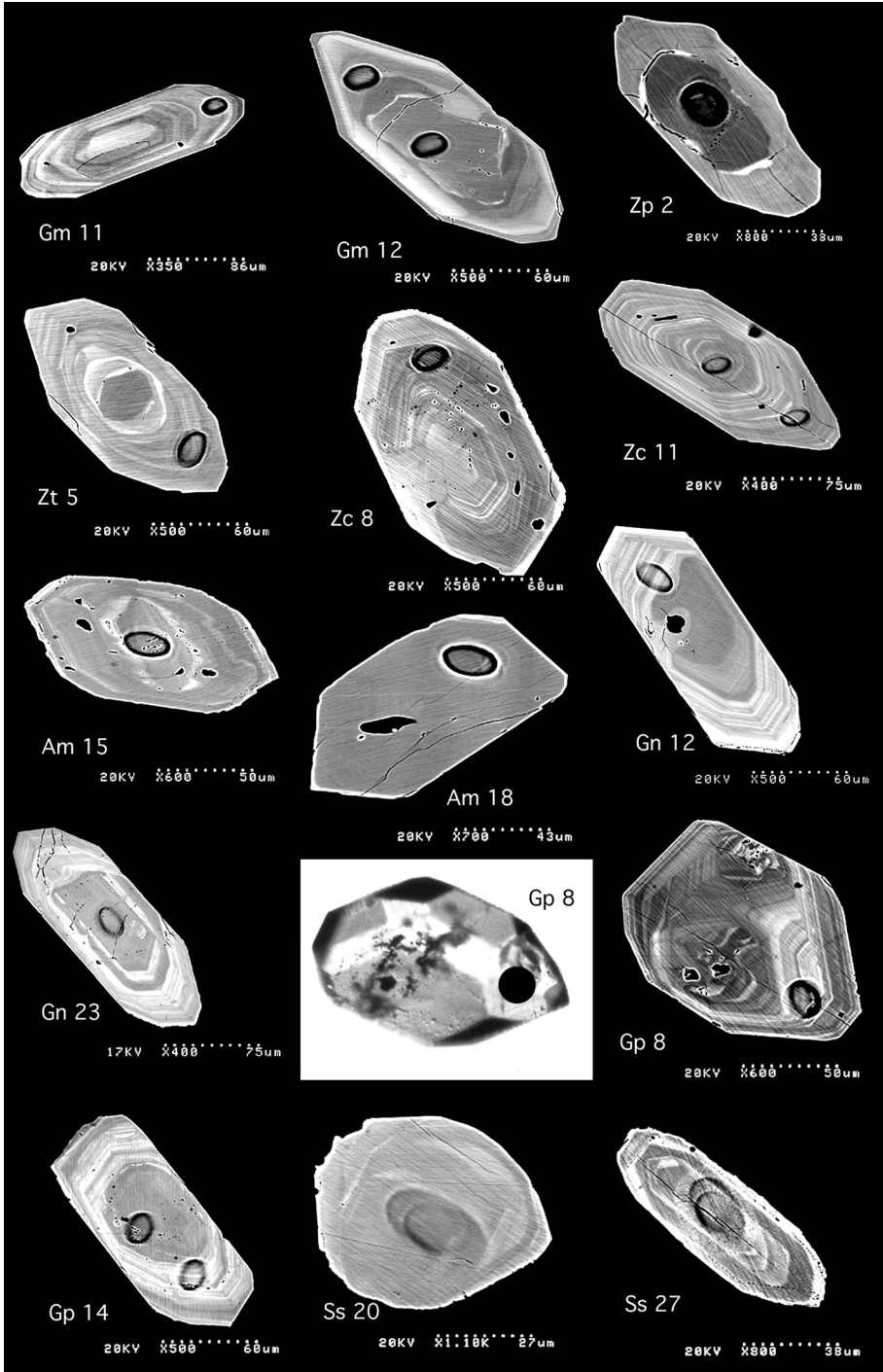


Fig. 3

tion estimated from the repeated analyses of a standard (NBS 983) for each batch of seven fractions. Regression lines and ages have been calculated using Isoplot (LUDWIG, 1999). Analytical data are given in table 1.

3.2. SHRIMP ANALYSES

The procedures used for the SHRIMP II analyses at Curtin University are described in detail by NELSON (1997). The gem zircon (Cz3) used as a standard (PIDGEON et al., 1994; NELSON, 1997) has an age of 564 Ma and a U concentration of 530–560 ppm. Errors are expressed as 1σ in tables and figures and are given at the 95% confidence level for ages presented in the text. Data were reduced following the method of NELSON (1997). Lead/Uranium ratios are determined relative to that of the Cz3 standard, which has a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ value of 0.0914. The SHRIMP Pb/U data were normalised using a power law relating Pb^*/U and UO/U with the exponent equal to 2 (CLAOUÉ-LONG et al., 1995). Decay constants used in all dating methods employed in this paper are those recommended by STEIGER and JÄGER (1977). The common lead correction was made using the ^{204}Pb correction method (COMPSTON et al., 1984), using the Broken Hill lead isotopic composition. Points with a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio < 1000 were neglected in the age estimates as they correspond to spots where micro-cracks or altered zones were observed under SEM during a later survey.

SHRIMP analyses were performed by alter-

nating analyses of the sample and the standard (one standard for each three samples) to allow monitoring of Pb^*/U^+ discrimination. A detailed table of the measured standard values is available on request. To determine the parameters used for data reduction, the best fit line on the diagram $\ln \text{Pb}^*/\text{U}$ vs $\ln \text{UO}/\text{U}$ was calculated either separately, as for samples G94004, ZH 96 23, ZH 94 2, SS 97 15, or grouped for a one-day session (ZH 95 19 + ZH 96 24 and AM 96 6 + part of ZH 94 2). Sample ZH 94 2 is a special case, as analytical problems occurred during the first session leading to an insufficient number of points and standards. Subsequently, the two groups of data for this sample have been reduced separately. Another special case is sample SS 97 15 (detrital zircons) where only 4 scans were performed for each analysis in order to obtain more (but less precise) data. Concerning Phanerozoic ages, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are preferred as discussed in detail and recommended by CLAOUÉ-LONG et al. (1995). Analytical data are given in table 2.

4. Geochronological results

4.1. THE SAPEY GNEISS UNIT (SGU)

The SGU discontinuously marks the eastern edge of the low-grade “Zone Houillère Briançonnaise”. The contact is interpreted either, as a major detachment zone according to extension-dominated models (CABY, 1996) or, as a refolded thrust contact (AILLÈRES et al., 1995; BERTRAND

Fig. 3 Selected BSEM images. *Modane*: Gm 11 – Euhedral zircon, the left tip showing an incipient corrosion. Thick regularly zoned domain, the central part being less defined, with rounded and nebulitic zoning (spot in the zoned domain). Gm 12 – Euhedral zircon showing a thin unzoned external domain. The central domain comprises a grey homogeneous part with white discontinuous zones and quartz micro-inclusions and an intermediate part where zoning is nebulitic (spot 1 is in the intermediate, nebulitic area; spot 2 in the homogeneous center). *Pécllet*: Zp 2 – Euhedral zircon with curved faces suggesting a metamorphic crystallisation or resorption. Two domains are sharply separated by an altered zone and cracks (spot in the homogeneous core). Zt 5 – Euhedral zircon showing an obvious core and a large regularly zoned domain. Whitened zone at the contact core-zoned domain (spot in the zoned domain). *Cogne*: Zc 8 – Subhedral to euhedral zircon grain showing three different domains: a regularly zoned, dark, central domain surrounded by a lighter external domain mostly developed on the subhedral tip; a third, unzoned domain cross-cuts the previous one but may be in continuity with the external domain (spot in the zoned domain). Zc 11 – Euhedral regularly zoned zircon. The central part is darker and more nebulitic (spot 1 is near the tip and cut by a large crack; spot 2 is in the central part). *Ambin*: Am 15 – Euhedral zircon showing netlaced faces. Zoning is nebulitic and the central domain is altered (spot in the central domain, with many quartz micro-inclusions). Am 18 – Euhedral unzoned zircon. *Gran Paradiso*: Gn 12 – Euhedral zircon showing netlace development on the right tip. Obvious grey core with curved contacts; the external domain is regularly zoned (spot in the zoned domain). Gn 23 – Euhedral fractured zircon with a well-defined core. The thick external domain is zoned, sometimes nebulitic (spot in the core showing a blind micro-crack). Gp 8 – Euhedral zircon (optical microscope image). A regularly zoned external domain is sharply discordant to the complexly zoned core, locally altered with quartz exsolution (spot in the central domain). Gp 14 – Euhedral zircon showing an obvious core, slightly altered (quartz exsolution). A thick zoned domain is similarly altered (spot 1 in the zoned domain but in an area with quartz micro-inclusions; spot 2 in the central domain with micro-inclusions). *Val Pelouse*: Ss 20 – Rounded detrital grain almost homogeneous. Ss 27 – Rounded zoned zircon, the core of which yielded the oldest age found in the sample.

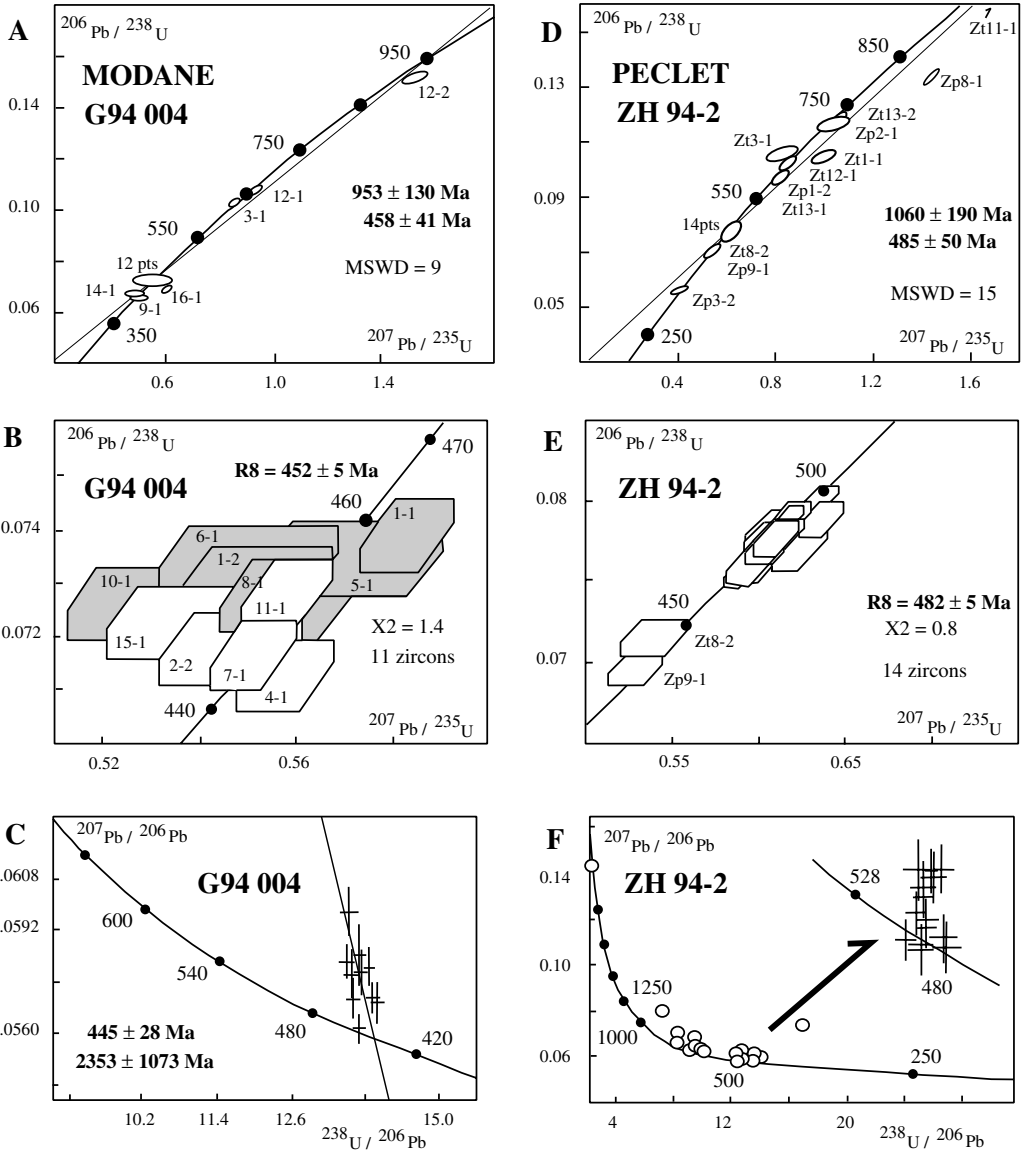


Fig. 4 Concordia diagrams for Modane porphyritic granite and Péclet orthogneiss (SHRIMP data, 1 σ errors): A) Modane G94 004 SHRIMP data; B) enlargement of the 11 concordant points (filled boxes = cores); C) Tera-Wasserburg diagram for G94 004 sample; D) Péclet ZH 94-2 SHRIMP data, except the oldest inherited point at 2400 Ma; E) enlargement of the ca. 500 Ma group; F) Tera-Wasserburg diagram for ZH 94-2 sample.

et al., 1996). Similar basement tectonic lenses mark out this contact towards the North, such as the Ruitor massif (dating in progress) and similar units in Valle d'Aosta and Switzerland. A pre-Alpine metamorphic event is inferred by relict kyanite in metasediments (DÉTRAZ, 1984), but Alpine retrograde assemblages and/or high-pressure overprints are always present.

Previous conventional dating of 3 zircon populations from 3 different orthogneisses (BERTRAND et al., 1998) yielded poorly constrained lower intercept ages of >360 Ma, which indicate a minimum age and a large amount of inherited zircon. Their BSEM images showed that many zircon grains contain an inherited core and a regularly zoned outer rim. Two of the three samples

were selected for the SHRIMP study. Sample G94 004 (West of Modane) is a recrystallised but slightly deformed porphyritic granite comprising albitised K-feldspar, globular quartz, muscovite and chloritised biotite. Sample ZH 94-2 (Aiguille de Pécelet) is a strongly deformed orthogneiss with associated meta-aplites where perthitic K-feldspar forms clasts and biotite is completely replaced by chlorite, titanite and hematite. Zircon morphological types observed in these two samples suggest a calc-alkaline affinity (PUPIN, 1980). Zircon grains from the orthogneiss sample have slightly rounded edges, resulting from either the Alpine deformation or a complex pre-Alpine metamorphic evolution.

The Modane porphyritic granite – Results of 18 SHRIMP analyses performed on zircons from sample G94 004 are shown in table 2 and on figure 4. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are high except for three analyses (9-1, 13-1, 14-1). Three analyses have old ages (3-1, 12-1, 12-2). Only one of these (12-2) is located on a well-identified core, its external, zoned domain, being almost concordant at 660 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age). A fourth analysis (16-1) also appears to be inherited and yields a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of ca. 600 Ma. The main group of concordant analytical points (Fig. 4b) comprises 11 analyses corresponding to zoned (Z) domains (5 analyses) and to poorly contrasted, often nebulitic, cores (C). Analytical points of core domains are slightly above concordia and are clearly separated from the Z points. The better concordancy of the Z domains would support the choice of their $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ average age (448 ± 6 Ma) as the best estimate for the magmatic crystallisation of the Sapey zircons but this age is not significantly different from an estimate made by pooling all 11 points giving : $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 452 ± 5 Ma ($X^2 = 1.37$); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age = 450 ± 6 Ma ($X^2 = 0.93$); $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 443 ± 26 Ma ($X^2 = 0.89$). The most concordant point (8-1) yields a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 454 Ma. On a TERA and WASSERBURG (1974) diagram (Fig. 4c), where data are not corrected for common lead (common Pb uncorrected data are available on request), the main group is aligned with a lower intercept at 445 ± 28 Ma. Two points are almost concordant at about 600 Ma (not shown on Fig. 4c) and the upper intercept at about 2500 Ma confirm the presence of an inherited component in the zircon population.

The Pécelet orthogneiss – Sample (ZH 94-2) was analysed during two different SHRIMP sessions: 4 standards and 11 unknowns; and 8 standards and 15 unknowns. Standard calibrations and data reduction were carried out separately for

each set of data but the last statistical treatment was done on the whole set, using an averaged error on the standard line (1.55%) and the total number of analysed standards (21, including standards analysed with the Ambin sample).

Analytical data define three groups on the concordia diagram (Fig. 4d):

(i) Points with apparent ages older than 500 Ma are xenocrysts (Zt 13-1), or well-identified cores. The oldest one (Zt 11-1) is almost concordant at 2400 Ma. Other concordant points are grouped at ca. 720 Ma (group 1) and at ca. 600–650 Ma (group 2). An interesting zircon grain is Zt 13, whose core is discordant at 770 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age), whereas the corresponding tip is almost concordant at 603 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age). Another point yields a similar $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 606 Ma (Zp 1-2) and the corresponding tip is part of the younger concordant group (3). A similar pattern is observed for grain Zt 1, whose highly discordant core yields an apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 923 Ma and corresponding zoned (Z) domain is part of the main group (3). Groups 1 and 2 indicate inheritance from at least two different sources.

(ii) The main group (group 3) of concordant points (Fig. 4e) corresponds to 14 zoned (Z) domains which form a very homogeneous cluster: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 482 ± 5 Ma ($X^2 = 0.81$); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age = 484 ± 6 Ma ($X^2 = 0.85$); $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 492 ± 15 Ma ($X^2 = 0.65$). The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age is interpreted as the age of primary crystallisation of the granitic protolith.

(iii) Three points are located below the main group (Zp 3-2, Zp 9-1 and Zt 8-2). From SEM examination all these spots are located in zones of secondary alteration associated with micro-inclusions of quartz believed to result from exsolution. These points may be considered as having suffered lead loss.

When plotted on a Tera-Wasserburg diagram (Fig. 4f) the analytical points clearly show two opposite trends on both sides of the 480 Ma group of concordant points. The first trend, from the inherited old zircons converge towards a 600 Ma intercept suggesting a major event at that time and the second corresponds to lead loss from the zoned overgrowths.

4.2. THE COGNE METADIORITE AND METAGRANODIORITES (CD)

This intrusive body is located East (structurally below) of the Ruitor massif, a likely equivalent to the SGU (AMSTUTZ, 1962). The CD forms, in the Cogne valley, the core of the so-called “Valsavaranche backfold” as it both overlies and underlies

Tab. 2 SHRIMP U–Pb isotopic data. Abbreviations: C = central domains (= identified cores in some cases); Z = zoned domains (in most cases = tips of pyramids); H = homogeneous domains; D = detrital grain. nd = not determined.

Table with columns: U, Th, Th/U, Pb, 206Pb, 207Pb*, 206Pb*, 207Pb*, 208Pb*, 7/6 age, R8 age, R5 age, 8/32 age. Rows include samples from MODANE, PECLET, and COGNE.

Tab. 2 (cont.) SHRIMP U-Pb isotopic data. Abbreviations: C = central domains (= identified cores in some cases); Z = zoned domains (in most cases = tips of pyramids); H = homogeneous domains; D = detrital grain. nd = not determined.

		U	Th	Th/U	Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁸ Pb*	7/6 age	R8 age	R5 age	8/32 age
		ppm	ppm		ppm	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb*	²³⁸ U	²³⁵ U	²³² Th				
							±%	±%	±%	±%				
AMBIN - Sample 96 AM 4														
Gm 1-1	H	294	273	0.926	27	6369	0.0563(2.17)	0.0779(1.40)	0.6048(2.72)	0.0240(1.86)	465±48	483±7	480±10	479±9
Gm 2-1	H	119	57	0.478	10	2445	0.0528(6.50)	0.0821(1.45)	0.5979(6.83)	0.0243(5.86)	320±148	509±7	476±26	485±28
Gm 3-1	H	209	107	0.513	17	38460	0.0591(2.10)	0.0755(1.40)	0.6157(2.66)	0.0253(2.27)	572±46	469±6	487±10	505±11
Gm 4-1	H	169	91	0.536	14	7692	0.0561(3.74)	0.0803(1.41)	0.6212(4.16)	0.0243(3.38)	455±83	498±7	491±16	486±16
Gm 5-1	H	112	60	0.534	10	432	0.0536(10.60)	0.0780(1.51)	0.5764(10.90)	0.0251(7.86)	354±241	484±7	462±40	502±39
Gm 6-1	H	168	86	0.513	14	5319	0.0555(3.36)	0.0809(1.41)	0.6187(3.80)	0.0253(3.11)	432±75	501±7	489±15	506±16
Gm 7-1	C	822	182	0.221	30	3145	0.0485(2.45)	0.0371(1.40)	0.2484(2.97)	0.0108(4.26)	125±58	235±3	225±6	217±9
Gm 7-2	C	1160	128	0.11	47	20000	0.0514(0.98)	0.0438(1.39)	0.3100(1.80)	0.0141(2.51)	257±22	276±4	274±4	282±7
Gm 8-1	H	276	208	0.753	25	21732	0.0575(1.81)	0.0803(1.40)	0.6367(2.42)	0.0250(1.88)	510±40	498±7	500±10	500±9
Gm 9-1	H	247	97	0.394	12	2873	0.0558(4.51)	0.0435(1.41)	0.3345(4.89)	0.0224(3.32)	443±100	275±4	293±12	448±15
Gm 10-1	H	249	163	0.656	21	2105	0.0566(3.42)	0.0739(1.41)	0.5771(3.86)	0.0251(2.57)	476±76	460±6	463±14	501±13
Gm 11-1	H	134	60	0.447	11	8772	0.0564(3.60)	0.0785(1.41)	0.6111(4.03)	0.0243(3.71)	470±80	487±7	484±16	485±18
Gm 12-1	H	129	79	0.615	11	7752	0.0584(4.04)	0.0818(1.42)	0.6592(4.45)	0.0256(3.29)	546±88	507±7	514±18	512±17
Gm 13-1	H	103	51	0.493	9	850	0.0561(8.82)	0.0804(1.49)	0.6224(9.12)	0.0249(7.68)	458±196	498±7	491±36	498±38
Gm 14-1	H	110	63	0.571	10	8772	0.0575(4.17)	0.0804(1.42)	0.6368(4.58)	0.0257(3.50)	509±92	498±7	500±18	513±18
Gm 15-1	C	316	106	0.336	99	90909	0.1122(0.56)	0.2985(1.41)	4.6169(1.59)	0.0929(1.80)	1835±10	1684±21	1752±13	1795±31
Gm 16-1	H	396	258	0.651	35	13889	0.0569(2.32)	0.0807(1.4)	0.6329(2.85)	0.0254(1.12)	488±51	500±7	498±11	508±11
Gm 17-1	C	289	119	0.412	179	333333	0.2041(0.29)	0.5445(1.42)	15.3215(1.48)	0.1488(1.59)	2859±5	2802±32	2835±14	2804±42
Gm 18-1	H	184	146	0.798	17	4566	0.0549(3.51)	0.0818(1.41)	0.6190(3.94)	0.0251(2.46)	407±79	507±7	489±15	501±12
Gm 19-1	H	456	433	0.951	41	19231	0.0570(1.81)	0.0737(1.40)	0.5794(2.42)	0.0271(1.66)	493±40	458±6	464±9	504±9
Gm 20-1	H	218	158	0.726	20	6289	0.0572(2.81)	0.0832(1.41)	0.6572(3.29)	0.0263(2.28)	501±62	516±7	513±13	526±12
GRAN PARADISO orthogneiss - Sample ZH 96-23														
Gn 1-1	Z	1766	126	0.071	70	10309	0.0523(1.22)	0.0425(1.83)	0.3064(2.32)	0.0141(5.19)	299±28	268±5	271±6	283±15
Gn 2-1	C	455	163	0.359	20	5988	0.0519(3.08)	0.0432(1.83)	0.3092(3.73)	0.0134(3.69)	283±69	273±5	274±9	270±10
Gn 3-1	C	674	73	0.109	26	3922	0.0498(2.78)	0.0402(1.83)	0.2760(3.52)	0.0113(9.70)	184±65	254±5	248±8	227±22
Gn 4-1	C	865	65	0.075	54	8696	0.0585(1.47)	0.0665(1.83)	0.5363(2.49)	0.0225(6.84)	550±32	415±7	436±9	450±30
Gn 5-1	Z	653	71	0.109	28	7042	0.0508(2.07)	0.0454(1.83)	0.3181(2.93)	0.0131(6.95)	231±48	286±5	280±7	263±18
Gn 6-1	C	1824	402	0.22	65	14493	0.0516(1.36)	0.0368(1.83)	0.2621(2.41)	0.0126(2.69)	268±31	233±4	236±5	254±7
Gn 7-1	C	827	35	0.042	33	47619	0.0521(1.67)	0.0433(1.83)	0.3112(2.63)	0.0155(10.80)	290±38	273±5	275±6	311±33
Gn 8-1	Z	1171	263	0.225	49	5128	0.0512(1.75)	0.0427(1.83)	0.3013(2.68)	0.0125(3.46)	248±40	270±5	267±6	250±9
Gn 9-1	C	287	276	0.961	34	6173	0.0597(1.94)	0.1016(1.83)	0.8373(2.83)	0.0314(2.15)	595±42	624±11	618±13	625±13
Gn 10-1	C	419	126	0.301	32	6711	0.0552(2.07)	0.0772(1.83)	0.5878(2.93)	0.0230(3.35)	421±46	479±8	469±11	459±15
Gn 11-1	C	329	153	0.464	34	nd	0.0619(1.60)	0.0985(1.83)	0.8410(2.58)	0.0310(2.42)	671±34	606±11	620±12	617±15
Gn 12-1	C	1308	99	0.075	51	111111	0.0521(0.92)	0.0420(1.83)	0.3020(2.15)	0.0140(2.99)	289±21	266±5	268±5	281±8
Gn 13-1	C	546	187	0.343	24	nd	0.0528(2.86)	0.0434(1.83)	0.3165(3.58)	0.0137(3.66)	322±65	274±5	279±9	275±10
Gn 14-1	C	1439	93	0.064	57	40000	0.0510(1.19)	0.0431(1.83)	0.3032(2.31)	0.0138(5.61)	242±28	272±5	269±5	277±15
Gn 15-1	C	342	66	0.194	14	3205	0.0491(4.69)	0.0419(1.84)	0.2837(5.25)	0.0114(9.90)	153±110	265±5	254±12	229±22
Gn 16-1	C	462	84	0.181	19	9446	0.0514(3.52)	0.0433(1.84)	0.3071(4.17)	0.0130(7.55)	267±81	273±5	272±10	261±20
Gn 17-1	C	445	43	0.096	31	nd	0.0580(2.07)	0.0733(1.83)	0.5861(2.92)	0.0256(7.56)	530±45	456±8	468±11	511±38
Gn 18-1	C	169	17	0.101	12	47619	0.0604(3.04)	0.0739(1.84)	0.6157(3.74)	0.0194(13.64)	620±66	459±8	487±14	389±53
Gn 17-2	C	547	54	0.1	28	nd	0.0579(2.22)	0.0548(1.83)	0.4373(3.05)	0.0200(7.18)	525±49	344±6	368±9	400±28
Gn 19-1	C	1205	785	0.652	54	7752	0.0514(1.55)	0.0414(1.83)	0.2932(2.55)	0.0123(2.11)	259±36	261±5	261±6	248±5
Gn 20-1	Z	1728	114	0.066	61	25641	0.0520(1.06)	0.0381(1.83)	0.2734(2.22)	0.0132(4.44)	287±24	241±4	245±5	265±12
Gn 21-1	C	649	112	0.172	26	8772	0.0516(1.90)	0.0421(1.83)	0.2999(2.80)	0.0128(4.16)	270±44	266±5	266±7	257±11
Gn 23-1	C	577	349	0.605	211	24390	0.1159(0.37)	0.3285(1.84)	5.2490(1.92)	0.0952(1.91)	1831±29	1893±7	1861±16	1839±34
Gn 24-1	Z	292	120	0.411	12	1381	0.0454(6.74)	0.0401(1.86)	0.2507(7.21)	0.0118(6.14)	nd	253±5	227±15	238±15
GRAN PARADISO enclave - Sample ZH 96-24														
Gp1-1	Z	1542	80	0.05	66	5882	0.0501(1.66)	0.0400(1.58)	0.3181(2.15)	0.0113(13.00)	202±39	390±3	280±5	227±29
Gp 2-1	C	274	97	0.354	12	2882	0.0545(5.38)	0.0424(1.20)	0.3187(5.66)	0.0143(5.76)	391±121	268±3	281±14	288±16
Gp 3-1	C	168	48	0.289	16	5347	0.0613(3.78)	0.0951(1.19)	0.8039(4.11)	0.0318(5.52)	649±81	586±7	599±19	633±34
Gp 4-1	C	228	106	0.467	89	15129	0.1290(0.55)	0.3576(1.2)	6.3605(1.38)	0.1036(1.55)	2084±10	1971±20	2027±12	1992±29
Gp 5-1	Z	951	107	0.113	38	4807	0.0508(2.18)	0.0421(1.17)	0.2949(2.60)	0.0135(6.5)	232±50	266±3	262±6	271±17
Gp 6-1	C	765	514	0.671	82	14706	0.0585(0.92)	0.0977(1.16)	0.7884(1.58)	0.0300(1.37)	550±20	601±7	590±7	598±8
Gp 7-1	C	832	233	0.28	35	4926	0.0512(2.19)	0.0424(1.17)	0.2988(2.61)	0.0131(3.09)	248±50	267±3	265±6	263±8
Gp 8-1	C	2045	138	0.067	87	22222	0.0511(0.95)	0.0460(1.16)	0.3242(1.59)	0.0148(4.01)	248±22	290±3	285±4	297±12
Gp 9-1	C	306	82	0.269	35	4048	0.0627(2.04)	0.1141(1.18)	0.9862(2.48)	0.0348(3.57)	697±43	697±8	697±12	691±24
Gp 10-1	Z	1506	184	0.122	59	9009	0.0520(1.33)	0.0418(1.16)	0.2999(1.87)	0.0100(4.67)	286±30	264±3	266±4	200±9
Gp 10-2	C	1361	78	0.057	56	8403	0.0511(1.54)	0.0448(1.17)	0.3158(2.05)	0.0137(8.78)	247±36	282±3	279±5	276±24
Gp 11-1	C	464	277	0.597	21	3636	0.0520(3.15)	0.0418(1.17)	0.3000(3.49)	0.0132(2.45)	286±72	264±3	266±8	264±6
Gp 12-1	C	339	178	0.524	36	5000	0.0600(2.20)	0.0995(1.18)	0.8223(2.62)	0.0308(2.26)	602±48	611±7	609±12	614±14
Gp 13-1	C	354	119	0.335	16	1102	0.0484(6.10)	0.0428(1.20)	0.2852(6.36)	0.0132(6.66)	117±127	270±3	255±14	265±18
Gp 14-1	Z	1717	126	0.074	66	2681	0.0505(1.74)	0.0406(1.17)	0.2830(2.21)	0.0109(9.30)	219±40	257±5	253±5	220±20
Gp 14-2	C	384	167	0.434	154	14925	0.1687(0.39)	0.3579(1.18)	8.3221(1.29)	0.1074(1.43)	2544±6	1972±20	226±127	2063±28
Gp 15-1	C	397	120	0.301	38	12345	0.0615(1.50)	0.0964(1.17)	0.8175(3.02)	0.0310(2.35)	658±32	593±7	607±9	616±14

Tab. 2 (cont.) SHRIMP U–Pb isotopic data. Abbreviations: C = central domains (= identified cores in some cases); Z = zoned domains (in most cases = tips of pyramids); H = homogeneous domains; D = detrital grain. nd = not determined.

	U	Th	Th/U	Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁸ Pb*	7/6 age	R8 age	R5 age	8/32 age	
	ppm	ppm		ppm	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb* ±%	²³⁸ U ±%	²³⁵ U ±%	²³² Th ±%					
VAL PELOUSE - Sample SS 97 15														
Ss 1	D	909	597	0.657	151	4037	0.0695(1.21)	0.1499(2.07)	1.4358(2.52)	0.0457(2.32)	913±25	900±17	904±15	903±20
Ss 2	D	151	59	0.392	21	669	0.0673(6.82)	0.1273(2.14)	1.1810(7.40)	0.0393(8.93)	847±142	772±41	792±41	780±69
Ss 3	D	907	426	0.47	157	6605	0.0732(0.95)	0.1640(2.07)	1.6534(2.38)	0.0494(2.34)	1020±19	979±19	992±15	974±22
Ss 4	D	296	164	0.555	32	883	0.0559(5.50)	0.0980(2.09)	0.7549(6.13)	0.0292(4.85)	448±123	603±12	571±27	582±28
Ss 5	D	433	1884	4.353	529	8192	0.2355(0.35)	0.5884(2.09)	19.1036(2.16)	0.1570(2.13)	3090±6	2983±50	3047±21	2948±58
Ss 6	D	367	798	2.173	89	1789	0.0715(2.13)	0.1592(2.08)	1.5711(3.16)	0.0478(2.24)	973±44	952±18	959±20	944±21
Ss 7	D	249	177	0.71	36	877	0.0615(5.17)	0.1215(2.10)	1.0294(5.82)	0.0387(3.98)	656±111	739±15	719±30	768±30
Ss 8	D	279	232	0.834	33	1153	0.0644(4.26)	0.0988(2.09)	0.8772(4.97)	0.0315(3.30)	755±90	607±12	639±24	628±20
Ss 9	D	175	90	0.51	30	1156	0.0748(3.89)	0.1539(2.11)	1.5884(4.65)	0.0486(4.66)	1064±78	923±18	966±29	958±44
Ss 10	D	210	176	0.84	25	613	0.0590(7.09)	0.0977(2.12)	0.7948(7.65)	0.0291(4.56)	567±155	601±12	594±34	580±26
Ss 11	D	368	452	1.23	47	1390	0.0610(3.70)	0.1007(2.08)	0.8477(4.46)	0.0309(2.64)	640±80	619±12	623±21	615±16
Ss 12	D	1006	131	0.13	98	2941	0.0604(1.77)	0.1010(2.07)	0.8412(2.88)	0.0303(6.05)	619±38	620±12	620±13	604±36
Ss 13	D	153	137	0.9	25	572	0.0609(7.52)	0.1294(2.14)	1.0863(8.07)	0.0385(4.68)	635±162	784±16	747±43	763±35
Ss 14	D	253	176	0.72	47	1562	0.0715(2.80)	0.1614(2.09)	1.5919(3.70)	0.0486(3.12)	973±57	964±19	967±23	960±29
Ss 15	D	145	110	0.76	33	606	0.0696(5.71)	0.1912(2.14)	1.8344(6.34)	0.0539(2.92)	916±118	1128±22	1058±42	1054±51
Ss 16	D	198	75	0.38	22	674	0.0586(6.71)	0.1006(2.11)	0.8131(7.28)	0.0319(7.83)	553±147	618±12	604±33	635±49
Ss 17	D	164	131	0.79	35	990	0.0770(4.02)	0.1767(2.12)	1.8763(4.77)	0.0537(3.76)	1122±80	1049±21	1073±32	1057±39
Ss 18	D	92	89	0.97	20	392	0.0597(9.72)	0.1636(2.20)	1.3468(10.2)	0.0462(5.56)	593±212	977±20	866±60	912±50
Ss 19	D	949	60	0.06	95	2457	0.0602(1.73)	0.1052(2.07)	0.8728(2.86)	0.0270(3.31)	610±37	645±13	637±14	549±70
Ss 20	D	155	158	1.02	21	484	0.0552(10.6)	0.1029(2.16)	0.7834(11.1)	0.0306(5.18)	422±239	631±13	587±50	608±31
Ss 21	D	273	180	0.66	50	1198	0.0685(3.23)	0.1606(2.09)	1.5165(4.06)	0.0472(3.43)	884±67	960±19	937±25	933±31
Ss 22	D	70	7	0.1	8	395	0.0810(11.5)	0.1029(2.30)	1.1492(12.0)	0.0935(23.80)	1222±228	631±14	777±65	1808±412
Ss 23	D	1057	89	0.08	302	5586	0.1354(0.43)	0.2843(2.07)	5.3076(2.17)	0.0664(4.74)	2169±8	1613±30	1870±19	1300±60
Ss 24	D	1068	1052	0.99	114	3125	0.0595(1.67)	0.0897(2.07)	0.7363(2.82)	0.0272(2.26)	585±36	554±11	560±12	543±12
Ss 25	D	212	342	1.6	27	685	0.0605(7.59)	0.0913(3.12)	0.7618(8.13)	0.0270(3.31)	622±164	563±11	575±36	539±18
Ss 26	D	32	17	0.53	6	242	0.0880(16.1)	0.1488(2.63)	1.8055(16.7)	0.0561(16.5)	1382±314	894±22	1047±109	1104±178
Ss 27	D	103	40	0.39	86	3049	0.2925(0.65)	0.6844(2.17)	27.5988(2.35)	0.1789(3.46)	3431±10	3361±57	3405±23	3327±106
Ss 28	D	172	54	0.31	23	687	0.0689(5.79)	0.1236(2.12)	1.1739(6.41)	0.0368(9.88)	895±120	751±15	788±35	730±71
Ss 29	D	344	183	0.53	57	1831	0.1079(1.68)	0.1453(2.08)	2.1607(2.83)	0.0500(3.03)	176±31	874±17	1169±20	986±29
Ss 30	D	392	172	0.44	39	1058	0.0571(4.47)	0.0930(2.08)	0.7320(5.16)	0.0280(4.93)	494±99	573±11	558±22	559±27
Ss 31	D	610	1150	1.89	94	1736	0.0583(2.56)	0.1066(2.07)	0.8567(3.49)	0.0325(2.24)	542±56	653±13	628±16	646±14

“Schistes Lustrés” of Piemont origin. The whole pile rests on top of the Gran Paradiso orthogneiss dome (Piemont Zone). The Cogne pre-Alpine intrusive, of calc-alkaline affinity (DESMONS and PLOQUIN, 1989; BONIN et al., 1993) was suspected to belong to the group of meta-igneous rocks now dated at ca. 500 Ma in the Briançonnais Zone. Two samples of metagranodiorites have been analysed (both sampled in a scree, downstream of the Cogne village). Sample ZH 95-19 is a light-coloured metagranodiorite containing quartz, albite, brown neo-biotite, remnants of a pale green amphibole, epidote and abundant titanite and zircon. Sample ZH 95-20 is a darker metagranodiorite in which amphibole is more abundant. Conventional U–Pb isotopic analyses were performed on zircons from sample ZH 95-20 and SHRIMP analyses on zircons from sample ZH 95-19. The zircon fractions prepared for the conventional study (ZH 95 20) are lilac colour and euhedral, but the surfaces of the zircon grains are often irregular with occasional smoothed edges. Only a few grains are easy to index using the PUPIN

(1980) classification, and they suggest a calc-alkaline origin. BSEM images show a regular zoning of magmatic type, large apatite inclusions and irregular faces. The outer rim comprises a large number of tiny quartz inclusions (formed during overgrowth?). Zircons from sample ZH 95 19, analysed on SHRIMP II, have a very similar topology. BSEM images show a regular, magmatic zoning and suggest the presence of a recrystallised (nebulitic) core in some grains (Fig. 3).

Conventional analyses – Four out of five fractions from sample ZH 95-20 define an upper intercept age of 363 ± 24 Ma (MSWD = 0.13). All analytical points are highly discordant, and correspond to low ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios, even for the abraded fraction (B1), which explain the large errors in the age (Tab. 1 and Fig. 5a). One fraction (B0) is far from the discordia and suggests a Pan-African inheritance in the magma source.

SHRIMP results – Analytical results from sample ZH 95-19 (18 analyses on 16 zircon grains)

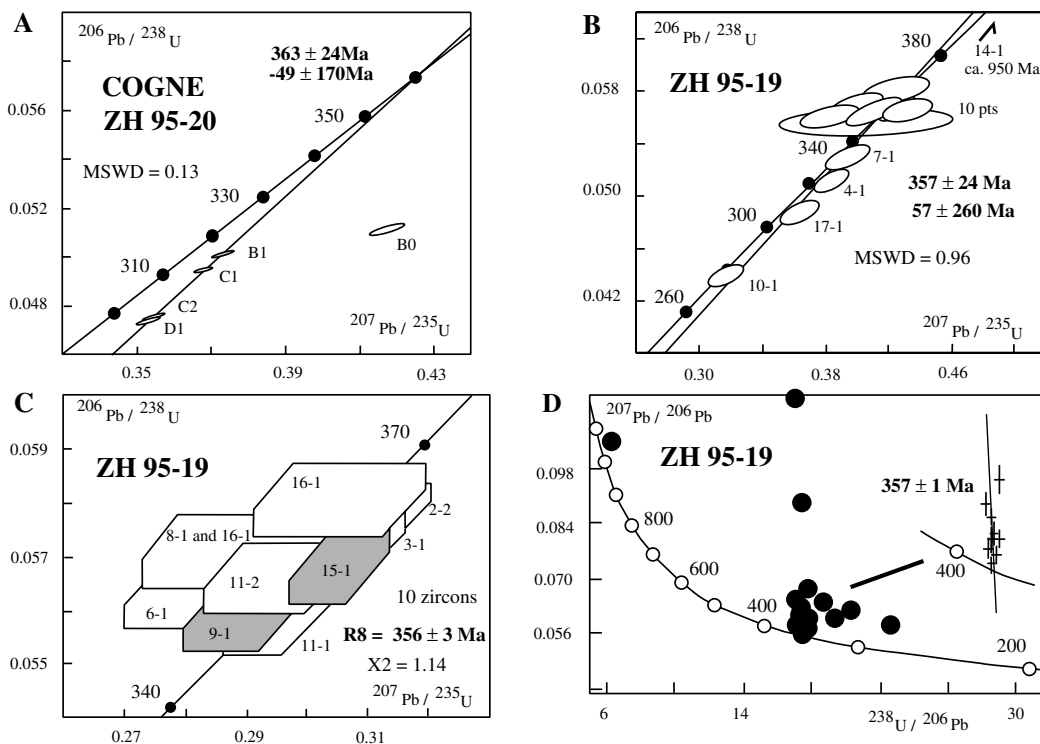


Fig. 5 Concordia diagram for Cogné granodiorites: A) conventional data (sample ZH 95-20, 2σ errors); B) SHRIMP data (sample ZH 95-19, 1σ errors) except inherited point at ca. 950 Ma; C) enlargement of the 10 concordant points (filled boxes are cores); D) Tera-Wasserburg diagram.

are given in table 2 and shown on figure 5. Data show high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios except for three points which were not used for statistics. One analysis shows an inherited core at ca. 950 Ma (14-1). However, most data points are almost concordant and zoned domains or cores are not significantly different. Pooling together the 10 concordant points (Fig. 5c: 8 Z and 2 C) yields the following results: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 356 ± 3 Ma ($X^2 = 1.14$); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age = 356 ± 5 Ma ($X^2 = 1.18$); $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 352 ± 28 Ma ($X^2 = 1.06$). If zoned (Z) domains are treated separately (8 analyses) the results are very similar ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 358 ± 4 Ma with $X^2 = 0.72$). Four analytical points yielded younger apparent ages. Two of the analyses have obviously suffered lead loss and two other spots (10-1, and 17-1) correspond to a small inclusion and a crack.

On the Tera-Wasserburg diagram (Fig. 5d) most of the points, except the four showing young apparent ages and the old core, are close to a lower intercept at 357 Ma.

4.3. THE AMBIN BASEMENT DOME

The Ambin massif outcrops as a large dome overlain by a parautochthonous Mesozoic Briançonnais-type cover and a thick pile of allochthonous "Schistes Lustrés" of oceanic Ligurian-Piemont origin (Fig. 1). The Ambin Formation forms the upper part of the basement dome (BORGHI and GATTIGLIO, 1997). It comprises high-pressure micaschists and conglomerates. Close to the geometrical top of the Ambin Formation, metarhyolites and greenstones occur on the Italian side. An underestimation of the tectonic nature of the contact between the Ambin Formation and overlying Permian and Triassic formations explains why, for a long time, the Ambin Formation was thought to be Permian in age.

Two samples have been analysed: 96 AM 4 (Casa Bolmi, Val Clarea) is a completely recrystallised metarhyolite with albitised and sericitised K-feldspar, fine-grained quartz and albite, phenite and secondary calcite and ankerite; 96 AM 6

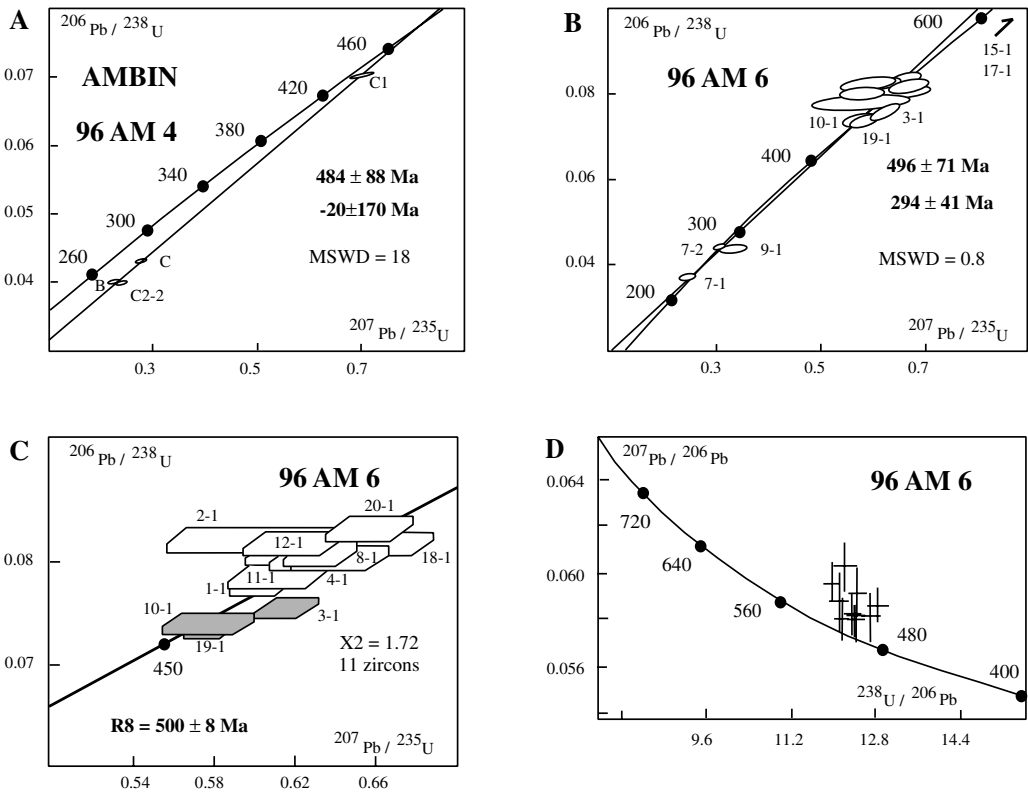


Fig. 6 Concordia diagram for Ambin metarhyolites: A) conventional data (sample 96 AM 4, 2σ errors); B) SHRIMP data (sample 96 AM 6, 1σ errors) except 2 inherited points at ca. 1835 and 2860 Ma; C) enlargement of the 11 concordant points (filled boxes are cores); D) Tera-Wasserburg diagram.

(Ramats, Valle d'Ulzio) is similar with more phenite, no calcite but some secondary hematite. In both samples zircons are very small ($< 75 \mu\text{m}$) and colourless except for some rare larger brown grains. The zircon crystals are of a poor quality for dating as they contain many tiny inclusions of quartz, biotite and xenotime. The typology is typically alkaline (PUPIN, 1980). BSEM images show faint or no zoning. The zircon population shows two contrasting grain types: small clear euhedral grains; and larger brown, euhedral grains, which are sometimes slightly rounded. The margin of several grains is outlined by a thin, lighter, discontinuous, outer zone which may correspond to tiny overgrowths and suggests a post-crystallisation event.

Conventional analyses – Six zircon fractions of the metarhyolite sample AM 96 4 were analysed using conventional techniques. Common lead levels were high, as indicated by low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios

especially for two fractions weighting less than 20 μg . This may be due to the numerous inclusions present in the zircon crystals (Tab. 1 and Fig. 6a). The four remaining points are poorly aligned and very discordant. They define an upper intercept at $484 \pm 88 \text{ Ma}$ (MSWD = 18) except for C1 ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $487 \pm 19 \text{ Ma}$). However, the average of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ apparent ages for these four fractions yields an age of $496 \pm 21 \text{ Ma}$ which is considered as the best estimate for the crystallisation age.

SHRIMP results – Twenty-one analyses for 20 zircon grains from the metarhyolite sample 96 AM 6 are shown in table 2 and on figure 6. The $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are high except for two points. Three groups may be defined from the Concordia diagram (Fig. 6b):

(1) Two zircon grains (15-1 and 17-1) correspond to $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1835 and 2860 Ma, respectively. One is rounded and the other is a poly-faceted brown grain.

(2) The main group, which is almost concordant, comprises 14 analyses corresponding to (H) type domains (Fig. 6c). Three analyses (19-1, 10-1 and 3-1) are located slightly below the main group; they are slightly discordant and may suggest lead loss. Pooling together the 11 remaining analyses, the obtained figures are: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 500 ± 8 Ma ($X^2 = 1.72$); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age = 494 ± 8 Ma ($X^2 = 0.62$); $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 478 ± 28 Ma ($X^2 = 0.39$). Zircons have a high Th content with a Th/U ratio between 0.5 and 1. The average $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ age for the whole group is 500 ± 15 Ma and is similar to the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age.

(3) Three points (7-1, 7-2 and 9-1) are located far below the main group, between 240 and 280 Ma. The spot of grain 9-1 shows cracks and inclusions. Grain 7, where the two spots are located in a core zone, also shows micro-cracks. For these reasons, they are not likely to correspond to a Permian event.

The Tera-Wasserburg diagram (Fig. 6d) shows that the points of the main group are not aligned, the scatter probably being the result of a combination of inheritance and lead loss.

4.4. THE GRAN PARADISO GNEISSIC DOME

The Gran Paradiso gneissic dome is the structurally deepest unit of the Piemont Zone. The gneisses are overlain by a thin metasedimentary cover, presumed to be Permian to Malm in age, and by the allochthonous "Schistes Lustrés", a high-pressure metamorphic assemblage of calcschists and metabasites derived from the Ligurian ocean. Two samples from the Ecot village have been analysed. A porphyritic orthogneiss (ZH 96 23) is the most common rock type in the whole massif, and its magmatic origin is well-established (BERTRAND, 1968; VEARNCOMBE, 1983). The rock contains large perthitic K-feldspars and biotite has been replaced by phengite, rutile and titanite with local crystallisation of neo-biotite and epidote. Rare chemical data suggest a sub-alkaline trend (BONIN et al., 1993). Another sample (ZH 96 24) is from a darker metre-size enclave in the orthogneiss; it comprises recrystallised K-feldspar, albite replacing an older plagioclase, large relict biotite, neo-biotite and secondary allanite. Both samples yielded euhedral zircons with numerous inclusions and obvious cores.

Zircon types observed in the orthogneiss (ZH 96-23) indicate a relatively high-temperature calc-alkaline typology (PUPIN, 1980). As shown from BSEM images, cores are obvious in many grains. They show a nebulitic recrystallisation pattern with white, irregular zones which may exist

throughout the grain, and local concentrations of uranium-rich mineral inclusions (uranthorite, Fig. 3). Some grains are rounded and show an irregular recrystallisation of their margins forming "loops" of irregular and very thin zoning. However, some grains are perfectly euhedral and regularly zoned.

The dark enclave (sample ZH 96 24) has very similar zircon types. Cores have been identified in some grains. The zircon population is very heterogeneous in colour but most grains are euhedral. However, some are rounded and may correspond either to xenocrysts which have escaped any magmatic overgrowth or to scalped cores.

Conventional U-Pb isotopic analyses yielded poor alignments of the data points on a Concordia plot (data in table 1). Reference lines with high MSWD yield lower intercepts in the 198–204 Ma range and upper intercepts at ca. 1100–1200 Ma. The scattering of the analyses and the reverse discordia indicate a large inherited component suggesting that none of these ages has a geological significance.

SHRIMP results: the porphyritic orthogneiss – Twenty-four SHRIMP analyses were made on 23 zircon grains from the porphyritic orthogneiss (ZH 96-23) (Tab. 2 and Fig. 7a). Except for one point (24-1), the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are high. Four groups can be defined from the Concordia diagram (Fig. 7a):

(1) One old xenocryst (23-1), almost concordant at 1893 ± 4 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age).

(2) Discordant analyses on indistinctly zoned domains and cores, spread between 350 and 650 Ma suggesting an upper intercept at ca. 640 Ma where two, almost concordant, points are located (9-1 and 11-1). The corresponding lower intercept is close to group (3).

(3) The main group of concordant points is centered at ca. 250–280 Ma (Fig. 7b). It comprises 2 cores located near the oldest end of the spread. Two other points are clearly separated from the main group at both ends (3-1 below and 5-1 above), both being slightly above the Concordia. The weighted mean of the 13 points (zoned domains and cores together) shows: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age = 269 ± 6 Ma ($X^2 = 2.33$); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ age = 269 ± 6 Ma ($X^2 = 1.33$); $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 269 ± 19 Ma ($X^2 = 0.63$). For 11 points (deleting the two end points) the ages are identical except for better X^2 and a slightly older, but within an acceptable range of error, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age = 274 ± 19 Ma ($X^2 = 0.50$).

(4) Two points located below the main group (3-1 and 20-1) probably correspond to lead loss.

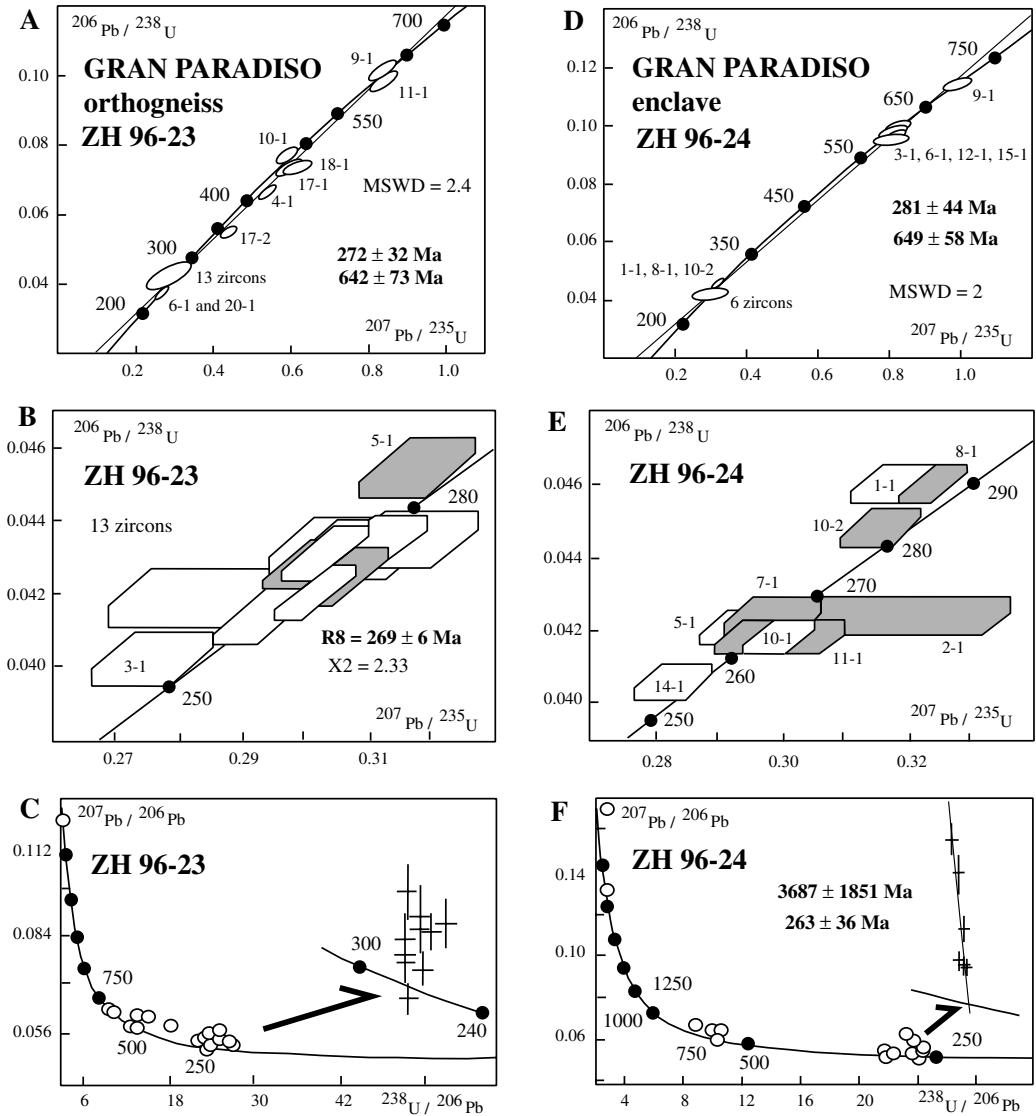


Fig. 7 Concordia diagram for Gran Paradiso orthogneiss (ZH 96-23) and dark enclave (ZH 96-24): A) SHRIMP data (orthogneiss ZH 96-23, 1 σ errors) except the 1893 Ma inherited zircon; B) enlargement of the 11 concordant points (filled boxes are cores); C) Tera-Wasserburg diagram for the orthogneiss sample; D) SHRIMP data for the dark enclave, except the two inherited zircons at ca. 2000 and 2500 Ma; E) enlargement of the ca. 270 Ma concordant points; F) Tera-Wasserburg diagram for the enclave sample.

On the Tera-Wasserburg diagram (Fig. 7c), the 600 Ma group is scattered, having probably lost some lead. If we exclude the inherited grains of groups 1 and 2, the intercept at 271 Ma agrees with the above estimate.

SHRIMP results: the dark enclave – Analytical results from sample ZH 96-24 are given in table 2

(17 analyses out of 15 zircon grains). Except for one point, the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios are all above 1000. Three groups may be defined from the location of the analytical points along the concordia (Fig. 7d). It is interesting to notice that 7 out of 17 analyses correspond to Precambrian ages. They are:

- 1) Two old grains at ca. 2000 and 2500 Ma (7/6 ages) which clearly correspond to old xenocrysts.

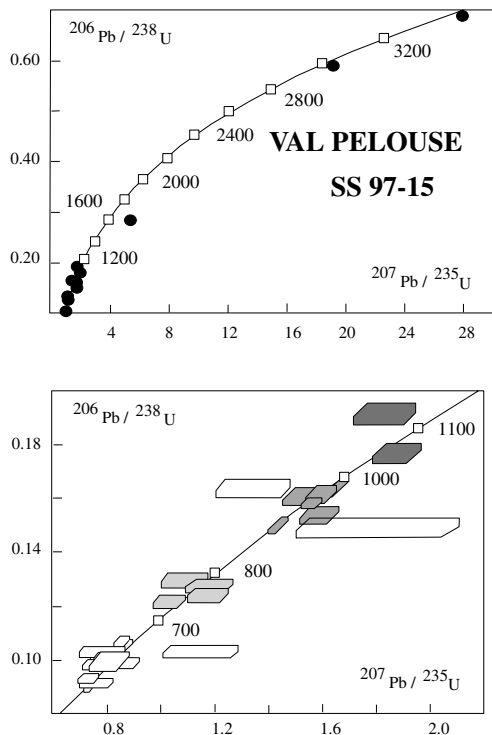


Fig. 8 SHRIMP concordia diagrams of the Val Pelouse detrital zircons.

2) A well-defined group of four 600 Ma zircons (Fig. 7d) and one slightly older at 700 Ma, which are almost concordant. This suggests that they may correspond to a major event. The four points yield a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 597 ± 18 Ma ($X^2 = 2.08$).

3) The 10 analytical points which constitute the “Variscan” group (Fig. 7e), are spread between 255 and 290 Ma. They are clearly separated into two sub-groups with one single point lying a little further below (the point with a low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio has not been considered). $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages are between 280 and 290 Ma for the older subgroup (3 points: 1-1, 8-1 and 10-2), but are located above the concordia, and between 260 and 270 Ma for the younger subgroup (5 points: 2-1, 5-1, 7-1, 10-1, 11-1). Point 14-1 is removed from the two subgroups and has a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 257 Ma. The observed pattern is indeed ambiguous and the poorly statistically defined age of 270 Ma (only 5 points) is preferred because it is similar to the age defined by the orthogneiss (ZH 96-23). Examination of the Tera-Wasserburg diagram (Fig. 7f) favours this interpretation with a lower intercept at 263 ± 36 Ma.

4.5. THE “SÉRIE SATINÉE” OF BELLEDONNE

In contrast to the units described above, which belong to the Internal Domains, the “Série Satinée” belongs to the External Crystalline Massifs (ECM) and has been chosen as a comparison. The analysed sample belongs to an extensive mica-schist belt running along the western edge of the ECM. Our sample comes from a thin chloritic layer which has provided a small quantity of small, brown coloured, rounded zircons.

SHRIMP results – Thirty one zircon grains were analysed from sample SS 97 15 (Val Pelouse). Analytical spots were located near the centre of grains which are approximately $70 \mu\text{m}$ in diameter. There is no obvious correlation between the colour and shape of grains and their apparent ages. During this particular measurement session, abnormally high concentrations of common Pb were measured in both the analysed crystals and the standards. The reasons for this are unknown, but, together with the used analytical procedure (only four scans, see above), it leads to a greater degree of error in the results. Table 2 shows the analytical data for the 31 measurements. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages are preferred for Precambrian grains as recommended by CLAOUÉ-LONG et al. (1995). Four groups of data may be defined according to their location on the concordia (Fig. 8):

(1) Three old grains at ca. 2000, 3100 and 3400 Ma, the latter is one of the oldest zircon identified in European rocks (GEBAUER et al., 1989). One very discordant grain has a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 1764 Ma. The analyses do not form an homogeneous group and may represent several detrital sources which may have been recycled a number of times as suggested by BSEM images which show complex patterns (Fig. 3).

(2) A distinct group of Grenvillian zircons with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages at about 800–1100 Ma is clearly seen. Discarding discordant points, the statistical pooling (4 points) yields a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 975 ± 60 Ma ($X^2 = 2.36$). This almost concordant group suggests that a specific detrital source existed at that time.

(3) Four points are scattered around 750 Ma, but are discordant. It is not known if this group has a specific geological significance, as it is unknown elsewhere.

(4) Twelve zircons yielded a Pan-African age and form a homogeneous group on a concordia plot (Fig. 8). Averaging the data yields a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 594 ± 36 Ma ($X^2 = 0.71$). This group of 12 zircon grains (more than a third of the total number of analyses) is almost concordant and

provides strong evidence for the prominence of a Pan-African source. However, 3 points which form the lowest part of the group are scattered and yield $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 539 and 559 Ma. More data are needed to test whether these grains constitute a group of their own, which would provide a maximum age for the formation.

5. Discussion

5.1. BRIANÇONNAIS BASEMENT UNITS

Protolith zircons dated in the Briançonnais Zone are dominantly Cambrian to Ordovician in age. In the Sapèy gneiss Unit (SGU) SHRIMP results from the Modane metagranite define a major event at 452 ± 5 Ma, and the Pécelet orthogneiss has an older age of 482 ± 5 Ma. This older age is interpreted as the timing of zircon crystallisation in granitic protoliths. The age difference of 30 Ma between the Pécelet orthogneiss and the Modane porphyritic metagranite suggests that several plutonic events occurred. The older Pécelet orthogneiss (ZH 94-2) is heterogeneous and comprises numerous deformed aplitic and pegmatitic veins whilst the younger Modane metagranite (G94 004) is statically retrogressed and its granite texture is preserved. In both samples, Pan-African and less-marked ca. 1000 Ma inheritances were observed when dating xenocrystic cores, but even older inherited material is present. This explains why the conventional approach on multigrain fractions was unsuccessful and confirms that ion-probe in-situ isotope analysis is the best way to date polymetamorphic rocks.

In the Briançonnais basement, the Arpont metagranite was dated at 479 ± 6 Ma by the conventional method (BERTRAND and LETERRIER, 1997). This age corresponds to the emplacement age of an alkaline intrusive, but is slightly younger than other alkaline granite bodies in the Briançonnais basement dated at between 500 ± 2 Ma and 511 ± 9 Ma (GUILLOT et al., 1991; BUSSY et al., 1996; BERTRAND et al., 2000). The Arpont metagranite belongs to a bimodal volcano-plutonic association which is reminiscent of the “leptyno-amphibolite series” defined in the French Massif Central (see recent reviews in BARD, 1997; FAURE, 1996; FAURE et al., 1997). The lack of post-emplacement isotopic resetting suggests that the Variscan metamorphism was very weak in the Briançonnais basement.

The Ambin metarhyolites yielded similar ages for both conventional and SHRIMP techniques. SHRIMP results indicate a rather restricted Archean to Proterozoic inheritance (2 analyses

on grain 21) and an age of 500 ± 8 Ma which is interpreted as the primary emplacement age of the rhyolites. There is no evidence of a Variscan event. The previously assumed Permian age of the Ambin Formation should therefore be dismissed. Such a Cambrian–Ordovician age questions the significance of the assumed older polymetamorphic Clarea Formation (BORCHI and GATTIGLIO, 1997) which forms the core of the Ambin alpine dome. Interestingly, the Early Paleozoic stratigraphic sequences defined in the low-grade formations of South Sardinia, outside of the Alpine belt, shows many similarities with the Ambin formation (references in CARMIGNANI et al., 1992). Taking this option a step further, the locally thick conglomerate layer that separates the Clarea Formation from the Ambin Formation could be considered as a remnant of an Early Paleozoic Gondwanian tillite. Consequently, other large metamorphic units, classically attributed to the Permian in the Briançonnais domain are probably of Early Paleozoic age.

In the Variscan belt of “stable Europe”, Cambrian–Ordovician magmatic activity is related either to ophiolitic complexes – Chamrousse ophiolite (U–Pb age: PIN and CARME, 1987; MÉNOT et al., 1988) – or to a major extensional event described in many places in the Variscan belt, from Armorica, the southern French Massif Central, the Pyrenées through to Spain (references in PIN and MARINI, 1993; VALVERDE-VAQUERO and DUNNING, 2000). By contrast, numerous age data from the Central and Eastern Alps, especially in the Austro-Alpine and Southern Alpine domains suggest the existence of a major Ordovician orogenic event (reviews and discussions in: GEBAUER, 1993; VON RAUMER and NEUBAUER, 1993; NEUBAUER and VON RAUMER, 1993; VON RAUMER, 1998; SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999). The open question now, is whether or not this Lower Paleozoic event, found in the “Intra-Alpine Terranes” (STAMPFLI, 1996), corresponds to extensional environments associated with pre-Variscan rifts or to remnants of an Ordovician orogenic belt clearly distinct from the Caledonian belt of northern Europe. Such an hypothesis is supported by the existence of eclogites and migmatites of Ordovician age (references in SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999). From our recent data from the Western Alps, at least three age groups may be defined: ca. 510–500 Ma, ca. 480 Ma and ca. 450–460 Ma. Unfortunately both the geographical scatter of the analysed samples and the strong Alpine reworking hampers the establishment of a clear evolutionary scheme. Preliminary observations suggest two contrasting geochemical affinities and time relationships: alkaline for Mont

Pourri (GUILLOT et al., 1991), Finestre (BERTRAND et al., 2000), Arpont (BERTRAND and LE-TERRIER, 1997), Ambin (this study) and Thyon (BUSSY et al., 1995) in the ca. 510–500 Ma age range (except for Arpont); and calc-alkaline for the 480–450 Ma Sapey gneisses. If the 496 Ma Chamrousse ophiolite from the ECM (MÉNOT et al., 1988 b) is taken as a fixed time-reference – neglecting the fact that it belongs to the foreland (External Alps) – the hypothetical Ordovician orogenic cycle was short-lived between ca. 510–480 Ma (extension, rifting, local oceanic crust), to ca. 480–460 Ma (deformation and metamorphism: collision?) and finally ca. 450 Ma (late-orogenic plutonism and/or anatexis?). As for the Viséan event described in the ECM, the Vosges and the Black Forest massifs (SCHALTEGGER and CORFU, 1995; SCHALTEGGER et al., 1996; SCHALTEGGER et al., 1999; SCHALTEGGER, 2000) or for the Permian event (VON RAUMER and NEUBAUER, 1993), a Basin and Range-type environment (SCHALTEGGER and CORFU, 1995) is an interesting alternative, some areas having enjoyed a complete orogenic cycle while other areas show only extensional magmatism, albeit not far from an active margin which helps to explain the coexistence of alkaline and calc-alkaline magmas. In this case, the observed mixture of ages and geochemical affinities could result, not only from an exotic terrane origin for the Penninic domain with respect to the ECM, but also, as suggested by GIORGIS et al. (1999), from the fact that the Penninic domain itself corresponds to a collage of several contrasting Paleozoic terranes.

Contrasting with these old ages, the 356 Ma Cogne plutonic body appears to be the only evidence for Variscan magmatic activity in the Briançonnais Zone. It is older than previously measured metamorphic ages in a neighbouring tectonic unit (BUSSY et al., 1996; GIORGIS et al., 1999) and older than the 324 Ma Costa Citrin granite in the ZHB (BERTRAND et al., 1998). SHRIMP data indicate that, except for a restricted lead loss and the recognition of a single xenocrystic core (ca. 950 Ma old), zircons from sample ZH 95 19 belong to a single population which crystallised during the emplacement of the Cogne granodiorite 356 ± 3 Ma ago. Conventional data yield a similar but less precise age. No evidence has been found of a late Variscan imprint. As ages in this range are scarce in the Variscan belt (e.g. MÉNOT et al., 1988b), it is now necessary to study in detail the units surrounding this large intrusive body to determine its pre-Alpine significance. If compared with other parts of the Variscan belt, the Cogne intrusion could represent a remnant of an early magmatic arc (subduction-related? – what subduction?).

5.2. PIEMONTE BASEMENT UNITS

Interpretation of deep seismic data suggests that the Piemont Zone may be considered as the subducted passive margin of the European plate (SCHMID et al., 1996; SCHMID and KISSLING, 2000) but, it may also correspond to high-pressure metamorphosed slices of the Apulian plate (STAMPFLI et al., 1998). Only the Dora Maira massif has been confidently dated (BUSSY and CADOPPI, 1996): an Ordovician augengneiss (Punta Muret, ultra-high-pressure) at 457 ± 2 Ma; late Carboniferous intrusives (Malanaggio diorite at 290 ± 2 Ma and Cavour leucogranite at 304 ± 2 Ma) and Permian intrusives (Sangone granite at 267–279 Ma and Freidouren granite at 268–283 Ma).

The Gran Paradiso metagranite, previously believed to be Carboniferous, yielded a Permian age. SHRIMP analyses have shown that the lower intercept ages gained by conventional analyses (ca. 200 Ma), reminiscent to the lower intercept age yielded by zircons of the Monte Rosa orthogneiss (PAQUETTE et al., 1989), are not geologically significant. They result from lead loss, together with a complex inheritance pattern, which comprises of, at least two main inherited sources at ca. 2000–2500 Ma and ca. 600–700 Ma. Although the morphology of most of the zircons is obviously magmatic, the age pattern of the dark enclave sample (ZH 96 24) suggests a detrital population which may derive from a raft of partly melted country rock. The statistically best defined age of 269 ± 6 Ma, based upon the analyses of the zircon tips from the orthogneiss sample (ZH 96-23), is interpreted as the emplacement age of the Gran Paradiso granitic protolith.

Such Permian ages are definitely younger than the latest stages, dated at ca. 300–290 Ma, of the Variscan orogeny as described in the ECM (Mont Blanc and Aar massifs: BUSSY and VON RAUMER, 1994; SCHALTEGGER, 1994). Intrusives of Permian age are known in the Briançonnais and Piemont nappes (Randa orthogneiss, BUSSY et al., 1996; Truzzo and Roffna granitoids, MARQUER et al., 1998; a monazite age in Monte Rosa, KÖPPEL and GRÜNENFELDER, 1975; Dora Maira, BUSSY and CADOPPI, 1996; Fedoz gabbro, HERMANN et al., 1997). Similar ages are also quoted from recent studies in the Ivrea zone and in the Austro-Alpine domain (see review in SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999). Together with the abundance of Permian volcanics, these results point to the occurrence of a major (extensional?) Permian event in the Internal Alps. They suggest that the Piemont basement massifs and perhaps part of the Briançonnais Zone (MARQUER et al., 1998) may have been derived from a specific segment of the Variscan

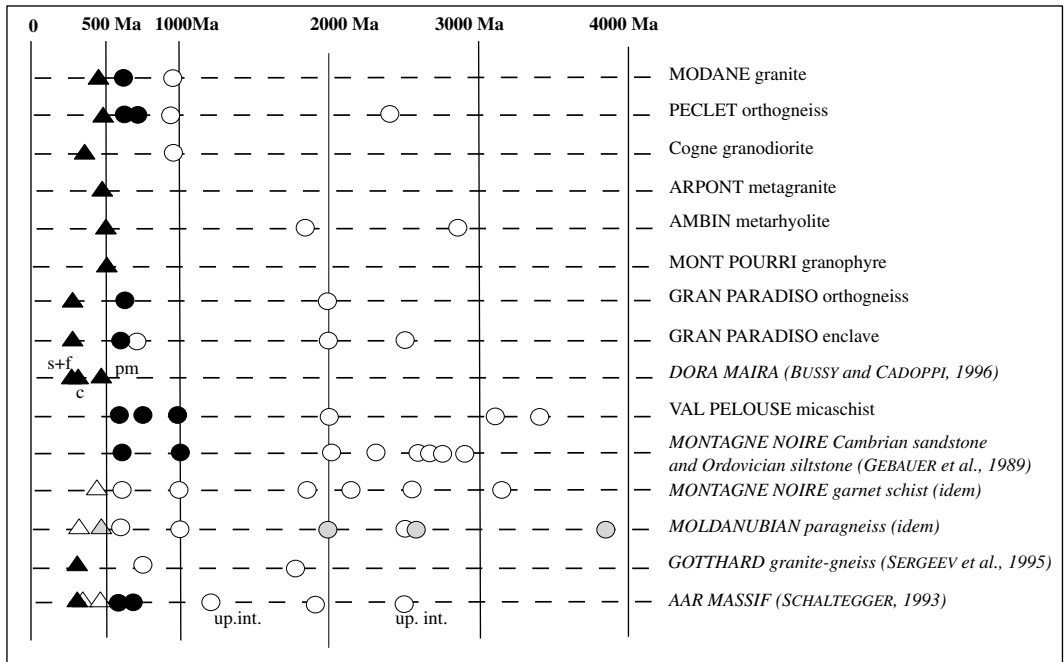


Fig. 9 Comparison of magmatic, metamorphic, detrital and xenocrystic ages. Reference data are in italics. Circles correspond to xenocrysts or detrital zircons (empty circles: 7/6 ages for one concordant zircon; filled circle: 7/6 ages for several grains). Triangles are metamorphic (empty) and magmatic (filled) zircons – grey triangle and circles correspond to GEBAUER et al. (1989) measurements of successive growth of the same zircon grain.

belt or from a post-Variscan, early Tethyan orogenic belt.

5.3. DETRITAL ZIRCONS FROM THE EXTERNAL CRYSTALLINE MASSIFS

The “Série Satinée” of the Belledonne massif was selected as a suitable reference for a pre-Variscan sedimentary representative of pre-Alpine “stable” Europe. Preliminary results showed that the “Série Satinée” is post Pan-African in age as detrital zircons originating from a Pan African source are the most common. The youngest detrital zircons, dated at 594 Ma, suggest a Cambrian maximum age for the deposition of the analysed rock. Other inherited ages (3400, 3100, 2000, 1000 Ma) are very similar to the age spectra determined in the Montagne Noire region and in the Moldanubian domain (GEBAUER et al., 1989). If age spectra are compared, xenocrystic zircons from the SGU and Gran Paradiso and detrital zircons of the “Série Satinée” are also very similar. This suggests that at crustal scale, the difference between the External domain and the Briançonnais domain may be small. A comparison of detri-

tal ages from the literature (GEBAUER, 1993; SCHALTEGGER, 1994; SCHALTEGGER and GEBAUER, 1999; SERGEEV et al., 1995) with ages obtained for cores and/or xenocrystic zircons from our samples showed that a Pan-African source is conspicuous in most of the analysed samples (Fig. 9). Pan-African ages (ca. 600 Ma) represent an unambiguous signature for the Precambrian Gondwana and confirm that all the pre-Alpine crust reworked within the Alpine belt was part of Gondwana-derived segments of the Variscan belt.

6. Conclusions

Our studies in the Briançonnais Zone of the Western Alps generally yielded ages within the 450–500 Ma range, which are significantly older than the previously assumed Variscan ages. The Cogné plutonic body and the Costa Citrin are the only Variscan intrusives identified so far. Thus the Briançonnais basement does not show the intense plutonic activity that occurred between ca. 335 Ma and ca. 300 Ma in the External Crystalline Massifs of the Western Alps (BUSSY et al., 1989; BUSSY and VON RAUMER, 1994; DEBON et al., 1998;

DEBON and LEMMET, 1999). This difference supports an exotic origin for the Briançonnais terrane, which has been suggested by some authors (STAMPFLI, 1993; RICOU, 1980), to be connected to Spain or Corsica-Sardinia and to have reached its present position either during the Variscan assembly of Gondwanian terranes, or during sinistral displacements of rifted blocks along the European margin during the early stages of the Alpine evolution. This implies large lateral displacements (RICOU, 1980) which may explain the strong stratigraphical contrast between the External Helvetic domain and the Briançonnais Zone. Such displacements may also have been initiated during the Carboniferous (significance of the ZHB basin?) and could explain the possible Permian event observed in the Piemont Zone and in the easternmost Briançonnais units in Switzerland (MARQUER et al., 1998).

If the Briançonnais Zone is compared with “stable” Variscan Europe and with the allochthonous Austro-Alpine/South Alpine domains, the following similarities and singularities may be outlined:

- A similar Pan-African inheritance has been demonstrated.

- A major Lower Paleozoic event is prominent in the Briançonnais and similar ages have been quoted in the Variscan belt, although the significance of the event has still to be determined in each domain.

- The scarcity of Variscan ages in the basement units.

The Permian ages yielded by metagranites of the Piemont Zone may imply that several allochthonous terranes constitute the Internal Alps East of the Penninic Front. This provides a new question: are they Variscan or Alpine terranes? The late-Variscan paleogeography was probably oblique to the site of the Alpine arc-shaped belt, including probably a 90° rotation of Sardinia as suggested by VAI and COCOZZA (1986). However, there is no clear data to distinguish between (i) the result of a large (and polyphased?) Alpine shortening which telescoped distinct domains of the Variscan crust during the Alpine collision and/or exhumation stages, (ii) large-scale lateral displacement and/or rotations of rifted blocks (the Permian event?) and (iii) the result of a possible Paleo-Tethys subduction (FINGER and STEYRER, 1990; ZIEGLER, 1993). Ages and metamorphic data obtained for the pre-Alpine terranes should only be used with caution when rebuilding the Late Permian to Triassic plate puzzle. The sharp break, usually assumed between Africa-derived domains and Variscan Europe, is probably a myth, seeing as both basement units comprise of, ulti-

mately, Gondwanian material with traces of a Variscan activity.

Acknowledgements

This study was funded by CNRS (Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, and Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Chambéry), by the GéoFrance3D project (CNRS-INSU, BRGM and MENRT) and by the French Embassy in Canberra. Thanks to Urs Schaltegger who accepted to criticise an early version of the paper and to the “Parc de la Vanoise” who authorised to sample in a protected area. Constructive reviews by F. Bussy and J.J. Peucat were also greatly appreciated. C. Hetherington polished the English. GéoFrance3D contribution N° 99.

References

- AILLÈRES, L., BERTRAND, J.M., MACAUDIÈRE, J. and CHAMPENOIS, M. (1995): Structure de la Zone Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 321, 247–254.
- AMSTUTZ, A. (1962): Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. *Arch. Sci., Genève*, 15, 1–104.
- BARD, J.P. (1997): Démembrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord: rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation-translation horaire de l'Afrique durant le Stéphanien. *C. R. Acad. Sci. Paris, II*, 324, 693–704.
- BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie der Monte Rosa. *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF 96*, 94 pp.
- BERTRAND, J.M. (1968): Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Trav. Lab Géol. Grenoble*, 44, 55–87.
- BERTRAND, J.M., AILLÈRES, L., GASQUET, D. and MACAUDIÈRE, J. (1996): The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 297–320.
- BERTRAND, J.M. and LETERRIER, J. (1997): Granitoïdes d'âge paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale: géochronologie U–Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.*, 325, 839–844.
- BERTRAND, J.M., GUILLOT, F., LETERRIER, J., PERRUCHOT, M.P., AILLÈRES, L. and MACAUDIÈRE, J. (1998): Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U–Pb sur zircon. *Geodin. Acta*, 11, 33–49.
- BERTRAND, J.M., GUILLOT, F. and LETERRIER, J. (2000): Age Paléozoïque inférieur (U–Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris, Earth Planet. Sci.*, 330, 473–478.
- BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, C., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., VON QUADT, A., VON RAUMER, J., SCHALTEGGER, U., STEYRER, H.P., VISONÀ, D. and VIVIER, G. (1993): Late Variscan Magmatic evolution in the Alpine basement. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F.

- (eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin, 171–201.
- BORGH, A. and GATTIGLIO, M. (1997): Osservazioni geologico-petrografiche nel settore meridionale del massiccio d'Ambin. *Atti Tic. Sci. Terra*, 5, 64–84.
- BORGH, A., COMPAGNONI, R. and SANDRONE R. (1994): Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Tic. Sci. Terra (Serie speciale)* 1, 137–152.
- BUSSY, F. and VON RAUMER, J.F. (1994): U–Pb geochronology of Palaeozoic magmatic events in the Mont-Blanc Crystalline Massif, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74, 514–515.
- BUSSY, F. and CADOPPI, P. (1996): U–Pb zircon dating of granitoids from the Dora Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 217–233.
- BUSSY, F., DERRON, M.H., JACQUOD, J., SARTORI, M. and THÉLIN, P. (1995): The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Eur. J. Mineral.*, 8, 565–575.
- BUSSY, F., SARTORI, M. and THÉLIN, P. (1996): U–Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 81–84.
- BUSSY, F., SCHALTEGGER, U. and MARRO, C. (1989): The age of the Mont Blanc granite (western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb–Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 3–13.
- CABY, R. (1996): Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 229–267.
- CARMIGNANI, L., BARCA, S., CAPELLI, B., DI PISA, A., GATTIGLIO, M., OGGIANO, G. and PERTUSATI, (1992): A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia. In: CARMIGNANI, L. and SASSI, F.P. (eds): Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basement. IGCP N° 276, Newsletter Vol. 5, Siena 1992, 61–82.
- CHOPIN, C. and MALUSKI, H. (1980): ^{40}Ar – ^{39}Ar dating of high-pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 391–394.
- CLAOUÉ-LONG, J.C., COMPSTON, W., ROBERTS, J. and FANNING, C.M. (1995): Two carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. In: Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Spec. Publ. 54, 3–21.
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S. and MEYER, C. (1984): U–Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J. Geophys. Res.*, 89 (supl.), B 525–534.
- CORTESOGNO L., DE STEFANO, L., GAGGERO, L. and SENO, S. (1996): Granodiorites in the Ligurian Briançonnais volcano-sedimentary Permian sequences: structural and petrochemical characterization. *Atti Tic. Sci. Terra. (Serie speciale)*, 4, 87–101.
- DEBELMAS, J. and LEMOINE, M. (1970): The Western Alps: paleogeography and structure. *Earth Sci. Reviews*, 6, 221–256.
- DEBON, F., GUERROT, C., MÉNOT, R.P., VIVIER, G. and COCHERIE, A. (1998): Late Variscan granites of the Belledonne massif (French Western Alps): an Early Visean magnesian plutonism. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 67–85.
- DEBON, F. and LEMMET, M. (1999): Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.*, 40, 1151–1185.
- DESMONS, J. and PLOQUIN, A. (1989): Géochimie du Briançonnais-Grand Saint Bernard antémésozoïque (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, 65, 1–31.
- DESMONS, J., COMPAGNONI, R., CORTESOGNO, L., FREY, M. and GAGGERO, L. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 23–39.
- DÉTRAZ, G. (1984): Etude géologique du bord interne de la zone Houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie). Thèse Univ. Grenoble, 159 pp. et annexes.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. Carte Géol. France*, 561 p.
- FAURE, M. (1996): Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, 14, 132–153.
- FAURE, M., LELOIX, C. and ROIG, J.Y. (1997): L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. France*, 168, 695–705.
- FINGER, F. and STEYRER, H.P. (1990): I-type granitoids as indicators of a late Paleozoic convergent ocean-continent margin along the southern flank of the central European Variscan orogen. *Geology*, 18, 1207–1210.
- FUDRAL, S. (1998): Etude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes Franco-italiennes de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg-Saint-Maurice (France). *Géol. Alpine, Mém. Hors série N° 29*, 306 pp.
- FREEMAN, S.R., INGER, S., BUTLER, R.W.H. and CLIFF, R.A. (1997): Dating deformation using Rb–Sr in white micas: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16, 57–66.
- FÜGENSCHUH, B., LOPRIENO, A., CERIANI, S. and SCHMID, S.M. (1999): Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoie, Western Alps): paleogeographical and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 201–218.
- GANNE, J. (1999): Evolution tectono-métamorphique de la partie NW du massif d'Ambin (Alpes pennines nord-occidentales, Savoie). *Diplôme Études Approfondies, Univ. Savoie, Chambéry*.
- GEBAUER, D. (1993): The pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps – an overview. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin, 93–117.
- GEBAUER, D. and RUBATTO, D. (1998): 35 Ma-old UHP-metamorphism of the Dora Maira massif and other Tertiary HP- and UHP events in the Central and Western Alps: geodynamic consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 199–200.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.A., COMPSTON, W. and GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157, 81–96.
- GIORGIS, D., THÉLIN, P., STAMPFLI, G. and BUSSY, F. (1999): The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 381–398.
- GUILLOT, F., LIÉGEOIS, J.P. and FABRE, J. (1991): 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. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 313, 239–244.
- GUILLOT, F., DESMONS, J. and PLOQUIN, A. (1993): Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 319–334.
- GUILLOT, F., BERTRAND, J.M., SCHALTEGGER, U. and LE-TERRIER, J. (2000): Complémentarité entre dilution isotopique et sonde ionique: datation U–Pb de socles polycycliques alpins. 18^{ème} R.S.T., Paris, résumés p. 151.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O., TROMMSDORFF, V., HANSMANN, W. and PICARDO, G.B. (1997): Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). *J. Geophys. Res.*, B102, 20123–20132.
- HUNZIKER, J.C., DESMONS, J. and HURFORD, A.J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. *Mém. Géol. Lausanne*, 13, 1–59.
- KÖPPEL, V. and GRÜNENFELDER, M. (1975): Concordant U–Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature Alpine metamorphism: a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, 129–132.
- KROGH, T.E. (1973): A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 485–494.
- LUDWIG, K.R. (1999): User's manual for Isoplot/Ex version 2. 10. Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 1a, 49 pp.
- MARQUER D., CHALLANDES, N. and SCHALTEGGER, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 397–414.
- MÉNOT, R.P., PEUCAT, J.J. and PAQUETTE, J.L. (1988a): Les associations magmatiques acide-basique paléozoïques et les complexes leptyno-amphiboliques: les corrélations hasardeuses. Exemples du massif de Belledonne (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, IV, 917–926.
- MÉNOT, R.P., PEUCAT, J.J., SCARENZI, D. and PIBOULE, M. (1988b): 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 98–708.
- MONIÉ, P. (1990): Preservation of Hercynian ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages through high-pressure low-temperature alpine metamorphism in the western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 2, 343–361.
- MUGNIER, J.L., LOUBAT, H. and CANNIC, S. (1993): Correlation of seismic images and geology at the boundary between Internal and External domains of the Western Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 697–708.
- NELSON, D.R. (1997): Compilation of SHRIMP U–Pb zircon chronology data, 1996. *Geol. Surv. Western Australia*, Department of Minerals and Energy. Record 1997/2.
- NEUBAUER, F. and VON RAUMER, J.F. (1993): The Alpine basement – linkage between Variscides and East-Mediterranean mountain belts. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin, 641–663.
- PAQUETTE, J.L., CHOPIN, C. and PEUCAT, J. (1989): U–Pb zircon, Rb–Sr and Sm–Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 280–289.
- PARRISH, R.R. (1987): An improved micro-capsule for zircon dissolution in U–Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 66, 99–102.
- PIDGEON, R.T., FURFARO, D., KENNEDY, A.K., NEMCCHIN, A.A. and VAN BROSWJK, W. (1994): Calibration of zircon standard for the Curtin SHRIMP II. 8th Intern. Conf. on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, US Geological Survey Circular 1107, Abstracts, Berkeley, California, p.251.
- PIN, C. and CARME, F. (1987): A Sm–Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of western Europe: the Chamrousse ophiolite complex, western Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 406–413.
- PIN, C. and MARINI, F. (1993): Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence for bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, 177–196.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 207–220.
- RICOU, L.E. (1980): La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. C. R. Acad. Sci. Paris, II, 290, 835–838.
- RICOU, L.E. and SIDDANS, A.W.B. (1986): Collision tectonics in the Western Alps. In: COWARD, M.P. and RIES, A.C. (eds): *Collision Tectonics*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 19, 229–244.
- SCHALTEGGER, U. (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U–Pb zircon dating. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113, 466–478.
- SCHALTEGGER, U. (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps, Switzerland) by isotopic dating – a review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74, 41–51.
- SCHALTEGGER, U. (2000): U–Pb geochronology of the Southern Black Forest batholith (Central Variscan Belt): timing of exhumation and granite emplacement. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 814–828.
- SCHALTEGGER, U. and CORFU, F. (1995): Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alp: evidence from U–Pb geochronology. *Geodin. Acta*, 8, 82–98.
- SCHALTEGGER, U., SCHNEIDER, J.L., MAURIN, J.C. and CORFU, F. (1996): Precise U–Pb chronometry of 345–340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144, 403–419.
- SCHALTEGGER, U. and GEBAUER, D. (1999): Pre-Alpine geochronology of Central, Western and Southern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 79–87.
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K. and GEBAUER, D. (1999): Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 186–201.
- SCHMID, S.M., SCHÖNBORN, G. and KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, 1036–1064.
- SCHMID, S.M. and KISSLING, E. (2000): The arc of the Western Alps in the light of new data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 62–85.
- SERGEEV, S.A., MEIER, M. and STEIGER, R.H. (1995): Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar: application to the Variscan magmatic cycle in the Central Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 134, 37–51.

- SEWARD, D. and MANCKTELOW, N.S. (1994): Neogene kinematics of the Central and Western Alps: Evidence from fission-track dating. *Geology*, 22, 803–806.
- STACEY, J.S. and KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207–221.
- STAMPFLI, G.M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Eclogae geol. Helv.*, 86, 1–45.
- STAMPFLI, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 13–42.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. and BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159–204.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359–362.
- TERA, F. and WASSERBURG, G.J. (1974): U–Th–Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon. *Proceedings of the 5th Lunar Conference, Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 1571–1599.
- VAI, G.B. and COCOZZA, T. (1986): Essai de zonation synthétique de la chaîne hercynienne en Italie. *Bull. Soc. Géol. France*, 8ème série, II, 95–114.
- VALVERDE-VAQUERO, P. and DUNNING, G.R. (2000): New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *J. Geol. Soc. London*, 157, 15–26.
- VEARNCOMBE, J.R. (1983): High pressure-low temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 103–115.
- VON RAUMER, J.F. (1998): The Paleozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol. Rundsch.*, 87, 407–435.
- VON RAUMER, J.F. and NEUBAUER, F. (1993): Late Precambrian and Paleozoic evolution of the alpine basement – an overview. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin, 625–639.
- ZIEGLER, P.A. (1993): Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate reorganization: evolution and demise of the Variscan fold belt. In: VON RAUMER, J. and NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer-Verlag, Berlin, 203–216.

Manuscript received ??? : revision accepted September 14, 2000.

François Guillot · Urs Schaltegger
Jean Michel Bertrand · Étienne Deloule
Thierry Baudin

Zircon U–Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor Massif (Internal W Alps)

Received: 9 July 2001 / Accepted: 2 March 2002 / Published online: 26 June 2002
© Springer-Verlag 2002

Abstract Among the Middle Penninic basements of the Internal NW-Alps, the Ruitor massif shows the best preserved remnants of pre-Permian metamorphic rocks. Their Barrovian-type mineral associations are somewhat masked by the greenschist to blueschist Alpine metamorphism of Tertiary age. Four Ruitor gneisses have been analysed, showing geochemical characters of granitoids from orogenic zones. Zircon morphology also suggests magmatic protoliths and a crustal source; some of the morphological zircon types suggest anatectic granites. The first U–Pb ages on zircon for this massif have been obtained concurrently through conventional multigrain and ion microprobe dating. Two metavolcanic rocks at 471 ± 5 and 468 ± 22 Ma could be slightly older than the porphyritic augen gneisses at 465 ± 11 and 460 ± 7 Ma. Re-

gional data from the other Internal basement massifs suggest that the Variscan event is poorly recorded, except in Ruitor-type units. Ruitor and Sapey gneisses belonged to the same unit (Nappe des Pontis), which was affected by a 480–450-Ma event including volcanism and anatexis and ended with a late calc-alkaline granite emplacement at 460–450 Ma. The distribution of Variscan basement units roughly parallels Alpine zonation.

Electronic supplementary material is available if you access this article at <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-002-0280-0>. On that page (frame on the left side), a link takes you directly to the supplementary material.

Keywords Internal Alps · Polycyclic metagranite · U–Pb geochronology · Variscan · Zircon morphology

Electronic supplementary material is available if you access this article at <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-002-0280-0>. On that page (frame on the left side), a link takes you directly to the supplementary material.

F. Guillot (✉)
UMR Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires,
Univ. Sci. Tech. Lille bâtiment SN5,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
e-mail: Francois.Guillot@univ-lille1.fr
Tel.: +33-320-542241

U. Schaltegger
Department of Earth Sciences,
Federal Institute of Technology ETH, 8092 Zürich, Switzerland

J.M. Bertrand
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,
Université de Savoie, 73376 Le-Bourget-du-Lac Cedex, France

É. Deloule
Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20,
54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex, France

T. Baudin
Bureau de Recherches Géologiques et Minières, BP 6009,
45060 Orléans Cedex, France

Present address:

U. Schaltegger, Département de Minéralogie,
Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1205 Genève,
Switzerland

Introduction

The Ruitor Massif is one of the Briançonnais basement units that form the Italian and French southern equivalents of the Middle Penninic Grand-St-Bernard Nappe (GSB) in Switzerland. Several studies have dealt with the geology of the Ruitor Massif. They concern both its French part (Fabre 1961; Baudin 1987; Fabre et al. 1987) and its Italian to Swiss parts (Caby 1968; Burri 1983; Gouffon 1993; Cigolini 1995; Caby 1996; Gouffon and Burri 1997). The Ruitor Massif is in direct contact with the 'Zone Houillère Briançonnaise' (ZHB), the only continuous litho-structural unit of the Briançonnais domain from the Central Alps in Switzerland to the southern end of the Western Alps.

Cambrian to Ordovician ages were proposed in several recent papers for felsic magmatic components of the other Briançonnais basement units (Guillot et al. 1991; Bussy et al. 1996a, 1996b; Bertrand and Leterrier 1997; Bertrand et al. 1998, 2000a, 2000b). In most cases, the dated rocks represent a very small proportion of the bulk basement lithologies. All are retrograded to greenschist facies during the Alpine metamorphism. Ultramafic to mafic rocks have been dated by Stille and Tatsumoto

(1985) in the Berisal unit (Central Alps), suggesting Late Proterozoic komatiites as well as Ordovician to Cambrian tholeiitic-ultramafic components. The Ruitor massif belongs to the same Gd St Bernard zone as the Berisal unit. It was chosen as a target for two main reasons: (1) the Ruitor protoliths remained as the main undated piece of Middle Penninic basement; and (2) pre-Alpine metamorphic minerals are often well preserved so that our results should significantly constrain the age and number of the pre-Alpine magmatic and metamorphic events.

Conventional multi-grain methods of U–Pb dating on zircon are often hampered by poorly controlled effects of inheritance and radiogenic lead loss, especially in the case of metagranitoids of crustal origin. We had experienced such difficulties previously during the study of similar rocks, the Sapey gneisses (Bertrand et al. 1998; see their comparison with the Ruitor hereafter). Here we have cross checked two dating approaches that look well-adapted to such polymetamorphic rocks: high precision isotopic U–Pb dating on single zircon grains (IDTIMS) and in-situ zircon dating by ion microprobe (SIMS). Prior to the analytical work, a morphological study of the zircon populations was used to assess the magmatic character of the protoliths.

Geological setting

Because of its polycyclic character, the Ruitor Massif was considered as the basement of the monocyclic Zone Houillère Briançonnaise' (ZHB) by Fabre (1961) and Baudin (1987). The ZHB comprises an external, low-grade Upper Carboniferous formation (Briançonnais Coal Measures), which has yielded Namurian flora near the Petit St Bernard pass (Desmons and Mercier 1993) and tectonically overlies to the NW the oceanic Valais Zone (Fig. 1). The internal part of the ZHB is a thick, undated metaconglomerate wedge conventionally assumed of Stephanian age, metamorphosed under greenschist facies conditions. Marking the eastern, internal border of the ZHB along the metaconglomerate unit, the Ruitor gneisses and mica-schists grade southward to the narrower Sapey gneiss units (Détraz 1984; Bertrand et al. 1998) made of similar polycyclic rock-types. The Sapey gneisses are known to be capped by a thin metaconglomerate series of unknown age, representing an autochthonous sedimentary cover. The mylonitic contacts and the inverted position of the overlying ZHB sediments, however, preclude a basement-cover relationship with the ZHB (Bertrand et al. 1998). The nature of the western border of the Ruitor, at the contact with the ZHB, remains equivocal for similar reasons: first, the highly deformed metaconglomerates of possible Stephanian age are not dated; second, the geometrically lowest (Carboniferous?) sediments overlying the Ruitor basement locally show depositional criteria indicating an inverted, top-to-basement attitude (Mercier and Baudin 1990).

The Ruitor Massif is divided (Fig. 1) into two zones: (1) the External Ruitor where pre-Alpine mineralogical

assemblages are relatively well preserved; they indicate a Barrovian-type (HT–MP) metamorphism (Gouffon 1993; Gouffon and Burri 1997) for which a Variscan age is well-documented (U–Pb on monazite: 330 ± 2 Ma, Giorgis et al. 1999); and (2) the Internal Ruitor where Alpine overprint is dominant. The Internal Ruitor itself is divided into imbricates comprising Vanoise basement and Mesozoic, ocean-derived 'Schistes lustrés' units (section in Fig. 1 after Caby 1996). Internal and External Ruitor are locally separated by a slice of Permian–Triassic rocks, where Caby (1968, 1996) described an upside down depositional unconformity with the External Ruitor rocks.

The main contrast between the Ruitor–Sapey rocks and other basement units of the Briançonnais–Grand St Bernard domain consists in the presence of well-preserved relics of pre-Alpine metamorphic assemblages, which include biotite, muscovite, garnet, staurolite, kyanite, sillimanite and andalusite (Fabre 1961; Caby 1968; Bocquet [Desmons] 1974; Burri 1983; Baudin 1987; Gouffon 1993; Caby 1996; Gouffon and Burri 1997; Giorgis et al. 1999). Both Ruitor and Sapey gneisses are in tectonic contact to the east (Fig. 1) with the Vanoise basement together with Permian to Cainozoic sediments (Caby 1968; Guillot 1987; Guillot et al. 1993). By contrast, the Vanoise rocks contain preserved granophyre textures of Cambrian age (Guillot et al. 1991; Bertrand et al. 2000a), which suggest that pre-Alpine high-grade metamorphism was not recorded.

Lithology

Only External Ruitor rocks have been sampled for this study in order to avoid the ambiguous rock types of the Internal Ruitor, e.g. metasediments closely resembling flattened orthogneisses. According to Baudin (1987) and to Debelmas et al. (1991) several lithological groups may be defined in the External Ruitor. They are:

1. Mica-schists, where the dominant mineral associations are pre-Alpine garnet + muscovite, and/or staurolite, kyanite, chloritoid, andalusite; Alpine glaucophane + phengite + chlorite + albite.
2. Banded gneisses, which may be either quartz dominant, quartz + albite, two-mica gneisses or leucocratic gneisses.
3. Banded greenstones, locally associated with a marble horizon, which comprise an alternation of glaucophane-rich amphibolite, chlorite–albite green schist and leucocratic gneiss ('leptynite' of French authors, our samples ZH 98-18, 22). Garnet metapyroxenites may occur as boudins and stratabound amphibolites may be interleaved with metasediments as well as augen-bearing felsic rocks. As a whole, this is the typical 'leptyno-amphibolite' association described by French authors (see Discussion).
4. Augen gneisses and meta-pegmatites, which occur as relatively thin (up to 10 m) lens-shaped horizons parallel to the main foliation (see samples ZH 98-19, 20).

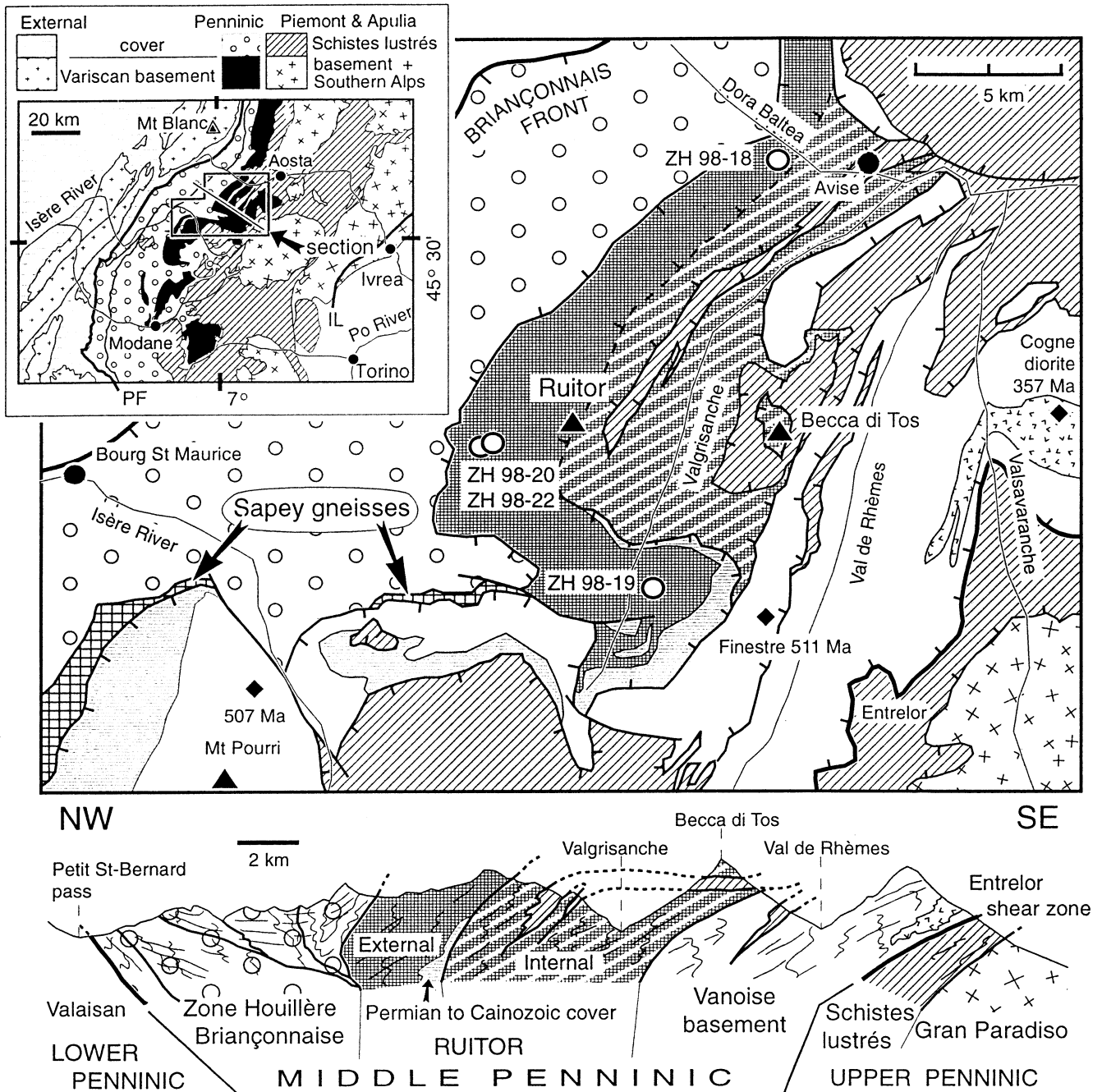


Fig. 1 Geological sketch map and cross section after Debelmas et al. (1991) with location of studied samples. *Full diamonds* with ages in Ma refer to Vanoise ages (Guillot et al. 1991; Bertrand et al. 2000a, 2000b). See unit names in the section (*bottom*) except Cogne diorite and Sapey gneisses, which are located on the map. *Insert* shows the situation of map and section; *PF* Penninic Front; *IL* Insubric Line

1985; Baudin 1987) and to anatectic intrusives (as suggested by zircon typology – see below).

Chemical composition and zircon morphology of analysed samples

Assemblages (1) and (2) correspond to a metasedimentary sequence constituted by metapelites, impure sandstone and metagreywackes. Assemblages (3) and (4) correspond, respectively, to a dominantly tholeiitic metavolcanic origin (Eteradossi 1983; Stille and Tatsumoto

The mineralogical description of the analysed samples is given in the Appendix. Because of the polymetamorphic character, field or thin section patterns do not help to determine unequivocally whether the rocks are meta-igneous or correspond to detrital horizons. The main criteria used in this study, therefore, are the chemical compositions of the samples (Table 1, Fig. 2) and the typology

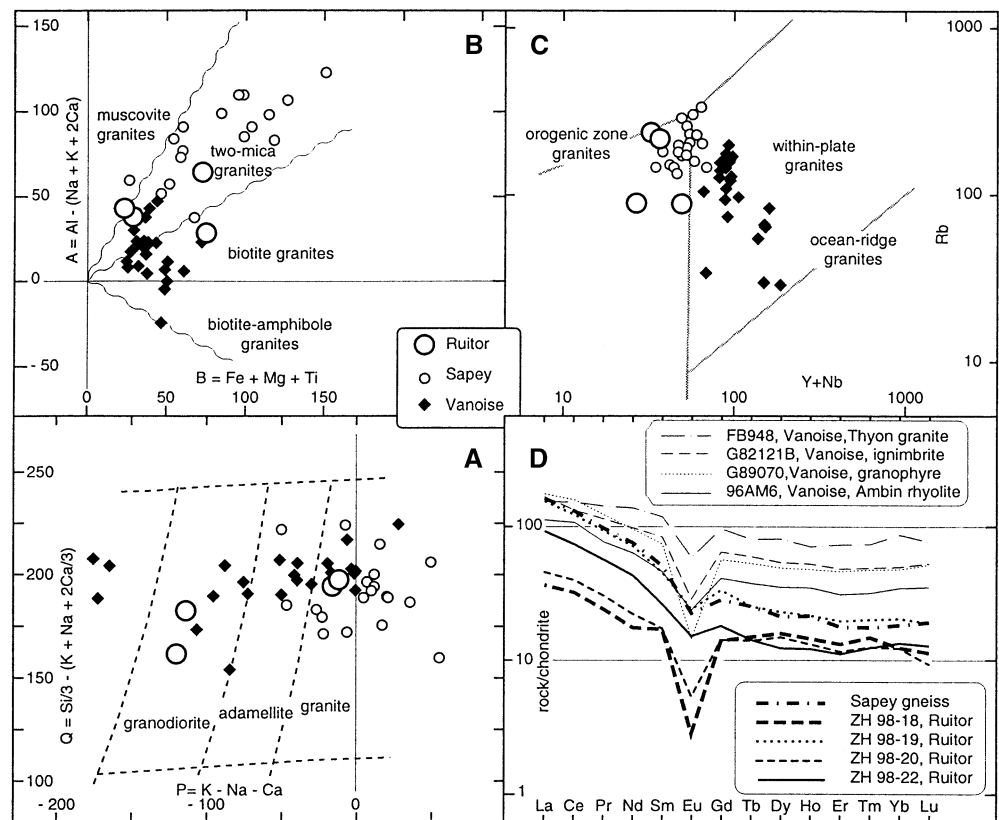
Table 1 Geochemistry and age of dated samples (ZH 98-18 to -22) and of some Vanoise basements. All analyses have been performed by the Service d'Analyses, CRPG, Nancy from 1995 to 1999. Ages in the first four columns have been obtained from the present study whereas ages in the last six columns are from Bertrand et al. (2000a, 2000b)

Dated samples					Vanoise-zone felsic rocks					
Sample no.	ZH98-18	ZH98-19	ZH98-20	ZH98-22	96AM4	96AM6	ZH98-15	ZH98-16	ZH98-17	ZH95-18
Tect. unit, rock type	Ext. Ruitor, white gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ambin, rhyolite	Ambin, rhyolite	Z. interna, grano- phyre	Z. interna, grano- phyre	Z. interna, grano- phyre	S. Vanoise, metagranite
Age (Ma)	468± 22 (2σ), IDTIMS	469± 15 (1σ), SIMS	460± 7 (2σ), IDTIMS	471± 2 (2σ), IDTIMS	500± 10 (1σ), SHRIMP		512± 7 (2σ), IDTIMS			479± 5 (2σ), IDTIMS
Major elements (%; LOI loss on ignition)										
SiO ₂	73.81	68.29	73.19	70.07	72.74	74.69	75.67	75.14	75.99	74.87
Al ₂ O ₃	13.77	16.15	13.60	14.91	12.70	13.05	12.92	12.91	12.59	12.20
Fe ₂ O ₃ tot.	1.51	3.46	1.73	3.80	2.79	1.90	1.53	1.85	2.02	2.36
MnO	0.02	0.03	0.03	0.05	0.09	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02
MgO	0.15	0.96	0.27	0.91	0.43	0.47	0.15	0.39	0.37	0.20
CaO	0.58	1.49	0.72	2.39	0.98	0.22	0.27	0.25	0.16	0.67
Na ₂ O	3.22	4.54	3.20	3.86	4.77	3.92	3.91	3.38	3.21	3.70
K ₂ O	4.82	2.51	4.73	2.53	3.06	3.71	4.98	5.32	4.70	4.31
TiO ₂	0.07	0.46	0.12	0.30	0.24	0.28	0.16	0.16	0.15	0.24
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.16	0.09	0.05	0.08	0.02	0.01	0.01	0.02
LOI	0.70	2.09	0.93	1.25	1.88	1.29	0.28	0.43	0.65	1.13
Total	98.82	100.17	98.68	100.16	99.73	99.64	99.90	99.85	99.85	99.72
Trace elements (ppm)										
Ba	158.6	616.2	156.9	560.1	528.0	468.0	499.0	532.0	469.4	827.0
Be	2.9	2.3	2.4	1.9	2.2	2.1	2.3	3.2	4.1	2.4
Co	0.8	5.7	1.5	5.4	0.8	1.9	0.7	0.8	0.9	1.4
Cr	2.7	21.4	10.2	13.4	2.3	2.7	7.9	2.5	3.4	7.5
Cu	4.4	8.7	5.7	5.1	7.8	10.8	3.8	8.2	8.6	5.6
Ga	20.4	22.4	19.7	19.1	21.4	21.0	23.0	23.8	22.9	24.0
Nb	10.7	12.2	9.5	6.0	15.0	14.0	14.7	14.4	14.5	11.4
Ni	1.8	9.9	3.8	7.8	1.4	11.7	2.6	1.5	1.9	2.6
Rb	221.0	88.4	240.0	89.7	93.7	104.9	169.9	199.3	161.0	140.3
Sr	61.0	123.1	52.7	161.4	102.0	38.8	18.6	25.2	18.8	39.2
Th	10.1	17.4	9.2	9.4	12.4	11.7	26.7	25.7	26.0	15.2
V	1.8	34.7	6.8	39.4	4.6	6.8	2.4	2.4	2.4	10.9
Y	25.4	35.2	23.3	20.5	73.3	52.2	81.4	78.1	78.4	71.1
Zn	17.0	52.2	32.8	60.4	16.7	23.9	32.9	63.4	32.4	63.0
Zr	67.5	195.0	77.4	135.8	412.0	415.0	286.8	285.3	291.1	365.0
Ge	1.03	1.14	1.40	0.82			0.98	1.05	0.77	1.67
As	0.55	0.63	0.48	0.25			0.31	0.55	0.67	1.36
Bi	0.22	0.04	0.02	0.01			0.31	0.88	0.28	0.07
Cd	0.09	0.05	0.17	0.15			0.08	0.16	0.21	
Cs	2.79	3.02	3.29	2.59			0.72	1.30	0.88	2.03
Hf	2.64	5.12	2.70	3.71			9.93	9.56	10.01	10.70
In	0.14	0.11	0.09	0.04			0.08	0.08	0.08	0.09
Mo	0.07	0.08	0.26	0.04			0.71	0.80	0.40	1.65
Pb	15.4	12.0	14.3	6.6			15.0	31.9	19.9	15.5
Sb	0.36	0.76	0.26	0.16			0.20	0.15	0.19	0.53
Sn	5.88	1.61	4.45	1.57			9.42	9.65	3.52	4.43
Ta	1.50	0.84	1.61	0.55			1.44	1.37	1.38	1.12
U	4.95	2.47	3.30	2.20			5.23	6.26	5.78	5.48
W	2.60	1.18	2.61	0.55			0.71	0.97	2.02	1.73
Rare earth elements (ppm)										
La	8.94	38.57	11.25	23.09	37.15	27.90	47.68	50.19	49.10	41.07
Ce	20.54	79.82	25.43	47.41	93.05	68.45	102.81	112.42	108.45	92.23
Pr	2.35	9.20	2.95	5.47	10.32	7.45	13.05	13.41	13.26	11.20
Nd	8.37	34.20	10.64	20.48	44.66	30.24	50.80	53.26	53.12	46.00
Sm	2.63	7.10	2.71	4.12	11.03	7.23	11.73	12.56	12.31	10.77
Eu	0.17	1.39	0.31	0.90	1.70	1.46	0.87	0.92	0.87	1.03
Gd	2.89	6.91	2.93	3.74	10.82	8.26	11.89	11.94	11.75	11.80
Tb	0.57	0.97	0.53	0.54	1.92	1.41	2.03	2.03	1.96	1.89
Dy	4.07	5.97	3.85	3.17	12.44	9.07	12.65	12.90	12.84	11.58

Table 1 (continued)

Dated samples	Vanoise-zone felsic rocks									
	ZH98-18	ZH98-19	ZH98-20	ZH98-22	96AM4	96AM6	ZH98-15	ZH98-16	ZH98-17	ZH95-18
Sample no.	ZH98-18	ZH98-19	ZH98-20	ZH98-22	96AM4	96AM6	ZH98-15	ZH98-16	ZH98-17	ZH95-18
Tect. unit, rock type	Ext. Ruitor, white gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ext. Ruitor, augen gneiss	Ambin, rhyolite	Ambin, rhyolite	Z. interna, grano-phyre	Z. interna, grano-phyre	Z. interna, grano-phyre	S. Vanoise, metagranite
Age (Ma)	468± 22 (2σ), IDTIMS	469± 15 (1σ), SIMS	460± 7 (2σ), IDTIMS	471± 2 (2σ), IDTIMS	500± 10 (1σ), SHRIMP		512± 7 (2σ), IDTIMS			479± 5 (2σ), IDTIMS
Ho	0.82	1.24	0.75	0.69	2.77	2.02	2.72	2.73	2.68	2.55
Er	2.21	3.32	1.94	1.87	7.44	5.26	7.69	7.59	7.38	6.83
Tm	0.38	0.52	0.32	0.33	1.15	0.83	1.27	1.25	1.27	1.15
Yb	2.07	3.41	2.02	2.22	7.86	5.80	7.81	8.25	8.39	7.28
Lu	0.29	0.49	0.24	0.33	1.20	0.91	1.12	1.12	1.17	1.12
(La/Yb)*	2.9	7.6	3.8	7.0	3.2	3.2	4.1	4.1	4.0	3.8

Fig. 2A–D Geochemistry of dated Ruitor rocks compared with Sapey gneisses and Vanoise basement felsics. New data (Table 1, eight analyses) and results from Saliot (1973, one analysis), Thélin (1983, 19 analyses), Guillot et al. (1993, nine analyses), Bussy et al. (1996a, six analyses), Bertrand et al. (1998, one analysis), Cosma (1999, one analysis), Beucler et al. (2000, seven analyses). **A, B** From Debon and Le Fort (1983, 1988; major elements in per cent of atom-gram per kg of rock). **C** Trace element plot (in ppm) with granite domains after Pearce et al. (1984). **D** Selected rare earth element profiles (ratios to chondrite composition after Evensen et al. (1978)



(as defined by Pupin 1980) of the separated zircon populations (Figs. 3 and 4). Two of the samples may correspond to a volcanic origin (ZH 98-18 and -22) whereas the others (ZH 98-19 and -20) may represent intrusive sills of anatectic granitoids.

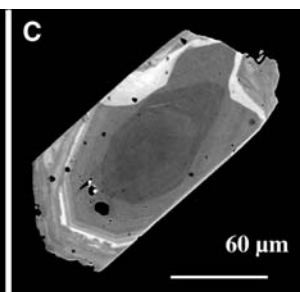
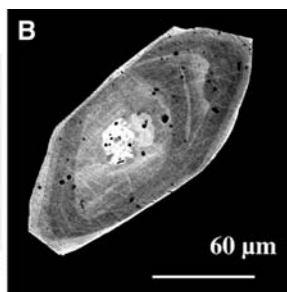
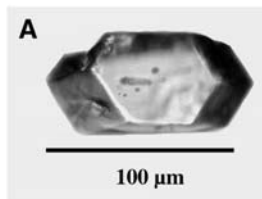
Geochemistry

We have only listed (Table 1) previously unpublished data; a spreadsheet containing all the data used in the dia-

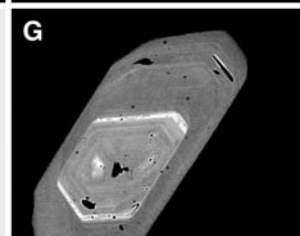
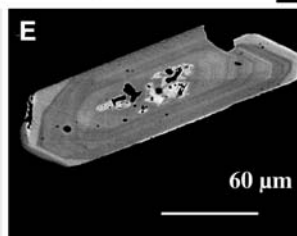
grams (Fig. 2) is available as electronic supplementary information. Our dated samples plot, together with most of the analyses taken for comparison, into the compositional field of granodiorite to granite (Fig. 2A). The balance between Al and the other major feldspar-constituent cations (Na, K, Ca) places the Sapey gneisses and the Ruitor samples on a peraluminous, calc-alkaline trend (muscovite granite and two-mica granite). By contrast, the Vanoise zone analyses plot mostly in the field of metaluminous-to-alkaline, mica-poor granites (Fig. 2B). Indeed, Vanoise rocks contain no muscovite and little

Fig. 3A–N Zircon images. Transmitted-light microscopy of whole crystals (**A, D, F, H, L**) and scanning electron microscopy in back-scattered electron mode (BSEM) of polished sections. The types hereafter are located in Fig. 4. Metavolcanics: ZH 98-18 Derby – **A** Homogeneous G-type zircon, small apatite inclusion. **B** Growth zoning with (white centre) U and Th concentration and quartz unmixing. **C** Dark inherited core unconformably surrounded by (i) a grey homogeneous rim (ii) a white rim and (iii) a zoned margin. ZH 98-22 Invernet – **D** G-type needle. **E** Quartz unmixing and U–Th concentration near the centre. **F** Inclusion-rich grains with (top) a possible negative crystal. **G** Homogeneous euhedral zoning – the inner part of the grain is not a core. Orthogneisses: ZH 98-19 Alpe La Forciaz – **H** S1–2 and S6–7 to S11–12-type zircons with major 211-pyramid and 110-prism. **I** Darker inherited core surrounded by growth zoning. **J** Cores and zoned imbricated crystals. **K** Polyphased magmatic inclusion (contrast has been enhanced) containing biotite, quartz and fluid(?). ZH 98-20 Invernet – **L** S16-type zircon (left) showing magmatic inclusion and S7-type (right) with a core. **M** Inherited core with, as in **C, I, J**, a grey homogeneous rim and a late, brighter zoned margin. **N** Dark core, euhedral zoning and late spongy overgrowth (late magmatic or metamorphic origin?)

METAVOLCANICS



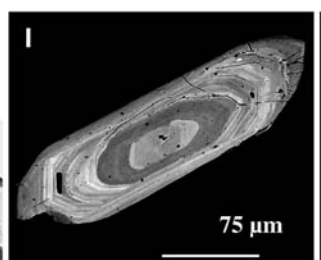
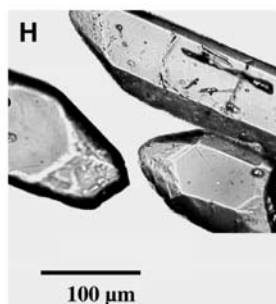
ZH98-18 DERBY



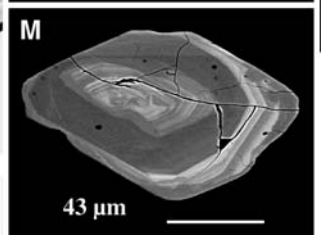
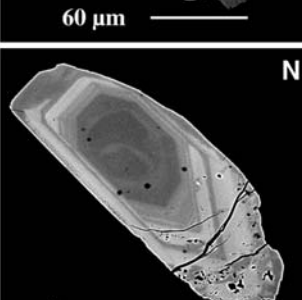
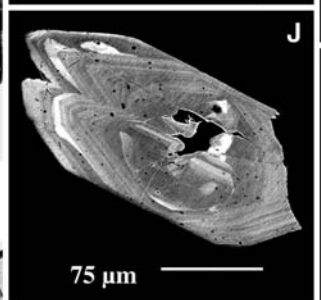
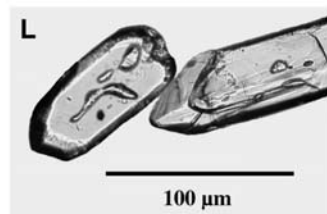
ZH98-22 INVERNET

ORTHOGNEISSES

ZH98-19 FORCIAZ



ZH98-20 INVERNET



green biotite (Guillot et al. 1993) whereas Ruitor and Sapey gneisses include both red biotite and muscovite of magmatic or metamorphic origin (Bertrand et al. 2000b, and this study). This difference is confirmed using the (Rb, Y + Nb)-plot (Fig. 2C), where the orogenic pattern of Sapey gneisses and Ruitor rocks (similar to S-type granites) contrasts with the anorogenic character of Vanoise felsic rocks (pertaining to A-type granites; Bussy et al. 1996a; Bertrand and Letierrier 1997; Beucler et al.

2000). Rare earth element (REE) data again evidence two groups (Fig. 2D): Vanoise felsic rocks have a flatter REE-profile [normalised-to-chondrite ratio: $(La/Yb)^* = 3.7$, average of 21 analyses], with relatively more heavy REE than the Ruitor and Sapey rocks [$(La/Yb)^* = 6.1$, average of five analyses].

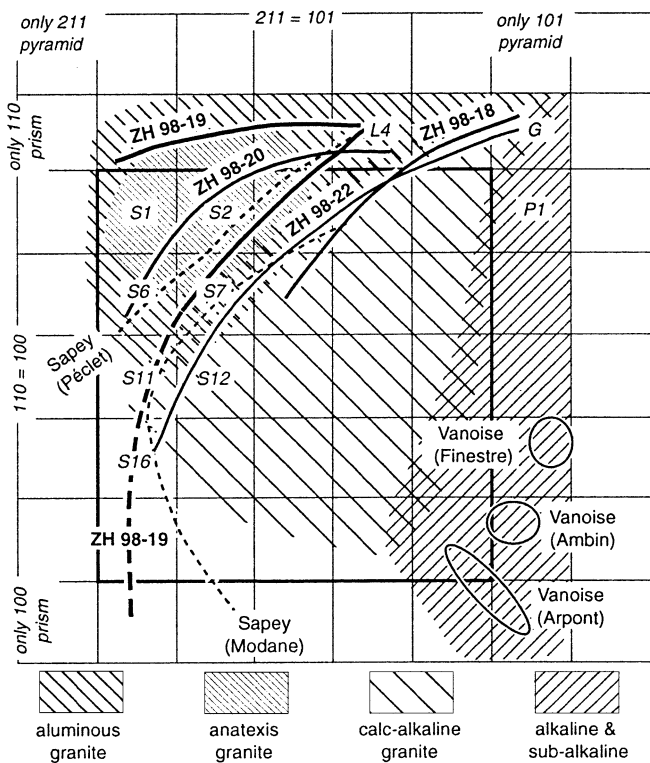


Fig. 4 Typological diagram of zircon morphology (Pupin 1980; main typological families as cross-hatched zones). Zircon types in italics (*L4*, *G*, *S1*...) refer to observed individual crystals (see Fig. 3 and text). For each of the Sapey and Ruitor samples, the distribution of types is indicated by a trend-line; the *upper right end of each trend line* corresponds to the location of types attributed to the end of magmatic crystallisation with lowest temperatures. Vanoise types fall into narrower fields (*ovals*)

Zircon typology

The prominence of euhedral zircon in all the analysed samples suggests a magmatic origin (Fig. 3). The presence of rounded grains in variable amounts does not preclude such an origin because the typology of the zircon populations confirms remelting of a crustal source. The zircon typology diagram (Fig. 4) was proposed by Pupin (1980) from a database of several hundred granitoids [pyramidal patterns – i.e. areal dominance either of (211)-pyramid or of (101)-pyramid – are plotted on the *x*-axis and are related to rock chemistry (respectively, peraluminous vs alkaline) whereas prismatic patterns – (110)-prism vs. (100)-prism – on the *y*-axis are related to crystallisation temperature (respectively, ~500 vs. ~900 °C)]. We have compared the typology of the dated zircons with previously published data from the Briançonnais domain. All zircon populations from the analysed Ruitor samples and from previously analysed Sapey gneisses (Bertrand et al. 1998) are spread in the calc-alkaline to aluminous magmatic fields as defined by Pupin (1980). They contrast sharply with the metarhyolite, metagranophyre and metagranite of the Vanoise units (Guillot et al. 1991; Bussy et al. 1996a; Bertrand and

Leterrier 1997; Cosma 1999; Bertrand et al. 2000a) whose zircon populations plot into the alkaline field.

Sample ZH 98-18

The zircon population consists of more than 60% of euhedral, colourless to pale pink grains. Among these grains a large part corresponds to G-P1 type zircons (101 pyramids only and dominant 110 prisms, Fig. 3A). According to Pupin (1980), such types represent the lowest temperature zircons, grown at the very end of magmatic crystallisation or related to metamorphism. The observed trend is close to the calc-alkaline trend defined by the same author (Fig. 4). Other grains are anhedral, brownish and non-transparent; they may represent xenocrysts (or scalped cores). The internal structure of the zircons (Fig. 3B, C), imaged by scanning electron microscopy in back-scattered electron mode (BSEM), shows that occasional cores are surrounded by zoned euhedral zircon and by a discontinuous light-coloured overgrowth. White zones may also occur either near the centre of grains (quartz–uranthorite-altered zircon association) or as a discontinuous ring following discontinuities (e.g. core-zoned domain); thorite, apatite and quartz inclusions are frequent.

Sample ZH 98-22

The zircon population is very similar to that of the ZH 98-18 sample, but richer in euhedral grains (Fig. 3D, F) and the spread of zircon types is greater (Fig. 4). Brown grains are full of tiny inclusions. The internal structure of the zircons imaged by BSEM shows scarce cores, often partly replaced by quartz and uranorthorite, which are probably responsible for the turbid aspect of many grains (Fig. 3E, G).

Sample ZH 98-19

Zircons grains are pink in colour, most of them being euhedral, long and frequently needle-shaped with occasional occurrence of imbricated zoned crystals (Fig. 3J) suggesting a magmatic crystallisation. The dominant type (Pupin 1980) is S2-type (development of the 211 pyramid) and no G-type has been observed. Two separate trends converge to L4 types, the upper one (Fig. 4) corresponding to lower crystallisation temperatures after Pupin (1980). The mean population trend is closer to that of aluminous two-mica granites than to the calc-alkaline series. A small proportion of brown rounded grains is also present. The internal structure of the zircons imaged by BSEM shows a complex zoning with numerous cores (Fig. 3I, J). Fractures are healed by quartz, amphibole and monazite, the latter occurring also as rounded inclusions. Magmatic inclusions of biotite have also been observed (Fig. 3K). The rounded or irregular shape of

many grains is obviously not the result of a mechanical abrasion, but rather depends on specific crystallisation conditions (anatexis?).

Sample ZH 98-20

Zircons from this sample are pink to pale brown in colour and most of the grains are euhedral with S-type morphologies (Fig. 3L). Imbricated structures and large magmatic and fluid inclusions have been observed. However, rounded and darker grains are present in the zircon population. The typological trend-line of the zircon population falls into the anatectic granite field (Fig. 4). Internal structures imaged by BSEM show discordant cores surrounded by regularly zoned domains (Fig. 3M, N). Discontinuous overgrowths are anhedral to euhedral and show often a lace structure of quartz and zircon.

U–Pb geochronology

Analytical procedures

Two approaches were carried out simultaneously: (1) conventional isotope dilution and thermal ionisation mass spectrometry (IDTIMS) dating on small fractions (one to three zircon grains, total weight <13 µg) was performed at ETH Zürich, and (2) secondary ion mass spectrometry (SIMS) dating on polished zircon sections was carried out in CRPG Nancy using a Cameca IMS-1270 instrument. The selection of grains for either dating technique ensured homogeneous zircon morphologies were dated.

Conventional U–Pb dating

The zircons were extracted from the rock sample using standard techniques and the least magnetic fraction was collected on a Frantz magnetic separator. A further selection of inclusion- and crack-free zircons was abraded to remove marginal zones of lead loss. After cleaning in 4 N HNO₃ and thorough rinsing with water and acetone in an ultrasonic bath, the zircons were spiked with a mixed ²⁰⁵Pb–²³⁵U tracer solution and dissolved in HF–HNO₃. After chemical extraction, Pb and U were loaded with Si-Gel onto a Re filament, and the isotopic ratios of Pb⁺ and UO₂ were analysed using an ion counting system mounted on a MAT 262 mass spectrometer. The performance of the ion counting system was monitored by repeated analyses of a NBS 982 standard solution. Total procedural blanks were estimated at 2±1 pg of Pb. Isotopic ratios and corresponding apparent ages are given in Table 2.

Ion microprobe dating

Selections of about 50 zircon grains from samples ZH 98-19 and ZH 98-20 were mounted on epoxy resin with a standard. The composition and age of the standard used in Nancy (zircon 91500) are described in Wiedenbeck et al. (1995). Optical microscope and scanning electron microscope (SEM) backscattered electron (BSE) imaging enabled a map to be drawn of the mounts that precisely determined the location of the spots to be analysed. After the runs, another SEM image was used to check the actual location and quality of the spots.

The O²⁻ primary ion beam was accelerated at 13 kV, with intensity ranging between 10 and 15 nA. The aperture illumination mode (Kohler illumination) was used with a 100-µm aperture to produce elliptical spots of 30 to 50 µm in diameter. Oxygen flooding was used to increase the O₂ pressure to 3.10⁻³ Pa (3.10⁻⁵ torr) in the sample chamber (Schuhmacher et al. 1994). Positive secondary ions were extracted with a 10 kV potential, and the spectrometer slits set for a mass resolution of ~5,500 to separate isobaric interferences of HfSi from Pb. The field aperture was set to 6,000 µm, and the transfer optic magnification adjusted to 200. Rectangular lenses were activated in the secondary ion optic to increase the transmission at high mass resolution (de Chambost et al. 1996). The energy window was opened at 55 eV, with a 5 eV gap between the beginning of the energy distribution and the low energy side of the energy slit. Cleaning of the sample surface was done prior to analysis by rastering the primary beam over a 50×50 µm area. The masses ⁹⁰Zr, ¹⁶O, 203.5 (background), ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³⁸U, ²³²Th¹⁶O and ²³⁸U¹⁶O were measured successively on a single collector used in ion-counting mode. Each analysis consisted of 15 successive cycles for 23 min. The mass and energy calibrations were checked before each measurement, and the 91500 standard zircon was measured every three sample analyses.

The reduction of data and common lead corrections were done using an Excel macro written by E. Deloule. An empirical linear relationship (Compston et al. 1984) was defined between UO⁺/U⁺ and Pb⁺/U⁺ from the set of standard measurements to define the relative sensitivity factor for Pb and U used for samples. A correction for common lead was made by measuring the ²⁰⁴Pb amount and using the Stacey and Kramers (1975) model for terrestrial lead isotopic composition. The ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios ranged in most cases from 1,000 to more than 50,000, indicating that the common Pb composition chosen for correction was not highly critical.

Because of the size of the spots (40 µm), the precision of their location in the zircon grains was not very good and some of the spots may have comprised a combination of several zircon domains as defined from the BSEM imaging. Nevertheless, as more than half of the analyses were almost concordant, they should represent homogeneous domains within the zircon grains. Isotopic ratios and calculated ages are given in Table 3.

Table 2 Conventional IDTIMS U–Pb isotopic data. *Pb Radiogenic Pb

No.	Aspect ^a	Weight (mg)	No. of grains	Concentrations			Atomic ratios				Apparent ages			Error corr.				
				U (ppm)	*Pb (ppm)	Pb (pg)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^c	²⁰⁶ *Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ *Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	206/238	207/235	207/206					
Metavolcanics																		
ZH 98-18, Derby, Aosta Valley																		
1	prism	0.0038	2	514	30.93	1.2	0.14	6,383	0.06366	0.36	0.4844	0.41	0.05518	0.21	397.9	401.1	419.6	0.86
2	prism	0.0037	2	386	26.81	89.0	0.21	91	0.07179	0.59	0.5553	4.90	0.05610	4.80	447.0	448.5	456.3	0.23
3	prism	0.0047	1	332	19.84	1.8	0.09	3,595	0.06420	0.34	0.4903	0.45	0.05538	0.22	401.2	405.1	427.5	0.88
4	prism incl.	0.0025	1	353	23.64	0.9	0.15	4,373	0.07067	0.37	0.5449	0.44	0.05592	0.22	440.2	441.6	449.1	0.87
5	prism	0.0045	1	446	26.27	1.0	0.11	7,818	0.06286	0.35	0.4765	0.41	0.05498	0.18	393.0	395.7	411.3	0.90
6	spr S	0.0129	2	513	30.73	3.3	0.14	8,063	0.06332	0.34	0.4817	0.39	0.05518	0.13	395.8	399.3	419.6	0.95
ZH 98-22, Glacier de l'Invernet																		
7	prism p	0.0066	3	533	39.90	82.4	0.33	221	0.07497	0.37	0.5819	1.50	0.05629	1.44	466.1	465.7	463.9	0.28
8	lpr incl.	0.0066	3	376	29.50	5.9	0.50	2,028	0.07488	0.33	0.5825	0.43	0.05342	0.21	465.5	466.1	468.9	0.88
9	prism	0.0065	2	477	35.81	1.7	0.34	8,513	0.07501	0.34	0.5843	0.40	0.05650	0.15	466.3	467.3	472.2	0.93
10	Platy P	0.0050	1	659	47.72	6.4	0.32	2,382	0.07248	0.35	0.5792	0.41	0.05796	0.21	451.1	464.0	528.4	0.86
11	prism incl.	0.0039	3	469	34.38	21.6	0.24	421	0.07505	0.35	0.6025	0.82	0.05823	0.71	466.5	478.8	538.4	0.51
12	spr incl.	0.0054	2	500	36.22	3.0	0.27	4,174	0.07367	0.39	0.5738	0.44	0.05650	0.22	458.2	460.5	471.9	0.87
Porphyritic orthogneiss																		
ZH 98-20, Glacier de l'Invernet																		
13	prism	0.0068	1	437	29.57	2.2	0.10	6,352	0.07228	0.34	0.5584	0.40	0.05603	0.16	449.9	450.5	453.7	0.92
14	lpr P br	0.0035	3	345	23.26	2.2	0.09	2,547	0.07225	0.36	0.5591	0.48	0.05613	0.29	449.7	451.0	457.4	0.80
15	spr S	0.0057	1	435	25.37	5.4	0.10	1,828	0.06245	0.35	0.4748	0.44	0.05514	0.25	390.5	394.5	418.0	0.82
16	lpr P	0.0046	1	219	14.47	6.1	0.11	754	0.07031	0.37	0.5431	0.65	0.05602	0.49	438.0	440.5	453.1	0.66
17	prism	0.0089	2	384	26.86	6.7	0.11	2,434	0.07464	0.34	0.5871	0.42	0.05705	0.19	464.2	469.0	493.0	0.90

^a br Brownish; incl inclusions; lpr long prismatic; prism prismatic; spr short prismatic; P, S morphological types (Pupin 1980)^b Calculated on the basis of radiogenic ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb ratios, assuming concordancy^c Corrected for fractionation and spike^d Corrected for fractionation, spike, blank and common lead (Stacey and Kramers 1975)

Table 3 SIMS U–Pb isotopic data. *T* Zoned tips; *C* centres; *R* includes epoxy mount; *f* fill-focussed spot; + well-located on tip or centre; – includes several domains; $\pm 1\text{-}\sigma$ error

Spot	Type	206/204	Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ($\pm\%$)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ($\pm\%$)	Correl.	Age 207/235 (Ma)	Age 206/238 (Ma)	Age 207/206 (Ma)
Sample ZH 98-19, Alpe La Forciaz orthogneiss											
19-1	C+R	58,278	64	584	154	1.153 \pm 1.9	0.1281 \pm 2.0	0.99	779 \pm 11	777 \pm 15	784 \pm 7
19-2	T+	130,269	59	590	60	1.012 \pm 2.1	0.1166 \pm 2.1	0.99	710 \pm 11	711 \pm 14	707 \pm 7
19-4	T+R	6,178	20	297	40	0.616 \pm 2.1	0.0783 \pm 2.0	0.98	487 \pm 8	486 \pm 10	494 \pm 10
19-8	C–R	100,463	87	673	422	1.447 \pm 2.0	0.1508 \pm 2.0	1	909 \pm 12	906 \pm 17	916 \pm 4
19-10	T–R	13,841	8	126	80	0.613 \pm 2.1	0.0771 \pm 2.1	0.95	485 \pm 8	479 \pm 10	518 \pm 13
19-11	T–R	48,137	16	246	47	0.541 \pm 2.0	0.0730 \pm 1.9	0.96	439 \pm 7	454 \pm 9	362 \pm 13
19-15	T–R	22,452	18	289	48	0.582 \pm 2.1	0.0730 \pm 2.1	0.98	466 \pm 8	454 \pm 9	524 \pm 7
19-16c	C+	34,482	21	379	30	0.512 \pm 2.1	0.0648 \pm 2.0	0.98	419 \pm 7	405 \pm 8	503 \pm 9
19-16t	T–R	5,190	26	614	56	0.394 \pm 2.3	0.0500 \pm 2.0	0.93	337 \pm 6	314 \pm 6	496 \pm 16
19-17	T–R	2,767	12	209	35	0.516 \pm 2.9	0.0651 \pm 2.1	0.73	422 \pm 10	406 \pm 8	510 \pm 40
19-18	C–R	14,784	11	211	20	0.487 \pm 2.1	0.0625 \pm 1.9	0.99	403 \pm 7	391 \pm 7	473 \pm 7
19-23	T–R	111,040	79	1142	109	0.630 \pm 2.1	0.0808 \pm 2.0	1	496 \pm 8	501 \pm 10	476 \pm 4
19-27	T–R	8,131	15	225	30	0.599 \pm 2.3	0.0767 \pm 2.2	0.93	476 \pm 9	476 \pm 10	476 \pm 17
19-28	C+	11,090	78	1344	409	0.564 \pm 1.9	0.0671 \pm 1.9	1	454 \pm 7	419 \pm 8	637 \pm 4
19-29	C+	51,509	25	391	37	0.575 \pm 1.9	0.0734 \pm 1.9	0.99	461 \pm 7	457 \pm 9	484 \pm 6
19-40	Tf	33,811	27	402	47	0.594 \pm 2.0	0.0772 \pm 1.9	0.99	473 \pm 8	480 \pm 9	444 \pm 7
19-45	Tf	44,024	21	328	53	0.578 \pm 1.9	0.0745 \pm 2.0	0.99	463 \pm 7	463 \pm 9	464 \pm 4
Sample ZH 98-20, Invernet orthogneiss											
20-6	Cf	84,897	42	294	100	2.300 \pm 2.2	0.1646 \pm 2.2	0.98	1,212 \pm 16	982 \pm 20	1,648 \pm 8
20-8	Tf	83,285	73	1544	154	0.422 \pm 1.9	0.0547 \pm 2.0	1	357 \pm 6	343 \pm 7	450 \pm 4
20-9	Tf	24,396	20	327	63	0.560 \pm 2.0	0.0715 \pm 2.0	1	451 \pm 7	445 \pm 9	482 \pm 3
20-10	Tf	8,759	58	424	125	1.218 \pm 2.5	0.1604 \pm 2.3	0.93	809 \pm 14	959 \pm 20	415 \pm 18
20-11	Tf	24,898	31	519	53	0.550 \pm 2.0	0.0696 \pm 2.0	0.99	445 \pm 7	433 \pm 8	505 \pm 6
20-15	Tf	20,115	19	272	38	0.629 \pm 2.1	0.0803 \pm 2.0	0.99	496 \pm 8	498 \pm 10	485 \pm 6
20-17	Tf	81,037	49	673	45	0.754 \pm 4.4	0.0842 \pm 2.7	0.61	570 \pm 19	521 \pm 13	771 \pm 74

Geochronological results

Metavolcanics

ZH 98-18

Six fractions of one to two grains were analysed by ID-TIMS (Fig. 5A, Table 2). Except for point (6), only G-P1 types were analysed. Analytical points were discordant and were only poorly aligned along the discordia. The most concordant point (2) had a large contribution of common Pb, which resulted in a large error on the calculated age. Isoplot calculation (Ludwig 1999) yields an upper intercept age of 468 \pm 22 Ma (MSWD=2.8) and a lower intercept at 284 \pm 51 Ma.

ZH 98-22

Six fractions of one to three grains were analysed by ID-TIMS (Fig. 5B). Except for point (12), only G or P1 types were analysed. Analytical points are scattered, but three of them are almost concordant. Two points (10 and 11) are far from the concordia and correspond probably to inheritance possibly coupled to lead loss. An isoplot calculation excluding these points and the bad analysis (7) yields an age of 471 \pm 5 Ma (MSWD=1.13) with a lower intercept close to zero.

Porphyritic orthogneisses

ZH 98-19

Seventeen analyses were obtained by SIMS (Fig. 6, Table 3). Apparent ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages are scattered from 314 to 906 Ma with a main grouping around 400–500 Ma. Three points (1, 2, 8, not represented in Fig. 6), which are almost concordant at ca. 910, 780 and 710 Ma, obviously represent inherited parts of zircon whereas one outlier point (16 t, not shown) at 314 Ma, with a ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age near 496 Ma, probably endured a pronounced lead loss. The subconcordant ellipses (Fig. 6A) located close to the 480 Ma group (eight points: 4, 10, 15, 23, 27, 29, 40, 45) yield an imprecise upper intercept age at 487 \pm 40 Ma. Among 13 spots with apparent ages ranging from 400 to 500 Ma (Fig. 6B), the 454–480-Ma group of ²⁰⁶Pb/²³⁸U ages with seven points gives a weighted average of 465 \pm 11 Ma at 95% confidence (14% probability of fit, using the ‘WtdAv’ function from the Isoplot program; Ludwig 1999).

ZH 98-20

Five fractions consisting of one to three grains were analysed by ID-TIMS (Fig. 5C). The analytical points are well-aligned, rejecting fraction (17) with probable inher-

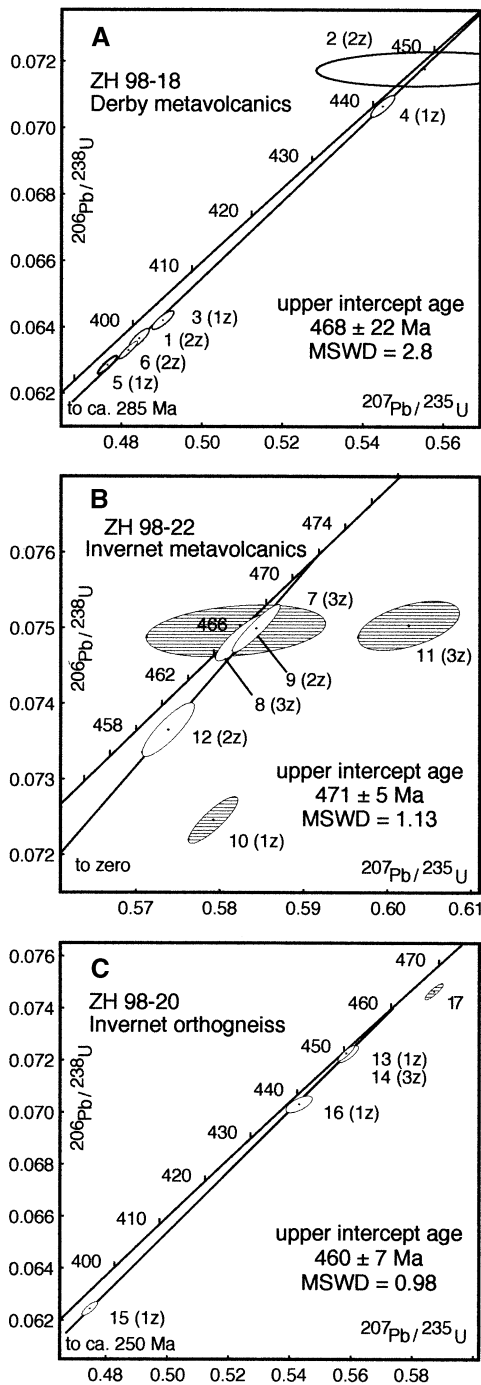


Fig. 5A-C U-Pb concordia diagrams: **A** for metavolcanic gneiss ZH 98-18, **B** for metavolcanic gneiss ZH 98-22, **C** for leucocratic orthogneiss ZH 98-20. Each zircon fraction 1-17 (Table 2) is indicated with its number of grains in parentheses. Data for cross-hatched ellipses have been discarded from the age calculation

itance. They yield an upper intercept age of 460 ± 7 Ma (MSWD=0.98) and a lower intercept at 248 ± 37 Ma. The upper intercept age is interpreted as the age of the granite emplacement.

An attempt at SIMS dating was made for this sample. Unfortunately, the seven analysed spots display a large

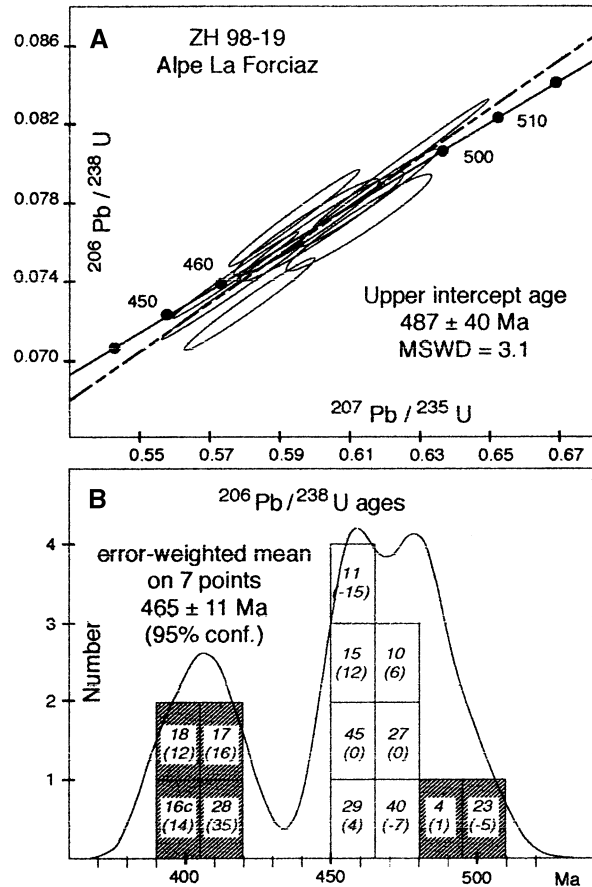


Fig. 6A, B Ion probe data for augen gneiss ZH 98-19. **A** Error ellipses and discordia line of the eight near-concordant points around 480 Ma. **B** Distribution of the 13 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages between 391 and 501 Ma; cross-hatched box data have not been used to compute the mean. The figures in each box are the spot number and, within parentheses, the difference in Ma between the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ apparent age and the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ apparent age (Table 3)

scatter with no significant grouping. Four are poorly aligned and yield an upper intercept age at 504 ± 60 Ma (MSWD=90). A near concordant point (15) corresponds to a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 485 ± 6 Ma, this latter age being far from the error margin calculated on the same sample by the conventional method on single zircons.

Discussion and conclusions

The petrology and the geochemistry of the various Ruritator rock types have not yet been investigated in detail. Thus, the presumed magmatic origin of the dated felsic rocks was assessed. From this respect, the geochemical data, in fair agreement with the zircon typology, are in favour of magmatic products derived from calc-alkaline magmatism.

An Ordovician history is clearly demonstrated. The upper intercepts from ZH 98-22 (471 ± 5 Ma, metavolcanics) and ZH 98-20 (460 ± 7 Ma, orthogneiss) stand out as the best age data, whereas the other less precise results

are still consistent with Ordovician events. The conventional IDTIMS Ruitor ages are spread between 471 and 460 Ma. A tentative ion probe upper intercept age of sample ZH 98-19 appears older with a larger error at 487 ± 40 Ma, but the more probable mean age of 465 ± 11 Ma obtained from the distribution of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages is interpreted as the age of the protolith. It is similar to IDTIMS ages of the other samples. Thus, IDTIMS and SIMS errors overlap. A direct comparison attempted with sample ZH 98-20 was inconclusive because of the poor quality of the SIMS results obtained on this sample. Similarly, our SIMS data could be taken to imply a protracted zircon crystallisation history in the lower Palaeozoic, but large and chaotic variations among the three calculated ages (Table 3) are rather to be related to underestimated zircon complications.

Regarding the Ruitor history, all our results are within errors and it is only possible to propose a tentative sequence of events. Our older Ruitor ages correspond to metavolcanics. Sample ZH 98-18 (468 ± 22 Ma) belongs to a layered bimodal association of 'leptyno-amphibolite', which is likely to represent a metamorphosed volcanic suite. Its age should date the primary emplacement of (part of) the Ruitor body. Sample ZH 98-22 has the best-constrained age (471 ± 5 Ma) and probably represents a similar primary emplacement. Because the K-feldspar megacryst-bearing orthogneisses may be younger (ZH 98-19 at 465 ± 11 Ma and ZH 98-20 at 460 ± 7 Ma), they might correspond to subsequent granitoid intrusions. A confirmation of this relative chronology might be found in the field by verifying the intrusive character of the K-feldspar orthogneiss protolith, but the only clue we are aware of is a pegmatite body quoted by Caby (1996).

For the age of metamorphism, an indication is given by the lower intercept ages of two samples (ZH 98-18 and ZH 98-20), which suggest lead loss during some Variscan overprint. A Variscan high temperature (HT)-event was clearly demonstrated in the Mont Mort area (Bussy et al. 1996b; Giorgis et al. 1999), which belongs to a northern extension of the Ruitor Massif. Until now, the Ruitor (including Mont Mort) units are the only internal basement units of Western Alps where a Variscan metamorphic signature has been found. In other Penninic and Piemont units, orthogneisses are either too old (Cogne granodiorite at 360 Ma – Bertrand et al. 2000b) or clearly late to post-Variscan (Permian ages in Gran Paradiso and Dora Maira; Bussy and Cadoppi 1996; Bertrand et al. 2000b).

On the basis of their proximity with the ZHB and of the good preservation of pre-Alpine relics, the Ruitor and Sapey units were recently grouped in a single Alpine nappe, the 'Nappe des Pontis' (Gouffon 1993; Gouffon and Burri 1997). We may now add three other strong similarities: (1) the ages obtained on orthogneisses, (2) the typology of the zircon population and (3) the whole-rock geochemistry.

A clear difference is established between the Vanoise and Ruitor–Sapey orthogneisses. Ruitor and Sapey

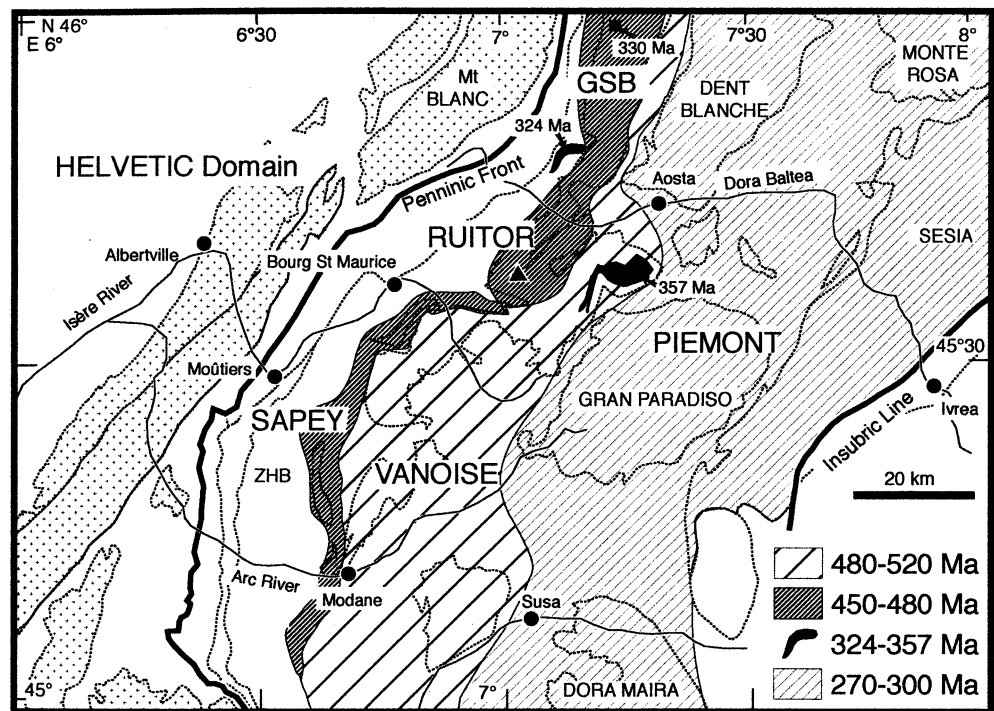
granitoids are of crustal origin, and were probably generated in a common pre-Variscan orogenic setting of 450–480 Ma age. By contrast, the 480–520 Ma-old alkaline metarhyolites and metagranites from the Vanoise, Ambin and Siviez–Mischabel basement units belong to earlier, anorogenic geodynamic settings. There the Variscan event is hardly detectable, and so the difference has apparently lasted until Late Palaeozoic times. To account for the variation in Variscan influences, Platt et al. (1989, p. 136) proposed that the Ruitor units were at a deeper pre-Alpine crustal level than the Vanoise basement units. The similarity between their unconformable Permian–Triassic covers suggests a relative proximity at the end of Variscan times.

Concerning the methods, the zircon typology of Pupin (1980) appears to be a robust indicator of magmatic processes. This method has helped us to demonstrate anatexis, putting a stronger constraint on the tectonic setting of the granitoid protoliths. The zircon typology determination is inexpensive and easy to perform; therefore, we suggest zircon typology should be incorporated as a standard method in the zircon-dating procedure.

In the Ordovician, what occurred in and between the pre-Variscan portions of Europe is still an open question, despite numerous recently published geochronological data (e.g. Valverde-Vaquero and Dunning 2000, and references therein) and a wealth of tentative palaeogeographical reconstructions (Ziegler 1990; Pin and Marini 1993; von Raumer 1998). The Alps, and especially their internal domains, are obviously not the best place for precise reconstructions because of all the displacements and/or rotations that occurred during the Variscan and Alpine orogenies. What we need, initially, is a robust chronology and some indication of the palaeotectonic setting of the dated magmatic rocks. Do all Ordovician-dated rocks represent extensional settings, as it has often been proposed for 'leptyno-amphibolite' bimodal metavolcanics (Paquette et al. 1989; Pin and Marini 1993 and references therein), or did a collision-related process produce Ordovician eclogites or migmatites (Schaltegger and Gebauer 1999)? Our study of the Ruitor area only demonstrates that an important part of the Ruitor complex was formed during Ordovician times in an orogenic setting, but many unsolved questions remain. Ruitor eclogite occurrences, still poorly studied, are difficult to relate to the Variscan HT-event and could indicate, instead, a high-pressure episode of Alpine or pre-Alpine age. Desmons and Mercier (1993) have proposed the polycyclic Ruitor Massif to be older than the 500-Ma monocyclic Vanoise. We have found, instead, younger ages in the Ruitor felsics, but we cannot exclude older, e.g. Pan-African-age rocks, to be also present. Indeed, most magmatic remnants in the Alpine-reworked basements occur as small disseminated bodies within large meta-sedimentary assemblages of poorly known age.

To conclude, three distinctive belts may be defined from west to east within the Pennine–Piemont domain of the Western Alps (Fig. 7):

Fig. 7 Variscan domains in the Penninic Alps. The exposed basement massifs are outlined by dotted lines



1. Ruitor–Sapey (Nappe des Pontis in Switzerland) characterised by ca. 480–450 Ma-old aluminous intrusives and Variscan high-grade metamorphism around 330 Ma (Giorgis et al. 1999);
2. Vanoise (Mont Fallère and Siviez-Mischabel in Switzerland) characterised by 520–480 Ma-old alkaline magmatism and few (observed) traces of Variscan metamorphism;
3. Gran Paradiso, Dora Maira and Monte Rosa, where dating is still in progress with Ordovician orthogneisses (Bussy and Cadoppi 1996) and a large amount of Late Carboniferous to Permian intrusives (Bussy and Cadoppi 1996; Bertrand et al. 2000b; von Raumer et al. 2002).

These three belts probably correspond to distinctive Variscan terranes within the Hun Super-Terrane defined along the continental margin of Gondwana (Stampfli 1990, 1996). Because this Super-Terrane perhaps contains island arcs as well as passive continental margins (see a more up-to-date reconstruction in von Raumer et al. 2002), the rock record preserved today may well represent very contrasting geodynamic settings. This Variscan contrast is further enhanced by distinctive behaviours during post-Variscan extension, and during the Alpine subduction and exhumation stages.

Acknowledgements This paper results from a joint project between France (Chambéry University) and Switzerland (ETH Zürich) and was funded by the French Embassy in Bern and by the GeoFrance3D program (MENRT, INSU, BRGM). Use of the Cameca IMS 1270 ion probe was supported by the INSU-CNRS national instrument program. Jacques Leterrier and Jérôme Ganne are thanked for their help during sampling. The careful reviews of J. von Raumer and M.H. Dodson greatly improved the paper.

Appendix

Sample descriptions

Sample ZH 98-18

Sample ZH 98-18 is a leucocratic gneiss interlayered with amphibolites, sampled near the village of Derby (Aosta Valley, Italy – N45°43.0', E7°06.6', 790 m). It belongs to the banded greenstone group defined by Baudin (1987). It contains small fractured clasts of microcline, which occurs also in the groundmass with quartz and albite. The dominant mica is a fine-grained alpine phengite, but larger white micas, slightly oblique on the foliation, may be older. Accessory minerals are large apatites, zircon and allanite replaced by retrograde epidote and clinozoisite.

Sample ZH 98-19

Sample ZH 98-19 is a mesocratic K-feldspar megacryst-bearing augen gneiss sampled at Alpe du Mont Forciaz, near Usellières in Valgrisanche (Aosta Valley, Italy – N45°35.0', E7°02.8', 2,180 m). It comprises mostly large K-feldspar partly replaced by chessboard albite, quartz and some secondary calcite. The rock contains also phengite, chlorite and stilpnomelane. Accessories are apatite, titanite and zircon.

Sample ZH 98-20

Sample ZH 98-20 is a leucocratic K-feldspar megacryst-bearing augen gneiss sampled in a scree below an exposure located on the southern side of the Glacier de l'Invernet (Ste-Foy-Tarentaise, Savoie, France – N45°37.05', E6°59.0', ~2,650 m). It comprises numerous megacrysts of perthitic K-feldspar, quartz, albite and epidote. Small broken garnets are associated with epidote. Accessories are apatite, titanite and zircon.

Sample ZH 98-22

Sample ZH 98-22 is a dark fine-grained gneiss ('métakératophyres ocellés' in Baudin 1987) sampled in a boulder of the north lateral moraine of the Glacier de l'Invernet (same location as ZH 98-20). Small augen correspond to quartz and albite. It comprises phengite, pale brown biotite, occasional blue-green actinolite, small garnets, with abundant epidote and minor titanite and zircon.

References

- Baudin T (1987) Étude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briannonnais. PhD Thesis, University of Grenoble
- Bertrand JM, Leterrier J (1997) Early Paleozoic granitoids in the southern Vanoise basement: U–Pb geochronology of the Arpont metagranite (Savoy, French Alps) (English abridged version). *CR Acad Sci IIA* 325:839–844
- Bertrand JM, Guillot F, Leterrier J, Perruchot MP, Aillères L, Macaudière J (1998) Granitoïdes de la zone houillère briannonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U–Pb sur zircon. *Geodin Acta* 11:33–49
- Bertrand JM, Guillot F, Leterrier J (2000a) Early Paleozoic U–Pb age of zircons from metagranophyres of the Grand-Saint-Bernard Nappe (zona interna, Aosta Valley, Italy) (English abridged version). *CR Acad Sci IIA* 330:473–478
- Bertrand JM, Pidgeon RT, Leterrier J, Guillot F, Gasquet D, Gattiglio M (2000b) SHRIMP and IDTIMS U–Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piedmont). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 80:225–248
- Beucler M, Guillot F, Hernandez J (2000) Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale – Savoie): lithostratigraphie et pétrologie. *Bull Soc Vaud Sci Nat* 87:29–60
- Bocquet (Desmons) J (1974) Études minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse État, University of Grenoble
- Burri M (1983) Description géologique du front du St-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Bull Lab Géol, Univ Lausanne*
- Bussy F, Cadoppi P (1996) U–Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 76:217–233
- Bussy F, Derron MH, Jacquod J, Sartori M, Thélin P (1996a) The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Penninic realm (Western Alps, Wallis, Switzerland). *Eur J Mineral* 8:565–575
- Bussy F, Sartori M, Thélin P (1996b) U–Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 76:81–84
- Caby R (1968) Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales: subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Trav Lab Géol Fac Sci Grenoble* 44:95–111
- Caby R (1996) Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the Western Alps. *Eclog Geol Helv* 89:229–267
- Cigolini C (1995) Geology of the Internal Zone of the Grand Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in south-western Aosta Valley (Western Alps). In: Lombardo B (ed) *Studies on metamorphic rocks and minerals of the Western Alps*, Boll Mus Reg Sci Nat 13(suppl):293–328
- Compston W, Williams IS, Meyer C (1984) U–Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys Res* 89(Suppl): B525–534
- Cosma L (1999) Géologie et magmatisme paléozoïque en Vanoise septentrionale (La Sauvire, Plan Richard), implications géodynamiques. Dipl Géol Minéral, University of Lausanne
- de Chambost E, Schuhmacher M, Lovestam G, Claesson S (1996) Achieving high transmission with the Cameca IMS-1270. In: Benninghoven A et al. (eds) *Secondary ion mass spectrometry*, SIMS X. Wiley, New York, pp 1003–1006
- Debelmas J, Caby R, Antoine P, Elter G, Elter P, Govi M, Fabre J, Baudin T, Marion R, Jaillard É, Mercier D, Guillot F (1991) Feuille Sainte-Foy-Tarentaise. Carte Géol France, 1/50,000, 728 (map and notice)
- Debon F, Le Fort P (1983) A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans R Soc Edinb Earth Sci* 73:135–149
- Debon F, Le Fort P (1988) A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull Minéral* 3:493–510
- Desmons J, Mercier D (1993) Passing through the Briançon Zone. In: von Raumer JF, Neubauer F (eds) *The pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 279–295
- Détraz G (1984) Étude géologique du bord interne de la zone Houillère briannonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Pécelt-Polset (Alpes de Savoie). PhD Thesis, University of Grenoble
- Eteradossi O (1983) Les roches vertes orthodérivées du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): pétrographie et géochimie. DEA, University of Grenoble
- Evensen NM, Hamilton PJ, O'Nions RK (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim Cosmochim Acta* 42:1199–1212
- Fabre J (1961) Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém Bur Rech Géol Min* 2
- Fabre J, Schade J, Baudin T, Desmons J, Mercier D, Peruccio-Parison MD (1987) Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps). In: Flügel HW, Sassi FP, Grecula P (eds) *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. Alfa Publishers Bratislava, pp 183–208
- Giorgis D, Thélin P, Stampfli G, Bussy F (1999) The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 79:381–398
- Gouffon Y (1993) Géologie de la nappe du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste – Italie). *Mém Géol Lausanne* 12:1–147
- Gouffon Y, Burri M (1997) Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie). *Eclog Geol Helv* 90:29–41
- Guillot F (1987) Géologie de l'Antépennin de Vanoise septentrionale (zone briannonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). PhD Thesis, University of Lille
- Guillot F, Liégeois JP, Fabre J (1991) Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briannonnaise): première datation U–Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. *CR Acad Sci II* 313: 239–244
- Guillot F, Desmons J, Ploquin A (1993) Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mont Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 73:319–334
- Ludwig KR (1999) User's manual for Isoplot/Ex version 2.10. Berkeley Geochron Center Spec Publ 1a, Berkeley, California
- Mercier D, Baudin T (1990) Chevauchement alpin précoce du cristallin du Ruitor sur la Zone Houillère Briançonnaise (Savoie, Val d'Aoste). *Soc Géol Fr (eds) 13ème Réunion Sci Terre Grenoble*, abstract, p 90
- Paquette JL, Ménot RP, Peucat JJ (1989) REE, Sm–Nd and U–Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. *Earth Planet Sci Lett* 96:181–198
- Pearce JA, Harris NBW, Tindal AG (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol* 25:956–983

- Pin C, Marini F (1993) Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence for bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos* 29:177–196
- Platt JP, Lister GS, Cunningham P, Weston P, Peel F, Baudin T, Dondey H (1989) Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the Western Alps. *Geol Soc Lond Spec Publ* 45:135–152
- Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73:207–220
- Saliot P (1973) *Le Métamorphisme dans les Alpes françaises*. PhD Thesis, Univ Paris-Orsay
- Schaltegger U, Gebauer D (1999) Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweiz Mineral Petrogr Mitt* 79:79–87
- Schuhmacher M, De Chambost E, McKeegan KD, Harrison TM, Migeon H (1994) In situ dating of zircon with the Cameca IMS-1270. In: Benninghoven A et al. (eds) *Secondary ion mass spectrometry, SIMS IX*. Wiley, New York, pp 919–922
- Stacey JS, Kramers JD (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett* 26:207–221
- Stampfli GM (1990) Tethyan oceans. *Geol Soc Lond Spec Publ* 173:1–23
- Stampfli GM (1996) The Intra-Alpine terrane: a Paleotethyan remnant of the Alpine Variscides. *Eclog Geol Helv* 89:13–42
- Stille P, Tatsumoto M (1985) Precambrian tholeiitic–dacitic rock suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: evidence from Sm–Nd isotopes and rare earth elements. *Contrib Mineral Petrol* 89:184–192
- Thélin P (1983) *Les gneiss œillés de la Nappe du Grand Saint-Bernard, essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse)*. PhD Thesis, University of Lausanne
- Valverde-Vaquero P, Dunning GR (2000) New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. *J Geol Soc Lond* 157:15–26
- von Raumer JF (1998) The Paleozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. *Geol Rundsch* 87:407–435
- von Raumer JF, Stampfli GM, Borel G, Bussy F (2002) Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Int J Earth Sci* 91:35–52
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, von Quadt A, Roddick JC, Spiegel W (1995) Three natural zircon standards for U–Th–Pb–Lu–Hf, trace elements and REE analyses. *Geostand Newsl* 19:1–23
- Ziegler PA (1990) *Geological atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petroleum, The Hague

Permian zircon U-Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting Variscan events and Alpine tectonics

Jean-Michel Bertrand (1), Jean-Louis Paquette (2), François Guillot (3),
Richard Armstrong (4)

- (1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines - LGCA-CNRS, Campus universitaire, Université de Savoie, F-73376 Le Bourget-du-Lac cedex. Email: Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr
 (2) Laboratoire de Géologie, UMR6524 "Magmas et Volcans", Université B. Pascal, 5 Rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand cedex, France. Email: paquette@opgc.univ-bpclermont.fr
 (3) Laboratoire Sédimentologie et Géodynamique, Université des Sciences et Techniques de Lille, F59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. Email: guillot@univ-lille1.fr
 (4) Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia. Email: Richard.Armstrong@anu.edu.au

Abstract

In the Internal Western Alps, the Gran Paradiso basement dome is largely constituted by porphyritic orthogneisses that were interpreted for long as Variscan intrusives in a pre-Variscan basement now strongly deformed and metamorphosed during the Alpine orogeny. Preliminary results suggesting that some of the granitic protoliths may be Permian in age are now extended to the bulk of the massif, from the top contact near Bonneval (Arc valley, France) to the structurally deepest part in Noasca (Orco valley, Italy). Six new U-Pb age determinations were carried out on zircons (IDTIMS and SHRIMP) on four porphyritic orthogneisses and two samples of wall rocks with magmatic affinities. All ages are Permian from (264) to 271-274 and 278-279 Ma. The youngest age, of poor quality when compared with the other data is from a granite dyke intruding banded metasediments. The oldest ages correspond respectively to the Noasca granite, centre of the dome, and to a massive gneiss (ortho?) with euhedral zircons that belongs to the main pre-granite metasedimentary pile. It is thus suspected that a large part of the Gran Paradiso dome is formed by volcanics, volcano-clastic rocks and granites of Permian ages rather than by polymetamorphic Variscan-Alpine assemblages. In such case, Gran Paradiso (and other Piemonte massifs, Monte Rosa and Dora Maira) are very different in stratigraphical composition to all the recognised external (i.e. European) basements. They may represent the easternmost edge of a Briançonnais allochthonous terrane with more affinities with Apulia than with European crust.

1. Introduction

In Western Alps, the Internal Crystalline Massifs (ICM) comprise, from W to E: (i) the Briançonnais basement massifs (ii) the Piemonte massifs – Monte Rosa, Gran Paradiso and Dora Maira - gneissic domes that outcrop below the Liguria-Piemonte oceanic units (iii) the Sesia continental basement. Orthogneisses are a prominent rock type in the Piemonte massifs that were classically considered as deriving from Variscan granitoids (Bearth, 1952, Bertrand, 1968, Borghi *et al.*, 1994, Vearncombe, 1983). We know now that in the Briançonnais, most of the orthogneisses are Lower Paleozoic in age (Bertrand *et al.*, 2000; Guillot *et al.*, 2002, Bussy and Cadoppi, 1996, Bussy *et al.*, 1996). Alike Monte Rosa (MR) and Dora Maira (DM), the Gran Paradiso (GP) outcrops at the deepest structural level exposed in Western Alps. GP rocks endured Alpine high-pressure metamorphic conditions estimated using various thermobarometers in the ranges of 450-550 °C and 9-16 Kb (refs in Brouwer *et al.*, 2002). Above a narrow, discontinuous cover of highly deformed Mesozoic rocks, the GP gneiss dome is continuously surrounded by the "Schistes Lustrés" nappe (SL), meta-ophiolite and calcschist units of oceanic origin that belong to the Liguria-Piemonte domain. West of the Gran Paradiso, HP Briançonnais basement units are complexly folded with the SL. On the eastern side, greenschist facies (gneiss minuti) and eclogitic Sesia basement units of Apulian origin and, toward the north, the Dent Blanche nappe (+ Emilius, Glacier Raffray) consisting in basement klippen originated from the Sesia zone.

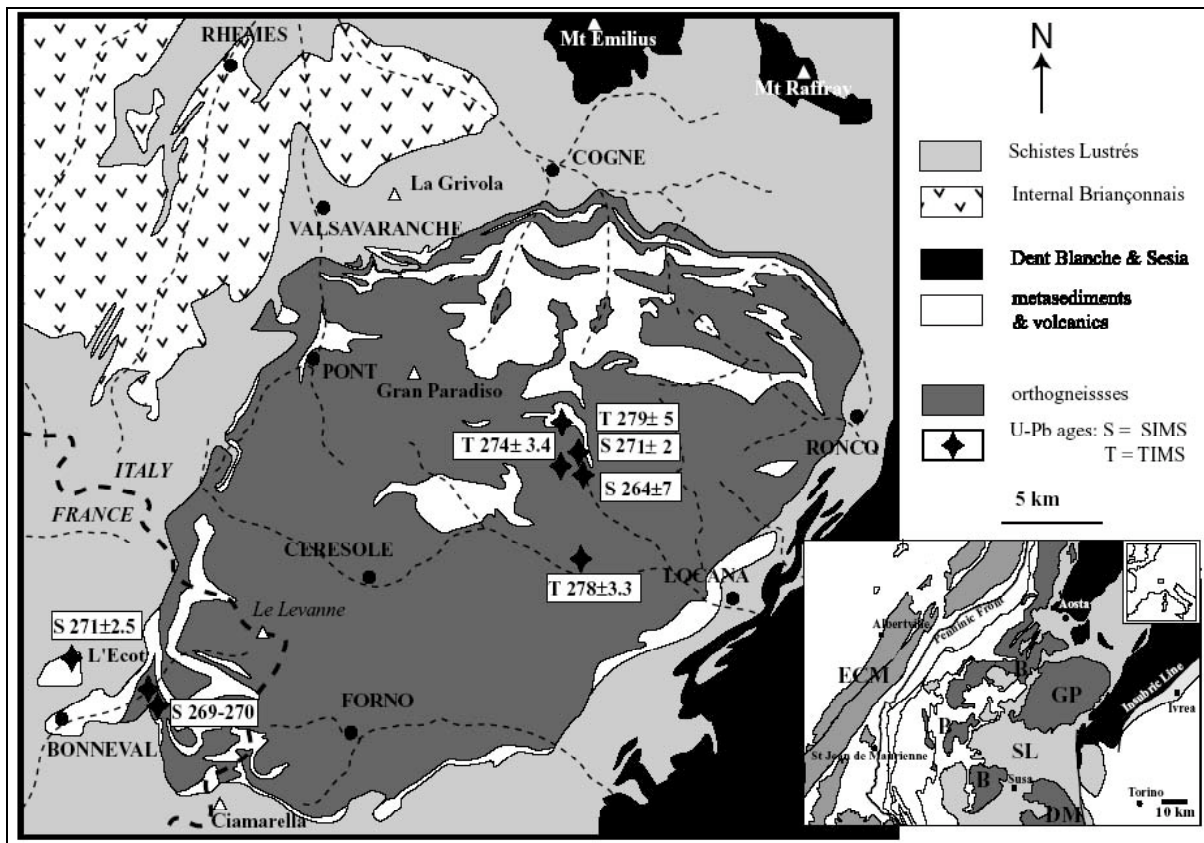


Figure 1.- Sketch map of the Gran Paradiso massif with samples location

The classical attribution of the Piemonte gneiss domes to a subducted European margin (Schmid and Kissling, 2000; Froitzheim, 2001) is not unanimously accepted and they might correspond as well to subducted slices of the Apulian plate (Stampfli *et al.*, 1998). Until now, the study of the tectonically dismembered cover remnants has failed to reveal the origin of the Piemonte masifs as the autochthonous character of these cover units is highly questionable. Finally a key point for comparing the origin of the various ICMs with pre-Alpine basements from Europe or Apulia is obviously the age range of their orthogneiss protoliths.

Preliminary zircon dating of the Gran Paradiso orthogneiss produced Permian ages (Bertrand *et al.*, 2000). However, our previous sampling was restricted to the westernmost part of the massif (Bonneval sur Arc) and the main goal of this study was to check if other orthogneisses occurring in the massif may be older. After attempting an overview of the structural pre-Alpine pattern of the central part of Gran Paradiso massif in the Orco valley, this paper presents new data that confirm the dominance of Permian ages. A short review of the Permian paleogeography of the different tectonic units of the internal Western Alps is presented with some consequences for Alpine crustal models.

2. Geological setting

2.1. Rock types and main structure of the massif.

Gran Paradiso is a foliation dome formed dominantly by massive orthogneisses (**Fig. 1**). Besides orthogneiss (more than 60% in volume), metasediments and a few greenstones, with locally preserved eclogitic assemblages (Brouwer *et al.*, 2002) constitute the massif. On top of the dome, discontinuous lenses of Mesozoic cover rocks comprise quartzites, grey dolomite (Triassic) and banded marbles (Liassic to Cretaceous). In the Valnontey valley, a tectonic window – the Money window – was described (Compagnoni *et al.*, 1974; Ballèvre, 1988). Except for a conglomerate horizon, Money rocks are not different from the rest of the massif and the separating shear zone from overlying metasediments is still discussed (Le Bayon and

Ballèvre, 2004). At the western tip of GP, the “série de Bonneval” (Bertrand, 1968) is a monotonous albite-phengite gneiss unit which was attributed to Permian on the basis of its assumed felsic volcanic origin.

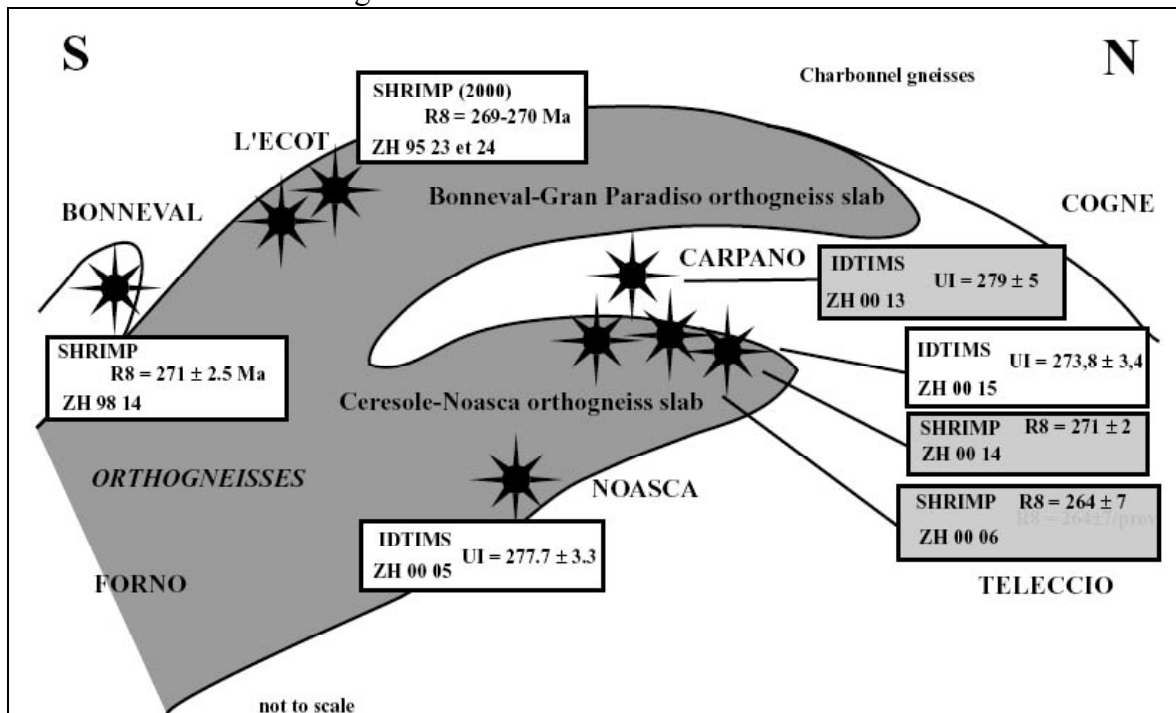


Figure 2.- Gran Paradiso sketch section

Alpine foliation is ubiquitous in all rock types and evidence of a pre-Alpine deformation was described in enclaves within orthogneisses that show a folded banding (Bertrand, 1968; Ballèvre, 1988). **Figure 2 is a sketch of the massif that shows** a thick slab of orthogneiss containing enclaves and large metasedimentary septa (up to km size) that overhangs toward North a domain where metasediments dominates (Valnontey and Valeille, Campiglia, Torre del Gran San Pietro and Teleccio). Another orthogneiss slab constitutes the bottom of the Orco Valley, the two slabs merging toward south where they form the huge 2500m-high wall that ends the Stura di Vallegrande valley. Such a pattern may suggest that the orthogneiss mass retains something of the initial pluton shape. The large folds shown on the section are highly hypothetical but EW-trending folds are ubiquitous at all scales in the metasediments. However, there are some clues that support the assumption of large-scale, north-verging, km-size folds. They are : - (i) A very specific horizon of Mg-chloritoid and margarite schists - silvery micaschists: metabauxites? or result of deformation and metasomatism? (Bertrand, 1968; Chopin, 1979; Ballèvre, 1988; Delle Piane *et al.*, 2002) - is known close to the top of the upper slab near Bonneval and similar rocks outcrop in a large metasedimentary septum above Ceresole Reale, in between the two slabs. - (ii) greenstones and eclogites are mostly developed above the upper slab (Gias Piatou, Punta Bonneval) and near the hinge of the hypothetical fold corresponding to the lower slab (Teleccio, Punta Undezana).

2.2. Age of pre-granitic formations in the ICMs.

The age and significance of the pre-granitic formations occurring in the GP are unknown and their lithology and pre-alpine metamorphism were never seriously studied (work in progress, M. Ballèvre and B. Le Bayon). Some hints may be found however in the neighbouring DM and MR massifs, and in trying comparisons with the Briançonnais domain. Some comparisons may be also attempted with the External Crystalline Massifs (ECM) but they are hampered by the ubiquitous alpine deformation and metamorphic reworking that occurred in the ICM.

In the Briançonnais domain, a large Carboniferous basin initiated in Visean to Lower Namurian times is running along the whole arc of western Alps. This may explain why dated Variscan metamorphism is so rare and why there is very so few Variscan granitoid dated up to now except for: (i) the Costa Citrin granite (Aosta Valley) of Visean-Namurian age (ref. in Bertrand *et al.*, 2000) that occurs at the bottom of the Carboniferous pile. (ii) the Cogne diorite-granodiorite pluton of calc-alkaline to subalkaline affinity, dated at ca 360 Ma. By contrast, there is some places where Permian ages have been determined: in Central Alps (Tambo 268.0 ± 0.4 Ma, Suretta 268.3 ± 0.6 Ma: Marquer *et al.*, 1998) and in Western Alps (269 ± 2 Ma in Valais: Bussy *et al.*, 1996).

Other orthogneisses from the Briançonnais domain were shown to belong to pre-variscan events (Bertrand *et al.*, 2000). Two parallel Cambrian-Ordovician magmatic belt were evidenced (Guillot *et al.*, 2002): (i) A western belt (Sapey and Ruitor) is characterised by numerous orthogneisses of Ordovician age (480-450 Ma) of calc-alkaline to anatectic affinity. (ii) The contiguous eastern belt (Vanoise and Aosta valley equivalents) comprises a monotonous micaschist formation interfolded with a clastic, locally conglomeratic, formation (South Vanoise and Ambin massifs) and banded metagreywakes associated with black schists and large mafic bodies of gabbros with associated volcanics (North Vanoise). Metavolcanic formations of North Vanoise were postulated to belong to Silurian to Devonian (Guillot *et al.*, 1986). Dating of meta-granophyres associated to mafic bodies in the Mt Pourri area and to albite-graphite schists in Val de Rhêmes yielded ages of ca. 500 Ma (refs in Guillot *et al.*, 2002). Except for a monazite age from the Gd St Bernhard area (Giorgis *et al.*, 1999), there is no trace of the widespread 330-340 Ma granitoids and associated metamorphism of the Variscan belt. The prevailing impression is that the Variscan metamorphism was either absent or of very low grade. When the Mont Blanc and Velay-type granites intruded at ca. 300 Ma, clastic deposition and coal measures were dominating the Briançonnais landscape.

In the Piemont gneissic domes, DM and MR show a large variety of rock-types that were mapped in detail (Bearth, 1952; Vialon, 1966). In the onion-shaped Dora Maira dome, the lowermost tectonic unit, the Pinerolo formation is considered as a HP equivalent of the Briançonnais Carboniferous; coal measures are replaced by graphite and identical metadioritic dykes cross-cut the grit-conglomerate-graphite schist trilogy. An Ordovician orthogneiss have been dated at Punta Muret, but most of the porphyritic granites are Permian in age (Bussy and Cadoppi, 1996). However, the Brossasco ultra-HP metagranite fits better with a Variscan granitoids in yielding a 304 ± 3 Ma age (Paquette *et al.*, 1999) with SHRIMP dated zircon cores of Late Permian age (Rubatto and Gebauer, 1999). In Monte Rosa, a recent study (Engi *et al.*, 2001) has shown that metapelites preserved pre-Alpine metamorphic assemblage, including migmatites (330 Ma-old monazites). Low-pressure high-grade minerals (sillimanite, Kfeldspar) are attributed to a Permian event (contact metamorphism?) with most of the dated monazites confirming previous age (Köppel and Grünenfelder, 1975; Engi *et al.*, 2001) and a SHRIMP age at 272 Ma (Liatì *et al.*, 2001). In the Sesia and Dent Blanche massifs, several data point out to Permian intrusives: Mte Mucrone metagranite - 286 ± 2 Ma (Paquette *et al.*, 1989); Mte Mucrone metagranite - $293^{+1/-2}$, Mt Emilius orthogneiss - 293 ± 3 , Arolla orthogneiss - 289 ± 2 , Sermenza gabbro - $288^{+2/-3}$ (Bussy *et al.*, 1998).

2.3. Sampling

The choice of the samples within the GP was guided by structural depth rather than by map scattering (Figs 1 and 2) and we tried to get different textures and/or local environments. Samples were grouped in a two-fold way: (i) granites (GP-type orthogneisses) from the lower orthogneiss slab that may be directly compared with the previous data from Bonneval (upper slab); (ii) metavolcanics and possible older granites directly linked to metasediments.

(i) Gran Paradiso orthogneisses

ZH 00 05 was sampled in the Orco valley (Noasca) from the structurally deepest part of the GP. It is a coarse-grained, poorly deformed porphyritic granite that was once interpreted as the deepest anatectic rock type of the massif (Michel 1953). It comprises quartz, large K-feldspar (perthitic orthose and microcline), albite, phengite and small stubby grains of zoisite; large magmatic biotites are still recognisable but largely replaced by metamorphic biotite and titanite.

ZH 00 06 is a medium-grained porphyritic granite dyke cross-cutting the banding of metasediments that was sampled on the eastern buttress of the Teleccio Dam. It occurs close to the place, now hidden, where sillimanite (replaced by Alpine kyanite) was diagnosed and interpreted as issued from pre-Alpine contact metamorphism (Callegari *et al.*, 1969). Old biotite is completely replaced by new biotite + phengite + titanite. Plagioclase is replaced by albite + epidote + zoisite. Large garnet appears and forms symplectite with quartz, together with many tiny euhedral garnets of metamorphic origin.

ZH 00 14 and ZH 00 15 are two porphyritic granites from the eastern bank of the Teleccio Dam closely associated to form a magmatic breccia. The apparently older rock type (ZH 00 14) is light in colour and slightly deformed whilst the younger one - cement of the breccia - is grey and shows a magmatic fluidality (ZH 00 15). The light granite (ZH 00 14) is composed of quartz and large perthitic K-feldspars with superimposed euhedral albite. Large garnets are broken and retrogressed (chlorite). Magmatic biotite is replaced by white mica and newly crystallised small biotite. The grey granite (ZH 00 15) shows re-crystallised quartz and albite in small grains. Large perthitic K-feldspars are invaded by quartz and albite. Garnet is retrogressed but many small euhedral garnet crystals occur in the re-crystallised matrix.

(ii) Metavolcanics and possible older granitoids

ZH 98 14 is a presumed metarhyolite from the “série de Bonneval” at Piedmontet. It is a pale green albite-phengite gneiss where occasional rhyolitic corroded quartz have been observed.

Sample ZH 00 13 is a presumed older non-porphyritic granite from Piano delle Agnoletto near Bivacco Carpano. It is a grey to brown, aphyric and medium-grained massive gneiss. Field evidence – a massive gneiss unit interlayered within metasediments - suggested that this rock-type could have derived from a magmatic rock predating the main GP orthogneiss. The rock is an albite-bearing gneiss with abundant quartz associated with biotite, phengite, garnet, clinozoisite and zoisite, titanite and no K-feldspar.

3. Geochronology

3.1 Analytical procedures

Two complementary approaches were used: isotopic dilution - thermo-ionic mass spectrometry (IDTIMS) and SHRIMP. For the TIMS technique only tiny zircon needles containing occasional magmatic inclusions were used. The maximum size of the analysed needles was 100 µm long and less than 10 µm in width and thickness. Average weight of single needles was 1.2 µg for sample 13 and in the range 3-7 µg for samples 05 and 15. On the contrary, stubby prisms were selected for the ion probe dating because preliminary SEM investigations had shown that zoned magmatic overgrowths were present around inherited cores.

Isotopic dilution - After selecting the zircon, sample dissolution, chemical preparation and mass spectrometry follows the technique described in Paquette and Pin (2001). Total blanks were 10-15 pg for Pb and less than 1 pg for U during the analytical period. The U-Pb isotopic results were performed on a VG Sector 54-30 mass spectrometer in a multi-collector static mode, ^{204}Pb was simultaneously measured with a Daly detector ion-counting system. Individual fraction ellipse errors (2σ) and regression calculations were determined using the PbDat 1.24 and Isoplot/Ex 2.49 programs respectively (Ludwig, 1993 and 2000). Age

uncertainties are quoted at the 2σ level. The decay constants used for the U-Pb system are those determined by Jaffey *et al.* (1971) and recommended by the IUGS (Steiger and Jäger, 1977).

SHRIMP dating - Zircons were analysed at the Australian National University using SHRIMP II. The SHRIMP data have been reduced in a manner similar to that described by Compston *et al.* (1992) and Williams and Claesson (1987). U/Pb in the unknown samples were normalised to a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ value corresponding to the 416.8 ± 1.1 age of the Temora 1 standard (Black *et al.*, 2003). U and Th concentrations were determined using the same standard. Corrections for common Pb were made using the measures $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios and the relevant model Pb compositions after Cumming and Richards (1975). Uncertainties in the isotopic ratios and ages in the data table (and in the error bars in the plotted data) are reported at the 1σ level, but final ages on pooled data sets are reported as weighted means with 95% confidence limits. All age calculations and statistical assessment of the data have been done utilising the geochronological statistical software package Isoplot/Ex (Ludwig, 2000).

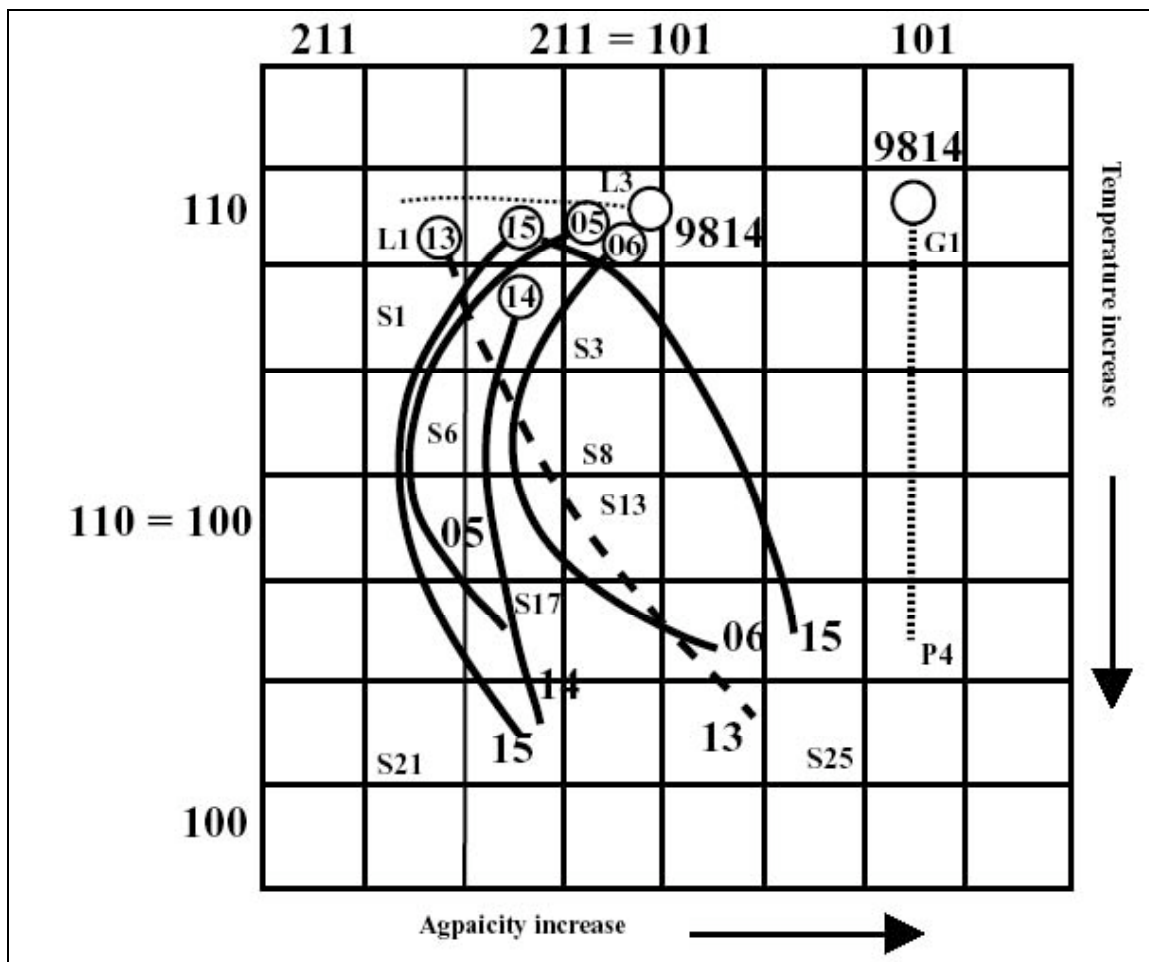


Figure 3.- Pupin's diagram. X corresponds to the ratio between 211 and 101 pyramids; Y is the ratio between 110 and 100 prisms. Figures in the grid are the crystal types according to Pupin (1980). Full line trends correspond to the orthogneiss samples, dashed lines correspond to the non granitic samples.

3.2 Results (Tables I and II)

Gran Paradiso orthogneisses

ZH 00 05 - Zircons are euhedral and their morphological types (Pupin, 1980) show a typical calc-alkaline to anatectic trend with dominant S6-S12-S17 types (**Fig. 3**). SEM images do not show any evidence of Alpine overgrowth but a regular magmatic envelope surrounds inherited cloudy cores. IDTIMS results for this sample are not quite concordant (**Fig. 4a**). The discordia (3 fractions) yields an imprecise lower so we chose to use the age of UHP metamorphism (ca. 35 Ma) as determined in the Dora Maira massif (Rubatto and Gebauer,

1999) to anchor the discordia line. The upper intercept age of $277.7 \pm 3.3 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.17$) is interpreted as the crystallisation age.

ZH 00 06 - Separated zircons are sometimes rounded and turbid but many grains are perfectly clear and show magmatic inclusions. SEM images show inherited cores and external magmatic zoning. Pupin's typology indicates a calc-alkaline to sub-alkaline tendency (S7 and S2 dominant - **Fig. 3**). The SHRIMP results (**Fig. 4bc**) do not show a coherent grouping for the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ almost concordant ages probably because the primary beam was low and somewhat unstable during the analyse. However, if we exclude the obviously inherited points (7, 8, 9) a discordia indicates an upper intercept $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of $273 \pm 36 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.52$). The corresponding lower intercept at 46 Ma is not significantly different from the figure adopted for the preceding sample. Concerning $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages, the grouping is not very good: 8 points indicate a preliminary average of $264 \pm 7 \text{ Ma}$ ($MSWD = 7,4$).

ZH 00 14 - Zircons are euhedral, often rich in inclusions and show a calc-alkaline typology (S2, S7, S12, S17 types are dominant - **Fig. 3**). Twenty points were analysed with the SHRIMP on magmatic zoned domains and cores from sample ZH 00 14 (**Fig. 4de**). Three cores (12-1, 9-1 and 15-1) correspond respectively to ages ca. 400, 600 and 1900 Ma. The seventeen remaining points are grouped and almost concordant, they define a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age (weighted average) of $272 \pm 4 \text{ Ma}$ ($MSWD = 1.9$). Of these points, eight form a more coherent group that corresponds to an age of $271 \pm 2 \text{ Ma}$ ($MSWD = 1.34$). On a Tera-Wasserburg plot (ratios uncorrected for common lead), the seventeen points are aligned and show a restricted lead loss. The lower intercept at $284 \pm 10 \text{ Ma}$ indicates a maximum age for the crystallisation of the zircons.

ZH 00 15 - Zircon occurs as stubby prisms and thin needles. The main types are S6 and S12 (**Fig. 3**) usually attributed to a calc-alkaline trend, but some grains (S10-S16) are close to a sub-alkaline tendency (inheritance?). IDTIMS results for sample ZH 00 15 (**Fig. 4f**) concern three discordant fractions of tiny needles. The points are aligned but too close to define correctly a discordia. If anchored, as the preceding samples, at 35 Ma, the upper intercept yields an age of $273.8 \pm 3.4 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.39$). This age is considered as the crystallisation age of the last crystallised magmatic zircons.

Metavolcanics and possible older granitoids

ZH 98 14 - Zircon types are dominantly alkaline (P3 to P1) but some L types imply a part of anatectic contamination (**Fig. 3**). SHRIMP results include 17 points that are aligned on a discordia line (**Fig. 4g**) with an upper intercept at $270 \pm 20 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.75$). Three points (12-1, 9-1 and 15-1) may correspond to an inheritance. A group of 7 points is clustered on the concordia and the corresponding mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age is $271 \pm 2,5 \text{ Ma}$ ($MSWD = 1,7$) that is retained as the best estimate for the crystallisation age.

ZH 00 13 - Zircon population includes slightly rounded shapes suggesting xenocrysts or metamorphic grains. However, the ubiquity of a magmatic regular zoning observed on SEM images and especially the presence of thin euhedral needles with magmatic inclusions, suggests a magmatic origin for that rock with probably a lot of inheritance. On Pupin's diagram, the trend is clearly calc-alkaline (S13 dominant) with a possible sub-alkaline source (**Fig. 3**). Inherited cores are obvious on the SEM back-scattered images of many stubby prisms, it is why only the thin needles have been analysed.

Four fractions of euhedral tiny needles were analysed by IDTIMS (**Fig. 4h**). They define a discordia with an upper intercept at $280 \pm 13 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.64$) and lower intercept at $59 \pm 220 \text{ Ma}$. If the lower intercept is anchored at 35 Ma the upper intercept is well defined at $279 \pm 5 \text{ Ma}$ ($MSWD = 0.11$). This age is believed to represent a volcanic or plutonic event, slightly predating the main granite intrusion. If the protolith is not a granite or a volcanite, the zircon source was very close and homogeneous suggesting that a large part of the Gran Paradiso pre-granite metasediments was derived from magmatic sources of almost the same age than the cross-cutting granites.

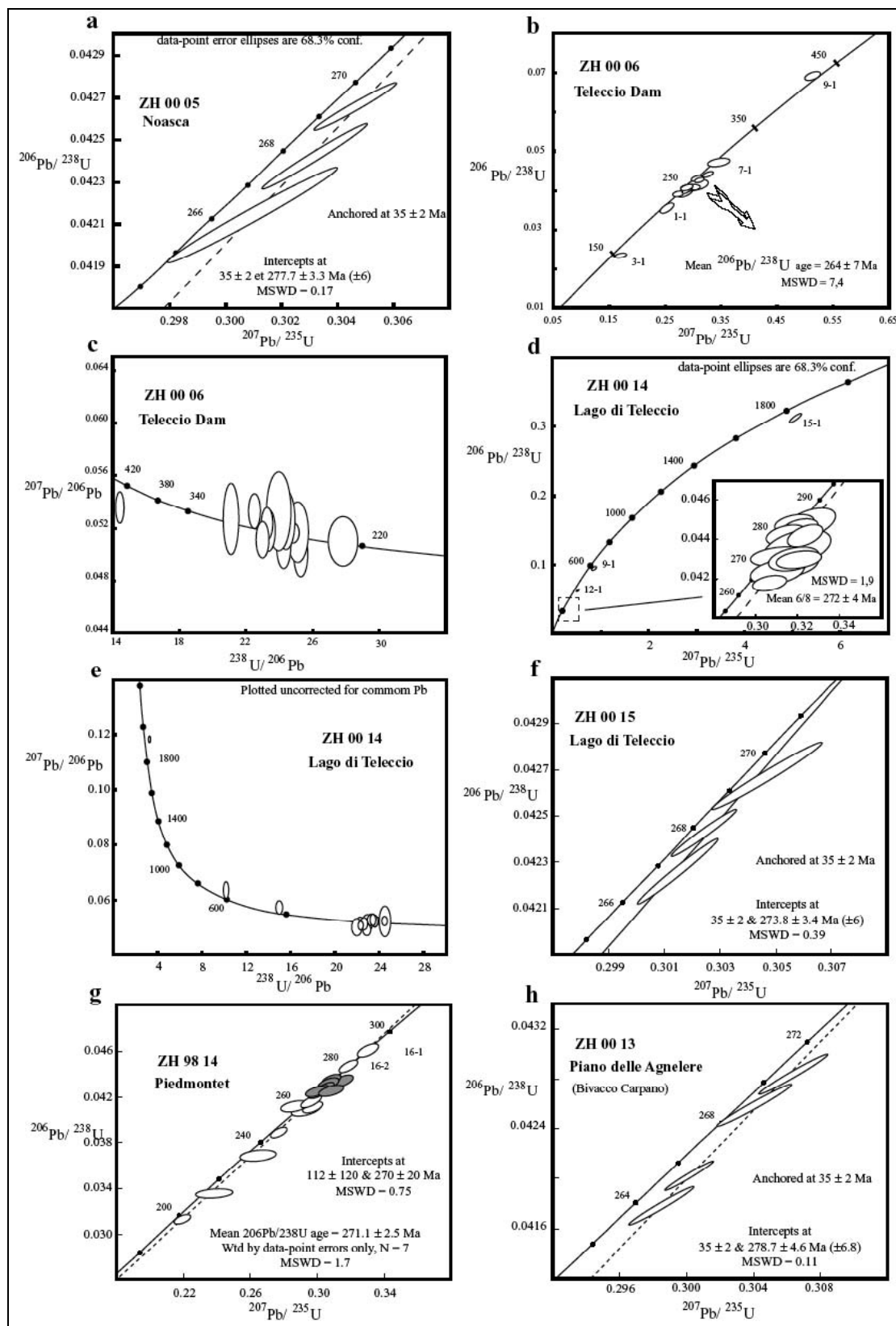


Figure 4.- SHRIMP and TIMS diagrams: a) TIMS concordia diagram, Noasca orthogneiss (ZH0005); b) SHRIMP concordia diagram, Teleccio dam granite dyke (ZH0006); c) Tera-Wasserburg diagram, Teleccio dam granite dyke (ZH0006); d) SHRIMP concordia diagram, lago di Teleccio (ZH0014) with enlargement of the lower intercept; e) Tera-Wasserburg diagram, Lago di Teleccio (ZH0014); f) TIMS concordia diagram, Lago di Teleccio (ZH0015); g) SHRIMP concordia diagram, Piedmontet (ZH9814); h) TIMS concordia diagram, Piano delle agnelere (ZH0013).

4]. Discussion and conclusions

Combining in the same study two complementary approaches – ion probe and isotopic dilution - allowed to obtain results from complexly zoned zircons and to use recent improvements of the conventional approach for dating tiny zircons needles (Paquette and Pin, 2001). By selecting for the TIMS zircon sets comprising only very thin and translucent needles, where bubbles and channels can often be observed, our choice proved successful in demonstrating new abilities, even in difficult cases, of the conventional method. The only shortcoming is the precision because the very small size of the analysed grains prevents any abrasion usually efficient to produce concordant results. Taken together, our results might suggest that the SHRIMP method yields ages estimates slightly younger than the conventional approach does (**Fig. 5**). It is especially the case for the two samples 14 and 15 where field evidence shows that 15 should be a little younger than 14. The obtained figures are the reverse and the TIMS age of sample 15 (273.8 Ma) is slightly older than the SHRIMP age of the 14 (272 Ma), but anyway the difference is very small and within errors margins.

Whatever the remaining analytical uncertainties, the Permian age of the bulk of GP orthogneisses is now confirmed and also a similar age for part of the surrounding gneisses. We did not find any evidence for pre-Permian material in the massif, the only remaining evidence for a pre-Permian tectonic and metamorphic evolution being found in the banded and folded enclaves within the less deformed granites (older tectonic event or syn-emplacement deformation?). Except for contact metamorphism (Callegari *et al.*, 1969; Le Bayon and Ballèvre, 2004), no pre-Alpine meetamorphic assemblage has been precisely defined so far in GP.

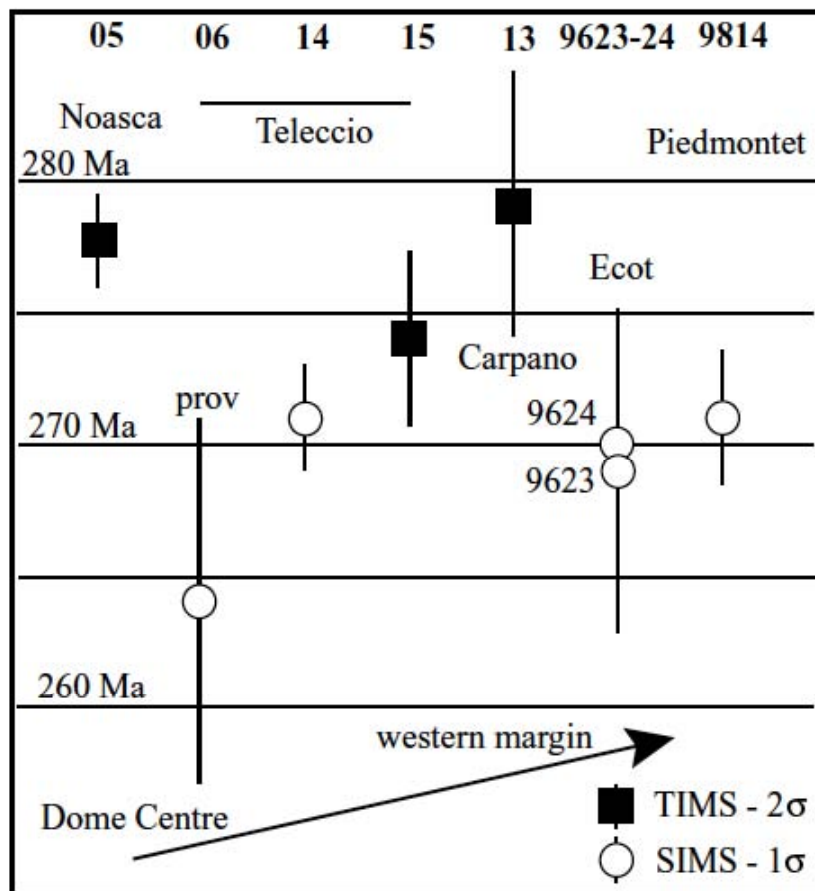


Figure 5.- A synthesis of U-Pb ages in the Gran Paradiso.

In the other Piemont gneiss domes, the numerous Permian ages have been presented above. By contrast, in Variscan Europe, Permian magmatism and especially plutonism is not so frequent and, when present, corresponds to alkaline intrusives emplaced during late Variscan extension and transtension. Admitting the allochthonous character of Briançonnais and Piemont basements with respect to Europe (Stampfli *et al.*, 1998), such an extensive Permian magmatism may suggest either an Apulian or a Corsican signature. Volcanics of that age are widespread in the Southern Alps domain and Variscan Corsica also comprises large Permian plutons (Paquette *et al.*, 2003).

Recent reviews on the Permian formations evidenced that 275 Ma was a time of major changes. In the Variscan Europe, west of the Alpine arc, Permian deposits are present in about 45 small, disconnected basins (Broutin *et al.*, 1994). Only non-marine formations, typically graben infillings, were deposited in the frame of the decaying Variscan chain. Frequent volcanic intercalations have revealed two magmatic episodes. Calc-alkaline magmatism dominated during the 340-275 Ma period, followed by alkaline to transitional magmatism during the 275-235 period.

In Western Alps, poorly dated Permian-like formations are probably also subject to facies diachronism within several Carboniferous-Permian basins known along ECM (Aprahamian and Gibergy, 1966). The best developed Permian-looking series in the W-Alps, ~2 km-thick, is located in the Briançonnais domain, at Roche Château (Fabre and Feys, 1966). The formation begins with "Eo-Permian" clear-coloured silicoclastic deposits rich in lacustrine limestone lenses and andesitic volcanics, unconformably capped by "Neo-Permian" red conglomerates and intercalated rhyolite lavas. The "Neo-Permian" grades to a pre-Anisian marine formation that consists in white, well-bedded sandstone. A similar sequence exists in N-Vanoise, defined again by limestone lenses near its base, a map unconformity at middle height and grading-up to infra-Triassic quartzites. Scarce available ages (Bussy *et al.*, 1996) suggest that for the Briançonnais Permian formations, deposition might have taken place almost entirely after 275 Ma.

The Permian patterns of the inner side of the Alpine arc have also been recently reviewed (Cortesogno *et al.*, 1998) especially in the Southern Alps from Ivrea to the Carnic Alps where magmatic rock ages range from 286 to 262 Ma. Such ages fit well with some Sesia-Dent Blanche protolith ages (~280-290 Ma) and with the slightly younger available ages from the Penninic domain (264-279 Ma, this study). Two "tectono-magmatic and sedimentary" cycles have been proposed. The older one, during Late Carboniferous to Early Permian times comprises volcanics of calc-alkaline affinities (dacite, andesite, rhyolite) that might have been controlled by late orogenic collapse of the Variscan orogen. Corresponding sediments are mainly continental in the western part, mainly marine further East in the Carnic Alps and Slovenia. These Early Permian formations are everywhere unconformably covered by fluvial red clastics deposits of the younger cycle, with again marine influences in the East. Magmatic rocks attributed to the younger cycle are alkaline to transitional and might indicate a pre-Tethysian extensional context.

If we now compare the pre-alpine paleogeographic domains, there is no or very little Permian magmatism in the Helvetic domain (ECM), widespread Permian shallow intrusions, volcanics and volcanic-derived deposits in the Briançonnais zone and widespread Permian magmatism in the Ivrea zone and Apulian plate-derived terranes. It is thus tempting to correlate the ICMPs (GP, MR and DM) to the Apulian plate rather than to the European plate – the common interpretation for these massifs. However, there exists a third possibility. We have shown that the Briançonnais domain was characterised by large clastic and volcanic formations, dated from the end of Permian to lower Triassic and comprising the well-known "verrucano" of felsic volcanic origin. There is thus a strong possibility that the Piemont gneiss domes could represent either the eastern edge of the Briançonnais micro-continent, or a different terrane initially located in between Briançonnais and Apulia, under a thick, now detached or eroded Mesozoic cover. In such a case, the occurrence of Briançonnais-type

formations at the bottom of the domes (Money, Pinerolo) is easily explained. Most of the proposed crustal sections – based on an European origin for the Piemonte gneiss domes - are assuming that the European crust, after being subducted was exhumed like a jumping carp from below and behind the Briançonnais units. This implies that the Briançonnais domain was always contiguous to the European plate even if separated by a short-lived ocean (Valais). It is more difficult to explain why Briançonnais units and Piemonte basement domes are always separated by strips of oceanic-derived rock units. All these features are unfortunately happening in the area of the seismic profiles where the crust is almost transparent and where no precise geometry can be drawn. Such assumptions are obviously compatible with an exotic origin for the Briançonnais terrane (Stampfli *et al.*, 1998) and with the growing evidences for a Proterozoic, peri-Gondwana “Hun” superterrane (von Raumer *et al.*, 2003 and references therein). Linking the Piemonte basements with the Briançonnais rather than with the European plate, simplifies the geometric and kinematic problems of their today position. It may also simplify the arguments about the age problem (ca 35 Ma) for the HP and UHP metamorphic units in the Piemonte because, in that case, it is easier to relate HP to the Valaisian subduction (the youngest) rather than to the Piemonte-Liguria subduction.

Acknowledgments

CNRS (UMR 5025: Grenoble-Chambéry and UMR XXXX: Clermont-Ferrand), Université de Savoie, Parco Nazionale del Gran Paradiso (Daniele XXX). Staff ANU. Gabriel for help during sampling in the Teleccio area.

References

- Aprahamian, J. and Gibergy, P. (1966): Présence de débris d'ignimbrites dans les grès permien des Rouchoux (bordure sud-ouest du Pelvoux, Isère). *C.R. Acad. Sci.D.*, 262, 14, 1505-1508.
- Ballèvre, M. (1988): Collision continentale et chemins P-T: l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes occidentales). *Mém. Doc. Centre Armoricaïn d'Étude Structurale des Socles Rennes*, 19, 340 p.
- Bearth, P. (1952): Geologie und Petrographie der Monte Rosa. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, n.F. 96, 94 p.
- Bertrand, J.-M. (1968): Étude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géol. Alpine*, 44, 55-87.
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. and Gattiglio, M. (2000): SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemonte). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 80, 225-248.
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Aleinikoff, J.N., Davis, D.W., Korsch, R.J. and Foudoulis, C. (2003): TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. geol.*, 200, 155-170.
- Borghini, A., Compagnoni, R. and Sandrone, R. (1994): Evoluzione termo-tettonica alpina del settore settentrionale del massiccio del Gran Paradiso (Alpi Occidentali). *Atti Tic. Sci. Terra, Pavia Spe. ser.*, 1, 137-152.
- Broutin, J., Cabanis, B., Châteauneuf, J.-J. and Deroin, J.-P. (1994): Évolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe): implications paléogéographiques au Permien inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 165, 163-179.
- Brouwer, F.M., Vissers, R.L.M. and Lamb, W.M. (2002): Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143, 450-470.
- Bussy, F. and Cadoppi, P. (1996): U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 217-233.
- Bussy, F., Sartori, M. and Thélin, P. (1996): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 81-84.
- Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J. and Martinotti, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 163-168.
- Callegari, E., Compagnoni, R. and Dal Piaz, G.V. (1969): Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 59-69.
- Chopin, C. (1979): De la Vanoise au massif du Grand Paradis. Une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. *Unpubl. mem., Thèse 3ème cycle Univ. Paris 6*, 188 p.
- Compagnoni, R., Elter, G. and Lombardo, B. (1974): Eterogeneità stratigraphica del complesso degli "Gneiss Minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Mem. Soc. Geol. It.* 13, suppl.1, 227-239.
- Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zhang, Z. and Ma, G. (1992): Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian timescale. *J. Geol. Soc. London*, 149, 171-184.
- Cortesogno, L., Cassinis, G., Dallagiovanna, G., Gaggero, L., Oggiano, G., Ronchi, A., Seno, S. and Vanossi, 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.
- Cumming, G.L. and Richards, J.R. (1975): Ore lead isotopic ratios in a continuously changing Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 155-171.
- Delle Piane, L., Perello, P., Compagnoni, R., Baietto, A., Momo, P. and Rolfo, F. (2002) Metamorphic and structural evolution of the Gran Paradiso massif in the Orco valley, western Italian Alps. 81a Riunione estiva della Soc. Geol. Ital., Torino, 131-132.
- Engi, M., Scherrer, N.C. and Burri, T. (2001): Metamorphic evolution of pelitic rocks of the Monte Rosa nappe: Constraints from petrology and single grain monazite age data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 81, 305-328.
- Fabre, J. and Feys, R. 1966: Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leurs rapports avec le Verrucano de Briançon et les "Permien" de Maurienne et de Tarentaise. *Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, settembre 1965*, 143-169.
- Froitzheim, N. (2001): Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps—A new working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 604-614.
- Giorgis, D., Thélin, P., Stampfli, G. and Bussy, F. (1999): The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 381-378.
- Guillot, F., Ploquin, A., Raoult, J.F. and Peruccio-Parison, M.D. (1986): Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellocôte; arguments pour un âge antéhouiller. *C.R. Acad. Sci. II*, 303, 1141-1146.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, É. and Baudin, T. (2002): Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (Internal W-Alps). *Int. J. Earth Sci.*, 91, 964-978.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C. and Essling, A.M. (1971): Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physics Review Section C, Nuclear physics*, 4, 1889-1906
- Köppel, V. and Grünenfelder, M. (1975): Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of high temperature metamorphism, a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 55, 129-132.
- Le Bayon, B. and Ballèvre, M. (2004): Field and petrological evidence for a Late Paleozoic (Upper Carboniferous-Pemian) age for the Erfaulet orthogneiss (Gran paradiso, Western Alps). *C.R. Geoscience*, 336, 1079-1089.
- Liati, A., Gebauer, D., Froitzheim, N. and Fanning, C.M. (2001): U-Pb SHRIMP geochronology of an amphibolitized eclogite and an orthogneiss from the Furgg zone (Western Alps) and implications for its geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 81, 379-393.
- Ludwig, K.R. (2000): SQUID 1.0, A user's manual: *Berkeley Geochronological Center Special Publication*, vol. 2, Berkeley CA, 17p.
- Marquer, D., Challandes, N. and Schaltegger, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes : Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 78, 397-414.
- Michel, R. (1953): Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). Unpublished thesis, Nancy, 287 p.
- Paquette, J.-L., Chopin, C. and Peucat, J.-J. (1989): U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 280-289.
- Paquette, J.L., Montel, J.M. and Chopin, C. (1999): U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *Eur. J. Mineral.*, 11, 69-77.
- Paquette, J.-L. and Pin, C. (2001): A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 176, 311-319.
- Paquette, J.-L., Ménot, R.-P., Pin, C. and Orsini, J.-B. (2003): Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chem. Geol.*, 198, 1-20.
- Pupin, J.-P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207-220.
- Rubatto, D. and Gebauer, D. (1999): Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 353-362.
- Schmid, S.M. and Kissling, E. (2000): The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, 62-85.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207-221.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. and Borel, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 296, 159-204.
- Vearncombe, J.R. (1983): High pressure-low temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 103-115.
- Vialon, P. (1966): Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes cottiennes, Italie. Unpubl. thesis, Grenoble, 293p.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M. and Bussy, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, 1-4, 7-22.
- Williams, I.S. and Claesson, S. (1987): Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II Ion microprobe U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 205-217.

Table 1.- SHRIMP data.

Table 1A: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample 06. Error in Standard calibration was 0.37% (not included in cited errors but required when comparing data from different mounts).

mount	locus	% ²⁰⁶ Pbc	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) 6/8 age	(2)/6/8 age	(1) 7/6 age	% Disc.	Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	err corr			
1	tip	0,05	339	55	0,17	10,5	227.8	±4.7	227.7	±4.8	245	±54	7	27.80	2.1	0.0511	2.4	0.0511	2.4	0.2534	3.2	0.03597	2.1	,665
1	tip	--	1544	64	0,04	52.5	250.3	±2.5	250.6	±2.5	205	±51	-22	25.26	1.0	0.0502	2.2	0.0502	2.2	0.2741	2.4	0.03959	1.0	,417
1	tip	0,31	1598	59	0,04	33.0	153.0	±1.8	152.6	±1.9	265	±86	42	41.62	1.2	0.0515	3.7	0.0515	3.7	0.1707	3.9	0.02403	1.2	,307
1	tip	0,05	2200	82	0,04	76.2	254.7	±2.4	254.5	±2.4	274	±22	7	24.82	0.96	0.05173	0.95	0.05173	0.95	0.2874	1.3	0.04029	0.96	,711
2	ct	0,07	226	45	0,21	7.75	252.1	±4.2	251.9	±4.2	278	±66	9	25.08	1.7	0.0518	2.9	0.0518	2.9	0.2850	3.4	0.03987	1.7	,505
1	ct	0,24	220	161	0,75	7.89	263.7	±5.4	263.1	±5.4	347	±83	24	23.95	2.1	0.0534	3.7	0.0534	3.7	0.307	4.2	0.04175	2.1	,492
1	ct	--	336	100	0,31	11.9	260.4	±2.9	260.6	±2.9	232	±52	-12	24.26	1.1	0.0508	2.3	0.0508	2.3	0.2887	2.5	0.04121	1.1	,447
1	ct	0,07	177	115	0,67	7.22	298.5	±4.1	298.3	±4.2	321	±76	7	21.10	1.4	0.0528	3.3	0.0528	3.3	0.345	3.6	0.04739	1.4	,387
1	tip	0,19	468	52	0,11	17.9	280.1	±2.8	279.6	±2.8	346	±37	19	22.51	1.0	0.05340	1.6	0.05340	1.6	0.3270	1.9	0.04442	1.0	,528
1	tip	--	398	30	0,08	23.7	431.4	±4.0	432.3	±4.1	357	±32	-21	14.45	0.96	0.05366	1.4	0.05366	1.4	0.5120	1.7	0.06921	0.96	,566
1	tip	--	403	41	0,10	15.1	274.4	±2.8	274.6	±2.9	252	±41	-9	22.99	1.0	0.05125	1.8	0.05125	1.8	0.3073	2.1	0.04349	1.0	,509
1	tip	0,04	472	41	0,09	17.3	269.9	±2.8	269.8	±2.8	283	±45	5	23.39	1.1	0.0519	2.0	0.0519	2.0	0.3062	2.2	0.04276	1.1	,474
1	ct	0,14	214	68	0,33	7.55	258.8	±3.9	258.4	±4.0	308	±70	16	24.41	1.5	0.0525	3.1	0.0525	3.1	0.297	3.4	0.04096	1.5	,450
1	tip	0,09	852	55	0,07	31.5	271.2	±2.5	271.0	±2.6	304	±35	11	23.27	0.95	0.05243	1.5	0.05243	1.5	0.3106	1.8	0.04297	0.95	,531

Table 1B: Summary of SHRIMP U-Pb data for zircons from sample 14. Error in Standard calibration was 0.57% (not included in cited errors but required when comparing data from different mounts).

mount	locus	% ²⁰⁶ Pbc	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1)6/8 age	(2)/6/8 age	(1)7/6 age	% Disc.	Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	err corr			
1	tip	0,10	442	38	0,09	17.0	282.6	±3.1	282.4	±3.2	316	±51	11	22.31	1.1	0.0527	2.2	0.0527	2.2	0.3257	2.5	0.04482	1.1	,452
1	tip	0,24	578	85	0,15	20.3	257.4	±1.9	257.3	±1.9	272	±59	5	24.50	0.73	0.0533	1.9	0.0517	2.6	0.2904	2.7	0.04074	0.74	,275
1	tip	--	630	47	0,08	24.0	279.0	±2.1	279.1	±2.1	266	±43	-5	22.61	0.76	0.05155	1.9	0.05155	1.9	0.3144	2.0	0.04423	0.76	,379
1	tip	0,24	396	83	0,22	14.6	271.5	±2.4	270.9	±2.4	355	±54	24	23.24	0.90	0.0536	2.4	0.0536	2.4	0.3180	2.5	0.04302	0.90	,354
1	tip	--	698	116	0,17	26.9	282.6	±1.9	282.7	±1.9	265	±42	-7	22.32	0.67	0.05154	1.8	0.05154	1.8	0.3184	1.9	0.04481	0.67	,346
1	ct	0,18	256	55	0,22	9.57	275.1	±3.8	274.6	±3.8	337	±69	18	22.94	1.4	0.0532	3.0	0.0532	3.0	0.320	3.3	0.04359	1.4	,418
2	?	0,21	985	104	0,11	35.4	264.0	±1.6	263.4	±1.6	337	±37	22	23.92	0.62	0.05319	1.6	0.05319	1.6	0.3066	1.8	0.04180	0.62	,354
1	tip	0,04	922	100	0,11	35.3	281.4	±1.7	281.3	±1.8	294	±37	4	22.41	0.63	0.05219	1.6	0.05219	1.6	0.3211	1.7	0.04462	0.63	,365
1	ct	0,30	803	321	0,41	29.6	271.2	±1.8	270.4	±1.9	375	±48	28	23.27	0.68	0.0541	2.1	0.0541	2.1	0.3205	2.2	0.04297	0.68	,304
1	ct	0,54	102	82	0,83	8.62	604.0	±8.9	600.9	±9.1	752	±65	20	10.18	1.5	0.0643	3.1	0.0643	3.1	0.871	3.4	0.0982	1.5	,450
1	tip	--	202	48	0,25	7.89	286.7	±3.8	287.1	±3.9	242	±84	-18	21.98	1.3	0.0510	3.7	0.0510	3.7	0.320	3.9	0.04549	1.3	,344
1	tip	0,21	204	61	0,31	7.15	257.9	±3.5	257.3	±3.7	330	±150	22	24.50	1.4	0.0530	6.5	0.0530	6.5	0.298	6.7	0.04081	1.4	,209
1	ct	0,36	211	47	0,23	12.1	415.7	±4.9	414.3	±5.0	527	±61	21	15.01	1.2	0.0579	2.8	0.0579	2.8	0.532	3.0	0.06661	1.2	,401
1	tip	0,08	744	61	0,08	27.6	272.3	±2.0	272.1	±2.1	299	±65	9	23.18	0.76	0.0523	2.8	0.0523	2.8	0.3112	2.9	0.04314	0.76	,260
1	tip	0,15	1261	111	0,09	47.9	278.8	±2.3	278.4	±2.3	332	±35	16	22.62	0.83	0.05308	1.5	0.05308	1.5	0.3255	1.7	0.04420	0.83	,477
1	ct	0,22	661	378	0,59	24.2	269.1	±3.5	268.5	±3.5	345	±47	22	23.46	1.3	0.0534	2.1	0.0534	2.1	0.3137	2.5	0.04263	1.3	,532
1	ct	1,34	772	63	0,08	207	1,753	±21	1,732	±23	1922	±13	9	3.200	1.4	0.11772	0.70	0.11772	0.70	5.072	1.5	0.3125	1.4	,887
1	tip	0,19	517	57	0,11	18.8	267.4	±2.5	266.9	±2.6	333	±58	20	23.61	0.96	0.0531	2.5	0.0531	2.5	0.3101	2.7	0.04235	0.96	,354
1	tip	0,28	509	65	0,13	18.7	269.7	±2.5	268.9	±2.6	365	±56	26	23.41	0.95	0.0539	2.5	0.0539	2.5	0.3172	2.6	0.04272	0.95	,360
1	tip	--	556	101	0,19	20.9	275.8	±2.5	276.4	±2.5	200	±57	-38	22.87	0.92	0.0501	2.5	0.0501	2.5	0.3020	2.6	0.04372	0.92	,511

Table 1C: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample 9814. Error in Standard calibration was 0.27% (not included in cited errors but required when comparing data from different mounts).

mount	locus	% ²⁰⁶ Pbc	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1)6/8 age	(2)/6/8 age	(1)7/6 age	% Disc.	Total ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±%	Total ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	err corr			
3	edg	0,10	827	72	0,09	30.9	274.3	±2.2	274.1	±2.2	310	±24	12	22.98	0.80	0.05334	0.78	0.05255	1.0	0.3150	1.3	0.04347	0.80	,609
2	tip	0,12	1400	128	0,09	51.5	270.0	±2.1	270.0	±2.1	271	±19	0	23.35	0.80	0.05266	0.58	0.05167	0.85	0.3047	1.2	0.04277	0.80	,687
1	tip	0,16	1329	542	0,42	47.6	262.9	±2.4	262.9	±2.4	266	±22	1	23.98	0.92	0.05288	0.64	0.05157	0.97	0.2960	1.3	0.04163	0.92	,691
1	tip	0,12	907	248	0,28	31.9	258.1	±2.0	258.0	±2.0	279	±34	7	24.45	0.78	0.05279	0.88	0.05186	1.5	0.2922	1.7	0.04086	0.79	,469
1	ct	0,14	1095	406	0,38	40.2	269.2	±2.0	268.9	±2.1	300	±32	10	23.42	0.78	0.05348	1.1	0.05233	1.4	0.3076	1.6	0.04264	0.78	,481
1	edg	0,32	800	172	0,22	29.3	268.5	±2.1	268.6	±2.1	261	±40	-3	23.44	0.80	0.05398	0.78	0.05145	1.7	0.3017	1.9	0.04253	0.81	,423
1	edg	0,12	2179	151	0,07	73.0	246.2	±1.8	246.0	±1.8	269	±19	8	25.66	0.76	0.05257	0.50	0.05162	0.82	0.2770	1.1	0.03892	0.76	,677
1	tip	0,10	1876	98	0,05	68.7	268.8	±2.0	269.0	±2.0	241	±16	-12	23.46	0.75	0.05182	0.52	0.05101	0.69	0.2995	1.0	0.04258	0.75	,738
1	ct	0,12	1258	66	0,05	44.6	260.2	±2.0	259.9	±2.0	301	±24	14	24.25	0.78	0.05330	0.67	0.05235	1.1	0.2973	1.3	0.04119	0.79	,590
1	ct	0,08	972	439	0,47	38.5	290.3	±2.2	290.3	±2.2	285	±22	-2	21.69	0.78	0.05267	0.72	0.05199	0.96	0.3302	1.2	0.04606	0.78	,631
1	ct	0,09	874	302	0,36	33.6	282.0	±2.2	282.1	±2.2	271	±19	-4	22.34	0.78	0.05237	0.74	0.05168	0.82	0.3186	1.1	0.04472	0.78	,690
1	ct	0,20	706	88	0,13	25.1	260.4	±2.1	260.7	±2.1	224	±46	-16	24.21	0.82	0.05220	1.0	0.0506	2.0	0.2877	2.2	0.04122	0.82	,382
1	tip	0,55	590	291	0,51	18.8	234.0	±2.0	233.6	±2.0	282	±57	17	26.91	0.84	0.05634	0.99	0.0519	2.5	0.2646	2.6	0.03696	0.85	,324
1	tip	0,16	1310	77	0,06	49.1	274.9	±2.1	275.0	±2.1	255	±22	-8	22.92	0.76	0.05263	0.62	0.05131	0.96	0.3082	1.2	0.04356	0.77	,625
1	tip	0,52	2153	145	0,07	62.6	213.5	±1.6	213.2	±1.6	256	±												

Table 2. TIMS data.

Sample	Weight mg	Nb grains	Weight ratios				Th/U	Atomic ratios						Apparent ages			Error corr.	Pb blank pg
			U ppm	common Pb ppm	Pb Tot ppm			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ *Pb/ ²³⁸ U a	2σ%	²⁰⁷ *Pb/ ²³⁵ U a	2σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb a	2σ%	²⁰⁶ 238	²⁰⁷ 235		
ZH05-1	0.033	5	736	0.12	30	neg	4283	0.04266	0.22	0.30459	0.39	0.05179	0.31	269.3	270	276±7.1	0.99	11
ZH05-2	0.033	9	587	0.16	24	neg	3128	0.04242	0.3	0.30314	0.52	0.05183	0.41	267.8	268.8	277.7±9.3	0.99	11
ZH05-3	0.009	9	1673	0.89	70	neg	1736	0.04214	0.44	0.3009	0.84	0.05178	0.69	266	267	275.9±16	0.99	15
ZH13-1	0.012	10	2652	10.6	116.7	neg	625	0.04202	0.18	0.30015	0.32	0.0518	0.25	265.3	266.5	276.8±5.7	0.99	11
ZH13-2	0.018	13	1501	2.03	66.6	neg	1419	0.04259	0.26	0.30403	0.48	0.05178	0.39	268.9	269.5	275.5±8.8	0.99	15
ZH13-3	0.017	15	1676	2.14	73.6	neg	1508	0.04284	0.24	0.30638	0.45	0.05187	0.36	270.4	271.4	279.6±8.2	0.99	15
ZH13-4	0.024	13	1278	0.9	51	neg	2202	0.04178	0.24	0.29847	0.43	0.05181	0.34	263.9	265.2	277.1±7.9	0.99	15
ZH15-1	0.043	12	950	0.22	39	neg	5264	0.04243	0.16	0.3024	0.25	0.05169	0.19	267.9	268.3	271.8±4.3	0.99	11
ZH15-2	0.025	9	873	0.33	35.4	neg	3002	0.04267	0.23	0.30467	0.43	0.05178	0.35	269.4	270	275.7±7.9	0.99	11
ZH15-3	0.056	20	849.6	1.81	36	neg	1106	0.04226	0.22	0.30149	0.32	0.05174	0.23	266.8	267.6	273.9±5.2	0.99	15

(*) corrected for fractionation, spike, blank and common lead (Stacey and Kramers 1975). All calculations done with Pbdat (Ludwig 2000).

III Synthèse: géodynamique varisque des Alpes

Variscan events in the Western Alps

by

F. Guillot and J.-L. Mansy

article en cours destiné à une synthèse à paraître dans *Geol. Soc. Spec. Publ.*

Introduction

The Western Alps being poor in Palaeozoic fossils remnants, radiometric dating has become an essential tool for deciphering Variscan events. A summary is drawn of the recent advances in Palaeozoic geochronology, mainly from U-Pb on zircon protolith ages of the basement rocks. Based on those results, a late Variscan reconstruction of the Alpine domain is proposed.

On a basement-only map of the W-Alpine orogen (fig. 1), the basement massifs of the various Alpine zones were classified after their main rock-type and age. Obviously each Alpine zone owns a definite basement pattern, a fact interpretable in two complementary ways.

First, the Alpine features might have been partly inherited from Variscan features. For example, the SW-NE strike of the External Crystalline Massifs at latitudes greater than N45° parallels the Variscan tectonic zones running from the French Massif Central up to the Vosges and Germany. However further to the South the present-day, arcuate shape of the chain postdates the main metamorphic episodes of the Internal realm because, relatively to stable Europe, palaeomagnetic data indicate post-Eocene counter-clockwise rotations about vertical axis growing from 47° near Briançon up to 117° in Liguria (Collombet et al. 2002 and refs. therein). Hence the preservation of Variscan directions cannot be defended everywhere.

Alternatively, contrasted basement patterns between the External realm (HE in fig.1) and the Internal zones (to the E of the Penninic Front) suggest that the latter represent allochthonous units of remote origin with respect to the former. In other words, the displacements along Alpine faults running sub parallel to the chain might have had an important strike-slip component, far greater than the range of the Alpine thrusts, rather of the order of the overall shortening. This question has been dealt up by Swiss authors (for a synthesis see von Raumer et al. 2003). Here we shall only recall an heritage common to all the Alpine zones: Proterozoic events with age groups around 600-700 Ma and 2 Ga, that were detected only in zircon cores and/or detrital zircon (Bertrand et al. 2000 and refs. therein), are of Gondwana affinities. Apart from that remote heritage common to the External and Internal realms, their Palaeozoic rock types and ages differ dramatically when comparing both sides of the Penninic Front.

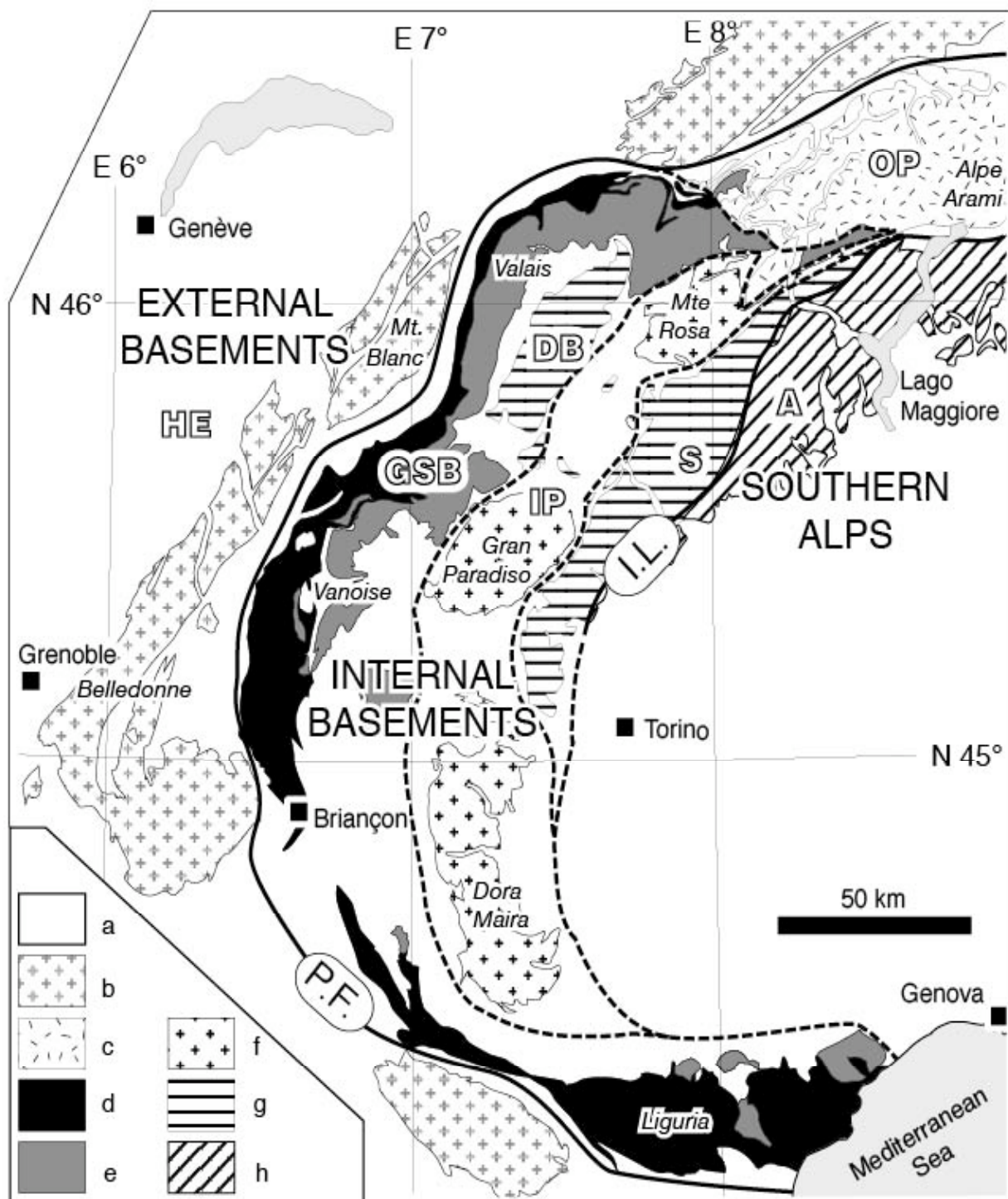


Fig. 1.- Map of pre-Alpine basement units in the western Alps (after Bigi et al. 1983; Schmid et al. 2004). - Alpine domain boundaries (thick lines) comprise the Penninic Front (P.F.) and the Insubric Line (I.L.). - Alpine tectonic domains: (HE) Helvetic=European plate, (OP) Outer Penninic of the Lepontine area, (GSB) Grand-Saint-Bernard and Briançonnais Middle Penninic, (IP) Internal Penninic, (DB)-(S) Dent Blanche klippe and Sesia zone, (A) Apulian plate -Rock age units: (a) post-Palaeozoic, (b) Viséan to Stephanian granites, (c) Permian granites [with ~35 Ma Alpine eclogite imprint plus ~30 Ma high-temperature imprint], (d) "Zone Houillère" Namurian to early Triassic silicoclastics (mostly Permian in Liguria), (e) Grand-Saint-Bernard basement units with 450-520 Ma ages, (f) Monte Rosa, Gran Paradiso and Dora Maira Permian orthogneisses [d to f with 35-40 Ma Alpine HP to UHP imprint] plus lower Palaeozoic patches, (g) Permian granulites of Sesia and Sesia-originated Dent Blanche klippen [with a 65 Ma Alpine eclogite imprint in Sesia] (h) Ivrea Permian lower crustals and lower Palaeozoic 'Serie dei Laghi' [both unaffected by Alpine metamorphism].

An External/Internal gap

The External Crystalline Massifs of the Helvetic realm comprise sparse remnants of Early Palaeozoic rocks (Schaltegger & Gebauer 1999) and dominant granites with three age groups: "ages recorded among the magnesian, magnesian-ferriferous and ferriferous intrusions vary from 343 to 332 Ma, 307 to 292 Ma and 305 to 293 Ma, respectively" (Debon & Lemmet 1999). Accordingly, the Coal Measures were deposited during the latest Carboniferous times, in elongated, narrow grabens related to late orogenic extension (e.g. in the Mt. Blanc massif, Capuzzo & Wetzel 2004). Permian and lower Triassic grits are also restricted to elongated basins and/or to thin series of continental character. The Tethyan transgressive deposits did not start before the late Triassic times.

By contrast, the Middle Penninic realm displays a thick Namurian to early Triassic silicoclastic megasequence. A several km-thick Coal Measures series of Namurian to Stephanian age ("Zone Houillère" in fig. 2; black pattern in fig. 1) outcrops almost continuously along the W-Alpine arc, succeeded by a thick variegated series rich in volcanic products among which some ignimbrites were dated at ~272 Ma in Valais (Bussy et al. 1996) and 278 Ma in Liguria (Cortesogno et al. 2003). Permian ages have also been found for granite plutons in both regions, respectively at 269 Ma and 294 Ma. The Permian variegated series passes upwards continuously to 300 to 500 m-thick quartzitic sandstones, attributed to early Triassic times, with marine characters of deposition (Guillot et al. 1994). A thick Triassic limestone megasequence follows, of Anisian to Carnian ages, a further palaeogeographic difference with the External realm.

The Grand-Saint-Bernard realm (GSB on figs.) was also characterised since 1991 (refs. hereafter) by a swarm of lower Palaeozoic ages between 450 Ma and 520 Ma in the basement massifs that border the Zone Houillère. The first belt following the Zone Houillère to the East (massif names from lat. N45°15' to N46°15' are "gneiss du Sapey", "Ruitor", "zone des Pontis", "Erggischhorn") displays high grade pre-Alpine metamorphic rocks; associated anatectic to calc-alkaline granitoids yielded 450-470 Ma ages while metavolcanics plot at ~470 Ma (Guillot et al. 2002). The Vanoise (equiv. to "zona interne", "Siviez-Mischabel", "Berisal complex"), next sub-zone to the East (fig. 2), contains bimodal volcanics associated to a thick series of black metapelites. No Variscan imprint can be ascertained because of the growing Alpine imprint of metamorphism and pervasive deformation. Protolith ages of felsic magmatic rocks fall in the range 480-520 Ma (Bertrand et al. 2000 and refs. therein) while the geochemical characters suggest an anorogenic tectonic setting (Cosma 1999; Beucler et al. 2000). Previously, the thick, black metapelites of Vanoise had been classically called Permo-Carboniferous but are rather attributable now to an early Palaeozoic period. Only two plutons of late Palaeozoic age were dated, at c. 358 Ma for a diorite body intrusive into the black metapelites of

Vanoise and at c. 325 Ma for a granite nearby the Zone Houillère, both having a calc-alkaline pattern (Bertrand et al. 2000). The only other age comparable to the External basement ones is a 331 ± 1 Ma U-Pb monazite age from a Ruitor HT-paragneiss near the Grand-Saint-Bernard pass (Bussy et al. 1996) which the authors considered as a Variscan age of metamorphism.

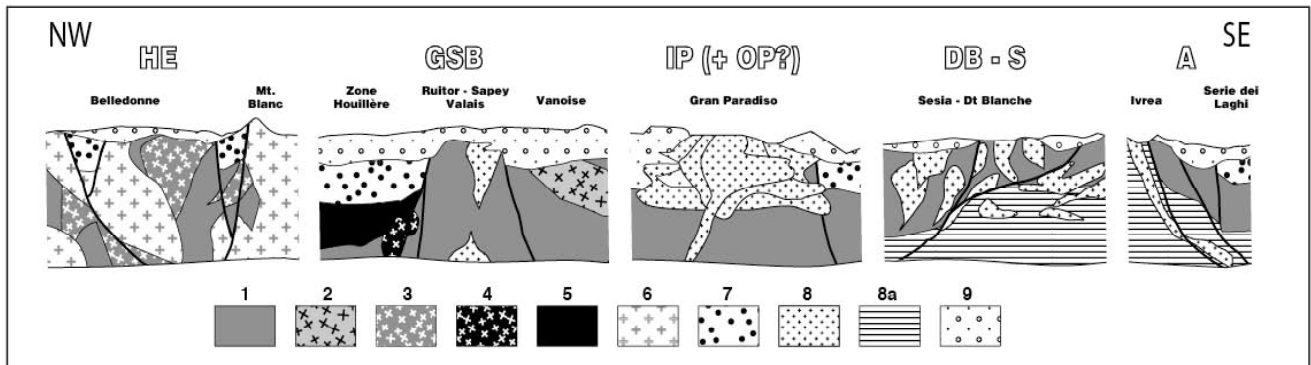


Fig. 2.- Late Permian sections of the Alpine domains. Domain names (HE, GSB,...) as in fig. 1. - Pre-Alpine protoliths (refs. in text): 1 Lower Palaeozoic rocks, 2 Tournaisian pluton, 3 Visean pluton, 4 Namurian pluton, 5 Namurian Coal Measures, 6 Westphalian-Stephanian granite, 7 late Upper Carboniferous to early Permian silicoclastics, 8 Permian pluton, 8a Permian exhumed lower crustals with underplated intrusives, 9 Permian grits and pelites.

From these results it can be stated that the Middle Penninic realm and the presently adjacent European plate have disconnected Variscan histories. That is in line with the strong differences between their Mesozoic and early Cainozoic evolutions. The easiest way to account for such differences is to postulate that several hundredths of kilometres of Tertiary, Alpine shortening and/or of Alpine strike-slip displacement were accommodated by the Penninic Front.

A Permian puzzle

We deal now with the rest of the Western Alpine basement massifs, grouping the Lepontine dome (OP in fig. 1), the Internal Crystalline Massifs (IP) and the Austro-Alpine Sesia zone (DB-S). There the Mesozoic and Cainozoic cover is poorly instructive, because of its extreme Alpine dismembering and deformation. Classically again, the basement rocks had been attributed a "Permo-Carboniferous or older" age. Luckily, the basement massifs have been thoroughly studied during the last 20 years because they host at least two geological VIPs: the Alpine ultra-high-pressure zones (Dora Maira, first discovered metamorphic coesite; Lago de Cignana coesite, near Mte Rosa; Alpe Arami olivine exsolutions: see a review in Chopin 2003) and the outcropping lower crust of the Ivrea

zone (A in figs.; Handy et al. 1999 and refs. therein). Such circumstances provided a wealth of petrologic research around the deep-seated metamorphisms, which incidentally unveiled basement ages.

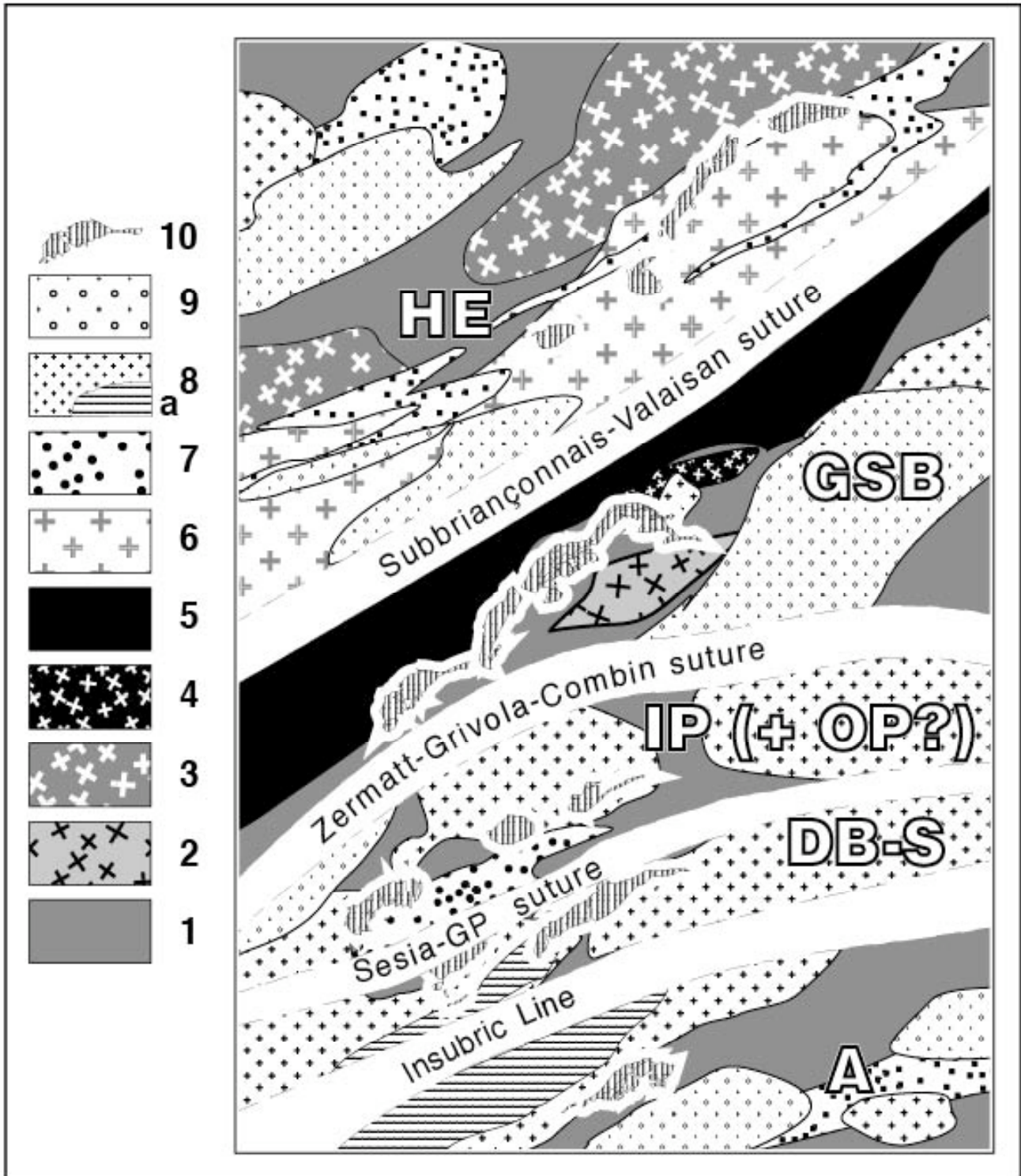


Fig. 3.- Tentative Late Permian map of the pre-Alpine basements of W-Alps. Key to symbols as in fig. 2, except: 10 present-day basement outcrop outlines after fig. 1.

A common feature to all those massifs now appears under the form of a swarm of Permian protolith ages, that is added to their common Alpine fate of high-pressure metamorphism. Lower Palaeozoic ages were also found, though less frequently than in the Middle Penninic basements. Again, Carboniferous ages are not frequent.

OP.- In the Outer Penninic (also called locally Lower Penninic) Lepontine dome, zircon U-Pb Permian ages (Romer et al. 1996) were first found around 280-290 Ma as remote upper intercept or imprecise lower intercept. SHRIMP data yielded 272 Ma ages for the Gruf complex of the Adula Nappe (Liati & Gebauer 2003). Dismembered Lower Palaeozoic remnants were also found at 518 Ma (Schaltegger et al. 2002).

IP- The Dora Maira protoliths were shown to be locally Early Palaeozoic and more frequently Permian in age (Bussy & Cadoppi 1996). The UHP-unit protolith age was estimated at 275 Ma (SHRIMP data, Gebauer & Rubatto 1998) while the Brossaco metagranite yielded a probably more precise conventional age of 304 ± 3 Ma (Paquette et al. 1999). Recently we have found only Permian ages for six rocks of the Gran Paradiso massif (~270 to 279 Ma, Bertrand et al., submitted), including granites and their volcanic hosts, where previous authors had generally seen a pre-Carboniferous basement intruded by Carboniferous granite. The Mte Rosa Furgg zone yielded a 272 Ma age together with a 510 Ma result (Liati et al. 2001).

S-DB- The Monte Mucrone granite has been dated near 290 Ma (Bussy et al. 1998). The Sesia zone granulite protolith yielded 296 to 257 Ma ages in the same outcrop (Vavra et al. 1996) suggesting a long and quiet period of MP-HT conditions. In Val Malenco to the East of the Lepontine dome, a Sesia-related unit contains granulitic metapelite that yielded similar results from 283 to 254 Ma (Hermann & Rubatto 2003). The same holds for the Dent Blanche klippen (Bussy et al. 1998; Monjoie 2004).

A- The age range is the same for the lower crustal underplating in the Ivrea zone (Vavra et al. 1999 and refs. therein), again suggesting a stable crust all along the Permian. Again, a background of lower Palaeozoic protoliths is present in the 'Serie dei Laghi' zone (near Lago Maggiore in fig. 1). Carboniferous ages are problematic, either imprecise or difficult to interpret.

Characterising the Internal Alpine domains by a dataset of Permian sedimentary, magmatic, and metamorphic events seems reasonable. Similar events have been reported in the Eastern Alps (Schuster et al. 2004). Forgetting the post 120 Ma history, the Palaeozoic units located to the E of the Penninic Front have greater affinities to the Austro-Alpine and South Alpine domains than to the European, External domain. The 120-0 Ma period is transitional in the sense that Alpine peak metamorphism affected first the Eastern Alps of Austria (120-80 Ma) before the Sesia Zone (76-65 Ma), long before reaching the Penninic realm (45-30 Ma) and the External zones (25-0 Ma).

From the Palaeozoic age range displayed by the various zones, and from the closeness of their Alpine histories, a graphical synthesis is proposed (fig. 3). Classical reconstructions of Swiss authors (Engi et al. 2004 and refs. therein) attribute the Outer Penninic basements to the European platform. They also frequently consider the Internal Penninic Basements as European crustals exhumed after an E-directed subduction. Here, relying on the basement patterns, we favour the converse hypothesis, considering the S- to E-dipping reflector that matches the Penninic Front as a post-Oligocene feature,

generated after the gross structure of the Internal realm was already achieved. The Outer Penninic basements, with their age pattern similar to the Internal Penninic ones (basement protolith ages as well as the Alpine UHP event around 35 Ma), might have pertained to the northernmost Apulian margin. Such a provocative proposal might prove to be sensible, or not. Whatever the answer, the age pattern available from the various Palaeozoic massifs, that constitute a major part of the W-Alpine rocks, has become an essential part of the palaeogeographic dataset.

References

- Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Guillot, F. & Armstrong, R., submitted: Permian zircon U-Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting Variscan events and Alpine tectonics. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* (submitted).
- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M. 2000: SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 80,3, 225-248.
- Beucler, M., Guillot, F. & Hernandez, J. 2000: Granophytic rocks of the Mont Pourri area (northern Vanoise, Savoie, France): lithostratigraphy and petrology. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 87,1, 29-60.
- Bigi, G., Castellarin, A., Coli, M., Dal Piaz, G.V., Sartori, R., Scandone, P. & Vai, G.B. 1983: Structural model of Italy. C.N.R., Italy, prog. final. geodin., G. Bigi, D. Cosentino, M. Parotto, R. Sartori & P. Scandone (eds) sheet1, 1:500,000 map.
- Bussy, F. & Cadoppi, P. 1996: U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76,2, 217-233.
- Bussy, F., Sartori, M. & Thélin, P. 1996: U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76,1, 81-84.
- Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J. & Martinotti, G. 1998: U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 78,1, 163-168.
- Capuzzo, N. & Wetzell, A. 2004: Facies and basin architecture of the Late Carboniferous Salvan-Dor  naz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology* 51,4, 675-697.
- Chopin, C. 2003: Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 212,1-2, 1-14.
- Collombet, M., Thomas, J.C., Chauvin, A., Tricart, P., Bouillin, J.P. & Gratier, J.P. 2002: Counterclockwise rotation of the western Alps since the Oligocene: new insights from paleomagnetic data. *Tectonics* 21,4, 10.1029/2001TC901016.
- Cortesogno, L., Gaggero, L., Molina, M., Paquette, J.-L. & Bertrand, J.-M. 2003: U-Pb dating of pre-Alpine granitoid rocks in the Ligurian Briançonnais internal Alpine basements: geochronological constraints on the metamorphic records. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice 6-11 apr., *Geoph. Res. Abstr.* 5, EAE03-A-10923.
- Cosma, L. 1999: Géologie et magmatisme pal  ozoique en Vanoise septentrionale (La Sauvire, Plan Richard). Implications géodynamiques. Unpubl. mem., Dipl. Géol. Min. Univ. Lausanne, 117 p.
- Debon, F. & Lemmet, M. 1999: Evolution of Mg/Fe ratios in Late Variscan plutonic rocks from the External Crystalline Massifs of the Alps (France, Italy, Switzerland). *J. Petrol.* 40,7, 1151-1185.
- Engi, M., Bousquet, R. & Berger, A. 2004: Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, Central Alps. *Mitt.   sterr. Miner. Ges.* 149, 157-173.
- Gebauer, D. & Rubatto, D. 1998: 35Ma old UHP-metamorphism of the Dora Maira Massif and other Tertiary HP- and UHP events in the Central and Western Alps : geodynamic consequences. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 78,1, 199-200.
- Guillot, F., Cibaj, I. & Delval, T. 1994: Depositional environments of the lower Triassic quartzites, Briançon zone, Seuil des Rochilles (Hautes-Alpes, France). *Ann. Soc. géol. Nord* (3)2,3, 97-107.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule,   . & Baudin, T. 2002: Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor Massif (Internal W-Alps). *Int. J. Earth Sci.* 91,6, 964-978.
- Handy, M.R., Franz, L., Heller, F., Janott, B. & Zurbriegen, R. 1999: Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland). *Tectonics* 18,6, 1154-1177.
- Hermann, J. & Rubatto, D. 2003: Relating zircon and monazite domains to garnet growth zones: age and duration of granulite facies metamorphism in the Val Malenco lower crust. *J. Metamorphic Geol.* 21,9, 833-852.
- Liati, A. & Gebauer, D. 2003: Geochronological constraints for the time of metamorphism in the Gruf Complex (Central Alps) and implications for the Adula-Cima Lunga nappe system. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 83,2, 159-172.
- Liati, A., Gebauer, D., Froitzheim, N. & Fanning, C.M. 2001: U-Pb SHRIMP geochronology of an amphibolitized eclogite and an orthogneiss from the

- Furgg zone (Western Alps) and implications for its geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 81,3, 379-393.
- Monjoie, P. 2004: The Mont Collon mafic complex (Austroalpine Dent Blanche nappe). Permian evolution of the Western European mantle. Thèse Doct. Univ. Lausanne, 198 p.
- Paquette, J.-L., Montel, J.-M. & Chopin, C. 1999: U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *Eur. J. Min.* 11,1, 69-77.
- Romer, R.L., Schärer, U. & Steck, A. 1996: Alpine and pre-Alpine magmatism in the root-zone of the western Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123,2, 138-158.
- Schaltegger, U. & Gebauer, D. 1999: Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79,1, 79-87.
- Schaltegger, U., Gebauer, D. & von Quadt, A. 2002: The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland): Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chem. Geol.* 186,3-4, 265-279.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97,1, 93-117.
- Schuster, R., Koller, F., Hoeck, V., Hoinkes, G. & Bousquet, R. 2004: Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, metamorphic evolution of the Eastern Alps. *Mitt. Österr. Miner. Ges.* 149, 175-199.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. & Compston, W. 1996: Multiple zircon growth and recrystallisation during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps) an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 122,4, 337-358.
- Vavra, G., Schmid, R. & Gebauer, D. 1999: Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.* 134,4, 380-404.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M. & Bussy, F. 2003: Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 1-4, 7-22.

IV Travaux en cours

**Structural evolution of the "Zone Houillère Briançonnaise" : cross sections along
the Arc valley
(French Western Alps)**

*Jean-Michel Bertrand, François Guillot, Jean Macaudière,
Anne-Marie Boullier, Thierry Delval, Frédéric Le Fur
& Laurent Aillères*

- JMB: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines LGCA-CNRS, Campus universitaire, Université de Savoie, F73376 Le Bourget-du-Lac cedex. Email: Jean-Michel.Bertrand@univ-savoie.fr
- FG: Laboratoire Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires, Université des Sciences et Techniques de Lille, F59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. Email: Francois.guillot@univ-lille1.fr
- JM: Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques CRPG-CNRS, BP 20, F54501 Vandoeuvre-lès-Nancy Cedex. Email: macaudi@crpg.cnrs-nancy.fr
- AMB: Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique LGIT-CNRS, Maison des Géosciences Maison des Géosciences BP53X, F38041 Grenoble Cedex Email: Anne-Marie.Boullier@obs-ujf-grenoble.fr
- TD: 5 rue Louis Lumière, 59700 Marcq-en-Barœul. Email: thierrydelval@wanadoo.fr
- FLF: Geoservices, BM1 – 311, 7 rue Isaac Newton, F93000 Le Blanc Mesnils, Email: frederic.lefur@geoservices.com
- LA: Australian Crustal Research Centre, Department of Earth Sciences, Monash University, VIC3168 Clayton, Australia. Email: laurent@earth.monash.edu.au

Key words: Western Alps, Penninic domain, Carboniferous, Briançonnais, Alpine deformation

ABSTRACT

East of the Penninic and "Briançonnais" fronts, the "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB) comprises several lithological formations that underwent distinctive deformation and metamorphic evolution. To the West, close to the Briançonnais front, a low-grade assemblage, the Encombres Unit (EU made of Carboniferous, Permian and Triassic formations) shows an east-dipping schistosity and is separated from the rest of the ZHB by a late vertical fault. This fault can be mapped continuously from the Isère river to the Arc river valleys. East of this fault, the tectonic pattern changes dramatically with the ubiquitous refolding of the main schistosity and an increase in metamorphic recrystallisation. The Brequin formation, Westphalian in age, is affected by several phases of folding: a lower greenschist facies S2 schistosity is refolded by F3 open folds and affected by west-dipping normal shear zones. The La Praz formation, where S2 is dominant, comprises a presumed Namurian to Westphalian formation. The Stephanian conglomerates of the Péclelet formation and the Sapey gneiss Unit (SGU) forms refolded imbricates in the NE part of the study area. The tectonic contact between the Péclelet formation and the Sapey gneiss is pre-D3 to pre-D2. In the Chavière tectonic Zone (CTZ), pre-D2 tectonic contacts separate the ZHB from the Vanoise high-pressure Mesozoic formations and underlying basement. Except for the D1 metamorphic conditions the Vanoise and the ZHB share a very similar structural and kinematic evolution. This is characterised by an overall post-HP pure shear regime under greenschist facies conditions (D2 event) resulting in flattening fabrics and ending with extensional shear zones both West and East-directed. We propose that such a pattern is more consistent with a post HP exhumation collapse than with the classically advocated thrust and backthrust evolution.

RESUME

A l'Est des Fronts Pennique et Briançonnais, la Zone Houillère Briançonnaise (ZHB) comprend plusieurs formations lithologiques qui ont subi des évolutions tectoniques et métamorphiques différentes. A l'Ouest, près du front Briançonnais, l'unité des Encombres (UE) est peu métamorphique et constituée de Houiller, de Permien et de Trias avec une schistosité à pendage vers l'Est. Elle est séparée du reste de la ZHB par une faille verticale continue entre l'Isère et l'Arc. La formation du Brequin, d'âge Westphalien, est polyplissée: la schistosité principale (S2), à pendage vers l'Ouest, y est déformée par des plis P3 ouverts, et par des plans de cisaillement peu inclinés en faille normale vers l'Ouest. La formation de La Praz à schistosité S2 prédominante, est constituée de Namurien-Westphalien inférieur présumé. Les conglomérats stéphaniens de la formation de Péclelet et l'unité des gneiss du Sapey (SGU) constituent des écailles tectoniques replissées au NE de la zone étudiée. Le contact entre la formation de Péclelet et les gneiss du

Sapey est un contact tectonique ante-D3 à ante-D2. Dans la "cicatrice" de Chavière (CTZ), les contacts tectoniques ante-D2 séparent la ZHB des formations mésozoïques et du socle de Vanoise, à métamorphisme HP, qui s'enfoncent sous la ZHB avec une flèche d'environ 5 km. A l'exception du métamorphisme de HP (D1), nos observations montrent que la structure d'ensemble et l'évolution cinématique de la Vanoise et de la ZHB sont semblables. Elles sont caractérisées par un régime tectonique en aplatissement dans le faciès des schistes verts (événement D2) responsable des fabriques observées pour S2 évoluant de manière progressive vers des zones de cisaillement de sens opposé (W et E). Une telle évolution évoque plus le collapse subséquent à l'exhumation d'unités de HP que le modèle classique de chevauchement et rétrochevauchement.

(1) Introduction

The "Zone Houillère Briançonnaise" (ZHB) is the most external tectonic unit of the Penninic domain of the Western Alps. Its low-grade Upper Paleozoic sedimentary sequence where most of primary sedimentary features are preserved offers good conditions to study the geometry and kinematics of the Internal Alps (**Fig. 1**, insert). The aims of this paper are: (1) to propose new structural cross-sections north of the Arc River; (2) to precise the relationships of the ZHB with the neighbouring Vanoise and the significance of the Chavière tectonic zone (CTZ) and (3) to discuss a common tectonic evolution in Vanoise and ZHB.

The Carboniferous sequence lacks marker horizons for long distance correlation. To define rock units in the field, the relative abundance of coal, black schist, sandstone, grit, and conglomerate is the most obvious parameter. The stratigraphical attributions adopted in the Fabre's map (1961) and in the Modane 1/50000 sheet (Debelmas et al. 1989) were based on florae associations defined in the less metamorphic Briançon region (Barféty et al. 1995 and references therein). Fossil occurrences in the northern part of the ZHB are too scarce to constrain structural interpretations. We propose to define coherent we have tried, helped by previous attributions, to propose coherent litho-structural units in relying mainly upon their average lithology and associated structural and metamorphic style.

1.1 The Western and Eastern borders

To the west, the Penninic Front (PF) is a complex tectonic zone, outlined by a Priabonian flysch (discussion in Ceriani and Schmid, in press) that separates the External and Internal Alps:

- In the External Alps, the Helvetic (Dauphinois) Mesozoic sedimentary sequence forms the autochthonous to parautochthonous cover of the External Crystalline massifs where Variscan structures are preserved and where the climax of alpine deformation and metamorphism is Miocene in age.

- In the Internal Alps, the Penninic (Briançonnais) domain comprises a pre-Carboniferous (pre-Namurian) basement strongly reworked during the alpine event, a wide Carboniferous to Permian basin (ZHB) and Mesozoic to Cenozoic (meta)-sedimentary sequences, remnants of a passive margin. The youngest dated formations are Lower to Middle Eocene in age. Metamorphism and deformation, including low T/P events, were completed during early Oligocene.

The Briançonnais Front (BF) is parallel to the Penninic Front and marks the western limit of the ZHB. In between the PF and the BF, the north to south relaying Valais and Sub-Briançonnais zones also belong to the Penninic domain. They correspond respectively to an oceanic domain (ref. in Stampfli et al. 1998) mostly developed in Central Alps and wedging out south of Moûtiers (**Fig. 1**, insert) and to a Mesozoic margin with mixed affinities between Helvetic and Briançonnais domains. The Briançonnais domain possibly represents an exotic terrain (Stampfli 1993, 1998). The two fronts (PF and BF) behaved differently during late Alpine times as discussed in several recent papers (Fügenschuh et al. 1999, Ceriani et al. 2001). At a crustal scale, however, they are both outlined by conspicuous East-dipping seismic reflectors (Mugnier et al., 1993). Both fronts are still active as evidenced by seismic activity showing extensional focal mechanisms (Sue 1998 and SISMALP database).

The Chavière Tectonic Zone (CTZ) marks the eastern edge of the ZHB. Its kinematic significance was discussed for a long time (Ellenberger 1958, Détraz 1984; Debelmas & Desmons 1997) with authors proposing a thrust, a strike-slip fault or both. Across the CTZ, the ZHB overlies the Mesozoic to Cenozoic formations of the Vanoise massif from which it is separated by a discontinuous strip of basement tectonic lenses (the Sapey gneiss Unit: SGU).

1.2 Stratigraphical data

Previous maps and stratigraphical syntheses (Fabre 1961, Caby 1964, Fabre et al. 1987, Mercier & Baudouin 1987, Debelmas et al. 1989, Desmons & Mercier 1993), are currently being re-appraised (Bertrand et al., 1996; Mercier 1998, Mercier, map in progress).

South of the Arc River (**Fig. 1**), in the Briançon and Névache areas (Barféty et al. 1995), the oldest known unit is an undated detrital formation (Cristol Formation) overlain by fossil-dated coal-bearing Namurian and Westphalian A (Chardonnet, Pasquier and Benoite Formations), and by the Madeleine Formation (Westphalien C). An unconformable conglomerate formation (Rocher du Loup) is assumed to be Stephanian in age and grades to a thick volcano-clastic Permian formation outcropping in the westernmost strip, close to the Briançonnais Front (BF). However, recent paleobotanical investigations dismissed the existence of Westphalian C in the Briançon region - now attributed to Namurian-Lower Westphalian (Brousmische-Delcambre et al. 1995, 1996). On the map of **Figure 1**, the indicated fossil occurrences (Fn, Fa, Fc, Fd, Fs) are those quoted in Mercier and Beaudoin (1987). Fc attributions (Westphalian C) are thus doubtful and probably represent older ages.

North of the Arc River (**Fig. 1**), the massive sandstone of the La Praz Formation were assumed to be an equivalent to the Cristol Formation (Fabre 1961) but no fossils have ever been found. Thick massive sandstone are overlain toward the west by the fossil-bearing Westphalian D ("Assise de Tarentaise"), rich in coal horizons (St Michel and Belleville valley). A younger, non-fossiliferous, detrital formation ("Assise de Courchevel") that locally contains large pebbles of basement rocks is assumed to be Stephanian in age; it occurs in the northern part of the area (from Val Thorens to Courchevel) and in the Roche Chateau area (RCh on fig. 1), south of Valloire. Permian formations are less developed than in the Névache region and are confined to the vicinity of the Briançonnais Front.

According to Mercier (1998), a general feature is the presence of two sedimentary gaps: Westphalian B (and C?) is lacking everywhere and the conglomerates of assumed

Stephanian age may be unconformable above older Carboniferous sequences as it is in the Névache region. In the study area, such conglomerates are only known in the northern part (Péclet massif).

1.3 Previous structural studies

The structural evolution of the ZHB was investigated in the Clarée, Belleville and Arc valleys and in the Petit St Bernard area .

In the Clarée valley (south of fig.1), three superimposed tectonic surfaces were evidenced (Fabre et al. 1982). The oldest schistosity is never related to well-identified folds and was attributed to the initial westward thrusting of the Briançonnais pile. A second event produced the regional schistosity that is associated with East-verging isoclinal folds whilst a later non-penetrative schistosity is related to West-verging open folds. The Drayères fault is an early tectonic contact that separates Stephanian and Permian formations (west of the fault) from the main part of the ZHB and was deformed during the second event.

In the Belleville valley (Aillères et al. 1995, Aillères 1996, Bertrand et al. 1996), a similar structural evolution was described. The earliest event corresponds to a rarely observed schistosity parallel to the bedding. A second event (D2) is responsible for the dominantly west-dipping, penetrative regional S2 schistosity parallel to the axial plane of East-verging isoclinal F2 folds. A study of the finite deformation has shown that D2 corresponds to a pure shear strain regime with a steep shortening direction (Aillères 1996). A third folding event (D3) corresponds to post-schistosity recumbent open folds with sub-horizontal to west-dipping axial planes and to a non-penetrative crenulation cleavage always restricted to fold hinges. Extensional top-to-west shear zones (normal shear zones = NSZ) were interpreted as related to a neo-alpine extensional offset of the PF (Aillères et al, 1995) now well-documented by fission track data (Fügenschuh et al. 1999).

Ceriani and Schmid (in press) propose a cross-section of the western edge of the ZHB in the Col des Encombres area. Their S1 corresponds to a penetrative schistosity that is refolded by a fan-like pattern of F2 folds with a spaced to penetrative schistosity depending on lithologies and by F3 open folds with a locally developed spaced cleavage. This pattern is extrapolated in drawing large F1 folds at the scale of the whole ZHB.

Considering the overall west-dipping geometry of the internal part of the ZHB that overlies the easternmost, higher pressure units (Sapey gneiss and Vanoise), Caby (1992, 1996) suggested that the high-pressure units were involved in a west-dipping continental subduction and subsequently exhumed. This implies that the main schistosity and later shear zones may correspond to a unique event that would be responsible for the main penetrative deformation that resulted in a large-scale crustal thinning event. In such a case, the contact between the ZHB and the Sapey gneiss Unit would correspond to a major detachment.

Further North, in the Petit-St-Bernard and Ruitor areas, Baudin (1987) has evidenced very large F3 folds that affected a complex tectonic pile including Carboniferous formations, pre-Namurian basement, Briançonnais cover and "Schistes Lustrés" of oceanic Liguria-Piemont origin. In the same area the importance of the last D3 event has recently been advocated (Bucher et al. 2003).

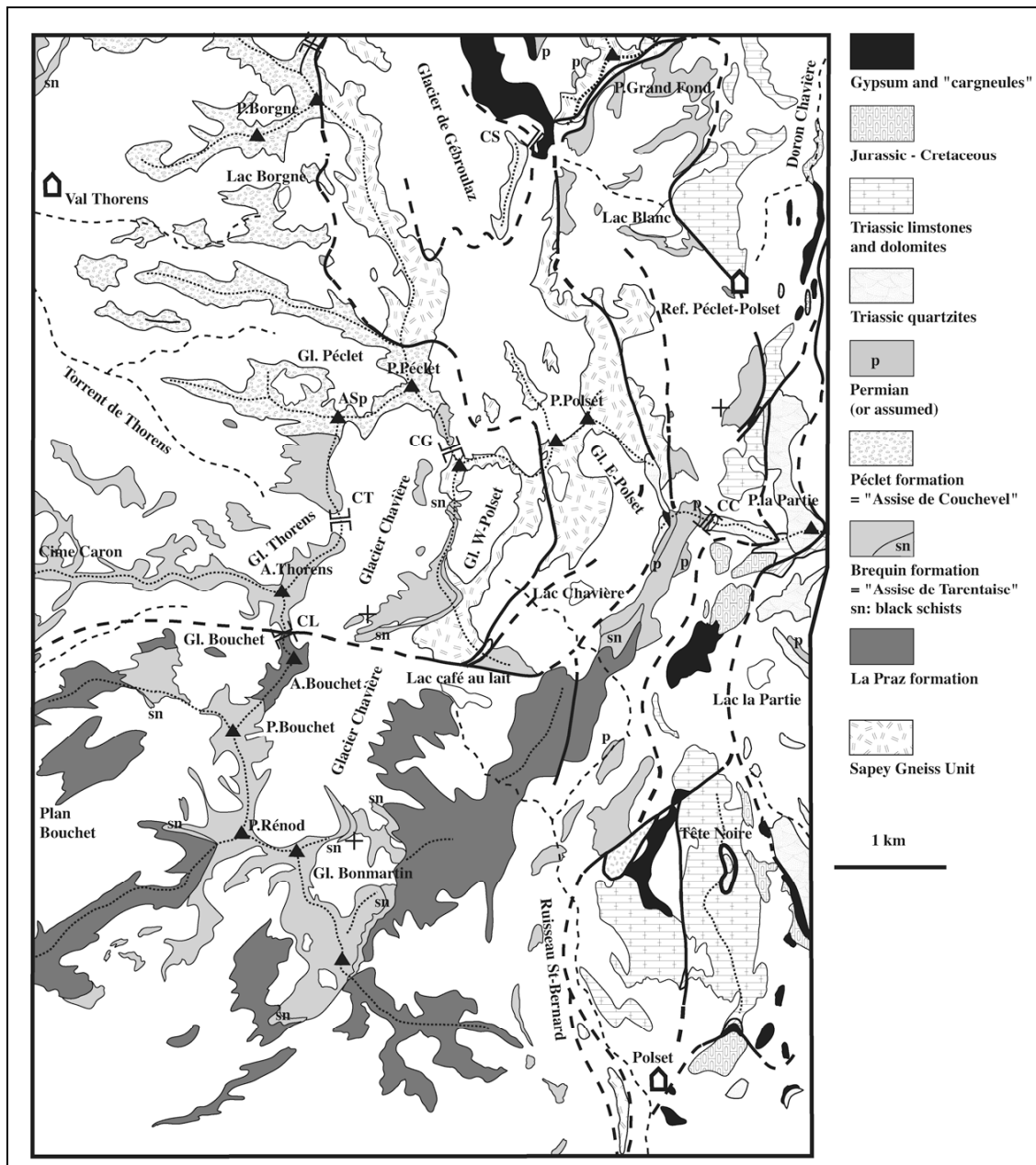


Figure 2 - Geological map of the watershed between Isère and Arc rivers. CS = Col du Soufre; CC = Col de Chavière; CG = Col de Gébroukaz; CT = Col de Thorens; CL = Col Lory; Asp = Aiguille des Saint Pères.

(2) Internal structure of the ZHB

2.1 Rock units

The map of Figure 2 covers the central part of the study area, where average elevation above 1800m insures good and continuous exposures.

Permian and Triassic formations are restricted to the "Encombres Unit" (EU) which forms the westernmost structural unit of the ZHB (see §2.3 and 2.4). Toward the North, in the Encombres valley, the EU consists mainly in a Permian volcano-clastic sequence (Schade 1983), pink quartz-bearing impure quartzite (Permo-Trias), pure quartzite (Scythian) and dolomite, a typical Briançonnais sequence. Toward the South,

Permian schist wedge out close to the ridge and reappears far to the south in the Roche Château area.

The Pécelet formation is the youngest Upper Carboniferous formation as confirmed by numerous and constant younging criteria, it consists in coarse-grained conglomerates (including basement pebbles) and purple to green schist previously attributed to the "Assise de Courchevel" of assumed Stephanian age (Fabre 1961). The formation occurs only in the northern part of the study area - except for an isolated outcrop at Plan de l'Ours (F20 on **Fig 3**) and is often separated by a thick black schist horizon from the underlying Brequin fm (Col de la Chambre, Val Thorens). Critical points about this formation concern the possibility of an unconformity above older formations - never observed in the study area - and the relationships with the Sapey gneiss - see below.

The Brequin formation corresponds broadly to the previously defined "Assise de Tarentaise" (Fabre 1961), Westphalian in age, and comprises variable amounts of impure sandstones (grit), conglomerate, black schist and coal horizons. It is mostly exposed along the main watershed ridge (i.e. a line joining Col des Encombres to Tho on fig.1) and in the Belleville valley but also occurs in two distinct outliers (**Fig 2**): Bouchet-Rénod synform and Polsey-Lac de Chavière unit. A similar age is assumed for these areas on the basis of similar lithologies and younging relationships with the other formations.

The only paleontological evidence comes from the Encombres Unit where fossils were determined in Brequin-type lithologies (Westphalian D, Fabre 1961). In the Bouchet-Rénod synform, an important difference with the Mont Brequin area is that an undisturbed stratigraphic contact was observed with the underlying La Praz fm (see below). Numerous younging criteria show that the Brequin fm is younger than La Praz fm, a conspicuous horizon of black schist and white to yellow sandstone forming the bottom of the Brequin fm ("sn" on **Fig 2** map). Along the eastern edge of the ZHB, in the Polset valley (Torrent St Bernard) and close to Pécelet-Polset refuge, an assumed equivalent of Brequin fm comprises also sandstones (grits), conglomerates, black schist and a few coal horizons. Younging criteria support the proposed stratigraphical attribution: La Praz fm is below and the contact is also outlined by and black schist.

The La Praz formation occupies the lowermost position in the tectonic pile but was never recognised north of the Orelle fault. It is mostly composed of homogeneous impure sandstones with occasional conglomerates. Black schist horizons are very restricted or appear as flattened pebbles in grits. At Plan Bouchet, the main rock type consists in thinly laminated coarse sandstone and grit rich in tiny micas. Interlayered with rare conglomerates, it represents the uppermost part of the La Praz fm. From its location at the bottom of the Arc valley, the La Praz fm was assumed to be equivalent to the Namurian formations of the Briançon region (Fabre, 1961, Mercier and Beaudoin, 1987).

The Sapey gneiss Unit (SGU) is a piece of pre-alpine crystalline basement, well defined by the presence of metamorphic mineral assemblages (kyanite - Détraz & Loubat 1984) and by the 450-480 Ma age range of the associated orthogneisses (Bertrand et al. 1998, 2000). The unusual position of the SGU at the apparent top of the Carboniferous sequence has led to various interpretations, from a Permian migmatite (Ellenberger 1958) to large-scale olistoliths in the Stephanian to Permian basin (Guillot 1987, Debemas & Desmons 1997). The strong mylonitisation observed in the gneiss near the contacts with the Pécelet formation has led us to interpret the SGU as early alpine (pre-D2) tectonic lenses. However, the proximity between this basement and the pebble-rich Pécelet formation may also suggest a paleogeographic or paleotectonic proximity - late Carboniferous normal faulting? Such an interpretation is supported by the preservation of

large pockets of undetached and apparently autochthonous poorly sorted conglomerates (including preserved micaschist pebbles), at the top of the gneiss and below the inverted Péclet fm (Bertrand et al. 1998).

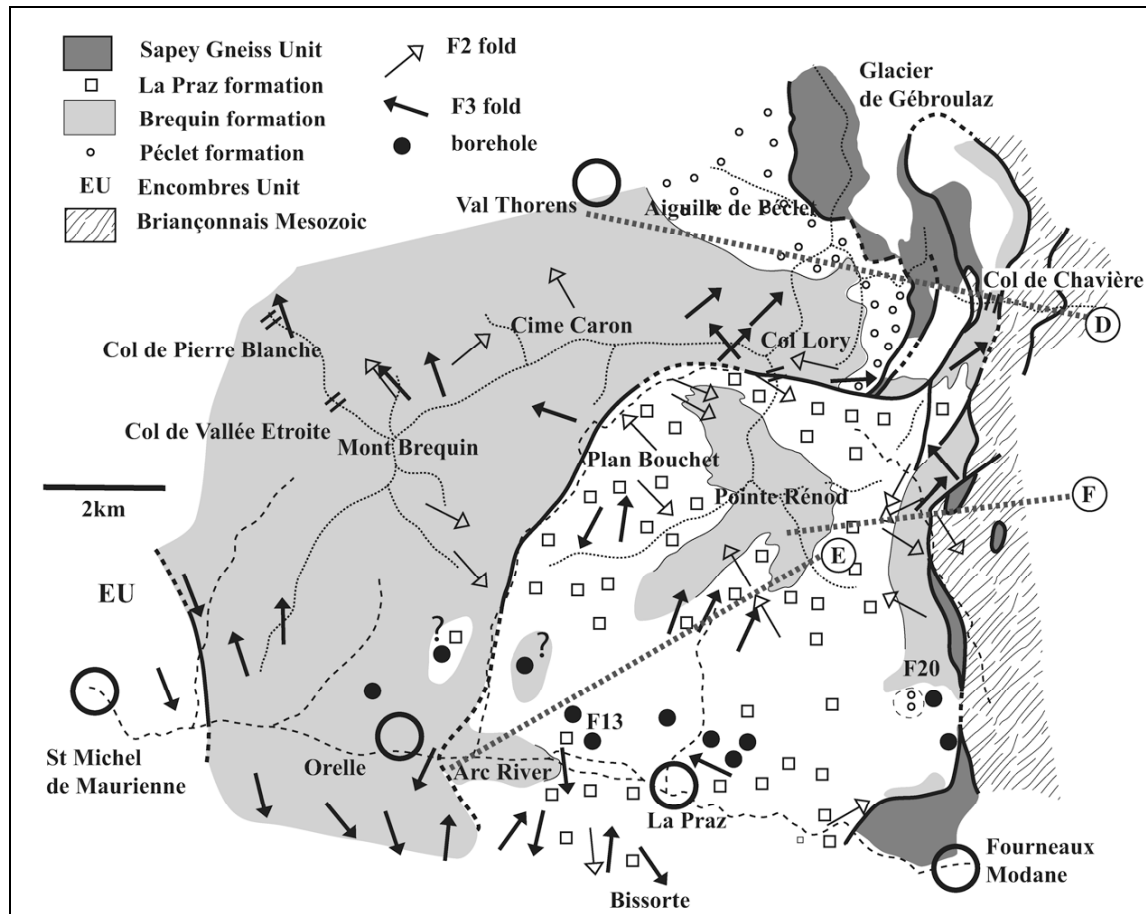


Figure 3 - Sketch structural map.

2.2 Schistosity and deformation events

The previously proposed relative chronology of events (Aillères et al. 1995) has been confirmed with minor modifications: a deformation continuum between D2 and D3 is now proposed on the basis of a quartz-veins and fluid study presented below (§3). Fold axes are sketched on **Fig 3** and tentative cross-sections are presented (**Figs. 4 and 5**).

D1-related folds and schistosity were never observed in the field. Evidences for the existence of a D1 event are, at a large-scale, the refolded tectonic contacts of the SGU and, at the thin section scale, the observation of pre-S2 microlithons in many samples. On the contrary, S2 schistosity is always easily recognised in the field where it forms the main physical discontinuity. It is often parallel to S0 except in F2 hinge zones. In thin sections, S2 schistosity corresponds to a dissolution cleavage with crystallisation of tiny white micas and chlorite, and concentration of opaque minerals and organic matter (coal). Schistosity planes are continuous, often anastomosed, with micrometre to millimetre intervals (**Fig 6**). A large number of samples from the study area were prepared for 3D measurements of finite strain (Aillères 1996) with systematic XY, XZ and YZ thin sections. This approach allowed a precise understanding of microstructures usually difficult to determine in the field. Cut parallel to S2, XY thin sections show radiating

quartz fibres around quartz micro-pebbles. This is the best evidence for the pure shear regime that characterises the D2 event. Such radial quartz was observed in all the structural domains described below (from Encombres to La Praz), independently to the apparent recrystallisation intensity or schistosity attitude. We propose that it is an unequivocal microscopical signature of the S2 schistosity. In the deepest part of the ZHB (La Praz, F13 borehole) the metamorphic grade increases as indicated by the complete recrystallisation of quartz and by the growth of S2 syn-to late kinematic albite and locally lawsonite (also present in metadiorite sills in the Pte Rénod area). When S2 is not refolded by F3 folding, it dips gently toward the West. A special case occurs in the Encombres Unit where the fold axial planes dip toward the East and where the recrystallisation intensity is very low, detrital features and fossils being preserved. The corresponding schistosity is attributed to a tilted S2 on the basis of the observed microstructures (radial quartz - see **Fig 3** and § 2.4).

F3 folds are mostly developed in the Brequin fm, probably due to a favourable lithology (alternation of coal, black schist and sandstone), but they also occur in the La Praz fm. Corresponding axial planes are always sub-horizontal. A non-penetrative, S3 spaced cleavage is only present in the hinge zones of the F3 folds together with crenulation folding in the black schist. The S3 cleavage is also of dissolution type, but is characterised by several millimetres to centimetre intervals and phyllite recrystallisation is minimal. In the La Praz fm, it may be locally confused with S2 except for the wider spacing of the dissolution cleavage and the lack of quartz + albite crystallisation in thin section. Large wavelength NS-trending undulations of S2 are also present which, together with F3, define the great circles on stereograms of **Figure 7**. West-dipping normal shear zones (NSZ) are often located in coal and/or black schist horizons. In the D3 dominated Brequin fm, NSZ forms large west-dipping detachment surfaces associated with disharmonic F3 folds and outlined by quartz vein swarms. However, in the La Praz fm, a continuum has been observed between syn-D2 to post-D2 quartz veins. Such features suggest that D2-D3 and the NSZ belong to a continuum of deformation, initiated under a pure shear regime and ending with a simple shear westward escape. The resulting patterns are: (i) a stack of F3 folds and medium-scale shear zones in the Brequin fm (**Fig 5**) and (ii) large F3 folds and discrete quartz swarms related to minor shear zones in the La Praz fm.

2.3 Structural map and cross-sections: tectonic contacts

The main tectonic contacts will be described first and the salient features within the intervening units will be discussed later on. **Figure 3** is a sketch drawn from the Modane 1/50 000 map and our own mapping.

Cross-sections (**Figs 4 and 5**, sections A to E) summarise the overall geometry of the region and show a new interpretation of the ZHB-Vanoise relationships across the Chavière tectonic zone. All the sedimentary younging directions and the schistositities shown on the figures have been observed close to the section lines. Sections D E, and F are drawn to emphasise respectively F3 and F2 large-scale folds. On the E cross-section (Bonvillard-Vallon de Chavière) the deepest part corresponds to a projection of structures observed (outcrops and boreholes) north or south of the section. The projection has been done in using a mean axe of N150 - 10°N for F3 folds.

Three major tectonic contacts may be defined within the ZHB and along its eastern edge. They are, from west to east:

- **The Encombres fault** is a post-D3 fault that separates a western tectonic unit comprising Carboniferous to Triassic rocks - the Encombres Unit (UE) - from the main ZHB (**Fig 1**). This fault outlines a sharp contrast between formations affected by a regular E-dipping S2 schistosity (West) and others where S2 is intensely refolded by F3 folds (East). It corresponds also to an unquantified metamorphic gap, rocks of the UE being less recrystallised than the main ZHB rocks. Between the Col des Encombres and St Michel sections, poor exposures hide possible continuities with the Permian outcrops of the Valloire valley. However, in the Arc valley, there is still a vertical fault (East of Le Thyl village) that separates the EU from the easternmost formations. At this point, the contrast on both sides of the fault is only a structural contrast - East dipping regular schistosity on the western side vs. refolded schistosity on the eastern side - with little lithological and metamorphic difference.

- **The Orelle fault** (**Figs 1 and 3**) is another major vertical to steep fault (West-dipping) that follows the curvature of the Bouchet valley and is well exposed near Plan Bouchet and Col Lory. To the East, SW of Col de Chavière area, the fault merges with west-dipping imbricates of Sapey gneiss and Carboniferous formations. Near Orelle and toward the South, on the other side of the Arc valley, the fault is lost and may correspond, as along the Bouchet valley to disharmonic contacts between Brequin and La Praz type formations in the Bissorte-Mt Thabor area. The kinematic evolution of the fault is complex as along most of its length, it is sub-parallel to S2 and corresponds to an obvious disharmony of F3 folds. However, in the NE part of the study area (Pointe du Grand Fond - Gfo on **Fig 1**), the imbricates zone is clearly folded by a large-scale F3 fold. In the Col Lory area, the fault cross-cuts F3 folds of Pointe de Thorens (Tho on **Fig 1**), and represents probably a transfer zone between the Orelle segment and the imbricates zone. The Orelle fault and the Chavière's imbricates corresponds also to a contrast in the D3 pattern : North and West of the fault, large pluri-hectometric F3 folds are ubiquitous, rarely develop a schistosity and are often parallel to F2 axes (Péclet massif and Chavière glacier) whilst to the south, F3 folds are smaller in size and varying in axes plunge and direction.

- **The Chavière tectonic zone (CTZ)** is not a single fault. Near Modane, it corresponds to the connection of several west-dipping fault (or thrust?) zones, still not completely understood for their complex geometry and kinematics (folded faults or thrusts).

The Polset valley tectonic contact marks the eastern edge of the Carboniferous formations and is outlined by large tectonic lenses of Sapey gneiss. In the Col de Chavière area this fault merges with the imbricates zone presented above - it is the same fault zone that is refolded by the Pointe du Grand Fond fold. The Polset valley fault was thus clearly folded during the D3 event but as its general attitude follows S2, the tectonic contacts (below and above Sapey gneiss) belong to D2 (evidence for S2 mylonites) or are even earlier (D1).

To the East and geometrically below, **the Chavière tectonic contact** (CHF on **Figs 1, 3 and 5**) does not correspond to a continuous feature on existing maps, probably because it follows the poorly exposed valley bottoms. However, it is the main tectonic feature of the CTZ because it corresponds to a complete change in the litho-stratigraphical sequence. On its eastern side, a thick conglomerate Permian formation (that forms the main ridge NE of Modane) is overlain by Permo-Triassic to Triassic quartzitic formations (Pointe de l'Echelle: Ech on **Fig 1**). The CHF contact is outlined by discontinuous lenses of "cargneules" and gypsum. CHF is parallel to S2 schistosity but oblique to bedding at large-scale and shows at its hanging wall (**Fig 5**, sections D and F

below Tête Noire) an inverted Jurassic to Cretaceous sequence lying on top of a normal Permian to Triassic sequence. This feature suggests that the tectonic contact predates the D2 event and might correspond partly to a D1 event responsible for the initial tectonic stacking. In between the Polsey valley fault and the Chavière fault, the Tête Noire massif is constituted by Triassic to Cretaceous limestone and dolomite showing complex D2-D3 interference folds and capped by a "klippen" of Sapey gneiss - over the Polsey valley fault (detailed map and sections by Détraz, 1984).

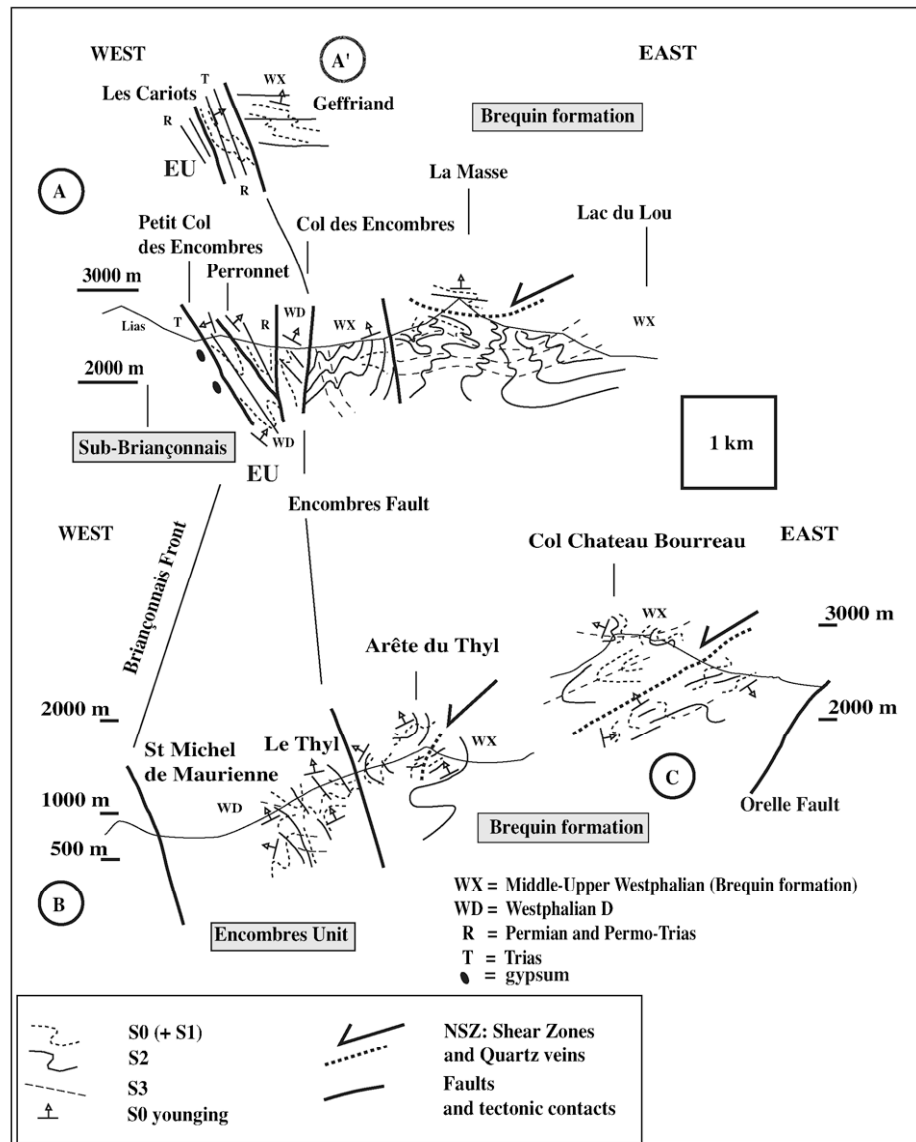


Figure 4 - Cross-sections of the Encombres Unit and western part of the Brequin-Rénod-Polset Unit (locations A, A', B and C are on Fig 1).

Further East, the *Fond d'Aussois shear zone* (FAF on Fig 1) was studied in detail by Ganne et al. (in press, preliminary preprint in Ganne 2003). At the footwall of the shear zone that can be traced all around the South Vanoise basement dome, the pre-alpine

basement is affected by an East-verging D2 + D3 tectonic evolution under blueschist to greenschist facies conditions.

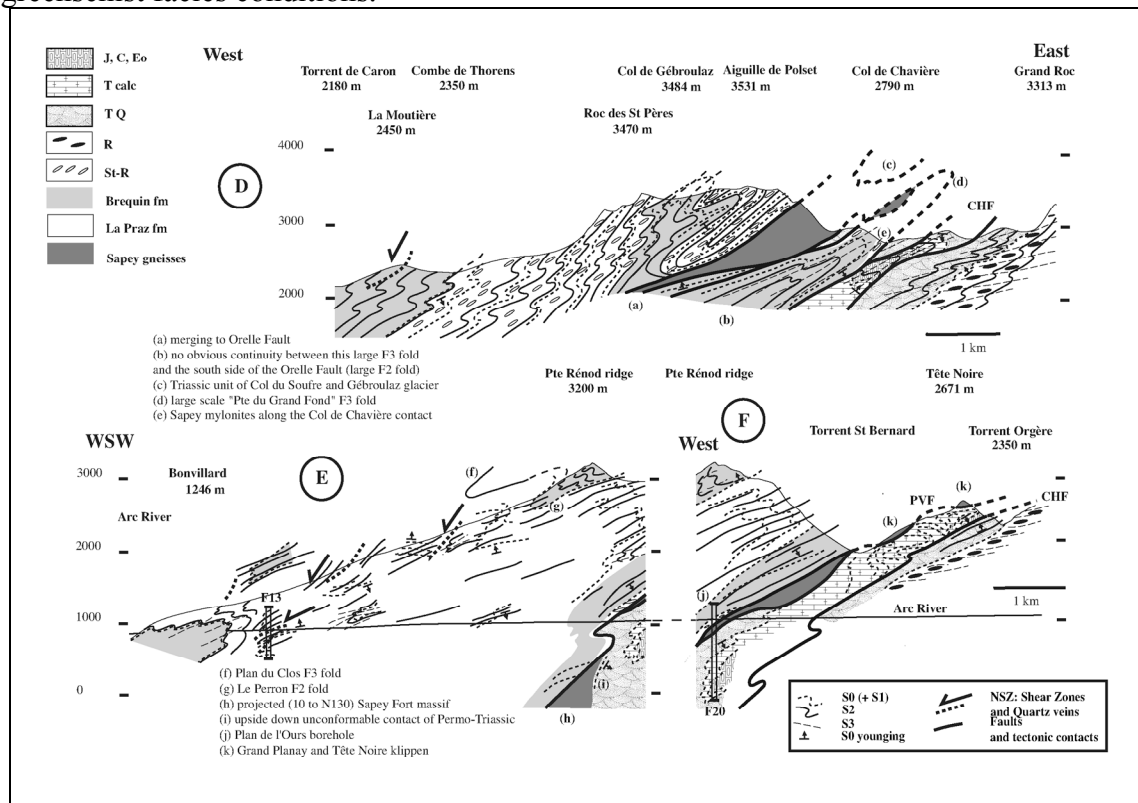


Figure 5 - Tentative cross-sections North and South of the Orelle fault (Fig 1 and 3).

2.4 Structural map and cross-sections: tectonic domains

According to the dominant lithologies and to the fold and fault pattern, several structural domains may be distinguished: Encombres tectonic Unit, Brequin-Cime Caron and Pécelet domain, La Praz-Polset valley domain.

The Encombres unit - This unit overlies the BF with an eastward dip of 45° for the main S2 schistosity (Fig 4). It comprises a low-grade Westphalian D formation (Fabre, 1961), Permian green to purple schist, Permo-Triassic arkose and Scythian quartzite that grades upward, north of St Martin de Belleville, to Triassic dolomites. Although younging directions and axial plane schistosity suggest a simple pattern of monophased evolution, a fold hinge, exposed on the ridge at point 2362 m, shows an older lineation lying on a S0/S surface and obliquely rolled around the fold. Thus, the fold should belong to a D2 event and the penetrative East-dipping schistosity is a S2 as confirmed by microscopic observations (Fig 6). There exists also an early tectonic contact between Permian and Carboniferous that may explain the local lack of Stephanian conglomerates. Corresponding metamorphic grade is very low with restricted quartz re-crystallisation and good preservation of detrital grains.

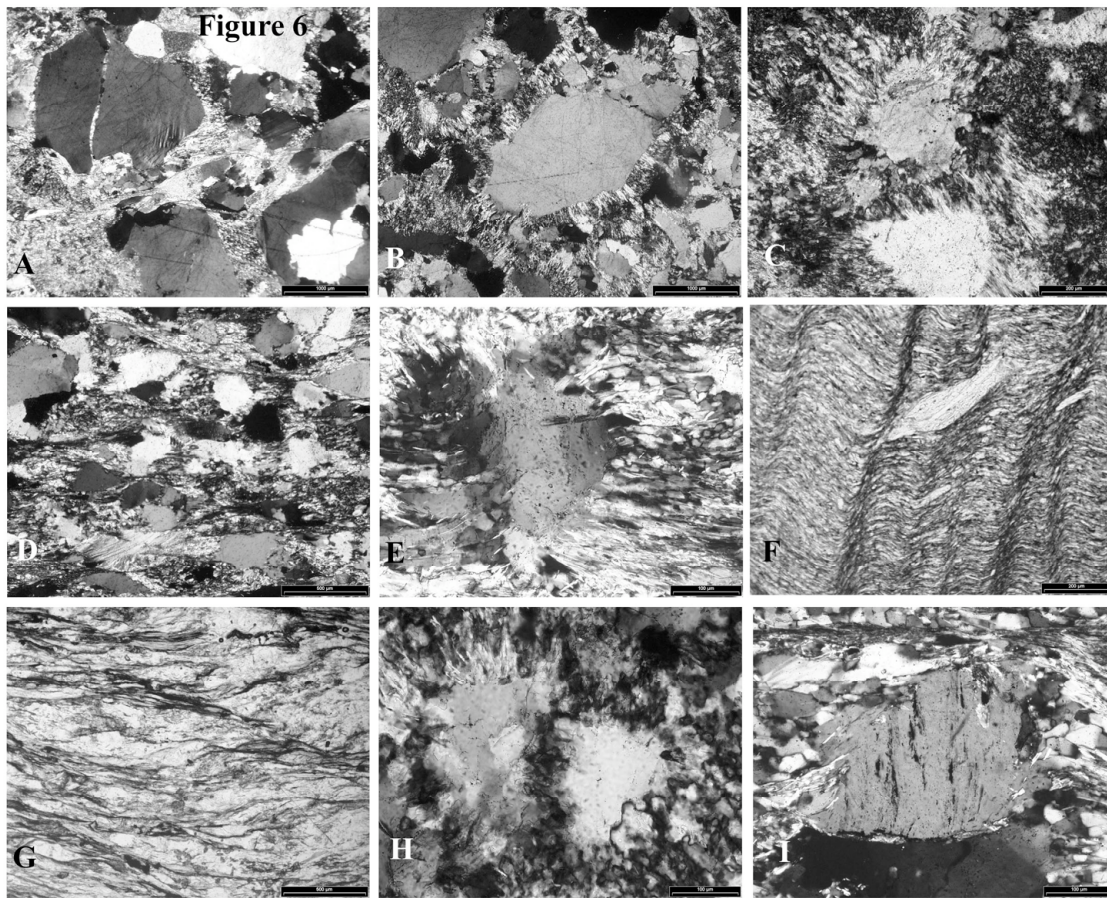


Figure 6 - Microstructures. *Encombres Unit (A, B and C)* A and B - Sample TAR 54: Caseblanche, north of Col des Encombres, a permo-triassic arkose close to the contact with gypsum of the BF. (A) is a XZ section showing large clastic grains with restricted recrystallisation, but quartz and tiny micas crystallise as fibres in between the grains. (B) is a XY section, parallel to the S2 schistosity, that shows the radial pattern of quartz fibres around all grains. Scale bars for A and B are 1000 mm. C - Sample TAR 61: Petit Col des Encombres, a Carboniferous grit (Westphalian D) close to the contact with gypsum that shows at a smaller scale (scale bar is 200 mm) the radial pattern around quartz grains. ***Brequin formation (D, E and F)*** D and E - Sample TAR 43A: Roche Jaille (on the La Masse ridge), a carboniferous recrystallised grit. (D) shows on a XZ section the typical aspect of the dissolution schistosity S2 accompanied by a large recrystallisation of most grains, especially Quartz, and by the development of quartz fibres and new micas in between the grains; a large detrital mica may be observed near the bottom left. (E) is a XY section of the same sample to show the radial pattern of quartz fibres on the S2 schistosity and the development of subgrains in the quartz. Scale bars are 500 mm for D and 100 mm for E. F - Sample ZH 9424: East of the Col des Encombres fault, on the ridge to La Masse, a fine-grained mica-rich grit that shows the superimposition of S3 crenulation cleavage upon S2 penetrative refolded schistosity. Scale bar is 200 mm. ***La Praz formation (G, H and I)*** G and H - Sample 183 from Plan Bouchet. (G) is a XZ section showing a penetrative S2 schistosity where all minerals are completely recrystallised with appearance of new micas including tiny biotite. An oblique S3 surface corresponds to C' type planes parallel to the larger NSZ (normal shear zones) observed at outcrop scale. Scale bar is 500 mm. (H) is the corresponding XY section of the same sample and shows the radial pattern around highly recrystallised quartz. I - Sample 193 from Plan Bouchet. A YZ section that shows a large S2 syntectonic albite with a pre-existing internal layering outlined by graphite. As similar microstructures are observed with new micas, they may represent S1 relicts.

The Brequin, Cime Caron and Pécelet domain - West of the Encombres fault, the Encombres - La Masse - Pointe de Thorens ridge (**Fig 1**) is formed by the Brequin formation, a balanced alternation of grit and black schist with numerous coal seams. The main schistosity (S2), parallel to slightly oblique to S0, is strongly refolded by N150 to NS-trending F3 open folds with gently westerly dipping axial planes. Such a pattern defines a N-S belt running from St Martin de Belleville to the Mont Brequin and, south of the Arc River, to the dramatic landscape of the Orelle folds. Near Col de Pierre Blanche,

strongly deformed D2 +D3 schist was confused on old maps with a Permian formation. East of Mont Brequin, N130-150 -trending F2 folds are characterised by a penetrative axial plane schistosity. At the same times F3 fold axes become irregular in direction, spanning EW to NE-SW directions, especially close to the Orelle fault. In the NE part of the area, the peculiar relationships between the Péclet formation and the SGU have been described in 2-1. Close to the Col de Chavière (**Fig 3**), the tectonic pattern is not completely understood as direct contact of Brequin type assemblages and Triassic quartzite with SGU are present; they probably represent, in the imbricates zones, early refolded tectonic contacts.

The La Praz-Vallon de Polset domain and the Pointe Rénod synform - The almost square-shaped area limited by Orelle fault (W and N borders), CTZ (E border) and Arc River (S border) is typically dominated by large-scale interference of F2 and F3 folds. The map pattern is complicated by the fact that the south slope - with large landslides - of the Pointe Rénod ridge is almost parallel to the S2 and S3 schistositities. The Pointe Rénod ridge corresponds to a large NW-SE trending synform of Brequin rocks, the SW "horns" corresponding to N20 F3 refolding. East of Pointe Rénod, the steep cliff that dominates the Polsey valley shows a continuous grading of F2 axes (or S0/S2 intersection) from N200 at 2000m to N150 at 2700m, interpreted as resulting from interference. Further north along the same high cliff, the fold drawn south of Col de Chavière (**Fig 3**) is a N50-trending large-scale F3 outlined by a thick horizon of black schist along the La Praz-Brequin contact. Other large-scale F3 have been recognised for example in the Arc river close to Orelle, which may account for the Brequin rocks encountered at the upper part of a borehole just to the north.

2.5 Structural data from selected areas

To illustrate the observed structural patterns, several sites shown on **Fig. 1**, were selected for systematic measurements. The aim was to compare the structures related to the ductile deformation with the coeval or later fracturing but the rough elements presented here cannot be compared with the recent detailed study of the late stress field carried out in Aosta and Susa valleys (Malusa' 2004).

In the Encombres Unit (EU), West of the Col des Encombres (site 1 - **Fig 7**), the poles of the main dissolution cleavage (S2) are well grouped (N30-50°E). The corresponding fold axis is trending N22-10°. The bedding (S0) is more scattered but the mean zone axis is close to the fold axis. However, if S0/S2 intersections are calculated for each S0-S2 coupled measurements, they are scattered along the mean schistosity plane suggesting that the S0 bedding was folded before D2. Similar scattering of the S0/S2 intersections has been observed in the whole ZHB.

In the Brequin fm, East of the Col des Encombres (site 2 - **Fig 7**) and along the Valmeinier to Bissorte logging road (site 4 - **Fig 7**), the pattern is very different and most S2 schistositities (micas and quartz showing an advanced recrystallisation) are dipping west. S2 poles define, together with the bedding, great circles whose corresponding mean F3 axes are trending NS-trending. However, measured F3 fold axes, refolding the S2 schistosity, are scattered between N 130 and N 190, probably due to a disharmony related to the numerous black schist horizons. F3 axial planes and local crenulation cleavage are almost horizontal.

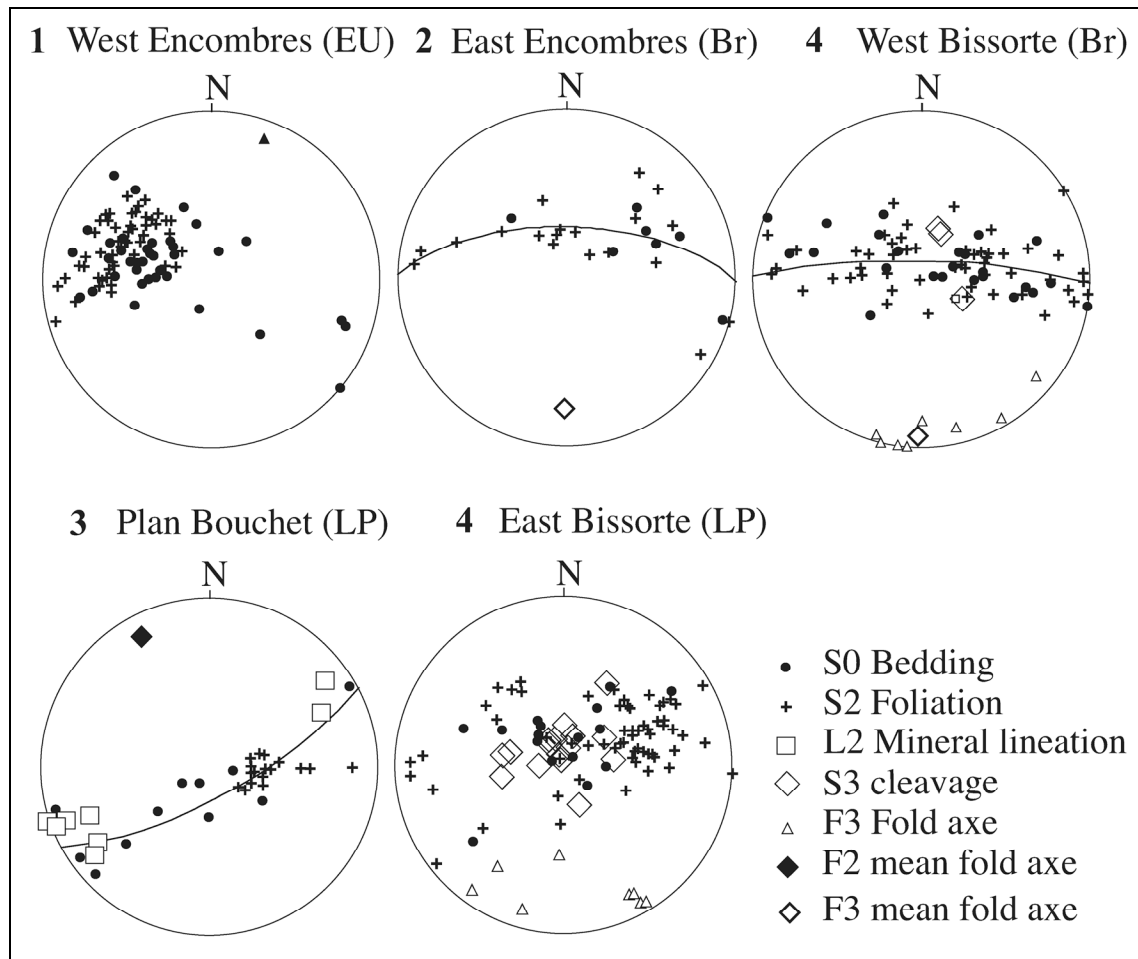


Figure 7 - Stereograms for bedding and schistosity: Col des Encombres area, west of the Encombres fault (1) and east of the Encombres fault (2); Plan Bouchet area (3), Bissorte logging road, west of the Orelle fault (4) and east of the Orelle fault (5).

In the La Praz fm, S2 is dominant but F3 folds and corresponding spaced schistosity were observed in places. At Plan Bouchet (site 3 - **Fig 7**), the F3 folds are lacking, except close to the Orelle fault, and the structural pattern is considered as resulting only from the D2 event. The S2 schistosity is well grouped with a westward dipping and S0 is organised along a great circle. The corresponding fold axis is trending N 332 - 14°, parallel to observed minor folds, to S0/S2 intersection lineation and to Y boudinage axes. Measured mineral lineations are orthogonal to the fold axes. Good exposures along the Valmeinier-Bissorte logging road (site 5 - **Fig 7E**) show a similar pattern except that D3 is present. S3 is sub-horizontal and F3 fold axes are varying from NS to NW-SE.

Minor faults and quartz-filled tension fractures were systematically measured in all sites. In the Encombres area (sites 1 and 2 - **Fig 8**), most fractures and quartz veins are perpendicular to F2 and F3 axes (N 80°E to N 120°E) but a well-defined group trending N 30°E is also present. At Plan Bouchet (site 3 - **Fig 8**), the main pole group corresponds to fractures perpendicular to the mineral lineation but another group (N 90°E to N 100°E) is not coherent with the locally observed folds. In the Bissorte area, (sites 4 and 5 - **Fig 8**), two groups of fractures may be defined: N 100°E and N 10°E. There is no difference between the western part of the section (Brequin fm where F3 folds are numerous) and

the eastern part (La Praz fm). This suggests that the EW fractures are related to the F3 folding, even in the areas where such folds are lacking (Plan Bouchet). Another possibility is that some of the EW-trending fractures are related to very young normal faulting along the Arc River (Sabil and Ménard 2000, Ménard pers. comm.).

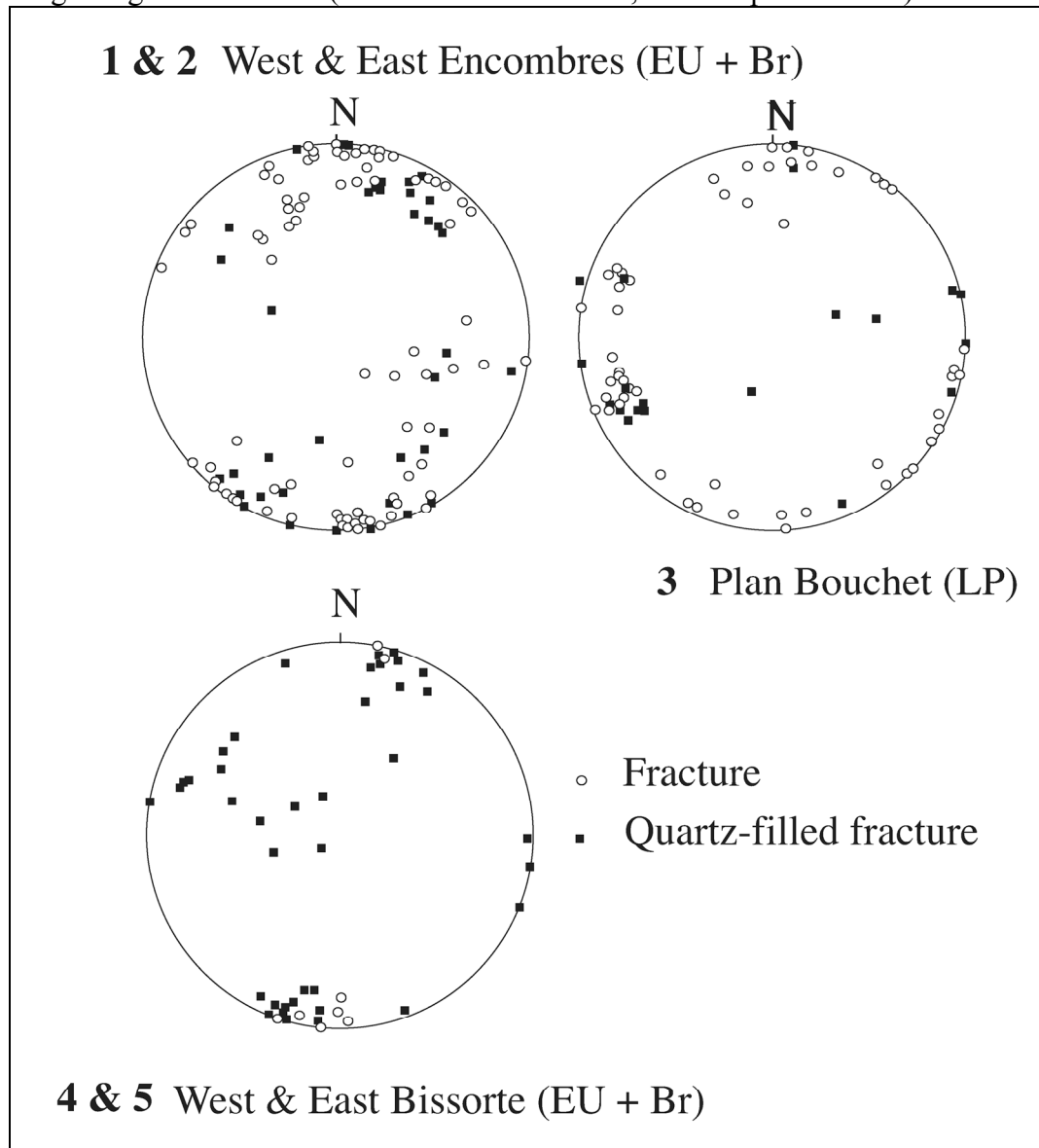


Figure 8 - Stereograms for brittle deformation: Col des Encombres (1 & 2), Plan Bouchet (3), and Bissorte road (4 & 5).

The difference between Brequin and La Praz consists in the ubiquity of a post-schistosity folding in the Brequin fm. At regional scale, fold axes are varying in direction except for the F3 folds that are often trending close to NS, at least in the western part of the studied area where systematic measuring has been done. Similarly, the average dipping of F3 fold axes is toward South near the Arc River but toward North, north of the watershed. Could it be, as the EW fractures, an effect of a very recent normal fault along the Arc River?

(3) Syntectonic fluids

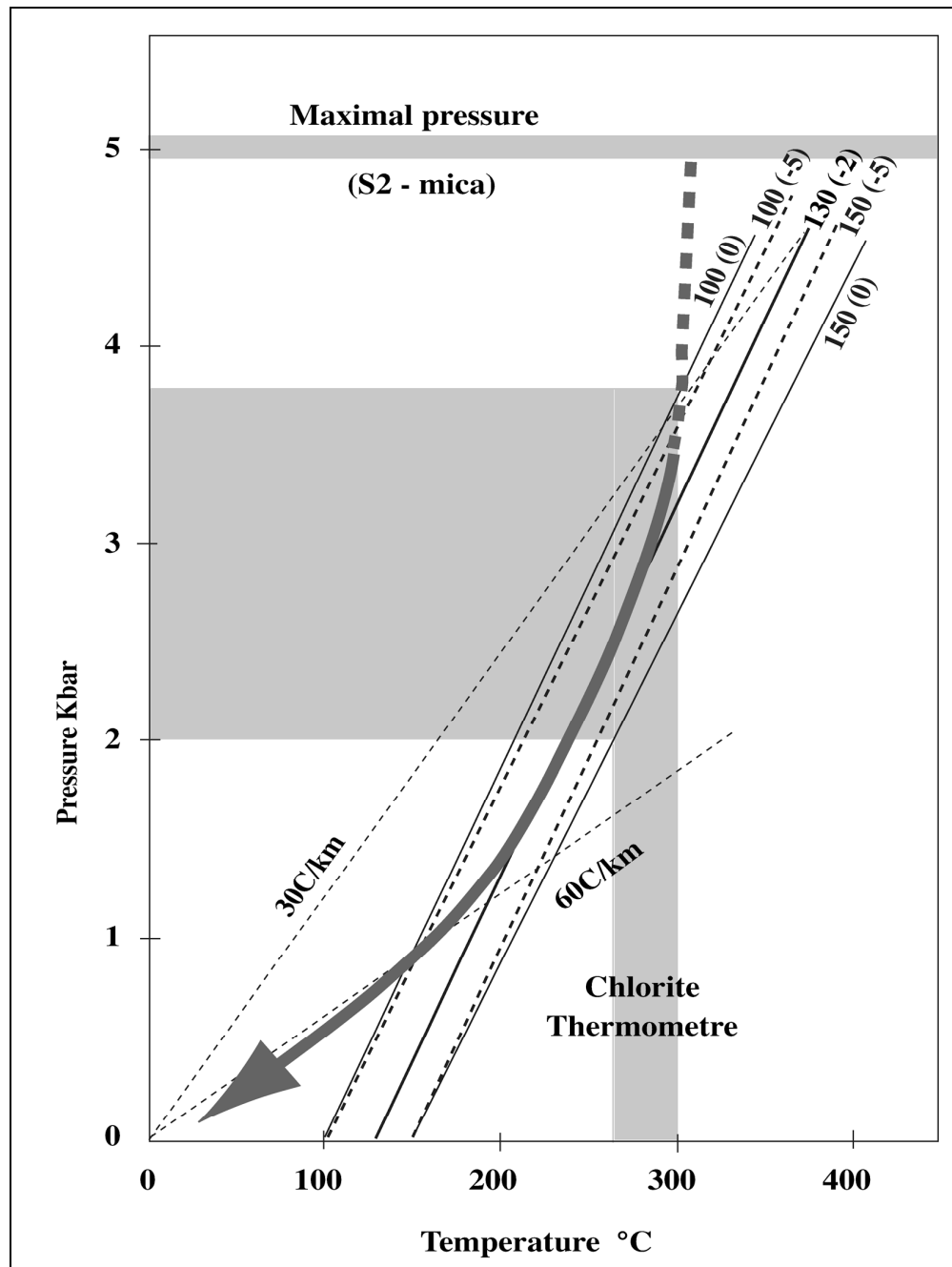


Figure 9 - P-T diagram and fluids isochores.

In the La Praz fm, the Plan Bouchet area was selected for a detailed study of the complex quartz veining related to the late normal shear zones (NSZ). Four different types of quartz veins were defined (Le Fur 1999). The two older types are clearly related to the flattening tectonic regime that characterises the D2 event (Aillères 1996). Type (1) quartz veins are parallel to S2 and locally contain re-crystallised anthracite. Type (2) quartz veins are oblique or sigmoidal with respect to S2 and contain ripidolite rosettes in

continuity with the chlorite of the matrix, which crystallised during S2. A later type (type 3 veins with quartz only) corresponds to sub-vertical “en échelon” veins corresponding to an EW to WSW-ENE extensional regime. The type (4) quartz veins are localised within the West-dipping normal shear zones (NSZ). Fluid inclusions of all the four types of quartz veins are aqueous and display similar microthermometric characteristics. Ice melting temperatures are comprised between -5°C and 0°C and correspond to low salinity fluids (8 to 0 wt. % NaCl respectively). Homogenisation temperatures are ranging between 100°C and 160°C with a few higher values up to 290°C obtained on decrepitated fluid inclusions. The almost constant composition of the fluids (low salinity H₂O) and of the minerals whatever the quartz vein type suggests that the fluids have a local origin and that the whole deformation occurred in a closed system. The isochores calculated from microthermometric data on fluid inclusions are steep and similar for all types of quartz veins (Fig. 9). This suggests a fast decrease of both pressure and temperature along a P-T path parallel to the isochores. Microprobe analyses of S2-related white micas and of ripidolites from type 2 veins yielded an estimate of PT conditions that prevailed at the D2/NSZ transition. The Massone & Shreyer's (1987) geobarometer on S2-related white micas provides a maximum pressure of 5 Kb while the chlorite geothermometer of Cathelineau & Neiva (1985) applied on ripidolite from type 2 veins indicates a temperature range of 270-305° C.

The geometrical relationships between different types of quartz veins, the homogeneity of the related fluids and minerals and the steep isochores suggest that D2 and the NSZ - and thus F3 folds - belonged to a deformation continuum. D2 corresponds to a pure shear regime according to Aillères (1996) and was thus progressively grading toward a simple shear regime with a westward movement. Intersection of the steep isochores with the 270-305°C temperature-range provided by the chlorite thermometer indicates a pressure of 3 ± 1 Kb during D2. Such values are far from the D1 HP conditions determined further East in Vanoise and Ambin (Ganne et al. 2003) - an indirect evidence suggesting that the main schistosity observed in the ZHB cannot belong to that event - but very close to the conditions ascribed to D2. Therefore, the P-T path parallel to the isochores deduced from the fluid inclusions study suggests a fast uplift of the ZHB from ca. 12 km in depth to its present day position.

(4) Discussion and conclusions

This study cannot answer all the problems of the ZHB, many lives of climbing in unstable cliffs should be necessary to carry on a complete inventory. It seemed important to point out of what is known and what are the remaining questions after about 15 years of field work. The proposed interpretations may help understanding the tectonic and metamorphic evolution of the more internal alpine zones further East.

The kinematic evolution of the Penninic-Briançonnais front zone was not the aim of our study. It is currently under survey with detailed studies in the Sub-Briançonnais, Valaisan and Flysch zones (Fügenshuh et al. 1999, Ceriani et al. 2000, Ceriani & Schmid, in press). The authors have deciphered a multistage evolution including early deformation events with N to NW directed movements, followed by eastward extension, late NW-directed thrusting and a very young ($< 5\text{Ma}$) eastward normal faulting - Is it responsible for the tilting of the Encombres Unit? These movements are accommodated differently along the Penninic Front Zone and several discontinuities (PF, BF, and a Roselend Thrust) may be active in relay, at different times. The ZHB is concerned because FT

dating of zircon and apatite (Fügenshuh et al. 1999) have shown that the BF in the north (Petit St Bernard area) and the PF in the south (Arc river) correspond to the western boundary of an eastern down-faulted domain (= most of the Penninic domain). Further North, it may be linked to a neo-Alpine exhumation of the Helvetic domain (Perello et al. 1999). Another point concerns the classical schistosity fan ("éventail Briançonnais") displayed by the East-dipping Encombres Unit versus dominant West-dipping structures farther east. We have shown that the eastern limit of the Encombres unit is a clear-cut late fault which separates units where the most conspicuous schistosity is at right angle on both sides (Figs 4 and 7)). The cross-section proposed by Baudin (1987) near the Col du Petit St Bernard area is very similar to that proposed here for the Encombres area and suggests a similar tectonic and metamorphic break between the main ZHB and a western, less metamorphic strip of Carboniferous rocks (St Bernard pass area). Assuming that the low-grade schistosity of the Encombres Unit is equivalent to the regional S2 schistosity, a roll-over type behaviour was previously proposed, related to a late normal faulting across the PF zone (Aillères et al., 1995). However, this model is not consistent with the observed change in metamorphic conditions.

According to Debelmas & Desmons (1997), the CTZ corresponds to a late back-thrust. Current observations show a parallelism between F3 axial planes observed in the easternmost ZHB (Chavière area) and the strong crenulation cleavage and/or transposed greenschist-facies schistosity (Ganne et al, in press) observed in the Scythian quartzites and Permian conglomerates of Vanoise. This schistosity grades to a penetrative schistosity in the more ductile basement lithologies. Such parallelism, together with the refolding of earlier tectonic contacts, suggests that they belong to a same tectonic event. Ganne's D2 event (in press) defined in South Vanoise should group the D2 and D3 events defined in the ZHB, D3 in Vanoise corresponding either to post schistosity folds or to low-angle retrogressive shear bands. Another similarity consists in the syn-to late-kinematic growth of albite in both the S2 of ZHB and Vanoise. By contrast, east of the CTZ, the poorly defined S1 of the ZHB may become the best characterised tectonic surface - characterised by preserved high-pressure mineral assemblages that are lacking in the ZHB. Another contrast between the ZHB and Vanoise domains concerns the post-D2 shear zones: they are mostly west-dipping normal faults in the ZHB whilst in South Vanoise, East of the Chavière tectonic Zone, they correspond to low-angle East-verging shear zones. One of these shear-zones - the FAF Shear Zone, East of the Pointe de l'Echelle ridge (Fig. 1) - has a regional importance. It separates the Permian conglomerates + Scythian quartzite + Middle Triassic to Eocene carbonates sequence of the Chavière-Pointe de l'Echelle ridge from the South Vanoise basement. This basement is tectonically overlain farther east by the Liassic formations of the Dent Parrachée nappe (Platt and Lister, 1985), an early D1 nappe the contact of which being itself folded by D2. The age of the D2 (D3) shear zones (ZHB and South Vanoise) is reasonably well known from Rb-Sr dating of phengites (Freeman et al., 1997, Ganne et al., in press) at ca 34-36 Ma but their movement direction looks somewhat erratic at regional scale. They are either West-verging in the ZHB (Aillères et al., 1995) and in the Gran Paradiso (Rolland et al. 2000), or East-verging in Ambin and South Vanoise (Ganne et al., in press) and were interpreted as resulting from the vertical shortening of the whole tectonic edifice in a collapse-type situation. At larger scale such a shear zone pattern confirms observations of the dominant flattening regime registered by the S2 schistosity of ZHB (Aillères 1996). Deformation and thermal continuum evidenced in both ZHB and Vanoise between D2 and the D3 folding and shearing are interpreted as resulting from a major collapse

subsequent to the exhumation of the high-pressure units (= traditionally interpreted as early "nappes") instead of the regional backthrusting and backfolding event previously proposed by most authors.

To conclude, two questions have still to be answered:

- In the ZHB, there is a possibility that the internal tectonic contacts correspond to the reactivation of pre-alpine faults (Late Carboniferous to Liassic in age). A better knowledge of the detailed stratigraphy through a systematic search for critical Carboniferous floras is a necessary pre-requisite to test such a pre-alpine, post Carboniferous basin tectonic activity.

- The knowledge of the recent, post metamorphic and post ductile deformation of the Penninic domain has still to be improved. E-W open fractures are known in the ZHB (this study, Bertrand et al., 1996) and unpublished very young FT apatite ages suggest a major, EW-trending normal fault along the Arc River (Ménard, pers. comm., Sabil & Ménard 2000). A similar large-scale normal fault was also proposed in the upper Arc River which separates the Ambin Massif and South Vanoise (Fudral 1998). Together with new geomorphological observations a dense network of FT analyses should be now necessary to complement the existing data in Switzerland and Italy (e.g. Malusa', 2004) that suggest an old, pre-Miocene age for most of the post -metamorphic evolution.

The low-grade formations of the ZHB were probably not deeply involved in the Ligurian and Valaisan subduction zones as suggested by the slight high-pressure metamorphic imprint (lawsonite). They offer a good opportunity to understand the kinematics of the last stages of the syn-convergence exhumation processes that governed the building of the Internal Penninic Alps. Unfortunately, except for the evidence of early tectonic contact between alien geological formations, we got no clear clue concerning their movement direction. As early tectonic contacts are refolded, often at large scale and as the D2 strain regime was dominated by flattening, it is suggested that the early "nappes" were emplaced as steeply dipping crust slices. Thus, the classical back-folding and back-thrusting processes advocated in many papers (e.g. Platt & Lister 1985, Platt et al. 1989, Butler & Freeman 1996) may be explained by the preservation in the extruded slices of the primary stratigraphic order. In such case, the subsequent regional flattening, evidenced from finite strain studies (Aillères 1996), may have folded the whole stack in keeping a dominant top-to the East younging direction within most stratigraphical unit, a feature which does not imply a significant eastward displacement. The end product of this evolution corresponds to the large to small- scale shear zones for which a clear image has still to be deciphered at regional scale.

Acknowledgements –This study was supported by the GeoFrance3D program (1997-2000 - INSU, BRGM, MENRT) and we thank especially P. Ledru for his help. For helping to survive to about 15 years of climbing in carboniferous sandstones and black schists between 2000m and 3000m, the senior author would like to thank all the friends, geologists or not, who participated to field work with special thank to D. Mercier for numerous hot discussions. P. Lacombe, G. Ménard and AlpeTunnel geologists are thanked for providing access to borehole cores and geophysical data. J.P Martinod and S. Morel (Parc de la Vanoise) are also thanked for allowing us to wander and sample in protected areas.

References

- | | |
|--|---|
| <p>AILLÈRES, L. 1996: Structure et cinématique de la Zone Houillère Briançonnaise entre Arc et Isère (Alpes françaises): Apport de l'inversion des données de la déformation finie aux modèles</p> | <p>cinématiques classiques. Unpublished Thesis, Nancy, 136 p.</p> <p>AILLÈRES, L., BERTRAND, J.M., MACAUDIÈRE, J. & CHAMPENOIS, M. 1995: Structure de la Zone</p> |
|--|---|

- Houillère Briançonnaise (Alpes françaises), tectonique néoalpine et conséquences sur l'interprétation des Zones Penniques Frontales. C. R. Acad. Sci. Paris II, 321, 247-254.
- BARFÉTY, J.C., LEMOINE, M., DE GRACIANSKY, P.C., TRICART, P. & MERCIER, D. (coll: PECHER, A., BERTRAND, J., NIEVERGELT, P., AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., DUMONT, T., MONJUVENT, G., GOFFÉ, B., KIÉNAST, J.R., MEVEL, C., GRAVOST, M., SAURET, B., GODEFROY, P. & MARTIN, C. 1995: Notice explicative de la feuille Briançon à 1/50.000. Carte géol. France, BRGM, Orléans, n° 823, 180p.
- BAUDIN, T. 1987: Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle briançonnais. Unpublished Thesis, Grenoble, 259 p.
- BERTRAND, J.M., AILLÈRES, L., GASQUET, D. & MACAUDIÈRE, J. 1996: The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations. *Eclogae geol. Helv.* 89, 297-320.
- BERTRAND, J.M., GUILLOT, F., LETERRIER, J., PERRUCHOT, M.P., AILLÈRES, L. & MACAUDIÈRE, J. 1998: Granitoids from the "Zone Houillère Briançonnaise" (Savoie and Valle d'Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology. *Geodin. Acta*, 11, 33-49.
- BERTRAND, J.M., PIDGEON, R.T., LETERRIER, J., GUILLOT, F., GASQUET, D. & GATILIO, M. 2000: SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 80, 225-248.
- BROUSMICHE-DELCAMBRE, C., MERCIER, D. & COQUEL, R. 1995: Implications stratigraphiques de la révision de la flore carbonifère au Sud de Briançon. C. R. Acad. Sci. Paris II, 320, 335-340.
- BROUSMICHE-DELCAMBRE, C., MERCIER, D. & COQUEL, R. 1996: Révision de la flore carbonifère du Briançonnais. Implications stratigraphiques. 1^{ère} partie: Vallée de la Durance au Sud de Briançon. *Palaeontographica Abt. B*, Stuttgart, 239, 77-107.
- BUCHER, S., SCHMID, S.M., BOUSQUWET, R. AND FÜGENSCHUH, B. 2003: Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappe refolding, back-thrusting or normal faulting. *Terra Nova*, 15, 109-117.
- BUTLER, R.W.H. & FREEMAN, S. 1996: Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, western Alps. *J. Struct. Geol.*, 18, 909-923.
- CABY, R. 1964: Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la Vallée étroite (Savoie, haut Val de Suse). *Trav. Lab. Géol., Fac. Sci. Grenoble*, 40, 131-186.
- CABY, R. 1992: Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. C. R. Acad. Sci. Paris II, 315, 1517-1523.
- CABY, R. 1996: Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 229-267.
- CATHÉLINEAU, M. & NIEVA, D. 1985: A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 235-244.
- CERIANI S. AND SCHMID, S.M. in press: From N-S collision to WNW-directed post-collisional thrusting and folding: structural study of the Frontal Penninic Units in Savoie (Western Alps, France). *Eclogae Geol. Helv.*
- CERIANI, S., FÜGENSCHUH, B. & SCHMID, S. 2001: Multi-stage thrusting at the "Penninic Front" in the Western Alps between Mont Blanc and Pelvoux massifs. *Int. J. Earth Sciences*, 90, 685-702.
- DEBELMAS J., DESMONS, J., ELLENBERGER, F., GOFFÉ, B., FABRE, J., JAILLARD, E. & PACHOUD, A. 1989: Notice explicative de la feuille Modane à 1/50.000. Carte géol. France, BRGM Orléans, n° 775, 53 p.
- DEBELMAS, J. & DESMONS, J. (coll: DEVILLE E., FUDRAL, S., GOFFÉ, B., GUILLOT F. & JAILLARD, E.) 1997: Géologie de la Vanoise. Documents BRGM, Orléans, 266, 187p.
- DESMONS, J. & MERCIER, D. 1993: Passing through the Briançon Zone. In "Pre-Mesozoic Geology in the Alps" J.F. Von Raumer & F. Neubauer Eds, Springer Verlag, Berlin, 279-295.
- DÉTRAZ, G. 1984: Etude géologique du bord interne de la zone Houillère briançonnaise entre la vallée de l'Arc et le massif de Péclet-Polset (Alpes de Savoie), Unpublished Thesis, Grenoble, 159 p.
- DÉTRAZ, G. & LOUBAT, H. 1984: Faciès à disthène, staurotite et grenat dans un micaschiste appartenant à l'unité des "Gneiss du Sapey" (Vanoise, Alpes françaises). *Géol. Alpine*, 60, 5-12.
- ELLENBERGER, F. 1958: Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mém. carte géol. France*, 561 p.
- FABRE, J. 1961: Contribution à l'étude de la Zone Houillère Briançonnaise en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. BRGM*, 2, 315 p.
- FABRE, J., SCHADE, J., BAUDIN, T., DESMONS, J., MERCIER, D. & PERRUCCIO-PARISON, M.D. 1987: Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps). In "Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts", Flügel, Sassi & Grecula Eds, Mineralia slovaca, Monography, Alfa Bratislava pp. 183-208.
- FABRE, R., GIDON, M. & TRICART, P. 1982: La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au nord de Névache. *Géol. Alpine*, 58, 31-52.

- FEYS R. 1957: Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes). Mém. BRGM, Orléans, 6, 387 p.
- FREEMAN, S.R., INGER, S., BUTLER, R.W.H. & CLIFF, R.A. 1997: Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16, 57-76
- FUDRAL, S. 1998: Etude géologique de la bordure Téthysienne dans les Alpes franco-italienne nord-occidentales, de la doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg saint Maurice (France). *Géol. Alpine*, Grenoble, Mem. Hors série. 29, 306.
- FUGENSCHUH, B., LOPRIENO, A., CERIANI, S. & SCHMID, S.M. 1999: Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moutiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Int. J. Earth Sci.*, 88, 201-218.
- GANNE, J. 2003: Les dômes de socles HP-BT dans le domaine Pennique des Alpes nord-occidentales (massifs d'Ambin et de Vanoise Sud) : modalités de leur exhumation. Thèse doct. Univ. Savoie - Chambéry. , 338 p. (available online at <http://tel.ccsd.cnrs.fr/documents/archives/00/00/67/68/tel-00006768-00/tel-00006719.pdf>)
- GANNE, J., BERTRAND, J.M. & FUDRAL S. in press: Structural evolution of the Ambin massif (Savoy, French and Italian Western Alps). *Tectonophysics*, accepted 2003
- GANNE, J., BUSSY, F. & VIDAL, O. 2003: Multi-stage garnet in the internal Briançonnais basements (Ambin and South Vanoise massifs) : new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *J. Petrol.*, 44, 1281-1308.
- GUILLOT F. 1987: Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (Zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Unpublished thesis Grenoble, 280p.
- GREBER, C. 1965: Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. Mém. BRGM, Orléans, 21, 380 p.
- MALUSA', M.G. 2004: Post-metamorphic evolution of the Western Alps - kinematic constraints from a multidisciplinary approach. Tesi di dottorato, Torino.
- LE FUR, F. 1999: Etude cinématique d'un réseau de veines de quartz (Plan Bouchet, Zone Houillère Briançonnaise) *Géol. Alpine*, 75, 187-190.
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212-224.
- MERCIER, D. 1998: Les bassins carbonifères des Alpes Occidentales. Cours de 3^{ème} cycle romand, Lausanne 12-10-98.
- MERCIER, D. & BEAUDOIN, B. 1987: Révision du Carbonifère Briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. *Géol. Alpine*, Mém. h. s., 13, 25-51.
- MUGNIER, J. L., LOUBAT, H., & CANNIC, S. 1993: Correlation of Seismic Images and Geology at the Boundary Between Internal and External Domains of the Western Alps. *Bull. Soc. géol. France*, 164, 697-708.
- PERELLO, P., PIANA, F. & MARTINOTTI, G. 1999: Neo-Alpine structural features at the boundary between the Penninic and Helvetic domains (Pré S.Didier-Entrèves, Aosta valley, Italy). *Ecogae geol. Helv.*, 92, 347-359.
- PLATT, J. P., & LISTER, G. S. 1985: Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.*, 7, 145-160.
- PLATT, J. P., LISTER, G. S., CUNNINGHAM, P., WESTON, P., PEEL, F., BAUDIN, T., & DONDEY, H. 1989: Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. In M. P. Coward, D. Dietrich, & R. G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub., London, 45, 135-152).
- ROLLAND, Y., LARDEAUX, J.M., GUILLOT, S. & NICOLLET, C.: 2000: Extension syn-convergence, poinçonnement vertical et unités métamorphiques contractées en bordure ouest du Grand Paradis (Alpes Franco-Italiennes). *Geodin. Acta*, 13, 133-148.
- SABIL, N. & MÉNARD, G. 2000 : Apport des traces de fission sur apatite aux reconnaissances du tunnel d'Ambin. 18^{ème} Réunion Sci. Terre, Paris, abstract p. 228.
- SCHADE, J. 1983: Le synclinal de Saint-Martin-de-Belleville et son permien uranifère (zone houillère briançonnaise, Alpes de Savoie). Unpublished Thesis, Grenoble, 250p.
- SCHADE, J., GREBER, C. & FABRE, J. 1985: Nouvelles récoltes de plantes dans la zone houillère (Alpes françaises) au col de la Ponsoinière (Valloire) et au Mont du Vallon (Meribel). *Géol. Alpine*, Grenoble, 61, 165-172.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Ecogae geol. Helv.*, 86, 1-45.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. 1998: Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, 298, 159-204.
- SUE, C. 1998: Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. Unpublished Thesis, Univ. J. Fourier, Grenoble.

APPENDIX: some complements to cross-sections figures captions

Encombres Unit (Figure 4) - Section A (see location on **Figs. 1**) shows an interpretation of the Col des Encombres area discussed in part 2. The Perronnet fault (Fabre, 1961), parallel to the main schistosity but slightly oblique on S0, is outlined by Permian purple schist and corresponds to a tectonic contact between top-to-east Permian and top-to-west dated Westphalian D (Fabre, 1961; Schade, 1983). The geometry of the fault suggests a westward thrust. East of the Permian synform, a spectacular D2 antiform may be observed from the southern slopes of the pass. An S2 penetrative schistosity is parallel to the axial plane and is clearly superimposed upon an earlier fabric evidenced by a locally observed refolded oblique lineation and by microscopic relicts (microlithons). As previously quoted, the Encombres fault (located at the main "Col") corresponds to a sharp change in S2 attitude that is refolded east of the fault and to an increase in metamorphic recrystallization. This change may be better observed on section A' (Geffriand ridge). Unfortunately, landslides are dominant on the southern slopes toward St Michel de Maurienne and sections B and C cannot be directly compared to outcrops of the pass area. However, near Le Thyl, bedding-schistosity relationships on both sides of a fault are similar. However, the fault, well-marked in the landscape, do not correspond to a lithology contrast as in the Col des Encombres area, but is only marked by the appearance of a folded S2 schistosity on its eastern side. Near the Brequin summit, at Col de Château Bourreau (section C), open F3 folds are widespread and may be observed, at all scales all along the ridge to Cime Caron and Pointe de Thorens. S3 schistosity is strictly restricted to fold hinges.

Péclet and Chavière areas, Arc valley (Figure 5) - The Chavière tectonic zone is marked by a topography low which may be followed from Valle Stretta, south of Modane, to the Pralognan valley. Faulting (or back-thrusting) has been often advocated to explain its origin. Actually, the eastern part of section shows that the Chavière zone follows the same geometrical logic than the nearby ZHB. Contrasting with monotonous Carboniferous formations, other lithologies are involved, such as the Sapey Gneiss Unit and the Mesozoic formations of the Briançonnais domain, all these formations being juxtaposed along early (D1) tectonic contacts refolded during the D2 and D3 events. Near Col de Chavière, the west-dipping contact of the ZHB corresponds to upside down green and purplish schist attributed to Permian which overly a stack of tectonic slices including, Permo-Triassic impure quartzite, Scythian white quartzite, middle Triassic dolomite, Upper Jurassic black marbles and Cretaceous chlorite-bearing banded marbles. The main contact between the Mesozoic formations and the Carboniferous (\pm Permian) is outlined by chlorite-rich mylonites that may represent retrogressed Sapey gneisses. Similar mylonitic lenses, where gneissic structures are still recognisable, occur along the contact toward the south (vallon de Polset). A large-scale fold refolds earlier tectonic contacts - some of them being located within the Sapey gneisses as for example North of the Péclet-Polset refuge. The main arguments in favour of such large-scale post D2 folds are: - (1) a symmetry of the Permian-type lithology is observed between the bottom and top of the first ridge above the Col de Chavière (between 2796m and 2992m) ; - (2) continuity may be assumed between the quartzite occurring at the above quoted 2992m point and the quartzite lens forming the Col du Soufre ; - (3) East of the Péclet-Polset refuge a large fold (interpreted as F3 because the main schistosity is refolded) that affects both Carboniferous and Mesozoic formations is drawn on the 1/50000 map ; - (4) the highest (and thickest) lens of Sapey gneisses, situated in the upper cliff of the Aiguille de Polset is squeezed in between two tectonic contacts as it is suggested by the presence of chlorite-rich mylonites on the upper Chavière plateau.

In the Arc valley, two boreholes helped considerably for the interpretation of the section. Near Bonvillard, on the section line, the F13 borehole yielded a section of the La Praz fm down to 360 m below the Arc River level. At Plan de l'Ours, the F20 borehole (3.5 km south of the section line) showed, at relatively shallow depth, a thick inverted section of Briançonnais Mesozoic. Below undated carboniferous sandstone (probably Stephanian of the Péclet formation - two isolated outcrops nearby), drilling revealed thick Scythian quartzite (Sapey gneisses are lacking here) underlain by Middle Triassic limestone and dolomite and by black limestone attributed to Upper Jurassic. Consequently, the ZHB overhangs for at least 3 to 5 km the Vanoise Mesozoic formations. On the section, a projected line was chosen to extrapolate the structure at depth. If the same projection is applied to the main outcrop of the Sapey gneisses near Modane, the ZHB overhang upon the Mesozoic may be tentatively doubled.

Before and after subduction in Vanoise Middle Penninic units, Western Alps by François GUILLOT

Université Sci. Tech. Lille, CNRS UMR-PBDS, bâtiment SN5

F-59655 VILLENEUVE D'ASCQ Cedex, France.

E-mail: Francois.Guillot@univ-lille1.fr

Abstract - The Vanoise carbonated cover formations have recorded an undisturbed marine environment, with a growing water depth from Late Jurassic to Eocene times. Basement and silicoclastic cover units (Cambrian to Early Triassic in age) are generally in contact with the latter cover through Alpine age detachments. In NW-Vanoise, the cover series is locally overturned in the Sauvire massif. There, its stratigraphic top of presumed Eocene age is welded to the Palaeozoic basement, a fact attributable to re-deposition events, late- to post-Eocene in age. The sealing deposits have endured the same Alpine HP-LT events as the cover and the basement marked by a prominent W-dipping cleavage (S_{1-2}). The Sauvire massif outcrops, when replaced into the frame of the current progresses regarding the Alpine event-chronology, suggest that the first important Alpine event was a turbidite and olistolithe emplacement that occurred not before the Middle Eocene, immediately followed by subduction.

At a nearby site, Vanoise units were translated relatively to the more external Penninic units. This (top-to-the-West?) thrust cuts at high angle through E-verging km-scale folds and associated S_{1-2} cleavage and the basal plane is marked by an unconsolidated breccia. This apparently shallow event would be analogous to the Simplon-Aosta detachment faults, also related to the Miocene to Present period of the W-Alpine orogeny.

Based on recent reappraisals of the radiometric dating of Alpine events and on the reinterpretation of the available deep geophysical profiles, the following succession is proposed. — (1) Late Eocene [-Early Oligocene?] submarine emplacement of a turbiditic mélange, topped by the allochthonous Schistes Lustrés over the parautochthonous, detached carbonated cover, including local (re-)sedimentation in a deep trough context, together with liquefaction of parts of the series of collapsing blocks allowed by still poorly lithified levels (Permian pelites, Late Cretaceous to Eocene marls); a west-directed subduction might control this mélange generation process — (2a) short-lived W- to N-dipping subduction down to metamorphic depths, generating S_1 ; — (2b) slab-breakoff controlled, a fast upward exhumation of the buoyant parts of the prism, driven up to upper crustal levels, generating S_2 as a flat-lying cleavage and/or roughly parallel to previous subduction planes — (3) slow (Late Oligocene—Present) E-dipping collision process involving the European crust, with generalised E-dipping underthrusts in the External zone. In the Internal Alps, the exhumation-erosion process went on together with flat shallow thrusts, normal faulting, and local extensional cleavage S_3 generation.

I INTRODUCTION

Rocks from the Internal Alps have recorded a multiphase deformation. Their outcrop-scale strain pattern has been used to infer a strain history, itself further modelled so as to fit with deep geophysical data acquired since the 1980's. A succession of several episodes of Alpine deformation has been commonly assumed. However the precise dating of the successive tectonic phases is still much debated. The exact number and age of the phases have remained poorly constrained, especially the age of the peak pressure event. We intend to demonstrate that the geological record, though often neglected, has to be invoked again. In the Middle Penninic domain, the latest sedimentation had locally recorded a pre-metamorphic tectono-sedimentary event, in the Sauvire massif. Late, post-foliation events were also recorded in the same area of Northern Vanoise (fig. 1). Putting together those data and recent progress in the geochronological exploration of the Alpine events might yield a renewed scenario for the W-Alpine orogen.

Chronological data

During the last decade, various refinements of radiometric dating procedures have helped bracketing the age of the peak pressure of low temperature-high pressure (LT-HP) Alpine metamorphism between 45 and 32 Ma in the Penninic realm. The uplift to upper crustal level is related to fission-track cooling ages (ca. 30 to 7 Ma : Hurford & Hunziker 1989; Hurford *et al.* 1991) correlated with the erosional process and peri-Alpine deposits (Schlunegger *et al.* 1997; Kuhlemann *et al.* 2000; Bernet *et al.* 2001; Carrapa & Di Giulio 2001). Convergent results from various isotopic dating techniques (Tilton *et al.* 1991; Barnicoat *et al.* 1995; Duchêne *et al.* 1997; Freeman *et al.*

1997; Freeman *et al.* 1998; Markley *et al.* 1998; Rubatto 1998; Rubatto *et al.* 1998; Amato *et al.* 1999; Rubatto & Gebauer 1999; Rubatto *et al.* 1999; Dal Piaz *et al.* 2001) now suggest that a relatively short time interval, maybe only 2 to 5 My, separated the peak pressure event from the exhumation to upper crustal level. Admitting that such vertical movements were much faster (following Gebauer *et al.* 1997; Rubatto & Hermann 2001) than what was previously believed (e.g. Hsü 1991; Hunziker *et al.* 1992; Avigad *et al.* 1993) imposes a revision of conventional tectonic models and a renewed interpretation of some basic geological facts.

Among such facts the youngest stratigraphical age of rocks affected by the metamorphism is obviously of interest. Recently an Early Bartonian age (P13 zone \approx 42—38Ma; Barféty *et al.* 1992) was found for the Nummulitic, syntectonic but marine Flysch Noir deposit near Briançon. Other pieces of paleontological evidence are the early Oligocene age of a pre-metamorphic, syntectonic flysch deposit from the Valais zone (Bagnoud *et al.* 1998), and the existence of metamorphosed Eocene fossils in the more internal zone of Vanoise (Ellenberger *et al.* 1952; Ellenberger 1958). Indeed, the Vanoise region hosts the most internal fossiliferous series in the Internal W-Alps (Ellenberger 1958; Deville *et al.* 1992); more internal units would have been too strongly metamorphosed to allow any fossil preservation (e.g. Venturini *et al.* 1994). Also owed to biostratigraphy, another set of data has to be kept in mind: the so-called "Prealps" Nappes (fig. 1A) were not transported north-westward onto the External realm before the end of the Oligocene times (Hsü 1989; Gidon 2000). The Prealps Nappes comprise unmetamorphosed cover series originated from the Briançonnais and Piedmont zones.

Tectonic models

(a) *Traditional model.* Argand's vision of Alpine nappes is paradigmatic in structural geology (as quoted by Markley *et al.* 1999 p. 1123, with references to Argand's works). Regarding the deformation of the axial part of the Alps, Argand's model has been used world-wide for almost a century. His backfolding and backthrusting notions have been invoked to explain the double vergence of various objects, from a single fold up to mountain chains (e.g. Mosar 1999; Weh & Froitzheim 2001). The Vanoise domain is a part of the Middle Penninic realm that represents the southward continuation of Argand's Siviez-Mischabel Nappe. In the line of Argand, a two-stepped tectonic model has been proposed for the Vanoise Massif (Ellenberger 1958; Ellenberger & Saliot 1967): (1) top-to-the-W piling up of feather-shaped nappes, with a generalised detachment of the carbonate Mesozoic cover from its siliceous Palaeozoic basement; and (2) eastward backfolding, accounting for the W-dipping cleavage that prevails in Vanoise.

(b) *UHP in[ter]vention.* Further advances in the structural interpretation of the mountain chains have arisen from the pressure estimations of HP- and UHP-metamorphism. Before the cornerstone discovery of coesite 3 GPa-assemblages in the Dora Maira massif (Chopin 1984), HP-LT assemblages had been found in the Dogger metabauxite of Vanoise (Goff   1982), suggesting \sim 0.8 GPa, 350  C as possible peak conditions. Such results seemingly partly invalidated the previous hypothesis promoted for the first phase of Alpine movements of gravity-driven nappes, namely 'Tectonique pennique    découvert' (\approx approx. translated into 'open-air feather-shaped nappe [in section] tectonics', after Ellenberger & Saliot 1967), as the source of the metamorphism. From this respect the word "nappe" (e.g. Bearth 1967; Avigad *et al.* 1993; Spalla *et al.* 1996) has become irrelevant when employed to refer to deep units.

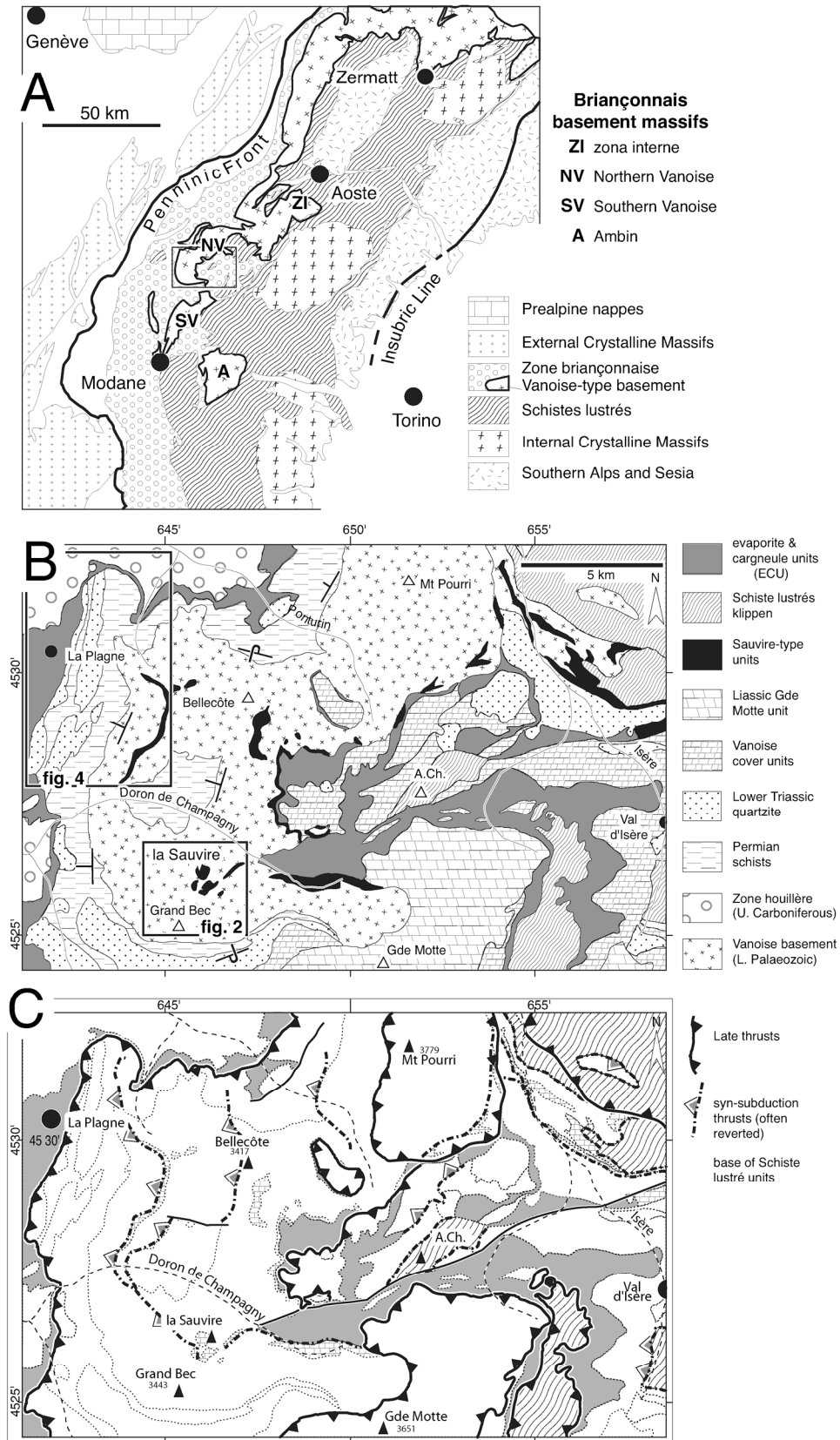


Fig. 1- Northern Vanoise geology. **A** : W-Alps main units. **B** : simplified geology of Northern Vanoise from **Debelmas et al. 1989** and personal field work. **C** : main thrusts. "A. Ch.": Aiguille du Chardonnet.

(c) *Geophysical constraints.* The next important advance has originated from geophysical results. The present-day deep structure of the arcuate western Alps is dominated by great inward-dipping reflectors interpreted as thrusts. Such a deep pattern appears in fair agreement with the inward-dipping

Alpine cleavage of the external zones. Extrapolating an inward-dipping subduction as the driving mechanism during the whole history of the chain is postulated in most models derived from the ECORS-CROP results (e.g. **Polino et al. 1990; Tardy et al. 1990; Roure et al. 1996; Schmid et al. 1996; Schmid & Kissling 2000**). As a consequence, the eclogitic basement of the Internal Crystalline Massifs (Monte Rosa, Gran Paradiso, Dora Maira) has often been considered as subducted European basement pieces (**Gebauer 1999; Froitzheim 2001**). Often called 'basement nappes' (though improperly because the word "nappe" should be reserved to shallow emplaced units), it would have been lately exhumed from under a stack of E-originated allochthonous units, mainly the oceanic Schistes Lustrés and associated ophiolites and overlying Austro-Alpine units.

(d) *External-ward dip of the Penninic realm.* In France, starting not far from the Penninic front eastwards, the main cleavage dips to the West in a major part of the Briançonnais. The same W-dip holds for the contacts separating major units. This pattern holds, from S to N, at least from the Mont Viso region (dip direction around N240, **Gidon et al. 1994**) to Vanoise (N270, this paper) up to the Valais (N290, **Gouffon 1993**). Further to the ENE, following the arcuate shape of the NW-Alpine chain, the main dip direction turns clockwise to N340 along the Swiss-Italian border near Zermatt (**Bearth 1967**). Based on such considerations, the classical backfolding hypothesis has been rejected (**Caby 1996**), attributing the latter pattern to a generalised inward-directed crustal exhumation throughout the Penninic domain. Local compression, generating the external-ward dipping cleavage and the associated m- to km-scale folds, would have resulted from "forced extrusion" of antiformal HP-units of greater scale. The same author (**Caby 1992**) has also advocated an external-ward dipping, early subduction for the Penninic domain units, that would be responsible for the first phase of deformation and of HP- to UHP-metamorphism. The main, subduction-related, early thrusts would have been reworked as normal faults during the exhumation process. A ca. 34 Ma age has been found for one of these contacts, a W-dipping greenschist fault zone separating the Briançonnais greenschist domain from the more internal Gran Paradiso eclogitic massif (**Freeman et al. 1997**). Based on similar datings, the E-verging, deep deformation of the Briançonnais would have occurred at ~35 Ma (**Schmid & Kissling 2000; Ganne et al. 2003**). Ages between 42 and 37 Ma have been produced for analogous, steep but N-dipping greenschist shear zones near Zermatt (**Cartwright & Barnicoat 2002**). Late, top-to-the-W (or -N) shallow thrusts (e.g. the Simplon-Aosta thrust) fit better with the present, internal-ward dipping, subduction of the European plate (**Gouffon 1993; Markley et al. 1999**).

Keeping those conflicting ideas as a background, the present paper details field data collected on two adjacent zones of the Middle Penninic domain (**fig. 1**) where the W-dipping cleavage **S1-2** is prominent. In the first site, the cleavage affects a preserved pre-metamorphic contact between the Palaeozoic basement and the Meso-Cainozoic cover of the Vanoise massif. There, in the Sauvire massif, the mode and age of emplacement of the earliest Alpine nappes can be better constrained, from simple litho-stratigraphic data. In the second site, located at the western front of the Vanoise zone, a post-**S1-2** thrust plane has cut at high angle through the **S1-2** W-dipping cleavage. Our geological observations might help choosing amongst various tectonic models for the Internal Alps.

II. GEOLOGICAL CONTEXT

Main units.- The Middle Penninic domain of the Western Alps, also called Briançonnais domain in France, includes two main N-S elongated zones (**fig. 1**) from W to E, in Savoie, France:

— To the East of the Briançonnais Front (BF, **fig. 1**), the Zone Houillère is made up of an Upper Carboniferous Coal Measures series with remnants of a Permo-Triassic series of New Red Sandstone-type (variegated pelites and sandstones), intensely folded together. The main thrusts and faults are marked by lenses of parautochthonous Mesozoic cover of Briançonnais type, especially Triassic evaporite and cargneule units (ECU) –cargneule is a local name for a de-sulphated evaporite mélange formation turned to ground dolomite.

— The Vanoise Zone (also called 'zona interna' by the Italian geologists) comprises three series: (1) a Lower Palaeozoic basement (U-Pb on zircon: 507±9 Ma, **Guillot et al. 1991**; 479±7 Ma,

Bertrand & Leterrier 1997; 512±7 Ma, **Bertrand et al. 2000**) apparently devoid of any Carboniferous cover (2) a NRS-type Permo-Triassic cover series, resting unconformably on, but often still attached to, the basement; hence it has been grouped with the basement under the name of 'série siliceuse' (**Ellenberger 1958**) (3) by opposition, the 'série carbonatée', Middle Triassic to Eocene in age, is generally decoupled from the 'série siliceuse' units. The main cover units occur in tectonic contact against the siliceous basement units. Their contact is often marked by ECU though in Southern Vanoise the thick Permian pelite formation have been shown to host a major décollement (**De Roo & Lister 1987**). The cover massifs also include Mesozoic allochthonous calcschists, the Schistes lustrés units of oceanic origin, namely the Grande Sassièrre and Chardonnet units, also surrounded by thick ECU.

Briançonnais cover.- The classical Vanoise series is given hereafter a brief description in order to demonstrate the abnormal, but significant, position of the Sauvire cover and to constrain its age and mode of emplacement. The series have been thoroughly studied for years, mainly in French writers' works (see a compilation in **Debelmas et al. 1997**) and the main outcrop locations are available from french geological maps (**Debelmas et al. 1988; Debelmas et al. 1989; Debelmas et al. 1991**). Only partial or local descriptions exist in English, in papers that were rather devoted to tectonics (**Platt & Lister 1985a; Platt & Lister 1985b; De Roo & Lister 1987; Platt et al. 1989; Deville 1990; Jaillard 1999**), with one recent exception regarding the southernmost Briançonnais area (**Michard & Martinotti 2002**). Here, the main sedimentological data and the commonly accepted models (in French : **Ellenberger 1958; Mégard-Galli & Baud 1977; Broudoux et al. 1984; Deville 1986; Jaillard 1988; Broudoux & Raoult 1989**) deserve a short account.

A reference Meso-Cainozoic log for the main cover units of Vanoise shows the predominance in thickness (500 m to 1500 m) of the basal Triassic limestone-dolomite-evaporite sequence attributed to shallow platform deposition. At the top of the Triassic sequence, Middle Jurassic emersive and erosive, rifting-related events of the Tethyan extensional tectonics have eroded the Triassic sequence to a variable extent (**Raoult et al. 1984**). In the Grande Motte nearby basin, a thick Liassic series of banded siliceous limestone were deposited (**Deville 1990**). Across all units, the Dogger period is represented by a thin level of carbonaceous shale and limestone ± local bauxite and dark-blue sandstones. The end of Jurassic times is marked by the deposition of the white, pure, Malm to Berriasian limestone formation. Typical of the Vanoise domain are the absence of Lower Cretaceous age layers and the condensed character of the Upper Cretaceous to Eocene age deposits. From their equivalent in the Prealps series, the latter deposits originally consisted in pink marls, presently metamorphosed into green to yellow phyllite-rich marble. Inside the phyllite-rich marble, metalliferous hard-grounds indicate very slow deposition episodes. Preserved faunas have been discovered in such cm-thick hard-grounds, where a single nodule may yield Cenomanian to Eocene micro fossils (**Ellenberger et al. 1952; Ellenberger & Raoult 1979; Broudoux & Raoult 1989**). The series is topped by the Schistes de Pralognan formation: this 10 to 50 m-thick, black, calcareous shale, is indicative of a faint detrital impulse. Based on its position and facies, the formation has been attributed a Middle to Late Eocene age and considered as the equivalent of the Nummulitic Flysch Noir near Briançon (described by **Debelmas 1955; Gidon 1962; Barféty et al. 1992**).

Facies analysis completed by major and trace element chemical analyses of the Malm to Eocene series (**Broudoux et al. 1984**) have suggested permanent deep sea conditions, with a water-depth ~500 to 1000 m for the Malm pelagic limestone. Greater depths are probable for the Upper Cretaceous to Eocene pink clay, where deposition gaps and hardgrounds have been related to periods under the CCD and/or to submarine vaning by deep-seated currents.

Taken together, all the sedimentological and geochemical characters attest of a permanently stable, undisturbed, distal and deep submarine environment during ≥100 My, from Late Jurassic (160—145 Ma) until at least the Lutetian-Bartonian boundary (~43 Ma). Whilst we are aware of the attribution to Upper Cretaceous tectonic events of some chaotic and re-deposited facies on the eastern border of the Vanoise domain (**Debelmas et al. 1997**), the facts we have collected from the Sauvire should help considering other explanations.

III. SAUVIRE OUTCROPS

Previous works.- Several outcrops, located to the north of the Doron de Champagny (fig. 1B) also show carbonated cover rocks intimately folded with —hence apparently undetached from— the underlying rocks. There from bottom to top were observed (i) basement rocks; (ii) 1 to 2 meters of Permian-looking grits (iii) Triassic-looking dolomite and/or marble. Hence all small cover inliers were interpreted as remnants of a reduced, autochthonous Permian to Mesozoic cover (**Raoult 1980a; Raoult 1980b; Guillot & Raoult 1984; Guillot 1987**), an interpretation that looks no longer tenable taking into account the results of the present paper.

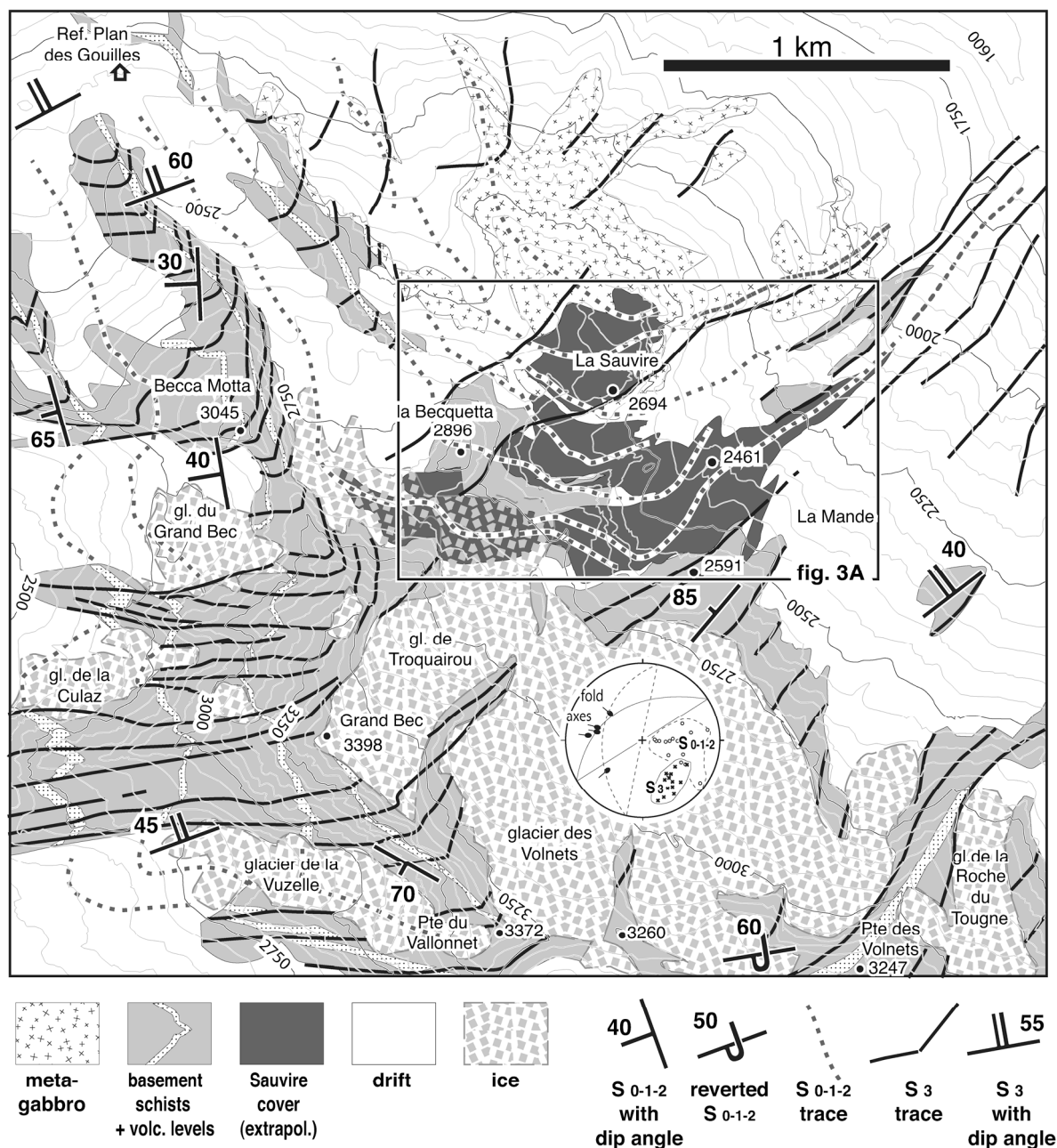


Fig. 2.- Structural map of the Sauvire area, located on fig. 1A.

The Sauvire marble series was better interpreted (by **Jaillard 1990**) as follows. (1) It is an almost complete Briançonnais cover series composed of the classical (Liassic breccia)+(Dogger black levels)+(Malm marble)+(Late Cretaceous to Early Tertiary "mabres chloriteux") formations (2) It rests over the Palaeozoic basement by its stratigraphic top, (3) The underlying, Permian-like grits located between the overturned cover and the basement were tentatively attributed to a re-sedimentation, also Late Cretaceous to Early Tertiary in age (4) The Sauvire cover is a klippen of a thin nappe resting on the basement through a major tectonic contact. At the time of Jaillard's work, the hypothesis of Upper Cretaceous tectonic events had become a commonly accepted notion, based on 80-120 Ma swarms of argon dating results (**Hunziker et al. 1992**). Though we are able to maintain some of Jaillard's attributions, our own field work as well as the Alpine paradigm evolution require a more precise description of the Sauvire outcrops (**figs. 2 and 3**).

In the Sauvire massif, only a part of the characteristic Meso-Cainozoic Briançonnais cover series is present. The characteristic quartzite formation of lower Triassic age is lacking, only younger formations were recognised. A three-fold description is necessary for our purpose: (1) parts of a typical

Vanoise cover; (2) basement formations (as studied in detail by **Cosma 1999**); (3) transition rocks between the basement and the cover.

Description of the Sauvire cover

Vanoise type cover rocks.- The following succession was reconstituted by putting together several sections of the Sauvire massif: — **td** (up to 100 m-thick), pale to dark-grey dolomite clasts in a grey dolomite matrix; pockets of thinly banded, pink-and-white marble (stromatolite structures ?) were found in some occurrences of **td** (folds located to the W of the 2694 Sauvire summit in fig. 3) where the dolomite is rather orange in colour and passes locally to cargneule — **jm** (≤ 5 m) black carbonaceous schist and dark bluish-grey sandstone were observed only in the westernmost anticline, where they fill lobate pockets inside **td**; by contrast, the contact with the next formation **js** is planar — **js** (up to 50 m) translucent, white massive marble shows a dm-spaced bluish layering — **ce** (1 m to 15 m) in some sections comprises only 1-2 m of green and yellow phyllite-rich marble arranged in dm-thick bands determined by the variable phyllite content; at La Mande (alt. 2461 in fig. 3), the facies is nearly canonical with thicker (~ 15 m), ochre-yellow to brown marbles with mm-spaced phengite laminae. There however, it locally includes dm-sized clasts of **js**-like white marble. — **es** (1-20 m-thick) is a dark grey metapelite with 10%—50% of carbonate content, a facies attributable to the Eocene Schistes de Pralognan formation. Its outcrops are located along the S to SE margin of the cover outcrops, inserted among the following succession: **js** (10 m)- **ce** (1-15 m)- **es** (1-20 m)- **rt** (0.5 m)- **sn** (basement, see hereafter). This is evidence of the abnormal position of the cover. In la Mande (SE of the point 2461) the **es** ductile schists include several dm-thick bands of a dark, rusty-weathering dolomite, with conspicuous boudinage.

Basement rocks.- Dominant facies are black or grey to pale green schists **sn**, and a metagabbro stock **g**. The schists present an irregular, cm- to m-banding, showing alternations of pale grey, dark grey, pale green and dark green, with all the possible transition dies. This banding looks like a depositional layering although no plain younging criteria has ever been observed. The main mineralogical components are albite, quartz, phengite and chlorite, with tiny epidote grains in the light-coloured bands and a dark carbonaceous pigment in the darker bands. **g** is a massive rock, pale bluish green (due to saussuritized plagioclase, turned to albite with nebulous zoisite) to dark green (with more chlorite), dotted by dark actinolite clasts. The texture and geochemical characters (**Cosma 1999**) suggest a basaltic to gabbroic origin. Associated schists **sn** have been interpreted (**Guillot et al. 1993**) as originated from the submarine, distal deposition of volcanic cinders. A Late Cambrian age is inferred from zircon U-Pb ages determined elsewhere in this basement (**Guillot et al. 1991**; **Bertrand & Leterrier 1997**; **Bertrand et al. 2000**; Bussy, unpubl. data) on associated metarhyolite and granophyre. On the northern edge of the Sauvire gabbro, a rhyolitic metaquartzite has yielded zircon with similar morphological characters (**Cosma 1999**).

Cover-basement contact rocks.- The transition formations are variable in facies, ranging in thickness from 1 m to some 50 m. — A basal facies **rt** appears as almost continuous since it has been observed alone in many field sections. It is a pale, sericitous, quartz-rich schist with streaks of diffuse iron-rich carbonate giving orange to rusty weathering patterns. Frequently, this level comprises grits made of white to pink quartz gravels. Its thickness rarely exceeds ten meters and is frequently restricted to 0,5-1 m. In Vanoise similar facies were classically attributed a Permian or Permo-Triassic age but here the position and relative thinness incites to question such an age attribution. In many outcrops of the Sauvire, **rt** is the only distinguishable facies between the basement schists, on the one hand, and on the other hand a m-thick, banded, yellow to green, phyllite-rich marble formation attributed to **ce**. — In La Mande around the hill 2461 (fig. 3), the transition is thicker (~ 30 m). There, passing from the cover marbles to the siliceous **rt** appears as gradual, as well as the transition from the pale **rt** schists to the darker basement schists **sn**. Dismembered pieces of **js** white marble, forming m-sized lens, were found throughout this transition zone inside various other facies (**ce**, **es**, **rt**). The Eocene **es** formation itself

has been found as cm-sized clasts in a dark green, 1 m-thick lens of chlorite- and carbonate-rich rock, located at the exact base of the marble cover (fig. 3b).

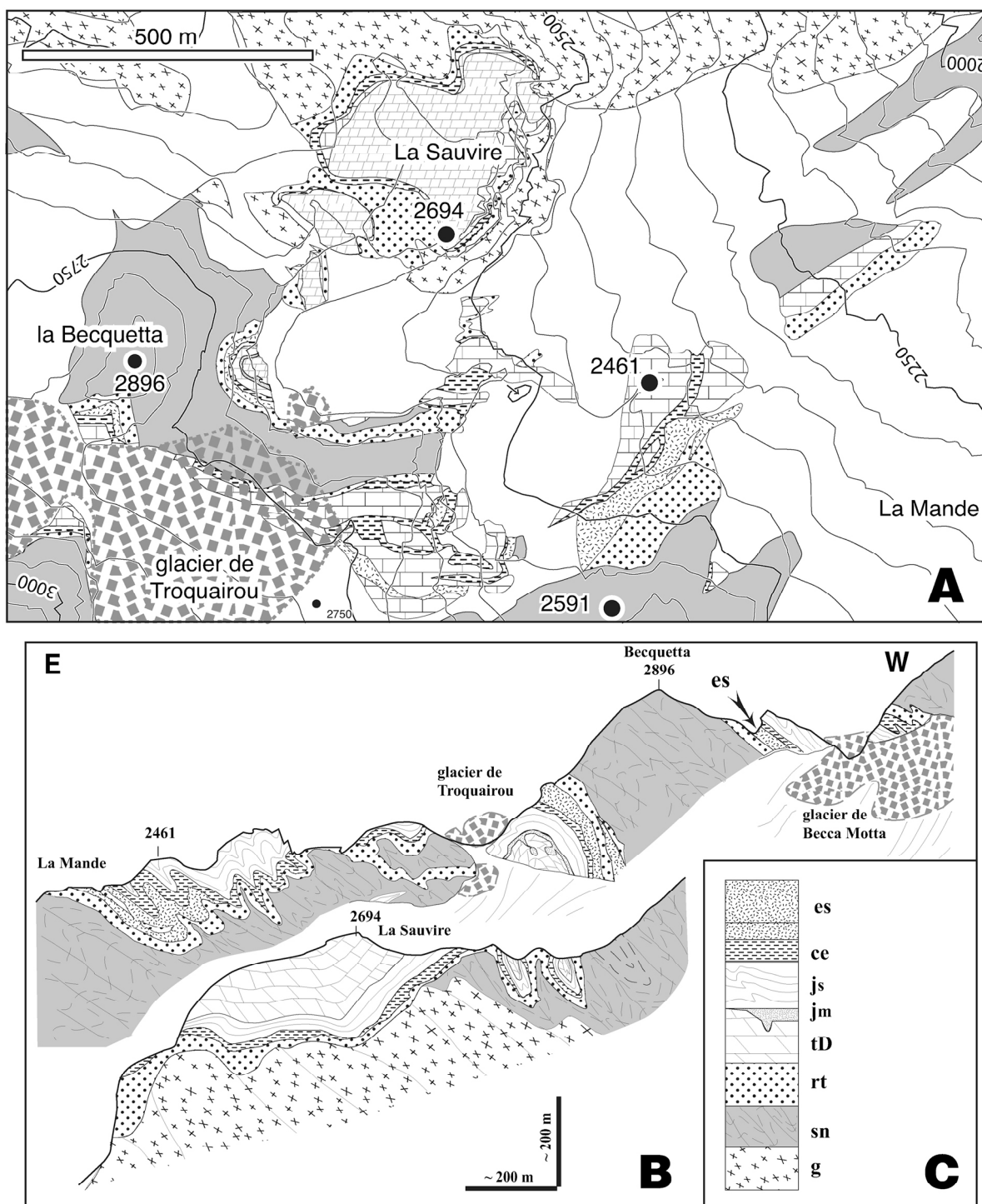


Fig. 3.- Sauvire outcrops. **A.** Detailed map, located in fig. 2. **B.** Sketch cross sections not to scale, e.g. with somewhat enlarged cover thickness. For the sake of clarity, only the main, W-dipping cleavage is sketched inside the basement rocks. **C :** lithological log, where the formations are piled up according to age attributions. N-Vanoise basement rocks : **g**, metagabbro stock (Cambro-Ordovician) — **sn**, cm- to m-thick banding of black to grey metapelite, grey to green metacinerite, with local tholeiitic metabasalt seams (Ordovician or older). Briançonnais cover rocks : **rt**, light-coloured pelite and grits with pink quartz pebbles (Permian), **td**, black to grey, dolomitic, syndimentary breccia, laminated algal pink to yellow limestone, and cargneule (Triassic-Liassic) — **jm**, carbonaceous metapelite (Dogger) locally infiltrating **td** — **js**, white massive marble (late Jurassic to earliest Cretaceous, Briançonnais "Malm" formation) — **ce**, phengite-rich, red to green marble; embedded blocks of **js** near the point 2461; reduced to 1-2 m of yellowish marble in the central antiform of upper section (Upper Cretaceous to Eocene in age, "marbres chloriteux" formation)— **es**, grey, carbonated metapelite (Bartonian *pro parte*, "Schistes de Pralognan" or "Flysch Noir" formation), also including **js** blocks near 2461.

Interpretation of the Sauvire cover

A pre-metamorphic mélange.- As well as the adjacent basement and cover rocks, all the transition formations are affected by tight folds and associated axial plane cleavage. The **js** lens are usually contorted, some being fragmented, possibly by a boudinage synchronous of the cleavage generation, but possibly also by a previous, syn-depositional brecciation and dissolution. Indeed a depositional origin appears as the only way to explain the **js** clasts. These clasts, as already suggested less directly by the other characters of the transition formations, indicate that a sedimentary process took place during the tectonic emplacement of the Sauvire cover against (over?) the basement formations. The apparent mixture of facies encountered in La Mande can then receive a straightforward explanation as being a depositional mélange. The mixed up formations, those that have now rather diffuse contacts (**ce**, **es**, **rt**), were also the clay-richest ones before the metamorphism that turned them to rocks as coherent as pure marble. Hence our observations suggest a kind of liquefaction of the argillaceous levels, while the more competent limestone, mainly **js**, would have been only fragmented. The brecciation of **td**, presently associated to cagneule, is rather indicative of the dissolution of associated evaporite and/or an early Dogger karstification (**Faure & Mégard-Galli 1988**) and it probably happened before Upper Jurassic times because of the sharp base observed for **js**.

Quiet conditions prevailed during late Cretaceous to early Priabonian times : as attested by extremely condensed paleontological records **ce** and **es** formations were probably deposited at a very slow rate, on a stable submarine ground (**Broudoux & Raoult 1989**) on large, flat and deep areas. By contrast, their **mélange** indicates an unsteady environment giving rise to fast lateral variations. Others (**Jaillard 1999; Michard & Martinotti 2002**) have privileged submarine fault scarps that would have been active since the Upper Cretaceous to account for rapid thickness changes. *En masse* avalanches at the foot of a steep submarine slope (**Jaillard 1990**) appear as a possible mechanism for redeposition of the Sauvire cover. **rt** should represent intercalations of re-deposited Permian grits (instead of the idea of autochthonous Permian-age deposits that we had proposed, based on outcrops located further North ; **Guillot & Raoult 1984**). The dissolution of the thin-grained carbonated content under the CCD could be invoked. The occurrence of dolomite boudins, without any limestone, evokes deep-sea dolomites recently described in the Gonfolite Group (**Bernouilli & Gunzenhauser 2001**).

Possible regional extension.- Similar re-deposited levels made of Permian and Upper Cretaceous material have been depicted (**Marion 1984; Deville et al. 1991; Jaillard 1999**), near Val d'Isère on the eastern, internal border of the Vanoise massif. The quoted authors ascribed their deposition to episodic tectonic pulses that would have occurred since the Late Cretaceous times on the eastern border of the Briançonnais platform, with re-deposition of Permian and basement schists and grits. However a major result (from **Broudoux & Raoult 1989**) has to be recalled: in a Vanoise unit not far from Val d'Isère, a cm-thick hard-ground contains micro fauna from Cenomanian up to Eocene times. Such condensation levels rather suggest an Olympian stability as well as a broad deep-sea area, presumably much broader than the present-day Vanoise zone. Actually, some, if not all, of the Val d'Isère breccias might be Eo-Oligocene in age just like the Sauvire mélange. Instead of syn-depositional breccias of various ages (namely, Middle Jurassic up to Tertiary), most of them could have been generated during a unique event of Eo-Oligocene age. The brecciation would have affected preferentially poorly lithified levels (**rt**, **ce**, **es**) during submarine collapses of parts of the Briançonnais cover. The fine-grained texture of the mélange, as well as the scarceness of its outcrops should be related to the present aspect of unmetamorphosed Briançonnais series in the Prealps: the Upper Cretaceous "Couches Rouges", equivalent to the phyllite-rich marbles **ce** of the Briançonnais series, are poorly lithified marls, in contrast with the massive, underlying limestone of Triassic to Jurassic age. Re-deposition during the Early Alpine event can also be suspected for the Permian pelites to the E of the Mont Pourri.

Depositional context.- We quite agree (with **Jaillard 1990**) for the submarine depositional context of such a mélange. The Vanoise cover series has recorded a continuously deepening

environment, a tendency that initiated in the Late Jurassic and went on until the (Late ?) Eocene times. As a consequence, the deposition of the mélange followed by and/or caused by the collapse of the overturned Vanoise cover would conceivably have taken place at the bottom of a steep submarine slope, for example in a deep oceanic trough over a subducting slab. The paucity of carbonates in the matrix of the Sauvire mélange could be a clue in favour of a basin deeper than the CCD, while the red dolomite boudins have often been attributed to methane seeping. Obviously, the mélange might have been generated on a submarine slope, through liquefaction and/or erosion and sorting of the "Couches Rouges" clays and/or of the Permian pelites.

A similar turbidite origin has often been advocated for the Schistes Lustrés rocks. The latter formation comprises thick calcschists, generally considered as Cretaceous to Tertiary in age but their fossil remnants are quite sparse, restricted to rare outcrops, and only poorly preserved Upper Cretaceous forms have been found: again, a reworked character could be invoked for these faunas. It should be noticed that the Sauvire structure seems to be located in a "synclinal de nappes" representing the squeezed western end of the Chardonnet and Grande Sassièrè klippens of Schistes Lustrés. Further East in this structure, the transition from the Schistes de Pralognan to the Schistes Lustrés, when observable, appears as progressive and gradual (**Jaillard 1990**).

Mode of emplacement of the inverted Sauvire cover series. Because of the strong deformation, it is still difficult to relate the apparent overturning of the Sauvire cover series to a definite cause. Similar inlets are known elsewhere on top of the N-Vanoise basement dome. As far as we know, the inlets exposed elsewhere are restricted to Triassic-looking dolomites **td**, but the intercalation of a thin film of **rt** facies is frequent. Instead of a thin nappe (**Jaillard 1990**), we prefer to consider all the Sauvire-like outcrops as remnants of a submarine erosion-redeposition unit of Eo-Oligocene age. The reason why the series is presently overturned is not yet clear. Models invoking thin-skinned tectonics and imbricates of basement and cover might help explaining the inverted attitude.

IV. VANOISE FRONT

We contend that the main regional Alpine structures dip to the West. Although it had never been evidenced nor suspected until recent drillings, the Vanoise Front W-dip in Southern Vanoise fits well with the Zone Houillère having been primarily overthrust eastwards onto the Vanoise zone. Recent boreholes (drilled since 1996 in order to study the feasibility of a deep-seated, 50-km long tunnel intended to allow faster railway transits between Lyons and Torino ; **Fauvel 1997**) have revealed that this thrust is effective, with a not less than 5-km range towards the East (**fig. 4A**). The main metamorphic cleavage is again W-dipping in the adjacent units, in accordance with and parallel to the Chavière thrust. Again, the Palaeozoic units are separated by a carbonated unit of Briançonnais cover type. However the structure looks more complicated than in the Sauvire massif, mainly because of the occurrence of thick sub-horizontal zones of seemingly anarchic (late ?) folds, mainly on the Zone Houillère side, and of steep NNE-SSW (strike-slip, sinistral?) faults on the Vanoise side (work in progress with J.-M. Bertrand, Chambéry).

Further N, up to the latitude of the Sauvire, the Vanoise Front could be steeper, with an important strike-slip component, as suggested by its straight, NNE-SSW trend on available geological maps (**Debelmas et al. 1988; Debelmas et al. 1989**). But further N again (**fig. 4B**) the VF contact looks like a W- to N-directed thrust, clearly post-**Sp** since it has truncated at their base E-verging folds of the thick Vanoise Permo-Triassic cover around La Plagne. There the VF is marked by a thick "kakirite" (gravel-sized, poorly lithified breccia of quartzite) and cargneule associated with gypsum. This contact has worked under a moderate overburden, maybe under fluid hydraulic overpressures responsible for the quartzite and dolomite pulverulent facies, and it is evidently post-**Sp**.

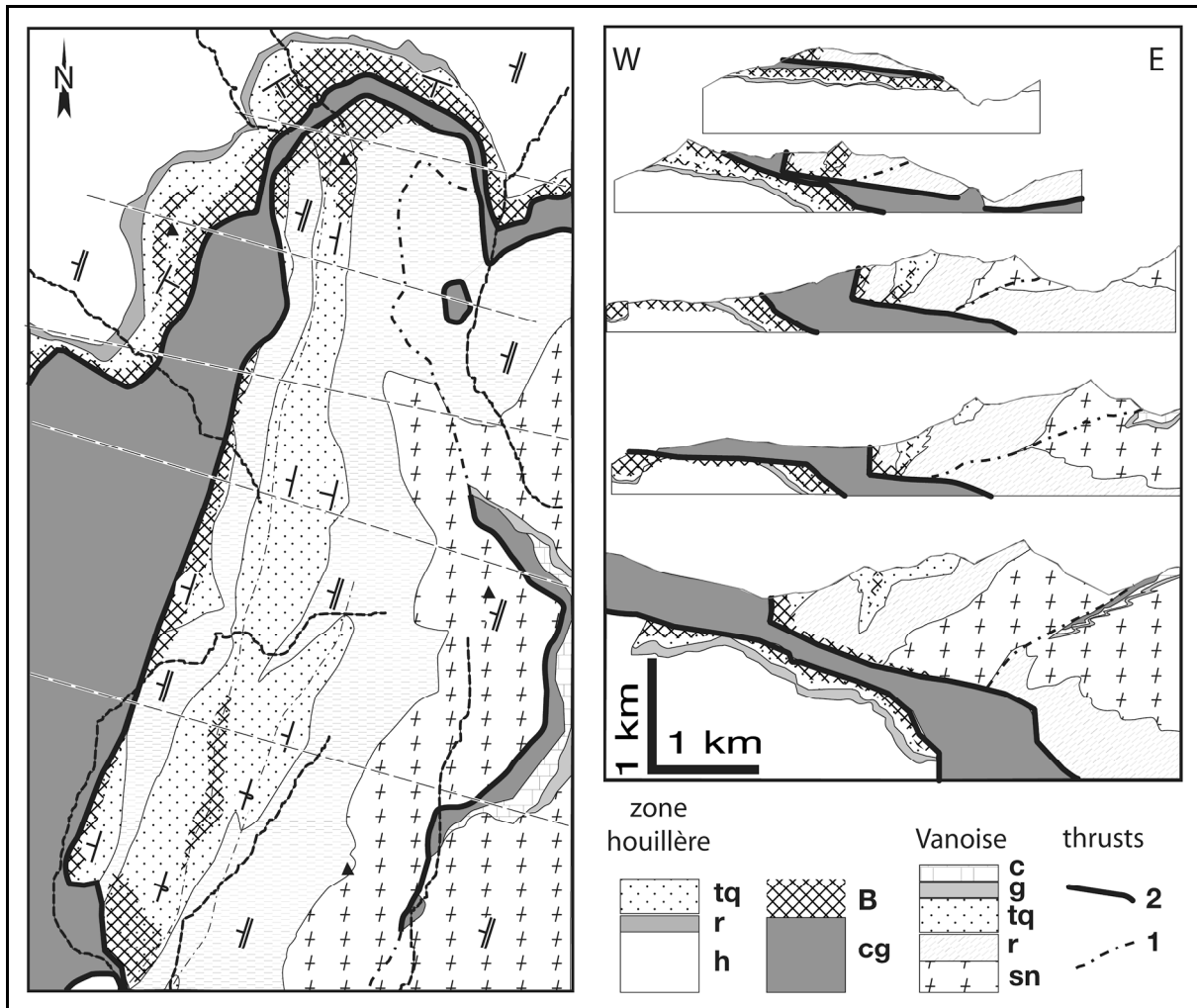


Fig. 4.- Vanoise NW-frontal contact, map and sections. Location: see fig. 1B. Key to rock series. **Zone houillère**, h: Upper Carboniferous Coal Measures, conglomerates, grits, black schists, r: variegated, light coloured pelites and grits, tq: white, well-bedded sandstone (attr. to lower Triassic). **Vanoise**, sn: basement dark schists and greenstones, r, tq: same rock types as in the zone houillère, but r is much thicker (Guillot & Raoult 1984) g, c: resp. grits and marbles, similar to the Sauvire series of fig. 3. cg: "cagneule", i.e. fine-grained dolomitic breccia, mixed with evaporites (gypsum, anhydrite), B: brecciated siliceous rocks.

V. DISCUSSION AND INTERPRETATION

Age attributions.- No fossil traces are available yet from the Sauvire massif. Even in the absence of fossils, our observations of Sauvire outcrops complete previous results (Jaillard 1990). The main news is the presence of the Eocene Schistes de Pralognan (es) formation. Its Early-Middle Eocene maximum age usually admitted in the Briançonnais zone constrains the date of emplacement of this classical Briançonnais series into its overturned position: the emplacement of the Sauvire cover series post-dates the Early-Middle Eocene times, suggesting a Middle-Late Eocene to Early Oligocene age of deposition (40—30 Ma). Moreover sealing of the cover-basement contact predates the folding and associated cleavage. Hence this sealing appears as the last event before the Alpine subduction and metamorphism. Obviously, better constraining the deposition age of the Schistes de Pralognan is a critical issue for future research.

Recording of the subduction(s).- From the Vanoise Front mapping (fig. 4) we can infer a latest tendency to W- to N-verging, shallow-seated thrusting. It may be associated with the open, simple folds with a vertical to steeply E-dipping axial-plane cleavage (Bertrand *et al.* 1996) that were observed on the western border of the Zone Houillère. The following scenario seems finally suitable to explain the structure of the Middle Penninic zone in the considered region: a W-dipping subduction

might be held responsible for the first, and often only, main tectonic vergence to the East. It is marked by a generalised W-dipping cleavage (fig. 2). Present knowledge of the mineral greenschist-to-blueschist facies assemblages in N Vanoise indicate a maximal depth around 15-20 km, with temperatures under 350°C, while higher pressures have been recorded in S Vanoise up to 2 GPa. Late, W-verging local thrusts, associated to strike-slip faults at the map scale, always show much shallower conditions. Those ultimate movements might be related to the E-verging subduction of Miocene age and maybe still active in the External zones.

VII. ALPINE TECTONICS

We obviously disagree with a wise advice (**Nicolas *et al.* 1990**, p15.) : "More accumulation of detailed geological information about the structure and history of the Alpine belt is not likely to advance our present knowledge much further". A preliminary re-examination of the ECORS geophysical profile has been made (fig 5, from **Thouvenot *et al.* 1996**) in order to search W-dipping contacts. In the shallow parts of our section the W-dipping thrusts (after **Caby 1992; Caby 1996; Tardy *et al.* 1999**) are based on outcropping evidence. In the deeper parts, the W-dipping subduction prism has been truncated repeatedly by E-dipping thrusts. Some W-dipping reflectors are located about 60 km under the present, E-dipping Penninic Front. Instead of pertaining to the lower limit of the European plate wedge, they could represent remnants of a first, W-dipping wedge of the Middle Penninic realm. The exhumation of UHP units would be caused both by an Oligocene slab-breakoff and/or by deep imbrication processes related to the Oligocene to Recent thrust associated to the Penninic Front. Although paleogeographic questions remain out of the scope of the present paper, some paleogeographic inferences from our tectonic hypotheses might be that the Penninic Domain as a whole is not of European origin : the point has already been thoroughly argued (**Stampfli *et al.* 1998**).

Some authors (**Dogliani *et al.* 1999; Mariotti & Dogliani 2000**) proposed distinguishing W-dipping subduction from the E-dipping ones, attributing their different behaviours to "the westward drift of the lithosphere relative to the asthenosphere". Some tenets of their model have to be recalled:

- W-dipping subduction are steep (30-60° angles); because of warping of the subducted plate to the East, such zones are prone to fast slab-breakoff, and produce relatively short-lived orogens; the topography remains low, not exceeding 1 km o.s.l., indeed frequently hidden under the sea-level; a type-example lies in the present Apennine chain along and under the Adriatic sea.
- E-dipping subductions favour low-angle (10-20°) subduction, high topography, ramping up detachment planes; examples are found in the Andean chain and the present-day Alps.

Keeping in mind this model helps proposing a tentative interpretation of the above-exposed facts, from the outcrop scale (Vanoise) to the crustal scale (ECORS profile). In our provisional model, the Alpine Penninic domain endured a first, short and probably fast stage of W-dipping subduction. The Piedmont oceanic realm subducts, together with the Penninic basements of Dora Maira, Gran Paradiso and Monte Rosa on its eastern side and the Briançonnais basement and cover on its western side. Between 45-38 Ma (ages of the HP-UHP facies), the accretion prism grows until it reaches a critical size and height relative to its very heterogeneous constituents: heavy mafic parts vs. light sedimentary and granite parts. Producing the present outcrops of the Middle Penninic zone, the light, buoyant parts of the prism separate from the heavier ones (=downgoing slab), and pop up to upper crustal levels. This main stage of fast exhumation could happen as early as about 34 Ma, as supported by Rb-Sr dating of the Entrelor shear zone between greenschist units and eclogite units (**Butler & Freeman 1996; Freeman *et al.* 1997**) A relation between a possible slab-breakoff, an Oligocene extension and the Peri-Adriatic magmatism has also been advocated (**von Blanckenburg & Davies 1995; Bistacchi *et al.* 2001**). The "flipping of subduction polarity" (**Teng *et al.* 2000; Konstantinovskaia 2001; Lallemand *et al.* 2001**) we propose during Oligocene times for the W-Alps could have more recent analogues in other, orogenic zones (*ibid.*). A W-dipping subduction of the Tethyan oceanic domain under the Iberian-Provençal continent at about 30-35 Ma has also been proposed (**Gelabert *et al.***

2002), in agreement with recent paleogeographic reconstructions (Stampfli 1993). Perhaps, the exhumation of the buoyant parts was favoured by the beginning of the E-dipping subduction of the European plate across (rather than under) the previously accreted prism.

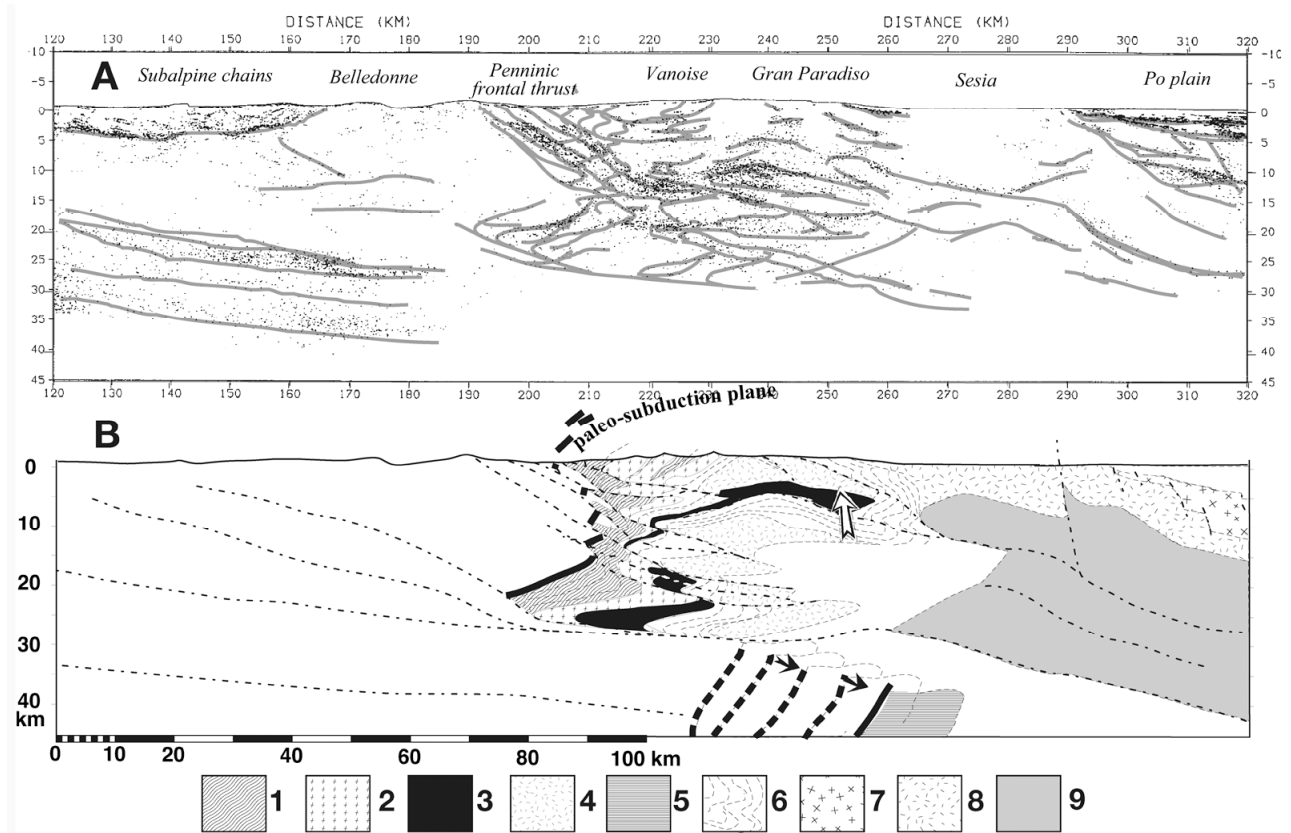


Fig. 5.- ECORS profile, reconsidered. **A.** Common Tangent Method migration of ECORS-CROP geophysical data (Thouvenot *et al.* 1996), with outlined features (light grey). **B.** Tentative interpretation of the Penninic domain as a precocious (Eo-Oligocene) W-subducted accretion prism, later reworked by Miocene-Present E-verging thrusting after slab-breakoff (see text). **1** metasediments (zone houillère, Vanoise cover, low-pressure Schistes lustrés) **2** Vanoise basement **3** Penninic mantle (?) **4** eclogitized basement (Gran Paradiso) **5** broken off slab, secondarily driven eastwards **6** eclogitized oceanic crust (Schistes lustrés) **7** Ivrea upper crust **8** Ivrea-Sesia lower crust **9** Apulian mantle

A tentative time scale of Alpine events in the Internal Alpine zones been proposed recently (Rosenbaum & Lister 2005), where the Eo-Alpine case is no more considered. Folding events of pre-Senonian age that were recorded in the External, Vocontian area should then be considered as decoupled from the no-event fate of the Briançonnais at the same time. We choose to follow only the datings of W-Alpine metamorphism performed during the last ten years, not only because it is at last possible to reconcile the paleontological data with the radiometric ages.

The proposal of a precocious external-ward dipping subduction had already been shortly advocated (Rod 1977; Hsü 1989) maybe inspired from a Bearth's section (from his figure 1, in 1967) showing the N-dipping Zermatt-Saas-Fee oceanic unit under the more external Siviez-Mischabel (=Internal Briançonnais) units. The same idea was developed with more details (Caby 1992; Caby 1996) for the Briançonnais domain. Late, shallow-seated thrusts towards the external part of the Alps are known in the Siviez-Mischabel units (Markley *et al.* 1999). The validation of such tentative models, intended to overcome some of the apparent contradictions of conventional assumptions, might be attempted using some kind of renewed deconvolution of the extant deep geophysical data from the ECORS and NFP profiles. As a whole, the chronological data we have presented here do not enable yet to decide whether the Vanoise area has the same metamorphic age as the 35-31 Ma Dora Maira or as the 45-40 Ma Mont Rose –Zermatt region.

ACKNOWLEDGEMENTS.—The Parc National de la Vanoise has allowed rock sampling in its protected natural resorts. The late J.-F. Raoult (1935-1987) had first noticed the interest of Sauvire outcrops while I was still buried deep into the basement problems. Earlier drafts of this manuscript benefited from readings by R. Caby. Thanks to P. Ledu, field work was supported by the GeoFrance-3D program.

References

- Amato, J.M., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P. & Beard, B.L.** 1999: Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 425-438.
- Avigad, D., Chopin, C., Goffé, B. & Michard, A.** 1993: Tectonic model for the evolution of the western Alps. *Geology* 21,7, 659-662.
- Bagnoud, A., Wernli, R. & Sartori, M.** 1998: Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion-Courmayeur à Sion (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 91,3, 421-429.
- Barféty, J.-C., Tricart, P. & Jeudy De Grissac, C.** 1992: La quatrième écaïlle près de Briançon (Alpes françaises) : un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène — The quatrième écaïlle thrust sheet near Briançon (French Alps): an olistostrome, precursor of the Eocene Penninic orogenesis. *C.R. Acad. Sci.II* 314, 71-76.
- Barnicoat, A.C., Rex, D.C., Guise, P.G. & Cliff, R.A.** 1995: The timing of and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps. *Tectonics* 14,2, 279-293.
- Bearth, P.** 1967: Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, n.F. 132, 130 p.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T. & Vance, J.A.** 2001: Steady-state exhumation of the European Alps. *Geology* 29,1, 35-38.
- Bernouilli, D. & Gunzenhauser, B.** 2001: A dolomitized diatomite in an Oligocene—Miocene deep-sea fan succession, Gonfolite Lombarda Group, Northern Italy. *Sed. Geol.* 139,1, 71-91.
- Bertrand, J.-M., Aillères, L., Gasquet, D. & Macaudière, J.** 1996: The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise. *Eclogae geol. Helv.* 89, 297-320.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F. & Leterrier, J.** 2000: Âge Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie) — Early Paleozoic U-Pb age of zircons from metagranophyres of the Grand-Saint-Bernard Nappe (zona interna, Aosta Valley, Italy). *C.R. Acad. Sci.IIA* 330,7, 473-478.
- Bertrand, J.-M. & Leterrier, J.** 1997: Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale : géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *C.R. Acad. Sci.IIA* 325,11, 839-844.
- Bistacchi, A., Dal Piaz, G.V., Massironi, M., Zattin, M. & Balestrieri, M.L.** 2001: The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90,3, 654-667.
- Broudoux, B., Debrabant, P. & Raoult, J.F.** 1984: Géochimie de calcaires et encroûtements du Malm à l'Éocène en Vanoise : données préliminaires (Zone briançonnaise interne, Alpes). *Ann. Soc. géol. Nord* 104,4, 193-207.
- Broudoux, B. & Raoult, J.F.** 1989: Précisions sur les coupes de l'Aiguille des Aïmes et de la cascade du Manchet, exemples de la série Val d'Isère-Ambin (zone briançonnaise, Vanoise, Alpes de Savoie). *Trav. Scient. Parc Nat. Vanoise, Chambéry* 17, 9-26.
- Butler, R.H. & Freeman, S.** 1996: Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts, A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps. *J. Struct. Geol.* 18,7, 909-923.
- Caby, R.** 1992: Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *C.R. Acad. Sci.II* 315, 1517-1523.
- Caby, R.** 1996: Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 89,1, 229-267.
- Carrapa, B. & Di Giulio, A.** 2001: The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy. *Sed. Geol.* 139,3-4, 217-228.
- Cartwright, I. & Barnicoat, A.C.** 2002: Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt-Saas and Combin zones of the Western Alps. *J. Metamorphic Geol.* 20,2, 263-281.
- Chopin, C.** 1984: Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107-118.
- Cosma, L.** 1999: Géologie et magmatisme paléozoïque en Vanoise septentrionale (La Sauvire, Plan Richard). Implications géodynamiques. Unpubl. mem., Dipl. Géol. Min. Univ. Lausanne, 117 p.
- Dal Piaz, G.V., Cortiana, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G. & Tartarotti, P.** 2001: Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the

- Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps. *Int. J. Earth Sci.* 90,3, 668-684.
- De Roo, J.A. & Lister, G.S.** 1987: Deformation of a thrust complex in the Col de la Vanoise, Vanoise Massif, French Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.* 98,4, 388-399.
- Debelmas, J.** 1955: Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Carte géol. Fr.*, 171 p.
- Debelmas, J., Antoine, P., Barbier, R., Barféty, J.-C., Broudoux, B., Dondey, H., Fabre, J., Fudral, S., Guillot, F., Jaillard, É., Lu, C.Y., Mériaux, O., Peruccio-Parison, M.-D., Raoult, J.-F. & Schade, J.** 1989: Feuille Moûtiers. *Carte géol. Fr. (1/50 000)*, Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 751, 1 map.
- Debelmas, J., Caby, R., Antoine, P., Elter, G., Elter, P., Govi, M., Fabre, J., Baudin, T., Marion, R., Jaillard, É., Mercier, D. & Guillot, F.** 1991: Feuille Sainte-Foy-Tarentaise. *Carte géol. Fr. (1/50 000)*, Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 728, 1 map.
- Debelmas, J., Desmons, J., Deville, É., Fudral, S., Goffé, B., Guillot, F. & Jaillard, É.** 1997: Géologie de la Vanoise. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min. (Orléans)* 266, 187 p.
- Debelmas, J., Schade, J., Fabre, J., Détraz, G., Jaillard, É., Accarie, H., Goffé, B., Lister, G., Ménard, G., Dondey, H., Landès, B., Fudral, S. & Pachoud, A.** 1988: Feuille Modane. *Carte géol. Fr. (1/50 000)*, Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 775, 1 map.
- Deville, É.** 1986: Données nouvelles sur le cadre stratigraphique et structural de l'unité de la Grande Motte (massif de la Vanoise, Alpes de Savoie). *Conséquences paléogéographiques. Géol. Alpine* 62, 51-61.
- Deville, É.** 1990: Within-plate type metavolcaniclastic deposits of Maastrichtian-Paleogene age in the Grande Motte unit (French Alps, Vanoise) — Découverte de dépôts volcanoclastiques de type intraplaque, d'âge Maestrichtien-Paléocène, dans l'unité de la Grande Motte (Vanoise, Alpes françaises). *Conséquences [résumé et légendes en français]. Geodinamica Acta* 4,4, 199-210.
- Deville, É., Chopin, C., Goffé, B. & Guillot, P.L.** 1991: Notice explicative de la Feuille Tignes. *Carte géol. Fr. (1/50 000)*, Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 752, 1-48.
- Deville, É., Fudral, S., Lagabriele, Y., Marthaler, M. & Sartori, M.** 1992: From oceanic closure to continental collision : a synthesis to the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104,2, 127-139.
- Dogliani, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F. & Peccerillo, A.** 1999: Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth-Sci. Rev.* 45, 167-208.
- Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.-M. & Albarède, F.** 1997: The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature* 387,6633, 586-589.
- Ellenberger, F.** 1958: Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. carte géol. Fr.*, 561 p.
- Ellenberger, F., Lemoine, M. & Sigal, J.** 1952: Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. *C.R. somm. Bull. Soc. géol. Fr.* 6, 205-207.
- Ellenberger, F. & Raoult, J.F.** 1979: Les enseignements géologiques des rochers de la Loze à Pralognan (massif de la Vanoise, Savoie). *Trav. Scient. Parc Nat. Vanoise, Chambéry* 10, 37-63.
- Ellenberger, F. & Saliot, P.** 1967: Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C.R. Acad. Sci.D* 264, 1569-1572.
- Faure, J.-L. & Mégard-Galli, J.** 1988: L'émersion jurassique en Briançonnais: sédimentation continentale et fracturation distensive — Jurassic emersion in the Briançonnais zone: continental sedimentation and extensional fracturing [English abstract and legends]. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8)4,4, 681-692.
- Fauvel, P.** 1997: La liaison ferroviaire Lyon-Turin : le tunnel du Mont d'Ambin. *Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér.* 172, 21-29.
- Freeman, S.R., Butler, R.W.H., Cliff, R.A., Inger, S. & Barnicoat, A.C.** 1998: Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: an example from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps. *Geol. Mag.* 135,3, 349-367.
- Freeman, S.R., Inger, S., Butler, R.W.H. & Cliff, R.A.** 1997: Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics* 16,1, 57-76.
- Froitzheim, N.** 2001: Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps—A new working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113,5, 604-614.
- Ganne, J., Bussy, F. & Vidal, O.** 2003: Multi-stage garnet in the Internal Briançonnais basement (Ambin Massif, Savoy): new petrological constraints on the blueschist-facies metamorphism in the Western Alps and tectonic implications. *J. Petrol.* 44,7, 1281-1308.
- Gebauer, D.** 1999: Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79, 191-208.
- Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M. & Schreyer, W.** 1997: 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos* 41,1-3, 5-24.
- Gelabert, B., Sàbat, F. & Rodríguez-Perea, A.** 2002: A new proposal for the late Cenozoic

- geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14,2, 93-100.
- Gidon, M.** 1962: La zone Briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Mém. p. serv. explic. carte géol. détail. France — Imprimerie Nationale, 272 p.
- Gidon, M.** 2000: La chronologie des déformations dans les chaînes subalpines septentrionales. http://www.geol-alp.com/alpes_francaises/chrono_def_subalp.html [as of 16 febr. 2005], M. Gidon ed.
- Gidon, M., Kerckhove, C., Michard, A., Tricart, P., Gotteland, P., Gout, C., Leblanc, D., Lefèvre, R., Le Guernic, J., Mégard-Galli, J. & Michel-Noël, G.** 1994: Feuille Aiguille de Chambeyron à 1/50000. Carte géol. Fr. (1/50 000), Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 872, 1-96.
- Goffé, B.** 1982: Définition du faciès à Fe-Mg carpholite - chloritoïde, un marqueur du métamorphisme de HP-BT dans les métasédiments alumineux. Unpubl. mem., Thèse Doct. Univ. Paris 6 82-04/2 vol., 233 p.
- Gouffon, Y.** 1993: Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste - Italie). Mém. Géol. (Lausanne) 12, 147 p.
- Guillot, F.** 1987: Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone Briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Unpubl. mem., Thèse Doct. Univ. Lille, 280 p.
- Guillot, F., Desmons, J. & Ploquin, A.** 1993: Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73,2, 319-334.
- Guillot, F., Liégeois, J.-P. & Fabre, J.** 1991: 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 — 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) [English abridged version]. *C.R. Acad. Sci. II* 313, 239-244.
- Guillot, F. & Raoult, J.F.** 1984: Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale : données nouvelles et hypothèses (zone Briançonnaise interne, Alpes françaises) — Permian and Early Triassic in Northern Vanoise: new data and hypothesis (internal "Zone Briançonnaise", French Alps) [English abstract & captions]. *Ann. Soc. géol. Nord* 104,4, 183-192.
- Hsü, K.J.** 1989: Time and place in Alpine orogenesis—the Fermor Lecture. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 421-443.
- Hsü, K.J.** 1991: Exhumation of high-pressure metamorphic rocks. *Geology* 19,2, 107-110.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. & Hurford, A.J.** 1992: Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps : a review on seven maps. *Mém. Géol. (Lausanne)* 13, 59 p.
- Hurford, A.J. & Hunziker, J.C.** 1989: A revised thermal history for the Gran Paradiso massif. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 319-329.
- Hurford, A.J., Hunziker, J.C. & Stöckhert, B.** 1991: Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps : evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics* 10,4, 758-769.
- Jaillard, É.** 1988: Une image paléogéographique de la Vanoise Briançonnaise (Alpes françaises). *Eclogae geol. Helv.* 81,3, 553-566.
- Jaillard, É.** 1990: Lithostratigraphie des unités Briançonnaises internes de Haute-Tarentaise (Savoie). Conséquences paléogéographiques et structurales. *Géol. France 1990* vol.1, 33-44.
- Jaillard, É.** 1999: The Late Cretaceous—Eocene sedimentation in the internal Briançonnais units of Vanoise (French Alps) : witnesses of early alpine movements. *Eclogae geol. Helv.* 92,2, 211-220.
- Konstantinovskaia, E.A.** 2001: Arc—continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia). *Tectonophysics* 333,1-2, 75-94.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Dunkl, I. & Székely, B.** 2000: Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget: the Miocene core complexes of the Alps. *Tectonophysics* 330,1-2, 1-23.
- Lallemand, S., Font, Y., Bijwaard, H. & Kao, H.** 2001: New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics* 335,3-4, 275-290.
- Marion, R.** 1984: Contribution à l'étude géologique de la Vanoise, Alpes occidentales. Le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes-Val d'Isère. Unpubl. mem., Thèse 3ème cycle Univ. Chambéry, 172 p.
- Mariotti, G. & Doglioni, C.** 2000: The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181,1-2, 191-202.
- Markley, M.J., Teyssier, C. & Caby, R.** 1999: Re-examining Argand's view of the Siviez-Mischabel nappe. *J. Struct. Geol.* 21, 1119-1124.
- Markley, M.J., Teyssier, C., Cosca, M., Caby, R., Hunziker, J. & Sartori, M.** 1998: Alpine deformation and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. *Tectonics* 17,3, 407-425.
- Mégard-Galli, J. & Baud, A.** 1977: Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.* 4,3, 233-250.
- Michard, A. & Martinotti, G.** 2002: The Eocene unconformity of the Briançonnais domain in the French-Italian Alps, revisited (Marguareis massif, Cuneo); a hint for a Late Cretaceous-Middle Eocene frontal bulge setting. *Geodinamica Acta* 15,5-6, 289-301.
- Mosar, J.** 1999: Present-day and future tectonic underplating in the western Swiss Alps: reconciliation of basement/wrench-faulting and décollement folding of the Jura and Molasse basin in the Alpine foreland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173,3, 143-155.
- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, R. & Ecors-Crop-working-group** 1990: ECORS-CROP traverse and deep structure of the

- western Alps: a synthesis — Traverse ECORS-CROP et structure profonde des Alpes internes: synthèse. *Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér.* 156, 15-27.
- Platt, J.P. & Lister, G.S.** 1985a: Structural evolution of a nappe complex, southern Vanoise massif, French Penninic Alps. *J. Struct. Geol.* 7,2, 145-160.
- Platt, J.P. & Lister, G.S.** 1985b: Structural history of high-pressure metamorphic rocks in the southern Vanoise massif, French Alps, and their relation to Alpine tectonic events. *J. Struct. Geol.* 7,1, 19-35.
- Platt, J.P., Lister, G.S., Cunningham, P., Weston, P., Peel, F., Baudin, T. & Dondey, H.** 1989: Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the western Alps. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 135-152.
- Polino, R., Dal Piaz, G.V. & Gosso, G.** 1990: Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér.* 156, 345-367.
- Raoult, J.-F.** 1980a: Caractère transgressif du Trias de Belledune en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.D* 291, 47-50.
- Raoult, J.-F.** 1980b: Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 22,4-5, 203-212.
- Raoult, J.-F., Langlet, P. & Broudoux, B.** 1984: Présence en Vanoise d'une série de type Acceglio (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.II* 298, 535-538.
- Rod, E.** 1977: Northward subduction and the emplacement of the ophiolite belts of the Central Alps : a working hypothesis. *Eclogae geol. Helv.* 70,1, 237-242.
- Rosenbaum, G. & Lister, G.S.** 2005: The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. *Earth-Sci. Rev.* 69,3-4, 281-306.
- Roure, F., Choukroune, P. & Polino, R.** 1996: Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges. *C.R. Acad. Sci.IIA* 322,5, 345-359.
- Rubatto, D.** 1998: Dating of pre-alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps. *These Diss. Eidgen. Techn. Hochsch. Zürich* 12620, 186 p.
- Rubatto, D. & Gebauer, D.** 1999: Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 79,3, 353-362.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R.** 1999: Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 141-158.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Fanning, M.** 1998: Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites : implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 269-287.
- Rubatto, D. & Hermann, J.** 2001: Exhumation as fast as subduction? *Geology* 29,1, 3-6.
- Schlunegger, F., Jordan, T.E. & Klaper, E.M.** 1997: Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics* 16,5, 823-840.
- Schmid, S.M. & Kissling, E.** 2000: The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19,1, 62-85.
- 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* 15,5, 1036-1064.
- Spalla, M.I., Lardeaux, J.M., Dal Piaz, G.V., Gosso, G. & Messiga, B.** 1996: Tectonic significance of Alpine eclogites. *J. Geodynamics* 21,3, 257-285.
- Stampfli, G.M.** 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.* 86,1, 1-45.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T. & Borel, G.** 1998: Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics* 296, 159-204.
- Tardy, M., Bertrand, J.-M., Deville, É., Fudral, S., Ganne, J., Jouanne, F., Paillet, A. & Philippe, Y.** 1999: Coupe crustale des Alpes occidentales, transect Île Crémieu — Torino. *Sympos. Geofrance 3D, Lyon 23-24/11/1999*, 1 poster.
- Tardy, M., Deville, É., Fudral, S., Guélléc, S., Ménard, G., Thouvenot, F. & Vialon, P.** 1990: Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde Ecors-Crop Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). *Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér.* 156, 217-226.
- Teng, L.S., Lee, C.T., Tsai, Y.B. & Hsiao, L.Y.** 2000: Slab breakoff as a mechanism for flipping of subduction polarity in Taiwan. *Geology* 28,2, 155-158.
- Thouvenot, F., Sénéchal, G., Truffert, C. & Guélléc, S.** 1996: Comparison between two techniques of line-drawing migration (ray-tracing and common tangent method). *Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér.* 170, 53-59.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H.-P.** 1991: Pb—Sr—Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.* 108,1-2, 22-33.
- Venturini, G., Martinotti, G., Armando, G., Barbero, M. & Hunziker, J.C.** 1994: The central Sesia Lanzo Zone (Western Italian Alps): new field observations and

IV.2 Publication 10 (projet)

- lithostratigraphic subdivisions. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 74,1, 115-125.
- von Blanckenburg, F. & Davies, J.H.** 1995: Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics* 14,1, 120-131.

176

- Weh, M. & Froitzheim, N.** 2001: Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): structure and tectonic evolution. *Eclogae geol. Helv.* 94,2, 237-252.

**La diorite de Cogne, rapport de
recherches géologiques concernant
le Parc National du Grand Paradis
en 2003-2004**

par

**Bénédicte KNAFEL, Abdoulaye BALDÉ
et François GUILLOT**

bâtiment SN5-Sciences de la Terre, Université de Lille 1

F-59655Villeneuve d'Ascq CEDEX (France)

Benedicte.Knafel@etudiant.univ-lille1.fr

balde20036@hotmail.com

Francois.Guillot@univ-lille1.fr

Remerciements

Ce travail a été permis par la Direction du Parc National du Grand Paradis (notification en date du 27 juillet 2004, "Prot. n. 2058 /9-3-7/AC") à qui nous devons également l'autorisation d'utiliser le chalet d'Orvieille. Sur place nous avons été aimablement reçus par Monsieur Luigino Jocollè, Capo Servizio pour le Valsavaranche. Par la suite nous avons bénéficié de l'aide et des conseils avertis des gardes qui passaient au chalet, MM. Martino Nicolino, Dario Favre et Ulysse X.

Nous tenons également à remercier M. Gonthier, à Aymavilles, qui nous a gracieusement laissé utiliser deux nuits de suite le refuge du Grand Noménon. Thomas Maurin (Bordeaux-Paris) et Frédérique Liotard-Schneider (Toulon-Lille) ont supporté patiemment avec nous les fatigues du terrain. Marine (ETH-Zürich) a permis des avancées documentaires décisives. Enfin Riccardo Polino et Marco Malusà (université de Turin) nous ont fait bénéficier de leur précieuse expérience et de leurs cartes inédites.

I. Présentation du rapport

Il s'agit d'un compte-rendu d'activités destiné à la direction du Parc. Venant après celui de l'an dernier (**Guillot 2003**), ce rapport résume d'abord les travaux en cours à Lille en rappelant nos objectifs. Puis les sites géologiques visités en 2004 sont énumérés et localisés avec les numéros des échantillons prélevés. Nous esquissons les résultats que nous pouvons déjà entrevoir et les travaux prévus.

II. Objectifs scientifiques

Dans le précédent rapport (**Guillot 2003**), divers objets géologiques avaient été considérés afin d'acquérir une vue d'ensemble de la région: socle du Grand Paradis, Schistes lustrés, couverture de Vanoise, socle de Vanoise et diorite de Cogne. Grand Paradis et Schistes lustrés sont l'objet d'assez nombreux travaux en ce moment (pour ne citer que certains des plus récents: **Bousquet & Schmid 2001; Brouwer *et al.* 2002; Guillot & Bertrand 2002; Ballèvre & Le Bayon 2004; Brouwer *et al.* 2004; Kassem & Ring 2004; Le Bayon & Ballèvre 2004; Le Bayon *et al.* 2004; Meffan-Main *et al.* 2004**). Il nous a semblé opportun de concentrer nos efforts sur le socle de Vanoise (ou de la *zona interne*). Ce socle est représenté ici par la diorite de Cogne, très peu étudiée depuis sa découverte il y a 110 ans (**Novarese 1894a**) et par son encaissant. Ce socle est supposé prolonger en Italie celui que nous connaissions et avons daté en Vanoise (**Guillot *et al.* 1986; Guillot 1987; Guillot *et al.* 1991; Guillot *et al.* 1993**) et en Val de Rhêmes (**Bertrand *et al.* 2000a**). La diorite, pour laquelle nous avons trouvé un âge de 360 millions d'années (**Bertrand *et al.* 2000b**), est pour l'instant le seul représentant connu dans la région d'un magmatisme du début du Carbonifère.

Aucune étude récente, approfondie, de la pétrologie de ce socle ne nous est connue et quatre analyses chimiques seulement en ont été publiées (cf. étude documentaire ci-après). Son métamorphisme alpin n'a également guère été revu depuis le magistral travail de Novarese en 1894, sinon évoqué dans quelques travaux récents (**Bucher *et al.* 2003; Malusà 2004**) pour signaler qu'il est de bien moindre intensité que celui subi par les roches du Grand Paradis.

III. Travaux en 2003-2004

Deux étudiants (dirigés par FG et co-signataires du présent rapport) ont choisi comme sujet la diorite de Cogne, dans le cadre de travaux d'initiation à la recherche à l'université de Lille. AB a commencé l'examen au microscope de roches collectées en 2003 et devrait terminer ce travail en 2005, dans le cadre d'une première année de Master. Il est prévu qu'il s'intéresse surtout aux assemblages minéraux de la diorite, à l'origine et après le métamorphisme alpin. BK a débuté pour sa part un travail de seconde année de Master en août 2004, par un stage de terrain en Valsavaranche, et devrait effectuer sur ses échantillons une recherche à plein temps de janvier à juin 2005, centrée sur la géochimie (majeurs, traces, REE et données isotopiques). Les mémoires et les travaux scientifiques produits seront communiqués à la direction du Parc et porteront mention de l'aide qui nous a été accordée.

III.1 Abstract et poster

Une communication résumant nos projets a été présentée au congrès "Réunion des Sciences de la Terre" de Strasbourg en septembre 2004 (**Guillot *et al.* 2004**), où l'aide du parc a été mentionnée. Une copie du poster réalisé à cette occasion est jointe au présent rapport. Les illustrations correspondant aux recherches documentaires (III.2) sont contenues dans ce poster.

III.2 Étude documentaire

Il est impératif de remonter aux sources les plus vénérables pour comprendre les problèmes géologiques en jeu. Trop souvent en effet les travaux actuels font des allusions à des concepts inventés il y a un siècle, plus populaires que réellement connus. Deux sujets sont dignes de ces investigations historiques: (1) la diorite de Cogne (2) le pli en retour du Valsavaranche. Pour cela de multiples déplacements ont été nécessaires, notamment à Paris (bibliothèque de la Soc. géol de France) et Zürich (ETHZ). Il nous a été nécessaire de traduire en français les travaux italiens les plus marquants (traductions disponibles auprès de FG sur demande).

(1) La diorite de Cogne

Le travail pétrologique le plus achevé concernant la diorite a 110 ans (**Novarese 1894a**). Il contient la justification du nom même de diorite, obtenu par un calcul de norme magmatique: à partir de la composition chimique d'un échantillon de roche, Vittorio Novarese [VN] parvint à cerner la nature du plagioclase initial (An_{20-40} ; sans doute du fait que le plagioclase actuel y serait sodique, d'autres appelleront "tonalite" la même roche, p.ex. **Amstutz 1955**). VN distingua des diorites "granitique" d'autres "gneissiche" (qu'on dirait aujourd'hui respectivement "équantes" et "schistosées"), en décrivant les modalités

minéralogiques du passage d'un faciès à l'autre. La déformation alpine n'est jamais citée comme cause première à la genèse des variétés "gneissiche" mais l'idée en transparaît dans les descriptions. VN sépara deux types magmatiques: felsique, constituant le plus gros des affleurements entre Épinel et Dégioz; mafique, restreint au massif de la Punta Bioula. VN fournit une analyse chimique d'une diorite felsique avec 8 éléments majeurs et la teneur en SiO₂ d'une diorite mafique.

En 1894 le phénomène de la radioactivité n'avait pas été découvert. Un bon demi-siècle plus tard à l'occasion de l'élargissement de la route en aval d'Épinel, deux chercheurs de Turin ont remarqué que la diorite contient des minéraux riches en uranium et en thorium (**Fenoglio & Rigault 1957; Fenoglio & Rigault 1959; Rigault 1959**). Fournissant trois nouvelles analyses de roche totale (majeurs et traces, pour deux variétés gabbrodioritiques et une granodioritique) et une analyse de sphène, ils ont étudié principalement les minéraux radioactifs, orthite et sphène. Une autre note (**Fenoglio & Rigault 1962**) traite des diorites riches en amphibole de la Punta Bioula où les auteurs ont suggéré une différenciation mafique locale à partir de la diorite felsique normale. Intéressés surtout par la minéralogie, ils ont signalé du corindon et considéré la biotite comme un produit d'altération de l'amphibole. Toutes ces assertions restent à vérifier.

De la même époque date la dernière cartographie publiée pour la diorite en Val de Cogne (**Amstutz 1962**) accompagnée de notes interprétatives (**Amstutz 1951; Amstutz 1955; Amstutz 1966**). Là aussi les considérations sur la différenciation magmatique, le métamorphisme, voire la pétrologie en général, semblent moins argumentées que celles de VN.

L'ancienneté de tous ces travaux permet d'espérer que nos recherches fourniront des résultats nouveaux, par exemple en suivant les pistes proposées par VN avec des outils modernes.

(2) Le pli en retour du Valsavaranche

Une cartographie accompagna sans doute la découverte de la diorite (d'après **Novarese 1894b**). Les cartes géologiques produites furent utilisées par les chercheurs de l'époque. Le plus célèbre de ceux-ci chez les géologues suisses, Émile Argand, tira argument de faits constatés en Valsavaranche pour appuyer un point décisif de sa doctrine sur les nappes de recouvrement dans les Alpes. Ainsi le Valsavaranche est le lieu où l'on peut juger de la validité des fondements d'une théorie des chaînes de montagne, théorie qui a été ensuite appliquée dans le monde entier.

VN a constaté (**Novarese 1909**; voir les illustrations du poster joint au présent rapport) que la diorite de Cogne est encadrée au Nord et au Sud par son encaissant de "micaschistes charbonneux", le tout constituant un socle du Paléozoïque (=ère Primaire). Ce socle est bordé au Nord et au Sud par deux bandes étroites de cargneules, gypses, dolomies et calcaires, attribuées au Trias (première partie du Secondaire). Leur succèdent, encore de façon symétrique, des "calcescisti" ou Schistes lustrés, qui étaient à l'époque attribués au Lias (deuxième partie du Secondaire). Il semblait donc justifié de voir là une série stratigraphique, formée de trois formations (socle + Trias + Lias) normalement empilées par sédimentation puis ployées en un anticlinal dont le socle occuperait le cœur. É. Argand en convenait en faisant de cette structure un anticlinal, qu'il nommait "pli en retour" [du Valsavaranche].

Pour expliquer cette expression, rappelons que les nappes de recouvrement alpines avaient eu selon la théorie d'É. Argand un sens de déplacement principal vers le Nord-Ouest.

Il supposait que le pli du Valsavaranche, couché au contraire vers le Sud-Est et semblant ainsi montrer un transport dans le sens opposé au sens de déplacement principal, était né d'une poussée tardive à rebours, "en retour", dirigée au Sud-Est vers le Grand Paradis (**Lugeon & Argand 1905a; Lugeon & Argand 1905b; Argand 1910; Argand 1911; Argand 1912b; Argand 1912a; Argand 1912c; Argand 1913; Argand 1916**).

Malgré des réserves exprimées par VN (**Novarese 1909**), les idées d'Argand ont été reprises dans les principaux travaux intéressant la région (**Hermann 1925; Hermann 1928; Cigolini 1981; Cigolini 1992; Cigolini 1995**). Toutefois l'on commença tôt à admettre que les Schistes lustrés, voire le Trias (**Dal Piaz 1928**, p. 4), appartiennent à une autre nappe de recouvrement et ne constituent donc pas la couverture sédimentaire normale du socle.

Le caractère allochtone des Schistes lustrés est unanimement admis à présent, comme l'impossibilité de décider si le Trias est allochtone ou pas. On peut donc considérer qu'un des fondements du modèle d'Argand n'est plus accepté. Les géologues actuels sont partagés. Certains admettent encore le mouvement au Sud-Est prôné par Argand (**Butler & Freeman 1996; Freeman et al. 1997; Butler & Freeman 1999**). D'autres conservent le "pli en retour du Valsavaranche" mais parviennent à le dessiner comme un anticlinal de nappes résultat du mouvement relatif vers le haut du socle du Grand Paradis (**Ulardic 2001; Bucher et al. 2003**). Enfin certains (FG; R. Polino et M. Malusà, comm. pers.; **Caby 1992; Caby 1996**) soutiennent que le mouvement a été de sens contraire à celui indiqué par Argand (la diorite se serait déplacée vers le Nord-Ouest par rapport au Grand Paradis; voir les plis 2 au IV.2) et il n'y aurait peut-être pas de véritable anticlinal.

Des arguments dans ce débat structural pourraient être fournis par l'étude de la diorite, située au cœur de cet anticlinal contesté nommé pli en retour. Il importe notamment de comprendre la structure du pluton que formait la diorite de Cogne lors de sa mise en place il y a 360 millions d'années, pour mieux apprécier la déformation que ce pluton a subie lors des mouvements alpins, c'est-à-dire depuis 40 à 50 millions d'années.

III.3 Plaques minces

44 plaques minces non couvertes d'échantillons collectés pendant l'été 2003 ont été réalisées. Leur observation sous microscope optique et électronique par AB devrait être terminée en juin 2005. S'y ajouteront 48 plaques minces confectionnées avec les échantillons de BK collectés en 2004.

III.4 Géochimie

15 échantillons de diorite sont en cours d'analyse chimique. Les résultats permettront de sélectionner les compositions les plus proches de liquides magmatiques aux fins d'analyse isotopique.

III.5 Géochronologie

Avec R. Polino et M. Malusà, nous projetons de nouvelles recherches d'âge absolu dans les socles alpins, notamment pour la diorite de Cogne déjà datée vers 360 Ma. Nous avons prélevé à cet effet des échantillons assez volumineux de deux formations (1) le leucogranite aplitique du col Charbonnière, qui pourrait être tardif par rapport au reste du pluton dioritique (2) les gneiss de la pente sommitale de la Punta Bioula (cf. IV.2), nettement différents de la diorite et pouvant être plus anciens.

Tabl. 1.- Échantillons de l'été 2004. Cartes de situation en figure 1. **Signification des abréviations :** **X** : géochimie (pour 8 échantillons ici, plus 8 autres collectés en 2003) ; **Z** : extraction du zircon ; **r.d.** : rive droite ; **r.g.** : rive gauche ; **P** : en place ; **É** : en éboulis ou en moraine ; **blc** : blanc ; **r.** : roche ; **Sp** : schistosité principale ; **leuco** : leucocrate ; **mésoc** : mésocrate ; **mélano** : mélanocrate ; **phénocr.** : phénocristaux ; **ab** : albite ; **amph** : amphibole ; **biot** : biotite ; **chl** : chlorite ; **ép** : épidote ; **fds** : feldspath ; **gnt** : grenat ; **MO** : matière organique ; **mu** : muscovite ; **phg** : phengite ; **pist** : pistachite ; **plagio** : plagioclase ; **pyr** : pyrite ; **qz** : quartz ; **spn** : sphène.

N°	date	localisation	type	roche	minéraux observés
A.— r.g. du Val Savaranche voir fig. 1A					
BK001	17/8/04	chemin Pta Bioula, 2430m	P	r.verte boudinée	mu phg biot pyr fds spn
BK002	17/8/04	chemin Pta Bioula, 2430m	P	r.verte boudinée vacuolaire	mu phg biot pyr fds spn
BK003	17/8/04	chemin Pta Bioula, 2320m	É	contact diorite / encaissant	fds amph gnt? spn / mu phg amph qz
BK004	18/8/04	chemin Pta Bioula, r.d. , 2600m	P	encaissant avec filon blanc	fds mica amph spn
BK005	18/8/04	chemin Pta Bioula, r.d. , 2620m	P	diorite leucocrate massive rubanée	fds mu qz amph spn (rosé) gnt
BK006 X	18/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	É	diorite à phénocr. de fds	fds phg amph spn
BK007	18/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	P	niveau 1m clair à grenats de 5mm	amph ép pyr qz phg gnt fds
BK008	18/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	P	idem, plus sombre	fds (altéré) amph phg qz
BK009 X	18/8/04	Pta Bioula glacier rocheux 2700m	É	mélanodiorite avec filon blc fin	amph (1-5mm) phg fds spn qz
BK010	19/8/04	aval de Bois-de-Clin, r.g. ravin 2	P	diorite méso-leuco schistosée	qz (60%) spn fds pyr phg mu
BK011	19/8/04	aval de Bois-de-Clin, r.g. ravin 2	P	enclave encaissant dans diorite	fds mu amph qz spn (rosé)
BK012	20/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2910m	P	gneiss albitique	fds qz mu amph gnt chl
BK013	20/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2910m	P	encaissant à minéraux noirs mm	amph fds mu phg qz MO
BK014	20/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2900m	P	gneiss albitique	fds phg amph spn
BK015	20/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2700m	É	schiste à patine rouille	fds amph phg phg oxydes
BK016	22/8/04	sommet Pta Bioula, 3416m	É	gneiss albitique mésocrate	fds ab biot phg spn amph
BK017	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3413m	É	gneiss albitique moucheté	qz ab phg fds mu amph
BK018 X	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3390m	É	gneiss massif mésocrate altéré	fds phg chl amph? Gnt
BK019	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3330m	É	gneiss albitique phengitique	fds ab phg qz biot amph mu
BK020	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3320m	É	r.verte à patine rouille pyriteuse	amph ép gnt? chl pyr
BK021	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3290m	É	gneiss albitique clair nacré	fds ab mu phg? ép? gnt (en veine)
BK022	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3290m	P	filon qz-ab à amphibole en gerbes	fds qz ép amph
BK023	22/8/04	sentier Pta Bioula, 3220m	P	gneiss œillé à fds cm	fds qz phg
BK024	27/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	P	comme BK007, moins altéré	fds phg gnt
BK025	27/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	P	idem, plus sombre, grain fin	gnt amph? phg fds qz ép? phg? chl?
BK026	27/8/04	Fourquin de la Bioula, 2850m	P	comme BK024	amph fds phg gnt
BK027	27/8/04	Fourquin de la Bioula, 2840m	É	encaissant à faciès gris clair	fds amph phg gnt?
BK028	27/8/04	Fourquin de la Bioula, 2840m	É	encaissant à faciès sombre	fds amph phg gnt? spn? MO
BK029	28/8/04	chemin Pta Bioula,r.d. , 2685m	P	schiste vert-noirâtre luisant	(grain fin) amph fds micas
BK030	28/8/04	chemin Pta Bioula,r.d. , 2671m	P	diorite mélanocrate grenue	amph maclée (2mm) phg fds
BK031 X	28/8/04	chemin Pta Bioula,r.d. , 2620m	P	comme BK005	comme BK005
BK032	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2550m	É	encaissant à faciès gris clair	fds amph mu phg
BK033 X	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2550m	É	idem	idem
BK034 X	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2550m	É	encaissant à faciès noir	qtz biot? MO / filonnet blc à qz fds
BK035	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2550m	É	idem	idem
BK036	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2500m	É	gneiss albitique moucheté de vert	r. fine grenue, fds qz amph? spn? phg?
BK037	29/8/04	cirque Rollettaz-Bianca, 2500m	É	idem plus claire à grain<1 mm	fds amph phg mu qz spn? gnt?
BK038 X	30/8/04	ravin au-dessus Orvieille, 2200m	É	diorite leucocrate mouchetée	amph fds spn phg
B.— r.g. du Val de Cogne voir fig. 1B					
BK039	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	monzodiorite déformée	fds ab amph phg spn
BK040	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	enclave encaissant dans diorite à qz	fds amph gnt? phg? biot?
BK041	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	r. verte à reflets nacrés	fds phg
BK042	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	enclave encaissant dans diorite	fds amph spn phg
BK043 Z	1/9/04	col de Charbonnière	P	filon aplitique métrique	fds spn mu biot? phg ép?
BK044	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	amphibolite	fds amph gnt? biot? phg?
BK045	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	filon d'aplite	fds phg qz gnt? chl? pist?
BK046	1/9/04	montée Est col Charbonnière	É	encaissant de BK045	fds phg mu chl? pist?
BK047	1/9/04	pente éboulis du Trajo	É	diorite équante à structure granitoïde	fds spn amph qz biot?
BK048 X&t	2/9/04	pente éboulis du Trajo	É	diorite équante à structure granitoïde	fds spn amph qz biot?
BK049	2/9/04	pente éboulis du Trajo	É	enclave encaissant non déformé	noir, riche en biotite
BK050	2/9/04	pente éboulis du Trajo	É	encaissant rubané vert-gris	fds phg spn? gnt? ép chl qz
BK051	2/9/04	pente éboulis du Trajo, 2370m	É	encaissant sombre tacheté noir	fds amph spn? biot

IV. Terrain de l'été 2004

IV.1 Échantillonnage

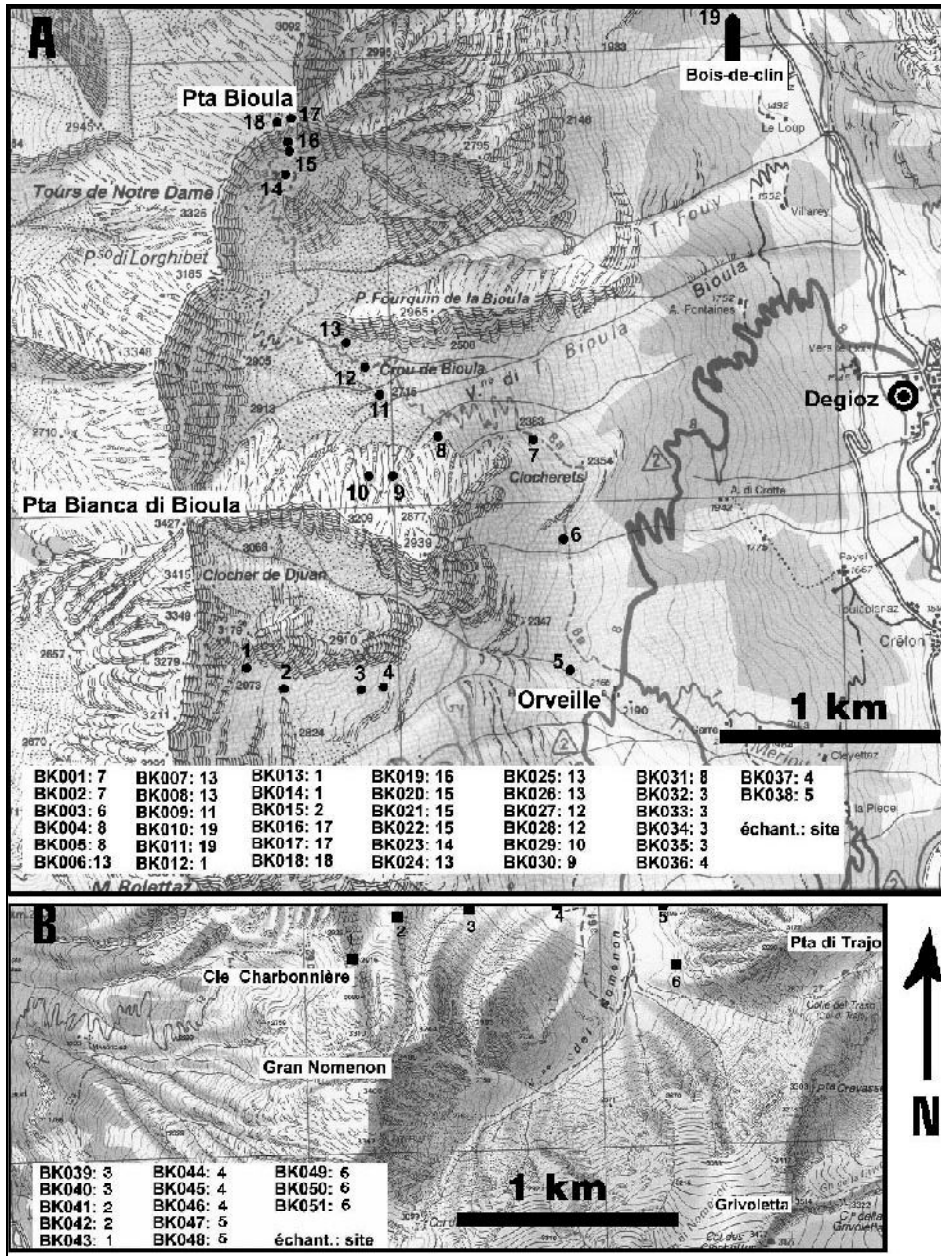


Fig. 1.- Carte de situation des échantillons. A : massif de la Punta Bioula. B : massif du Grand Noménon.

Onze sorties de terrain ont permis la récolte de 51 échantillons numérotés BK001 à BK051. Divers traitements sont envisagés (géochimie, extraction du zircon, plaques minces; tabl. 1). L'échantillonnage a été fait dans le massif de la Punta Bioula et dans celui du Grand Noménon (fig. 1). Nous y avons prélevé divers faciès de la diorite de Cogne et de son encaissant.

Cette campagne a permis une étude géologique préliminaire de la Punta Bioula, pour y localiser la diorite en place et tenter de comprendre l'architecture du massif. Le Grand Noménon a été visité également car les auteurs antérieurs y ont signalé la prédominance du faciès dit "normal", "felsique" ou encore "granitique" de la diorite, par opposition aux faciès plus sombres de la Punta Bioula. Il a été constaté lors des sorties au Grand Noménon que la diorite y apparaît très uniforme, sous son seul faciès "granitique", hormis quelques filons aplitiques sans doute tardi-magmatiques.

IV.2 Roches et structure de la Punta Bioula

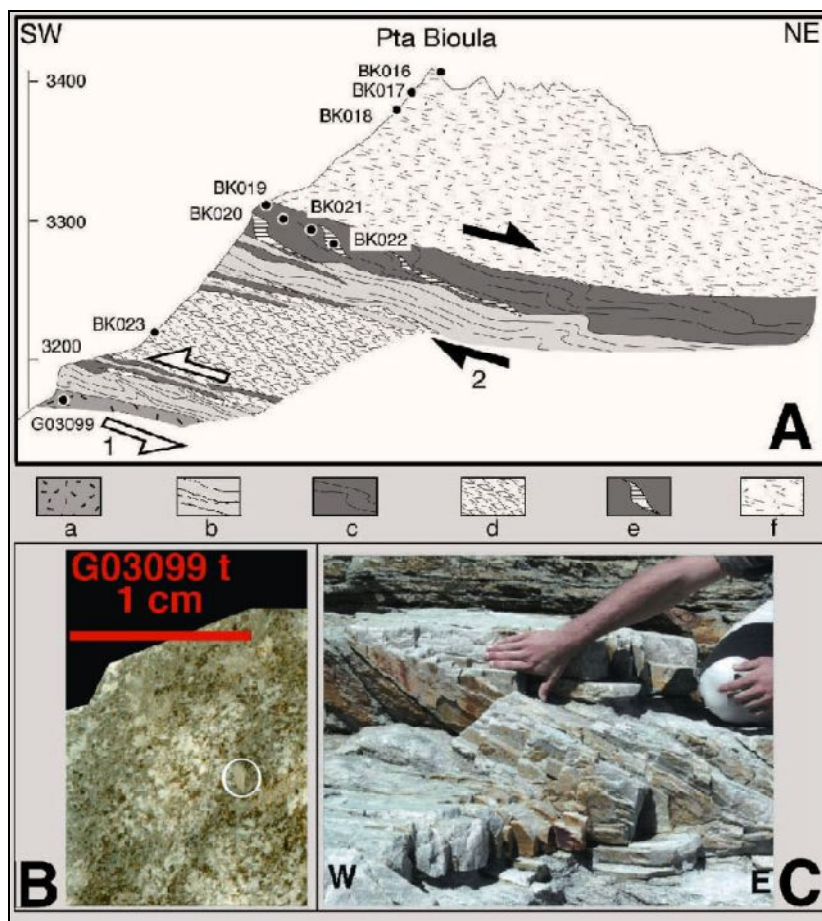


Fig. 2.- Roches et structures dans la Punta Bioula. — A. Coupe interprétative de la pente sommitale. Légende des faciès: -a- méta-hornblendite à sphène -b- quartzite blanc rubané, en "bancs" décimétriques -c- micaschiste noir bosselé à albites millimétriques; là où il est plus épais, à la cote 3330, ce faciès forme une bande rousse visible de loin -d- gneiss œillé à feldspaths pluri-centimétriques -e- fente d'extension à quartz, albite, gerbes d'amphibole, chlorite -f- gneiss chlorito-albitique, plus fin que d. Flèches : sens du mouvement relatif des masses rocheuses indiqué par les plis, avec compartiment supérieur déplacé vers l'Ouest (1) puis vers le Nord (2). — B. Plaque mince de la méta-hornblendite vers 3150 m. Cerclé: sphène à section losangique. — C. Plis en kinks aigus à vergence W dans les quartzites vers 3200 m.

Nous présentons une coupe de terrain (fig. 2) qui prolonge vers le haut les levés de 2003 effectués avec J.-M. Bertrand. Nous avons alors atteint, vers 3150 m, le dernier affleurement de la diorite de Cogné: une roche vert sombre à sphène très riche en amphibole.

La plaque mince (fig. 2B) a montré qu'il s'agit d'une méta-hornblendite, probablement une appinite à l'origine, à grain fin. Juste au-dessus vient un niveau de quartzite dont nous tentons à présent de comprendre la nature. L'alternance centi- à décimétrique entre "bancs" de quartzite (**b**), intercalations ou lentilles de micaschiste noir (**c**) et gneiss œillé (**d**), certainement un ancien granite porphyrique, suggère que **b** et **c** ne seraient pas des niveaux sédimentaires mais des produits d'un broyage poussé, en conditions profondes (mylonitisation), le long d'un plan de faille important. Les plis en kinks aigus affectant quartzites et micaschistes vers la cote 3200 (fig. 2C) sont à vergence à l'Ouest et leur allure évoque des conditions profondes. Ils seraient antérieurs aux plis **2** (cote 3300 en fig. 2A) à vergence au Nord, plus ouverts et associés à des fentes de tension, qui sont fréquents régionalement et certainement d'âge alpin.

IV.3 Encaissant de la diorite de Cogné

L'encaissant de la diorite est une série méta-sédimentaire où tous les intermédiaires existent entre deux faciès extrêmes: l'un est gris clair, albitique, à grain millimétrique; l'autre est très fin, gris sombre à noir, sa teinte rappelant un sédiment charbonneux (sans doute à l'origine de l'attribution classique de ces roches au Carbonifère supérieur) mais extrêmement dur, évoquant une corne. Ces deux variétés forment selon Marco Malusà deux assises cartographiables, de puissance au moins hectométrique. Nous les avons aussi observées en alternances décimétriques (sites 3,4,12 en fig. 1A; fig. 3). Nous avons relevé la présence de filonnets blancs aux abords de la diorite, comme dans l'exemple qui suit.

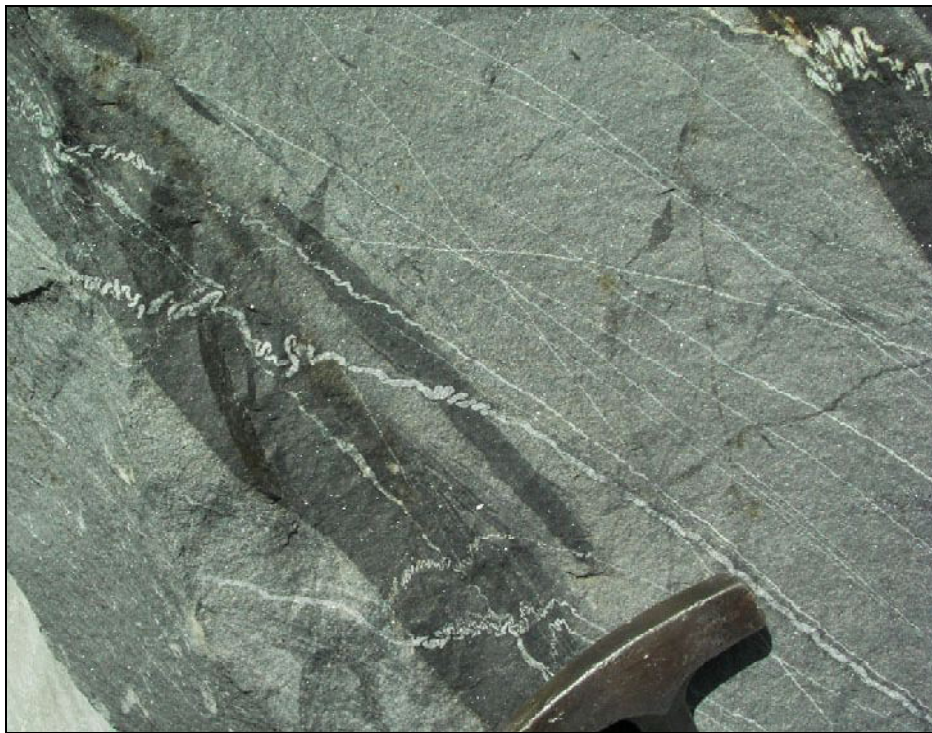


Fig. 3.- Filonnets dans l'encaissant à faciès rubané clair et sombre. Cirque entre Pta Bianca et Mte Rolettaz, en éboulis vers 2650 m.

Des filonnets blancs quartzo-feldspathiques recoupent ici les deux faciès de l'encaissant. Subplanaires dans les bancs gris, ils sont déformés en plis centimétriques très contournés ("ptygmatiques") dans les passées sombres. Postérieurement à la mise en place des

filonnets, l'ensemble a été aplati, cela induisant un microplissement des filonnets dans les passées sombres alors qu'ils sont restés planaires dans le faciès clair. Le faciès sombre a donc été beaucoup plus déformé que le clair. La déformation en petits plis s'est produite dans des conditions de pression et de température telles que le matériel sombre était devenu ductile alors que le matériel clair était resté rigide.

Diverses questions se posent. De quand datent les filons ? De quand date la déformation (avant l'arrivée de la diorite ? pendant l'intrusion ? pendant l'orogénèse alpine ?) ? Pourquoi le matériel sombre, actuellement aussi dur que le clair, a-t-il été plus aplati ? Nous suggérons que ces filons auraient été engendrés par fracturation autour de l'intrusion primitive, puis déformés lors de la progression du ballonnement magmatique et la montée en température, avant induration par métamorphisme de contact. L'abondance de fluides (à C, H et S ?) dans le matériel sombre aurait pu le rendre relativement plastique. Cette interprétation n'est encore qu'une hypothèse de travail. Nous envisageons des analyses de la matière carbonée et sulfurée résiduelle pour préciser ce scénario.

Pour étayer notre hypothèse attribuant les filonnets à la phase initiale de l'intrusion de la diorite, on peut observer leurs relations avec les filons de diorite. Un exemple est présenté ci-après.



Fig. 4.- Filon de diorite décalant des filonnets de l'encaissant. Moraine au Crou de Bioula vers 2700 m (site 11-12 en fig. 1A).

Un bloc d'encaissant à faciès sombre contient un filon de diorite leucocrate, riche en feldspath, qui recoupe, tord et décale un essaim de filonnets blancs parallèles. Ces filonnets de l'encaissant sont décalés d'environ 3 cm (fig. 4). L'intrusion du filon de diorite est donc postérieure à la genèse des filonnets. Le parallélisme entre les filonnets et leur régularité évoquent un litage sédimentaire (que les filonnets auraient emprunté ?).

Pour terminer ces descriptions de l'encaissant, signalons que l'on trouve des enclaves d'encaissant dans la diorite au site de Bois-de-Clin (déjà signalé, **Guillot 2003**) et dans les

roches du Grand Noménon. En ce dernier lieu nous avons prélevé quelques échantillons d'enclaves, à faciès variés mais qui semblent tous issus de l'encaissant.

IV.4 Diorite de Cogne

Le massif de diorite quartzique à sphène de Cogne serait le témoin magmatique d'une zone de subduction, comme on l'admet en général pour ce type de roches, mais aucune étude moderne ne l'a encore assuré. Quinze analyses géochimiques sont en cours (BK) qui seront suivies d'analyses isotopiques du néodyme et du strontium avec la collaboration de Christian Pin (univ. Clermont-Ferrand). Il s'agira de donner un nom aux roches magmatiques assez variées qui composent ce massif, avant de déterminer leur cadre géodynamique.

a) recensement des faciès

Nous montrons (fig. 2B et fig. 5) quatre faciès parmi les échantillons de 2003 les plus représentatifs des diverses variétés de la diorite de Cogne, du plus basique au plus acide.

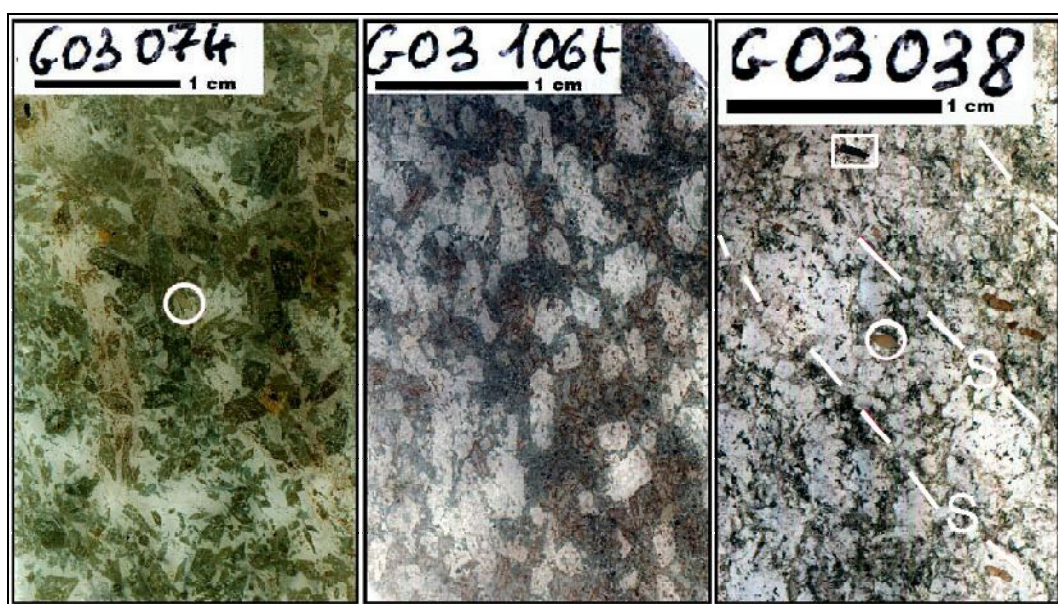


Fig. 5.- Plaques minces de trois faciès de diorite. Il s'agit de lames de roche collées sur du verre puis polies jusqu'à atteindre 0,02 mm d'épaisseur, vues en transparence. **G03074 : mélanodiorite subporphyrique à amphibole, Crou de Bioula, 2600m.** La texture magmatique est intacte. L'amphibole domine en cristaux verts bien formés de 3-8 mm, sur fond blanc constitué principalement de feldspath et d'un peu de quartz. Le sphène (cercle) forme quelques losanges orange. **G03106t : monzodiorite subporphyrique à feldspath, Fourquin de Bioula, 2850m.** Des cristaux clairs de 3-8 mm de feldspath se détachent sur un fond vert plus fin contenant amphibole et biotite. **G03038 : méta-granodiorite leucocrate, second ravin affluent en rive gauche du Valsavaranche à l'aval de Bois-de-Clin, 1600m.** Quartz et feldspath dominant (en blanc) accompagnés de minéraux vert sombre -chlorite et biotite- et gris -mica blanc-. Des minéraux caractéristiques de la diorite "normale" felsique sont présents: sphène (cerclé) en baguettes orange, allanite plus sombre (encadré). La déformation alpine est notable, marquée par des plans de schistosité (S), la disparition de l'amphibole et le bourgeonnement d'albite (grains blancs).

Nous avons poursuivi cet inventaire pendant l'été 2004 (1) près du Grand Noménon avec le faciès dit granitique le moins déformé dont parlait Novarese (**Novarese 1894a**) et un filon de leucogranite aplitique au col de Charbonnière signalé par Marco Malusà (2) en

privilégiant, dans la Punta Bioula, des échantillons en place (plutôt qu'en éboulis) afin de comprendre les associations de faciès.

b) relations entre faciès mafique et leucocrate

Dans le précédent rapport nous avons signalé que les faciès leucocrates sont ceux que l'on voit le plus souvent en contact intrusif franc avec l'encaissant. Des observations nouvelles dans la montée à La Bioula permettent d'avancer un début d'interprétation, à valeur au moins locale.

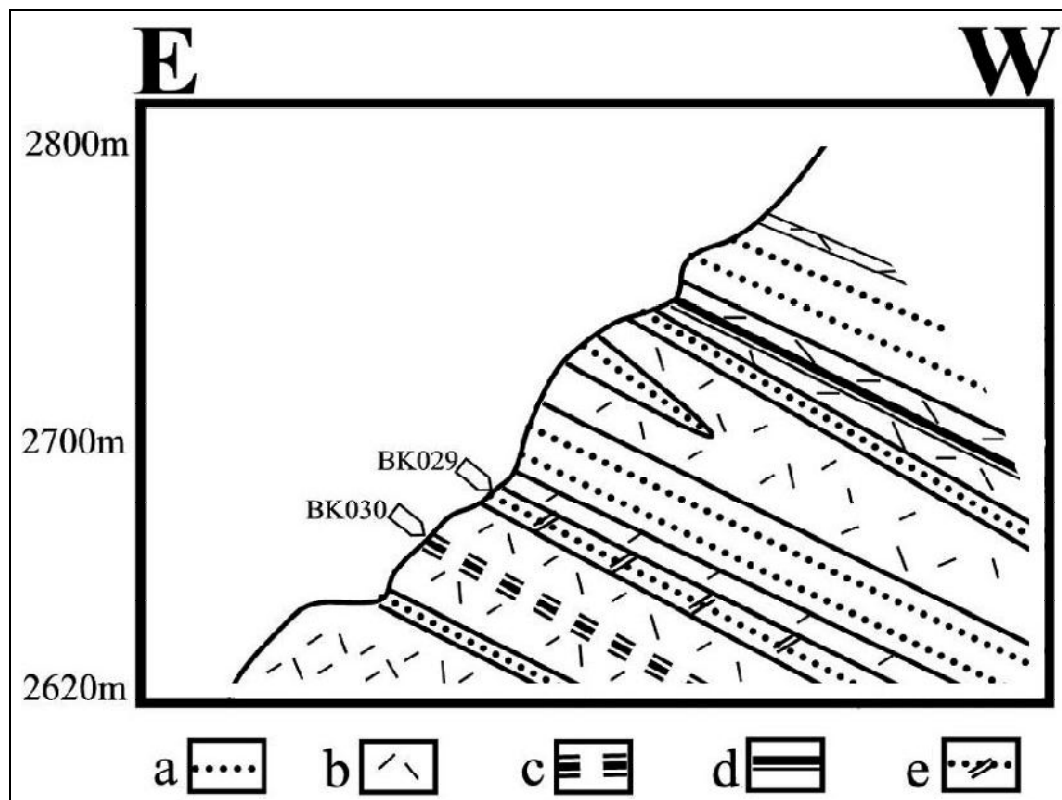


Fig. 6.- Coupe interprétative en rive gauche du vallon du Crou de la Bioula (localisée en fig. 2A)
 — a : métasédiment albitique gris clair — b : diorite subporphyrique à feldspath (fig.5. G03106t), en filons plurimétriques dans a — c : diorite subporphyrique à amphibole (fig.5. G03074), en passées métriques dans b — d : métasédiment noir — e : métasédiment plissé et fracturé.

La diorite se présente en filons subhorizontaux épais de 1 à 10 m près du Crou de Bioula. Au sein de certains filons on passe sans limite tranchée du faciès le plus fréquent, leucocrate, très riche en feldspath, à un faciès mésocrate plus riche en amphibole, observé seulement dans la partie centrale des filons et jamais à leur bordure. Par endroits l'alternance des deux donne à la roche un aspect rubané. Le faciès mésocrate passe peut-être à un faciès plus sombre : de la diorite mélanocrate, à amphiboles de 3 mm, forme une passée de plusieurs mètres de puissance (éch. BK030 vers 2671 m) dont les contacts avec les faciès voisins n'ont pu être observés.

On peut interpréter ces observations en proposant que le magma primitif riche en ferro-magnésiens s'est différencié sur place, à l'échelle de chaque filon, au contact de l'encaissant. Des investigations géochimiques de détail seront à envisager pour préciser les

mécanismes de cette différenciation (cumulat? contamination par l'encaissant? effets mécaniques de l'écoulement magmatique?).

c) problèmes cartographiques

Concernant l'affleurement de Crou de Bioula qui vient d'être décrit, la cartographie existante (**Elter et al. 1987; Debelmas et al. 1991; Cigolini 1992**) montre un seul filon de diorite de puissance hectométrique. On voit que cette vision cartographique est trop schématique. Il en est de même pour le filon représenté sur ces mêmes cartes au-dessus du précédent: il y a là encore plusieurs filons et, à la différence de ce que dessinait Cigolini (1992), il s'en trouve jusqu'à la base des quartzites évoqués ci-dessus (fig. 2A).

Le temps nous a manqué pour réaliser des cartes plus précises que celles de nos prédécesseurs. Les affleurements observables de 2400 à 3150 m d'altitude dans la montée à la Punta Bioula mériteront d'être levés et échantillonnés en grand détail afin d'assurer l'ordre de mise en place des différents faciès de la diorite.

Ouvrages cités

- AMSTUTZ, A. 1951: Sur le Paléozoïque des Pennides au sud d'Aoste. Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat. Genève eds 4,5, 329-334.
- AMSTUTZ, A. 1955: Roches du ravin de Lessert, dans le Val d'Aoste. Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat. Genève eds 8,4, 422-425.
- AMSTUTZ, A. 1962: Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat. Genève eds 15,1, 1-104.
- AMSTUTZ, A. 1966: Caractères essentiels du Permocarbone alpin. C.R. Acad. Sci.D 262,24, 2439-2442.
- ARGAND, E. 1910: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux, une carte tectonique et deux stéréogrammes avec texte explicatif. Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F. XXXI,I, 25 p.
- ARGAND, E. 1911: Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales (17 mai 1911). Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. XLVII,174, XXXIII-XXXVI.
- ARGAND, E. 1912a: Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique (6 mars 1912). Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. XLVIII,176, XX-XXII.
- ARGAND, E. 1912b: Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements (20 mars 1912). Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. XLVIII,176, XXIV-XXVII.
- ARGAND, E. 1912c: Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique (21 février 1912). Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat. XLVIII,176, XIII-XVI.
- ARGAND, E. 1913: Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv. 11, 747-751.
- ARGAND, E. 1916: Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv. 14, 145-191.
- BALLÈVRE, M. & LE BAYON, B. 2004: Geometry and kinematics of the alpine deformation in the Gran Paradiso massif (Western Alps). 20ème Réun. Sci. Terre Strasbourg, Soc. géol. Fr. eds (abstract), RSTGV-A-00191.
- BERTRAND, J.-M., GUILLOT, F. & LETERRIER, J. 2000a: Âge Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). C.R. Acad. Sci.IIA 330,7, 473-478.
- BERTRAND, J.-M., PIDGEON, R.T., LETERRIER, J., GUILLOT, F., GASQUET, D. & GATTIGLIO, M. 2000b: SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 80,3, 225-248.
- BOUSQUET, R. & SCHMID, S.M. 2001: The Entrelor melange: a key to understand the relations between blueschists and eclogites in the Piemontese zone of the Western Alps. EUG XI meeting, Strasbourg (abstract), G6.2558.
- BROUWER, F.M., VAN DE ZEDDE, D.M.A., WORTEL, M.J.R. & VISSERS, R.L.M. 2004: Late-orogenic heating during exhumation: Alpine PT

- trajectories and thermomechanical models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 220,1-2, 185-199.
- BROUWER, F.M., VISSERS, R.L.M. & LAMB, W.M. 2002: Structure and metamorphism of the Gran Paradiso massif, western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143,4, 450-470.
- BUCHER, S., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R. & FÜGENSCHUH, B. 2003: Late-stage deformation in a collisional orogen (Western Alps): nappes refolding, back-thrusting or normal faulting? *Terra Nova* 15,2, 109-117.
- BUTLER, R.H. & FREEMAN, S. 1996: Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts, A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps. *J. Struct. Geol.* 18,7, 909-923.
- BUTLER, R.W.H. & FREEMAN, S.R. 1999: Dating Alpine shear zones - using Rb-Sr geochronology on white mica to gain greenschist deformation ages in the western Alps. *Mem. Sci. Geol. (Padova)* 51,1, 177-189.
- CABY, R. 1992: Hiérarchie des déplacements et exhumation du socle de la Zone Briançonnaise, des Alpes Cottiennes aux Alpes Graies. *C.R. Acad. Sci. II* 315, 1517-1523.
- CABY, R. 1996: Low-angle extrusion of high-pressure rocks and the balance between outward and inward displacements of Middle Penninic units in the Western Alps. *Eclogae geol. Helv.* 89,1, 229-267.
- CIGOLINI, C. 1981: Garnet chemistry and zonation in the Italian sector of the Grand Saint Bernard Nappe. *Atti Acc. Sci. Torino* 115, 331-344.
- CIGOLINI, C. 1992: Note illustrative alla carta geologica del ricoprimento del Gran San Bernardo tra la Valsavarenche e la Val di Rhêmes (Valle d'Aosta) scala 1:20.000. Documento tecnico, Regione Autonoma della Valle d'Aosta - Assessorato Agricoltura, Forestazione e Risorse Naturali (eds.), 25 p.
- CIGOLINI, C. 1995: Geology of the Internal Zone of the Grand Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in south-western Aosta Valley (Western Alps). *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino* 13, suppl. 2, 293-328.
- DAL PIAZ, G.B. 1928: Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* 7, 84 p.
- DEBELMAS, J., CABY, R., ANTOINE, P., ELTER, G., ELTER, P., GOVI, M., FABRE, J., BAUDIN, T., MARION, R., JAILLARD, É., MERCIER, D. & GUILLOT, F. 1991: Feuille Sainte-Foy-Tarentaise. Carte géol. Fr. (1/50 000), Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 728, 1 map.
- ELTER, G., CASTELLO, P., CIGOLINI, C., COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., LOMBARDO, B., RONCO, C.P. & SODERO, D. 1987: Carte géologique de la Vallée d'Aoste. C.N.R.- Centr. stud. probl. orog. Alpi occid., Torino .
- FENOGLIO, M. & RIGAULT, G. 1957: Ricerche sulla distribuzione di uranio e torio nella formazione dioritica di Cogne (Valle d'Aosta). *Rendic. Acc. naz. Lincei VIII XXIII*,3-4, 107-116.
- FENOGLIO, M. & RIGAULT, G. 1959: Studi geologico-petrografici sulla formazione dioritica di Cogne - Valsavaranche (Valle d'Aosta). *Rendic. Acc. naz. Lincei VIII XXVI*,3, 335-344.
- FENOGLIO, M. & RIGAULT, G. 1962: Studi geologico-petrografici sulla formazione dioritica di Cogne - Valsavaranche: gabbrodiorite della zona Punta Bioula - Punta Bianca (Valle d'Aosta). *Atti Acc. Sci. Torino* 96, 506-516.
- FREEMAN, S.R., INGER, S., BUTLER, R.W.H. & CLIFF, R.A. 1997: Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics* 16,1, 57-76.
- GUILLOT, F. 1987: Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Unpubl. mem., Thèse Doct. Univ. Lille , 280 p.
- GUILLOT, F. 2003: Rapport de recherches géologiques dans le Parc National du Grand Paradis pendant l'été 2003. Unpubl. report Ente Parco Naz. Gran Paradiso, Torino , 10 p.
- GUILLOT, F., BALDÉ, A. & BERTRAND, J.-M. 2004: Cogne diorite: 110 years after. 20ème Réun. Sci. Terre Strasbourg, Soc. géol. Fr. eds (abstract), RSTGV-A-00419.
- GUILLOT, F. & BERTRAND, J.-M. 2002: UHP in the Gran Paradiso Massif (Internal W-Alps). 81a Riun. est. Soc. Geol. It., Cinematiche Collisionali: tra esumazione e sedimentazione abstracts, 189-190.
- GUILLOT, F., DESMONS, J. & PLOQUIN, A. 1993: Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73,2, 319-334.
- GUILLOT, F., LIÉGEOIS, J.-P. & FABRE, J. 1991: 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. *C.R. Acad. Sci. II* 313, 239-244.
- GUILLOT, F., PLOQUIN, A., RAOULT, J.F. & PERUCCIO-PARISON, M.D. 1986: Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments

- pour un âge antéhouiller. C.R. Acad. Sci. II 303,12, 1141-1146.
- HERMANN, F. 1925: Sur le faisceau de plis en retour de Valsavarenche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. C.R. Acad. Sci. 180, 1515-1517.
- HERMANN, F. 1928: Sulla tectonica valdostana. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova 7, 18 p.
- KASSEM, O.K. & RING, U. 2004: Underplating-related finite-strain patterns in the Gran Paradiso massif, Western Alps, Italy: heterogeneous ductile strain superimposed on a nappe stack. J. Geol. Soc. London 161,5, 875-884.
- LE BAYON, B. & BALLÈVRE, M. 2004: Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous-Permian) age of the Erfault orthogneiss (Gran Paradiso, western Alps). C.R. Geoscience 336,12, 1079-1089.
- LE BAYON, B., BALLÈVRE, M. & PITRA, P. 2004: Undeformed volumes in a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): causes and consequences. 20ème Réunion. Sci. Terre Strasbourg, Soc. géol. Fr. eds (abstract), RSTGV-A-00195.
- LUGEON, M. & ARGAND, E. 1905a: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. 140,20, 1364-1367.
- LUGEON, M. & ARGAND, E. 1905b: Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. 140,22, 1491-1493.
- MALUSÀ, M.G. 2004: Post-metamorphic evolution of the Western Alps: kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis). Tesi di dottorato Univ. Torino, 319 p.
- MEFFAN-MAIN, S., CLIFF, R.A., BARNICOAT, A.C., LOMBARDO, B. & COMPAGNONI, R. 2004: A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb-Sr microsampling study. J. Metamorphic Geol. 22,4, 267-281.
- NOVARESE, V. 1894a: Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavarenche (Alpi Graie). Boll. R. Com. Geol. It. 3, 275-301.
- NOVARESE, V. 1894b: Relazione sul rilevamento eseguito nelle Alpi Occidentali (valli dell'Orco e della Soana) nella campagna del 1893. Boll. R. Com. Geol. It. 25, 215-230.
- NOVARESE, V. 1909: Il profilo della Grivola (Alpi Graie). Boll. R. Com. Geol. It. 40, 497-525.
- RIGAULT, G. 1959: Ricerche cristallografiche e chimico-spettrografiche sulla titanite della massa dioritica di Cogne-Valsavarenche. Rendic. soc. mineral. it. 15, 239-252.
- ULARDIC, C. 2001: Strukturgeologische und petrographische Untersuchungen im Valgrisenche. Unpubl. mem., Diplomarb. Geol. Inst. Albert Ludwigs Univ. Freiburg i. Breisgau u. Dept. Erdwissensch. Univ. Basel, 100 p.

V Conclusions

V.1 Idées traditionnelles

La chaîne des Alpes est sans doute la plus étudiée au monde, avec son territoire partagé entre cinq états prospères comptant nombre d'instituts géologiques pluri centenaires. Un ouvrage récent de vulgarisation (**Fortey 2004**) raconte la révolution que constitua au XIX^{ème} siècle la découverte des nappes et des charriages, en particulier la nappe de Glarus en Suisse orientale, entre 1860 et 1900. On reconnut à cette époque l'extension, jusqu'au Chablais en France, des nappes des Préalpes au-dessus de la ceinture externe de bassins tertiaires. Au début du XX^{ème} siècle les connaissances acquises sur les nappes externes ont servi à expliquer l'essentiel de la structure de la chaîne, y compris dans les zones internes. Pour employer un vocabulaire à la mode, la structure des Alpes fut alors *modélisée*, la doctrine élaborée pouvant être désignée comme le modèle des nappes de recouvrement. Nappe, Permocarbonifère et pli en retour sont trois des plus éminentes notions nécessaires à la justification de ce modèle. Elles avaient force de loi lorsque j'ai commencé mes recherches dans les Alpes internes.

Pour remonter au sens premier de ces notions j'ai tenu à consulter les travaux fondateurs du modèle des nappes de recouvrement (**Lugeon & Argand 1905, 1906; Argand 1906a,b, 1909, 1910a,b, 1911a-d, 1912a-f, 1913, 1916a,b**). J'ai trouvé en 2003 la plupart de ces ouvrages dans la bibliothèque de la Société géologique de France à Paris. Dans les définitions commentées qui suivent, tirées de ces lectures, j'essaye de mesurer la distance parcourue depuis cent ans.

Permocarbonifère ou Permo-Houiller servait à nommer, dans les zones alpines internes métamorphiques, toutes les séries métrasédimentaires non datées dont les faciès rappellent le Permien (conglomérats et schistes clairs) ou le Carbonifère supérieur (conglomérats sombres et par extension schistes noirs). Par analogie avec ce que montrent les Alpes externes, les granites étaient considérés comme des indices d'un cycle plus ancien permettant de considérer les unités qui en contiennent comme du socle hercynien.

Nappe, mot d'origine française devenu usité en anglais géologique, a été d'abord appliqué seulement aux séries datées, telles celle du Chablais ou de Glarus, superposées mécaniquement à des terrains plus récents eux-mêmes datés. La preuve de l'allochtonie revenait à la stratigraphie. On retrouve chez Argand le souci, sinon de preuves, du moins d'arguments stratigraphiques dans les extrapolations vers ce qu'il appela nappes de recouvrement dans les zones internes des Alpes, régions où les fossiles font généralement défaut. Ainsi cet auteur, avec nombre de ses contemporains, admettait l'autochtonie des Schistes lustrés "liasiques" sur le Trias calcaire, puis celle du Trias calcaire sur le Permocarbonifère interne, et le passage latéral entre quartzites du Trias et Permocarbonifère (voir discussion p.180-181). En outre l'acception actuelle du terme nappe en anglais sous-entend une géométrie en pli couché, un dispositif effectivement fréquent dans les nappes helvétiques. Argand l'admettait systématiquement pour les nappes internes.

Pli en retour (rétrocharriage, backthrust...), concept sinon introduit du moins popularisé par Argand, était le mécanisme permettant d'expliquer pourquoi, dans la pile de nappes se déplaçant vers l'extérieur de l'arc alpin, certains volumes semblent montrer des charriages vers l'intérieur avec une

vergence en sens inverse du mouvement général. Il y voyait la rétroaction superficielle née de la poussée d'une nappe profonde, en l'occurrence la nappe V du Grand Paradis sous la nappe IV du Grand-Saint-Bernard (fig. 1). On peut remarquer que l'expression de nappe n'avait plus guère de son sens premier, pour des phénomènes profonds comme celui-ci. La géométrie allongée en pli couché vers l'Ouest pour chacune de ces "nappes" n'en paraît que plus hypothétique.

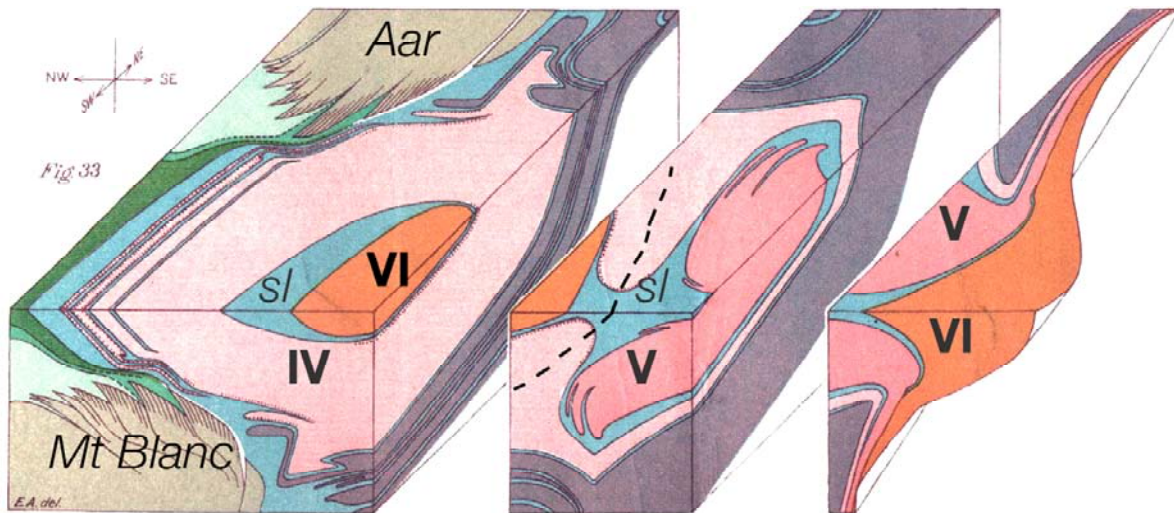


Fig. 1.- Vue stéréographique de la zone pennique entre les massifs cristallins externes du Mont Blanc et de l'Aar (**Argand 1910a**, modifié). **IV**: nappe du Grand-Saint-Bernard (= zone houillère + Rutor + Vanoise). **V**: nappe du Grand Paradis. **VI**: nappe de la Dent Blanche (klippe centrale) et zone Sesia (à droite). *s/*: schistes lustrés. Le tireté dans le bloc central représente le plan axial du « pli en retour du Valsavaranche ». Un des repliements du secteur le plus profond de la nappe IV dans le bloc de gauche pourrait représenter le « pli en retour des Mischabel ».

Ces trois notions ne souffraient guère de démonstration. Le modèle des nappes de recouvrement a été aussi séduisant aux yeux des contemporains d'Argand que le modèle de la tectonique des plaques pour notre génération. Le modèle d'Argand représentait un progrès, avec une explication unitaire des chaînes de montagne que les faits connus ne contredisaient pas. Comme tous les modèles, il contenait quelques expédients, quelques présupposés vraisemblables qui lui servaient de justification. Appuyé sur les résultats du chapitre II permis par la technique moderne, je peux déclarer caduc au moins l'un d'entre eux, le Permocarbone (chap. III). Concernant les deux autres, ce sont seulement des éléments de discussion de solutions alternatives qui ont été exposés au chapitre IV.

Dans ce qui suit je propose une synthèse provisoire de l'histoire paléozoïque des socles alpins. Ses implications paléogéographiques ont fait l'objet d'une ébauche au chapitre III. Les conséquences possibles sur la conception de la structure des Alpes sont évoquées plus loin.

V.2 Apports de nos travaux

V.2.1 Données nouvelles

Nos datations (chap. II) apportent les premiers jalons d'une chronostratigraphie pour les socles internes des Alpes occidentales. La géochimie des roches magmatiques datées et la morphologie de leur zircon ont fourni des indications sur leur contexte géodynamique. Nous avons pu ainsi esquisser l'histoire paléozoïque (publications 6, 7 et chap. III) de domaines ultérieurement assemblés au Tertiaire pour former les Alpes. Je dresse ci-après un résumé de cette histoire. Les régions alpines correspondantes ont été figurées en page 106 (fig. 7 de la publication 6). Dans ce qui suit je paraphrase quelque peu les conclusions de nos publications, cela ayant au moins l'avantage de m'obliger à les formuler en français.

Entre 520 et 480 Ma soit à la fin du Cambrien et au début de l'Ordovicien, le domaine qui est devenu la zone Vanoise a été le cadre d'un magmatisme bimodal de type anorogénique (publications 1, 2, 4 du chap. II). Des sédiments détritiques, fins, riches en matière organique et en apports d'origine volcanique, constituent une bonne part du socle de Vanoise. Les données sédimentologiques et géochimiques suggèrent une sédimentation détritique fine de bassin profond (publication 2). Ce cadre sédimentaire pouvant convenir pour un domaine anorogénique, l'âge probable de ces dépôts serait aussi du Paléozoïque inférieur, sans que l'on puisse exclure ni une période plus ancienne, ni une période plus récente. Pour cette dernière éventualité nous disposons toutefois d'un minimum. La diorite de Cogne, datée du début du Tournaisien (publication 5), est intrusive dans ces sédiments (fig. p. 186). Ils sont donc antérieurs au Tournaisien.

Entre 480 et 450 Ma, encore à l'Ordovicien, une période orogénique aurait produit des phénomènes magmatiques, connus dans les massifs du Ruitor et des Gneiss du Sapey (publications 3 et 5). Nous y avons daté des volcanites et des granites calco-alcalins présentant parfois des caractères de granite d'anatexie. Le métamorphisme ante alpin du faciès des amphibolites que l'on connaît dans ces massifs pourrait être en partie contemporain de ces migmatites. Il existe toutefois des faciès éclogitiques dans le Ruitor, suggérant des événements différents et dont l'âge est encore inconnu.

Le jalon temporel suivant, au Tournaisien, est l'âge vers 360 Ma de la diorite de Cogne déjà évoqué ci-dessus. Ce pluton de diorite quartzique que nous étudions actuellement (cf. chap. IV.3) semble relever d'un magmatisme orogénique. Il rappelle, tant par l'âge que par le type de magmatisme, la "ligne tonalitique du Limousin" (**Shaw *et al.* 1993**). Les roches de ce pluton ont souvent une texture magmatique très bien préservée (voir fig. p. 187) et ne semblent donc pas avoir subi de métamorphisme ni de déformation notable avant les événements alpins.

Vers la limite Viséen–Namurien à 325 Ma, un granite calco-alcalin s'est mis en place dans des sédiments noirs qui pourraient être des dépôts houillers précoces, ce granite dit de Costa Citrin étant situé au bord interne de la zone houillère (publication 3). Comme pour la diorite précédente, on peut noter le caractère isolé de cette manifestation magmatique. Un âge voisin, celui trouvé pour la monazite d'un micaschiste du Ruitor à 330 ± 2 Ma (**Bussy *et al.* 1996b**), représente le seul âge connu pour le moment dans la zone pennique pour un métamorphisme hercynien HT-BP.

Enfin le massif du Grand Paradis, attribué auparavant au Carbonifère, nous a livré huit âges permien dans l'intervalle 270-280 Ma (publications 5 et 7), pour des volcanites et des granites de type

post-orogénique. Un article non encore paru, annoncé sous le titre « U-Pb SHRIMP data on the crystallization age of the Gran Paradiso orthogneisses, Italian Western Alps: further evidence for Permian magmatic activity in the Alps due to Pangea breakup » (**Ring et al. 2004**) semble devoir confirmer nos résultats.

V.2.2 Conséquences paléogéographiques

Les socles et le Paléozoïque des Alpes occidentales représentent une bonne part de la chaîne (fig. 1 du chap. III, et fig. 5 ci-après). À l'exception de la zone houillère, ces volumes importants étaient trop mal datés jusqu'à nos travaux pour que leur histoire puisse être intégrée aux reconstitutions paléogéographiques. Les résultats que nous apportons concernent la zone pennique sur la transversale passant par la Vanoise. Dans les zones voisines, plus externes comme plus internes, les progrès de la technique de datation U-Pb ont aussi produit leurs fruits. En regroupant tous les résultats disponibles une carte géologique fini-permienne commence à apparaître (fig. 3 du chap. III).

Le domaine externe se distingue de tous les autres par de puissants plutons granitiques mis en place au Carbonifère, vers 340-330 Ma puis 305 Ma. Les sédiments houillers ne débutent qu'au Stéphanien et ceux attribuables au Permien sont préservés seulement dans de petits bassins intra-continentaux sous la discordance fini-triasique. Par opposition, le Houiller des zones internes débute quelque 20 millions d'années plus tôt, au Namurien. Les séries permienes en zone du Grand-Saint-Bernard sont épaisses, sans doute marines pro parte car elles passent en continuité aux quartzites marins du Trias inférieur (**Guillot & Raoult 1984; Guillot et al. 1994**). Le magmatisme permien, mineur dans les zones externes, est important et omniprésent dans les zones internes où le magmatisme carbonifère semble très anecdotique.

En zone du Grand-Saint-Bernard le magmatisme permien se manifeste sous forme de volcanisme andésitique à rhyolitique, intercalé dans la sédimentation (avec un âge vers 275 Ma de **Bussy et al. 1996b**), accompagné de plutonisme (diorite de la Cée Haute près de Briançon ; granite de Randa en Valais, daté à 269 ± 2 Ma, **ibid.**). Dans les massifs cristallins internes, le massif du Grand Paradis et celui du Mont Rose pourraient chacun représenter un appareil plutono-volcanique entièrement permien, et c'est aussi un âge trouvé pour plusieurs protolithes dans Dora Maira (**Bussy & Cadoppi 1996**). Jusqu'ici l'âge le plus fréquent est proche de 275 Ma. On observe une gamme plus large, les zircons d'une seule roche pouvant donner des âges allant de 245 à 295 Ma, en zone Sesia (Dent Blanche incluse) puis en zone d'Ivrée, cette fois pour du matériel profond, respectivement des granulites permienes puis des plutons permiens intrusifs entre croûte inférieure et manteau (voir bibliographie détaillée au II.7 et III).

Pour le matériel d'âge permien il y a donc comme une progression entre les quatre régions (Grand-Saint-Bernard, massifs cristallins internes, Sesia, Ivrea), avec un site de genèse à profondeur croissante, du sédimentaire à l'infracrustal. On serait tenté d'en déduire qu'un processus tectonique alpin commun aurait été subi dans les quatre domaines, avec la difficulté toutefois que le métamorphisme alpin de haute pression est intervenu quelque 30 millions d'années plus tôt dans Sesia que dans la zone pennique, et que l'exhumation de la zone d'Ivrée est encore largement

antérieure. Par contre la communauté d'âge des protolithes me paraît l'indication d'une parenté paléogéographique entre ces zones, hypothèse que les données du Mésozoïque semblent appuyer. La série mésozoïque de la zone briançonnaise a en effet peu de traits communs avec les séries du domaine externe et est bien plus analogue à celles connues en Apulie ou dans les Alpes orientales. Je citerai quelques points communs : une transgression téthysienne dès le Trias inférieur ; une série mésozoïque où dominant en épaisseur les carbonates triasiques de plate-forme, de l'Anisien au Carnien, de la Vanoise jusqu'aux Dolomites et au Salzkammergut ; une sédimentation dans un cadre plus profond au Jurassique supérieur, avec le marbre de Guillestre briançonnais à rapprocher de l'*Ammonitico rosso* italien.

En somme nos résultats de géochronologie des socles paléozoïques ne sont pas les seuls éléments à suggérer un continent-père commun aux zones alpines internes (entre front pennique et ligne insubrienne) et à la plate-forme apulienne (au-delà de la ligne insubrienne). Admettre cette ascendance commune pourrait remettre en question le modèle traditionnel des nappes de recouvrement pour la structure des Alpes occidentales. Pourquoi par exemple imaginer encore le Mont Rose comme une partie de la plaque européenne (**Froitzheim 2001**) ? Je reviens donc dans ce qui suit aux problèmes structuraux, plus particulièrement là où je les avais laissés mal élucidés et là où j'ai débuté dans les Alpes. J'ai pris la photographie qui suit en 1981, sur les pentes occidentales du Mont Pourri.

V.3 Tectonique alpine en Vanoise septentrionale

J'ai observé en Vanoise septentrionale la prédominance d'une schistosité S2 régulièrement inclinée à l'Ouest (**Guillot 1987**). Je suivais alors les conceptions d'Argand et de ses successeurs (**Debelmas 1955; Ellenberger 1958**). La mise en place des nappes devait dater de la phase 1. L'origine interne de la nappe des Schistes lustrés, au sommet de l'édifice, laissait supposer une première étape de déformation avec des nappes empilées par chevauchements vers l'Ouest. La déformation liée à S2, avec sa vergence en sens opposé, ne pouvait donc relever que d'un mouvement inverse et postérieur, le rétrocharriage. Les plis de plan axial S2 les plus fréquents sont dissymétriques avec un flanc court moins raide que le flanc long (fig. 2A-B). L'interprétation retenue était que ces plis étaient situés dans le flanc inverse de plus grands plis, de taille kilométrique, déversés à l'Est (fig. 2C).

L'interprétation que je préfère maintenant est différente (fig. 2D): ces petites structures résulteraient d'un raccourcissement vertical, avec un jeu normal sub-parallèle à la schistosité principale, qui aurait affecté toute l'épaisseur de l'édifice actuellement observable. On trouvera plus loin (V.4) les causes de ce changement d'opinion. Avant de considérer les Alpes occidentales dans leur ensemble, je tente d'intégrer cette dernière interprétation dans un schéma tectonique de la Vanoise septentrionale.

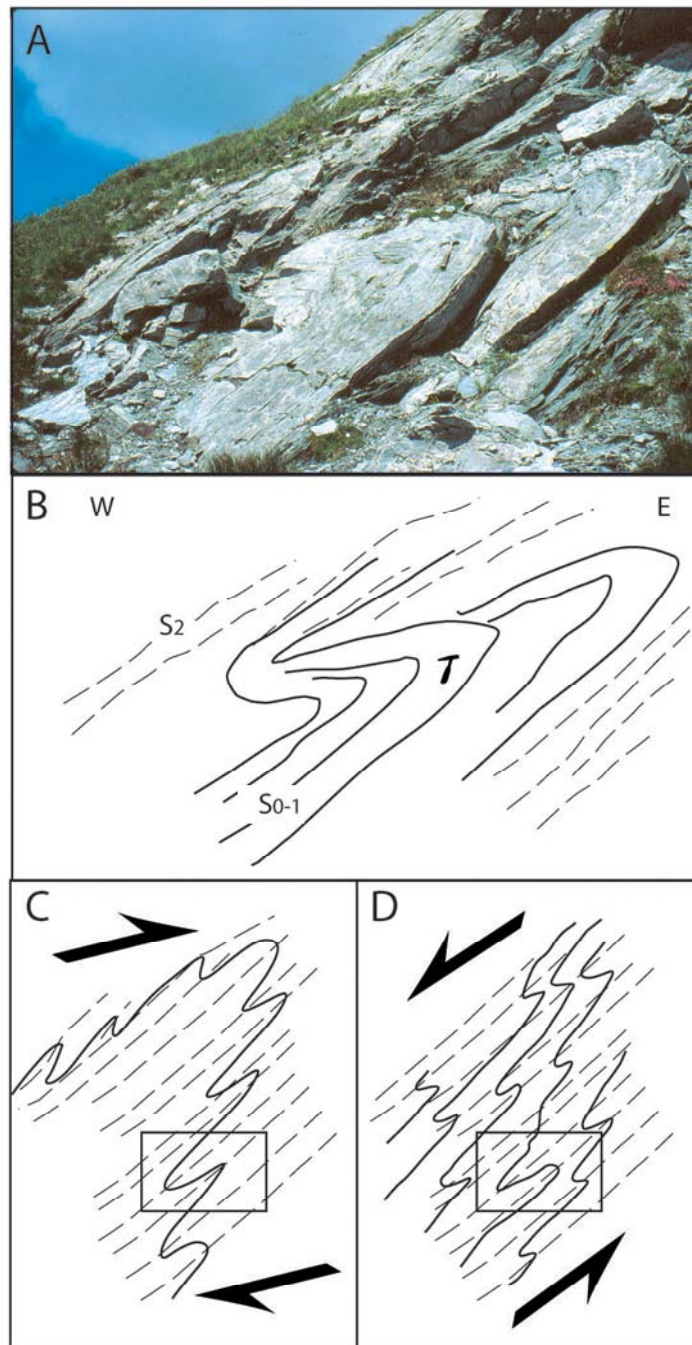


Fig. 2.- Pli dans le Permien de Vanoise septentrionale, à surface axiale S2. A: vue de terrain, **B:** schéma des plis à schistosité de plan axial S2 pentée à l'Ouest, où S0-1 représente la stratification et une première foliation confondues, **C:** interprétation comme plis mineurs dans un mouvement d'ensemble vers l'Est, **D:** interprétation comme jeu normal des plans S2 sous l'effet d'un raccourcissement vertical.

J'ai aussi signalé dans ma thèse la présence dans cette région de structures post-schisteuses d'une certaine ampleur, analogues à d'autres signalées en Val d'Aoste (Caby 1968; Gouffon 1993) et rattachées là-bas au jeu tardif au NW d'un bloc compris entre Val d'Aoste et col du Simplon. Il s'agit de failles plates ou modérément inclinées à l'Est, jalonnées de brèches et de cargneules, qui tranchent les structures plus redressées liées à S2. J'en montre un exemple dans la face sud du Mont Pourri (fig. 3).

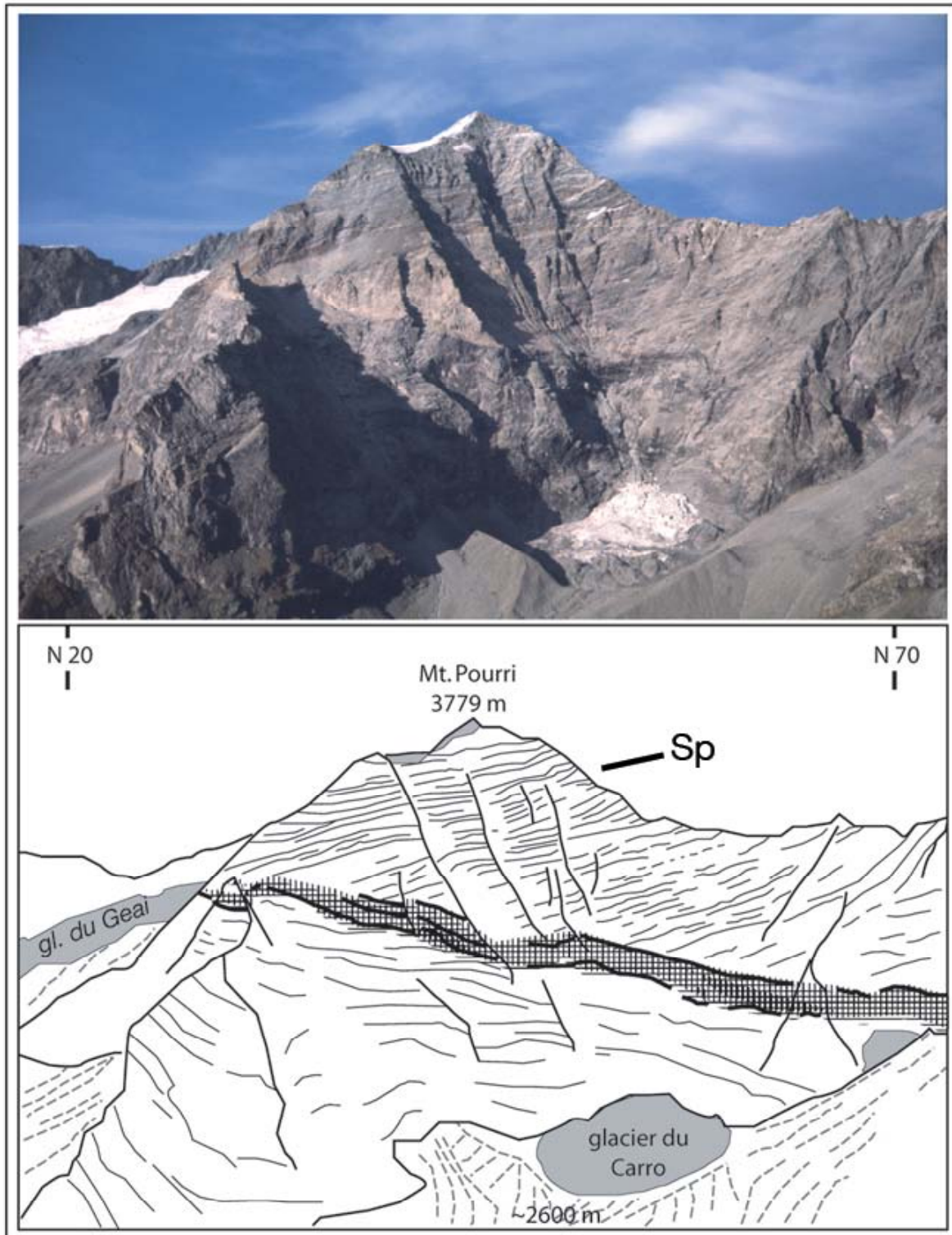


Fig. 3. Accident tardif subhorizontal tranchant Sp (identique à la S2 en fig. 2) **dans le Mont Pourri**. La brèche de faille (en croisillons) a une matrice quartzitique, souvent ferrugineuse et carbonatée, à éléments centimétriques anguleux. Un accident comparable, penté E de 20°, existe plus bas, vers 2000m d'altitude au droit du glacier du Carro.

Des accidents semblables se suivent dans le massif voisin de Bellecôte et j'y ai rattaché aussi (Guillot 1987) le contact, que je crois chevauchant, de la Vanoise septentrionale sur la zone houillère. Ces accidents sont schématisés dans la figure qui suit mais leur cartographie systématique reste à faire. Leur âge serait pour moi du Miocène.

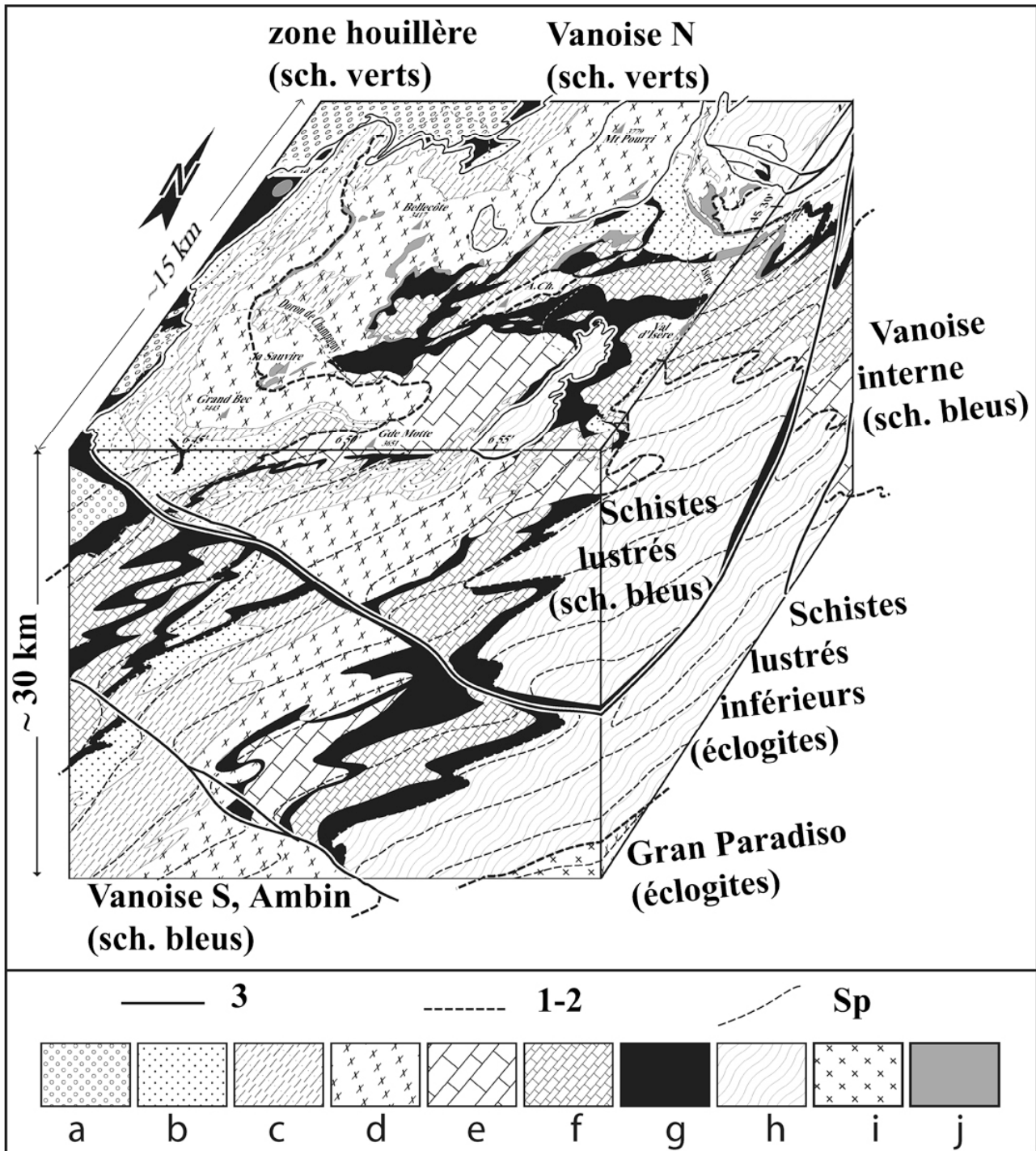


Fig. 4.- Schéma interprétatif de la structure de la Vanoise septentrionale, d'après Cosma & Guillot 2000.
Localisation : voir fig. 5 ci-après. **Unités litho-tectoniques.-** a: zone houillère b: quartzites infra-triasiques c: Permien d: socle de Vanoise e: unité de la Grande Motte f: couverture mésozoïque Briançonnaise g: cargneules et évaporites h: Schistes lustrés et ophiolites i: métagranitoïdes du Grand Paradis j: couverture résédimentée avant la subduction. **Éléments structuraux majeurs.-** 3: surfaces de charriage tardif vers l'Ouest, post-schisteux 1-2: contacts majeurs syn- à pré-subduction Sp: schistosité régionale composite, engendrée par la subduction et reprise en jeu normal, avec raccourcissement vertical, par l'exhumation.

Pour conclure cette étude locale, je propose (fig. 4) un bloc-diagramme interprétatif de la structure de la Vanoise septentrionale. Je tente d'y intégrer les motifs structuraux décrits et interprétés ci-dessus : une schistosité générale **Sp** pentée vers l'Ouest ; des plis associés dissymétriques montrant

un mouvement normal parallèle à **Sp** ; des accidents post-schisteux montant vers l'Ouest. Il s'agit, on l'aura peut-être deviné, d'un plaidoyer contre la notion de rétrocharriage et en faveur d'une subduction dirigée vers l'Ouest à la fin de l'Éocène. Avant de situer ce plaidoyer dans un cadre plus vaste, je tiens à rappeler la situation centrale, dans l'arc alpin, du secteur que je viens de considérer (fig. 5).

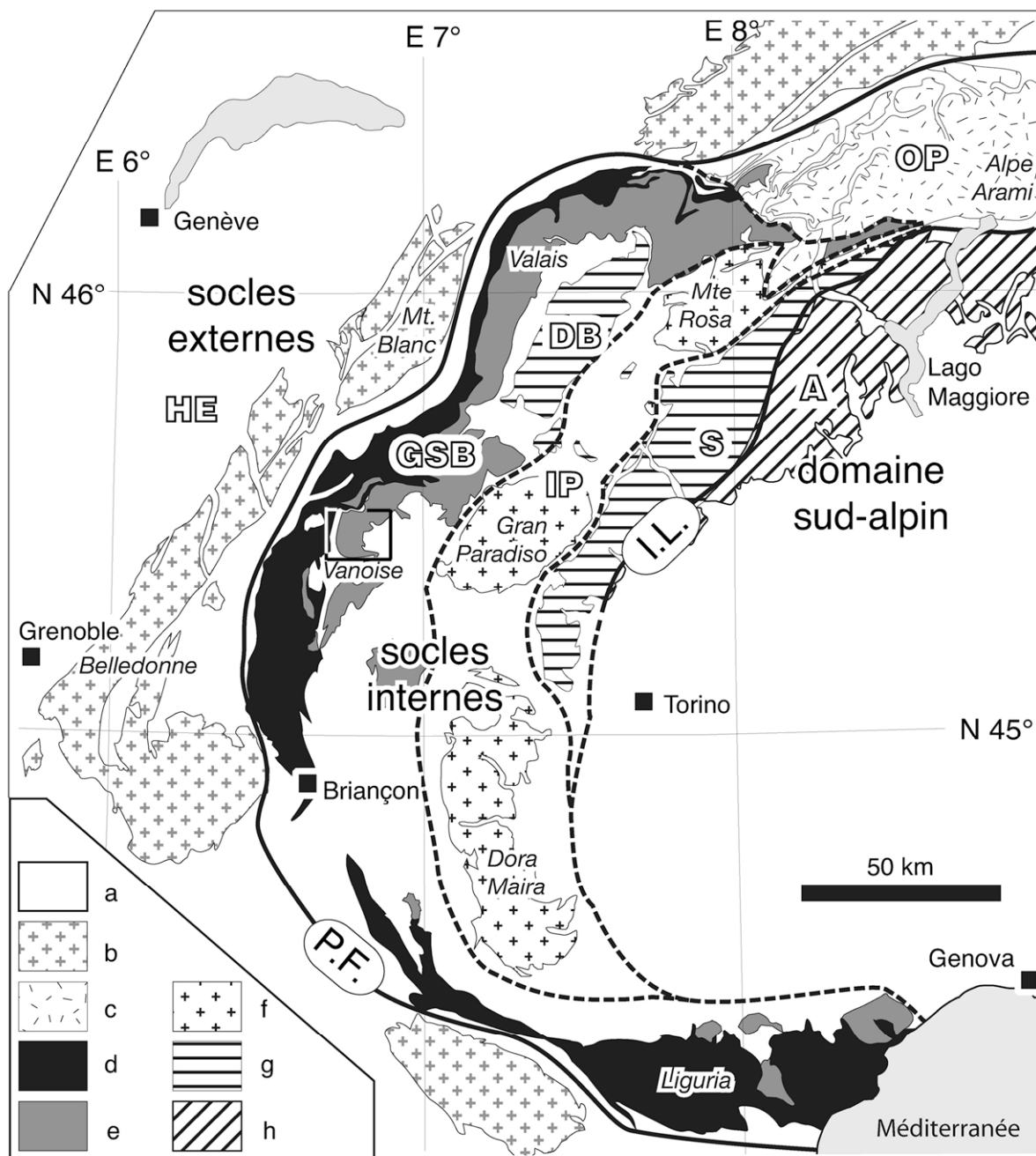


Fig. 5.- Socles des Alpes occidentales. Le cadre au-dessus de « Vanoise » correspond au secteur représenté en figure 4.

HE : domaine helvétique, **OP** : Pennique externe du dôme lépontin, **GSA** : domaine briançonnais, **IP** : domaine pennique interne, **DB** : klippe de la Dent Blanche, **S** : zone Sesia, **A** : plaque apulienne. **P.F.** : front pennique, **I.L.** : ligne insubrienne. **a** : terrains post paléozoïques, **b** : massifs cristallins externes, **c** : granitoïdes permien, **d** : zone houillère, **e** : socles de type Vanoise et Grand-Saint-Bernard, **f** : massifs cristallins internes, **g** : granulites permien, **h** : croûte inférieure permienne exhumée (zone d'Ivrée) et Paléozoïque inférieur (Serie dei Laghi).

V.4 Structure des Alpes occidentales

Il convient de rappeler les avancées majeures de ces vingt dernières années dans la connaissance des Alpes. La géochronologie y tient une place éminente, derrière la découverte de la coesite.

Ultra-hautes pressions.- La coesite est une forme cristalline de la silice apparue lors d'expériences menées à 35 000 atmosphères et 500 à 800°C (**Coës 1953**). Elle fut retrouvée dans des zones d'impact de météorites. C'est dans les Alpes qu'elle a été observée pour la première fois dans une roche métamorphique (**Chopin 1984**), dans le massif cristallin interne de Dora Maira. Ceci représente pour les géologues alpins la révélation d'une troisième dimension : la largeur de la zone pennique entre front pennique et ligne insubrienne (fig. 5) est inférieure à la profondeur dont sont issues les roches à coesite, plus de cent kilomètres. Une seconde formation à coesite a été trouvée près du massif du Mont Rose dans du matériel océanique (**Reinecke 1991**). De nombreux modèles ont été proposés depuis 1984 pour expliquer par quels mécanismes les roches ont été exhumées d'une telle profondeur. La vitesse d'exhumation est évidemment un paramètre important : la coesite, née à une température anormalement basse pour la profondeur de cent kilomètres, n'aurait pas survécu à la remontée des isothermes en cas d'exhumation trop lente.

Géochronologie du métamorphisme alpin.- Jusque vers 1995 l'opinion dominante, inspirée par de nombreuses datations à l'argon, situait la genèse des roches alpines de haute pression au Crétacé, vers 100 à 70 Ma (**Hunziker et al. 1992**). Les roches de Dora Maira ont été les premières à fournir des âges beaucoup plus jeunes (**Tilton et al. 1989; Tilton et al. 1991**) vers 40–30 Ma par datations conventionnelles U-Pb de sphène et de zircon. Des âges tertiaires ont été retrouvés ensuite par des datations de zircon à la SHRIMP (**Rubatto 1998; Rubatto et al. 1998; Rubatto & Gebauer 1999; Rubatto et al. 1999; Rubatto & Hermann 2001**), d'autres méthodes fournissant des indications voisines pour la phase de haute pression. L'âge de l'exhumation est aussi encadré par les datations par traces de fission sur zircon et apatite (voir des références plus complètes aux problèmes de géochronologie de l'Alpin p. 160-161).

Si l'on admet ces résultats, la subduction et l'exhumation n'auraient pris que quelques millions d'années. Une phase de haute pression crétacée n'est plus admise actuellement que pour la zone Sesia-Lanzo, ce qui confirmerait sa parenté austro-alpine.

Autre retombée de ces recherches géochronologiques, une nouvelle image de la chaîne peut être esquissée en tenant compte des nombreux résultats des datations par la méthode des traces de fission (fig. 6) depuis une quinzaine d'années (réfs. p. 160-161). L'exhumation comme le métamorphisme et la déformation des diverses zones alpines ne sont pas synchrones. Ces disparités d'âges suggèrent

l'accolement progressif de domaines à l'origine disjoints, ce qui rend compte aussi des disparités paléogéographiques que j'ai soulignées (chap. III et V.2.2).

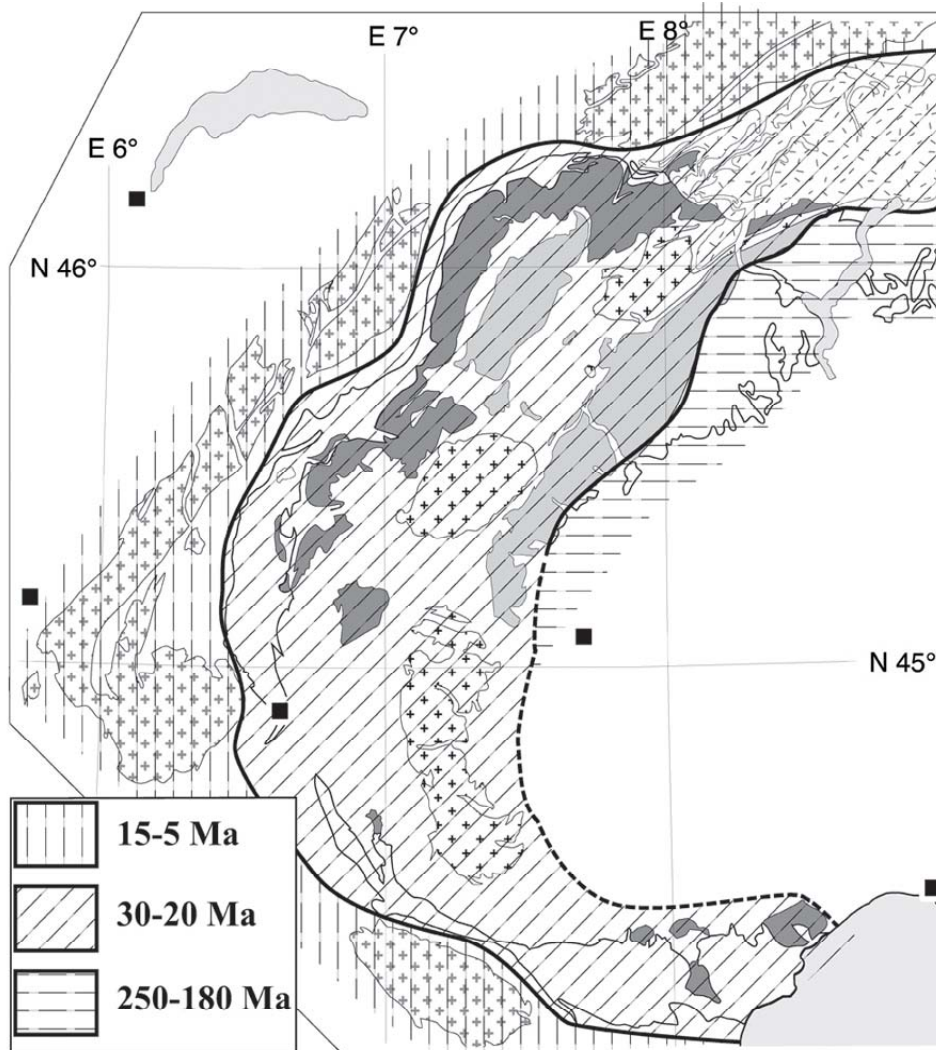


Fig. 6.- Âges d'exhumation déduits des datations par traces de fission sur zircon (schéma d'après Vance comm. orale 2001 ; Vance 1999; Bernet *et al.* 2001). Contours des massifs comme en figure 5. Des monazites hydrothermales ont aussi fourni des âges de 14 à 7 Ma dans Belledonne (Bertrand *et al.* 2004).

Géophysique.- Un autre aperçu des profondeurs de la chaîne a été fourni par les programmes d'exploration géophysique menés depuis vingt ans, ECORS-CROP et NFP-20 entre France, Italie et Suisse (Roure *et al.* 1996) et plus récemment TRANSALP entre Allemagne, Autriche et Italie (Lippitsch 2002; Lüschen *et al.* 2004). Les profils ont d'abord révélé les réflecteurs les plus visibles, dans la gamme de profondeurs 0-50 km, inclinés vers l'intérieur de la chaîne sous les Alpes occidentales. Celui qui correspond au front pennique semble recouper des réflecteurs à pendage opposé. Ces accidents à pendage externe seraient donc plus anciens et, à mon avis, éo-oligocènes alors que ceux correspondant aux réflecteurs à pendage interne seraient miocènes ou plus récents. Diverses

interprétations géologiques de ces profils ont été produites, le débat portant notamment sur la signification du front pennique en tant que frontière paléogéographique.

Ces dernières années la tomographie sismique a permis (**Lippitsch 2002**) de déceler les hétérogénéités de vitesse jusqu'à 400 km. Un « slab » fortement incliné au SE existerait sous la Suisse et le Nord des Alpes françaises, qui serait détaché de la lithosphère en allant au Sud sous le Queyras et la Ligurie. Sous les Alpes orientales, le contact majeur profond descend vers le Nord, alors que les structures géologiques de surface montrent un charriage général des superstructures vers le Nord. Je ne suis guère qualifié pour discuter des structures en crocodile ainsi suggérées mais je crois que le problème de la vergence des subductions sous les Alpes donnera lieu à des débats fournis dans les années qui viennent.

Pour conclure, on ne pourra sans doute pas conserver éternellement l'interprétation faite il y a un siècle de la structure du Haut Valais, encore moins continuer à l'extrapoler à toute la chaîne. On peut observer (fig. 5) que la largeur de la zone pennique est maximale à la latitude de Grenoble ou de la Vanoise mais bien moindre aux étranglements de l'arc alpin occidental que constituent respectivement, au Sud et au Nord, la région de Larche et celle du Simplon. Ces zones de rétrécissement de la chaîne ne devraient pas constituer les meilleurs endroits pour comprendre la structure d'ensemble. La transversale de la Vanoise, là où les zones sont le mieux déployées, me semble en définitive un site digne d'y poursuivre les investigations.

Références

- Allègre, C.J., Albarède, F., Grünenfelder, M. & Köppel, D.** 1974: $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contrib. Mineral. Petrol.* 43, 163-194.
- Argand, E.** 1906a: Sur la tectonique de la zone d'Ivrée et de la zone du Strona. *C.R. Acad. Sci.* 142, 666-668.
- Argand, E.** 1906b: Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. *C.R. Acad. Sci.* 142,9, 527-529.
- Argand, E.** 1909: L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 45,166, 217-276.
- Argand, E.** 1910a: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux, une carte tectonique et deux stéréogrammes avec texte explicatif. *Beitr. geol. Karte Schweiz, n.F.* XXXI,I, 25 p.
- Argand, E.** 1910b: Sur la racine de la nappe rhétique. *Matér. Carte géol. Suisse, N.S.* 24,2ème partie, 17-19.
- Argand, E.** 1911a: Sur la limite de deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes Occidentales (5 juillet 1911). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVII,174, XLV-XLVII.
- Argand, E.** 1911b: Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation des grands plis couchés. *Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Soc. Phys. Hist. Nat. Genève eds.* 31,6(ou 5?), 575-576.
- Argand, E.** 1911c: Sur la tectonique de la grande zone permo-carbonifère, du Valais à la Méditerranée. *Vehr. Schweiz. Naturf. Ges.* 94. Jahresversamml. Solothurn,1, 265-266.
- Argand, E.** 1911d: Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales (17 mai 1911). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVII,174, XXXIII-XXXVI.
- Argand, E.** 1912a: Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique (6 mars 1912). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, XX-XXII.
- Argand, E.** 1912b: Le faite structural et le faite topographique des Alpes occidentales (17 avril 1912). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, XXXVI-XL.
- Argand, E.** 1912c: Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements (20 mars 1912). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, XXIV-XXVII.
- Argand, E.** 1912d: Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique (21 février 1912). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, XIII-XVI.
- Argand, E.** 1912e: Sur la segmentation tectonique des Alpes Occidentales. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, 345-356.
- Argand, E.** 1912f: Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques (3 avril 1912). *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* XLVIII,176, XXVIII-XXXII.
- Argand, E.** 1913: Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 11, 747-751.
- Argand, E.** 1916a: Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16, 17 et 18 septembre 1915. *Eclogae geol. Helv.* 14, 192-204.
- Argand, E.** 1916b: Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 14, 145-191.
- Averbuch, O., Tribovillard, N., Devleeschouwer, X., Riquier, L., Mistiaen, B. & van Vliet-Lanoe, B.** 2005: Mountain building-enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian- Famennian boundary (c. 376 Ma)? *Terra Nova* 17,1, 25-34.
- Barfély, J.-C., Tricart, P. & Judy De Grissac, C.** 1992: La quatrième écaïlle près de Briançon (Alpes françaises) : un olistostrome précurseur de l'orogénèse pennique éocène __ The quatrieme ecaïlle thrust sheet near Briançon (French Alps): an olistostrome, precursor of the Eocene Penninic orogenesis. *C.R. Acad. Sci.II* 314, 71-76.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T. & Vance, J.A.** 2001: Steady-state exhumation of the European Alps. *Geology* 29,1, 35-38.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F. & Leterrier, J.** 2000a: Âge Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie) __ Early Paleozoic U-Pb age of zircons from metagranophyres of the Grand-Saint-Bernard Nappe (zona interna, Aosta Valley, Italy). *C.R. Acad. Sci.IIA* 330,7, 473-478.
- Bertrand, J.-M., Guillot, F., Leterrier, J., Perruchot, M.-P., Aillères, L. & Macaudière, J.** 1998: Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon __ Granitoids from the «Zone Houillère Briançonnaise» (Savoie and Valle d'Aosta, western Alps): geology and U-Pb geochronology. *Geodynamica Acta* 11,1, 33-49.
- Bertrand, J.-M. & Leterrier, J.** 1997: Granitoïdes d'âge Paléozoïque inférieur dans le socle de Vanoise méridionale : géochronologie U-Pb du métagranite de l'Arpont (Alpes de Savoie, France). *C.R. Acad. Sci.IIA* 325,11, 839-844.
- Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Gasquet, D., Lehmann, J., Ratsov, G., De Ascensão Gudes, R. & Boullier, A.-M.** 2004: Ages U-Pb sur monazite de la déformation et de l'hydrothermalisme alpin du massif de la Lauzière (Savoie). 20ème Réunion. *Sci. Terre Strasbourg, Soc. géol. Fr. eds* (abstract), RSTGV-A-00057.
- Bertrand, J.-M., Paquette, J.-L., Guillot, F. & Armstrong, R.** 2005 (soumis à *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*): Permian zircon U-Pb ages in the Gran Paradiso massif: revisiting Variscan events and Alpine tectonics. submitted to *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 8oct04.

- Bertrand, J.-M., Pidgeon, R.T., Leterrier, J., Guillot, F., Gasquet, D. & Gattiglio, M.** 2000b: SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoie and Piemont). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 80,3, 225-248.
- Beucier, M.** 1995: Les granophyres du Mont Pourri, position lithostratigraphique et pétrologie. Unpubl. mem., Dipl. Géol. Min. Univ. Lausanne, 132 p.
- Beucier, M., Guillot, F. & Hernandez, J.** 2000: Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale - Savoie): lithostratigraphie et pétrologie __ Granophyric rocks of the Mont Pourri area (northern Vanoise, Savoie, France): lithostratigraphy and petrology. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* 87,1, 29-60.
- Blieck, A., Brice, D., Feist, R., Guillot, F., Majesté-Menjoulas, C. & Meilliez, F.** 1988: The Devonian of France and Belgium. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14,1, 359-400.
- Buchs, A., Chessex, R., Krummenacher, D. & Vuagnat, M.** 1962: Âges "plomb total" déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 42, 295-305.
- Bussy, F. & Cadoppi, P.** 1996: U-Pb zircon dating of granitoids from the Dora-Maira massif (western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76,2, 217-233.
- Bussy, F., Derron, M.-H., Jacquod, J., Sartori, M. & Thélin, P.** 1996a: The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). *Eur. J. Min.* 8, 565-575.
- Bussy, F., Sartori, M. & Thélin, P.** 1996b: U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 76,1, 81-84.
- Caby, R.** 1968: Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble* 44, 95-111.
- Chessex, R., Delaloye, M., Laurent, L., Bertrand, J. & Vuagnat, M.** 1966: Données géochimiques et détermination d'âges plomb total sur des zircons alpins. *Bull. suisse minér. pétr.* 46, 691-693.
- Chopin, C.** 1984: Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86, 107-118.
- Cigolini, C.** 1995: Geology of the Internal Zone of the Grand Saint Bernard Nappe: a metamorphic Late Paleozoic volcano-sedimentary sequence in south-western Aosta Valley (Western Alps). In: B.Lombardo (ed.) "Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps. A Volume in Memory of Ugo Pognante", *Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino* 13, suppl. 2, 293-328.
- Coes, L.** 1953: A new dense crystalline silica. *Science* 118,3057, 131-132.
- Cosma, L.** 1999: Géologie et magmatisme paléozoïque en Vanoise septentrionale (La Sauvire, Plan Richard). Implications géodynamiques. Unpubl. mem., Dipl. Géol. Min. Univ. Lausanne, 117 p.
- Cosma, L., Cannic, S., Bussy, F., Guillot, F., Basile, C. & Lapiere, H.** 1998: La série tholéitique de Bellecôte (Vanoise, Alpes), témoin de l'extension crustale tardi-hercynienne ? 17ème Réun. Sci. Terre Brest, Soc. géol. Fr. eds (abstract), 95-96.
- Cosma, L. & Guillot, F.** 2000: Subduction précoce vers l'Ouest des Alpes occidentales internes : une preuve en Vanoise ? 18ème Réun. Sci. Terre Paris, Soc. géol. Fr. eds (poster), 107.
- Davis, D.W., Williams, I.S. & Krogh, T.E.** 2003: Historical development of zircon geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 145-181.
- Debelmas, J.** 1955: Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Carte géol. Fr.*, 171 p.
- Debelmas, J., Antoine, P., Barbier, R., Barféty, J.-C., Broudoux, B., Dondey, H., Fabre, J., Fudral, S., Guillot, F., Jaillard, É., Lu, C.Y., Mériaux, O., Peruccio-Parison, M.-D., Raoult, J.-F. & Schade, J.** 1989: Feuille Moûtiers. Carte géol. Fr. (1/50 000), Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 751, 1 map.
- Debelmas, J., Caby, R., Antoine, P., Elter, G., Elter, P., Govi, M., Fabre, J., Baudin, T., Marion, R., Jaillard, É., Mercier, D. & Guillot, F.** 1991: Feuille Sainte-Foy-Tarentaise. Carte géol. Fr. (1/50 000), Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 728, 1 map.
- Deconinck, J.F., Devleeschouwer, X., Guillot, F., Herbosch, A., Pellenard, P., Riboulleau, A. & Averbuch, O.** 2003: Bentonites du passage Frasnien/Famennien (Belgique, Allemagne) : données préliminaires. Ass. Sédim. Fr. meeting, Bordeaux 14-16 oct. (abstract), 2 p.
- Deroin, J.-P., Gand, G. & Guillot, F.** 1996: Le Permien des Alpes septentrionales françaises. Livret-guide 11e excu. annuelle Ass. Géol. Permien, 11-17/07/96 inédit, 86 p.
- Deville, É., Bertrand, J.-M., Broudoux, B., Caby, R., Dal Piaz, G.V., Ellenberger, F., Guillot, F., Jaillard, É., Marion, R., Niemeyer, H., Polino, R., Raguin, E., Raoult, J.F. & Robert, D.** 1991: Feuille Tignes. Carte géol. Fr. (1/50 000), Bur. Rech. Géol. Min. eds, Orléans 752, 1 map.
- Ellenberger, F.** 1958: Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. carte géol. Fr.*, 561 p.
- Fortey, R.** 2004: Earth, an intimate history. Alfred A. Knopf Publishers, New York, 429 p.
- Froitzheim, N.** 2001: Origin of the Monte Rosa nappe in the Pennine Alps—A new working hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113,5, 604-614.
- Gouffon, Y.** 1993: Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste - Italie). *Mém. Géol. (Lausanne)* 12, 147 p.
- Guillot, F.** 1982: La vallée du Ponturin (Vanoise septentrionale, Alpes françaises). Unpubl. mem., Dipl. Étud. Approf. Univ. Lille, 35 p.

- Guillot, F.** 1987: Géologie de l'Antépermien de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France). Unpubl. mem., Thèse Doct. Univ. Lille, 280 p.
- Guillot, F.** 1991: Du Cambrien monométabolique en Vanoise. Données pétrologiques, géochimiques et radiochronologiques. Implications. Coll. Suisse Métamorph., Lausanne 31/05/91 inédit, 1 p.
- Guillot, F.** 2003: Rapport de recherches géologiques dans le Parc National du Grand Paradis pendant l'été 2003. Unpubl. rep., Ente Parco Naz. Gran Paradiso, Torino, 10 p.
- Guillot, F., Baldé, A. & Bertrand, J.-M.** 2004: Cogne diorite: 110 years after. 20ème Réun. Sci. Terre Strasbourg, Soc. géol. Fr. eds (abstract), RSTGV-A-00419.
- Guillot, F., Cibaj, I. & Delval, T.** 1994: Milieux de dépôt des quartzites infra triasiques briançonnais, Seuil des Rochilles, Hautes-Alpes, France __ Depositional environments of the lower Triassic quartzites, Briançon zone, Seuil des Rochilles (Hautes-Alpes, France) [English abstract & captions]. Ann. Soc. géol. Nord (3)2,3, 97-107.
- Guillot, F., Delval, T. & Cibaj, I.** 1992: Ostracodes permien, et sédimentologie du Werfénien près de Briançon (Hautes-Alpes, France). 7èmes journ. thémat. Assoc. géol. Permien, Paris inédit, 1 p.
- Guillot, F., Desmons, J. & Ploquin, A.** 1993: Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt. Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine zone, France. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 73,2, 319-334.
- Guillot, F., Liégeois, J.-P. & Fabre, J.** 1991: 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 __ 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) [English abridged version]. C.R. Acad. Sci.II 313, 239-244.
- Guillot, F., Ploquin, A., Raoult, J.F. & Peruccio-Parison, M.D.** 1986: Les séries antépermiennes de Vanoise septentrionale (zone briançonnaise, Alpes de Savoie) : lithologie et géochimie dans le massif de Bellecôte; arguments pour un âge antéhouiller __ Prepermian series of Northern Vanoise (Zone briançonnaise, Savoy Alps): lithology and geochemistry in the Bellecôte massif; arguments for a Prenamurian age [English abstract & captions]. C.R. Acad. Sci.II 303,12, 1141-1146.
- Guillot, F. & Raoult, J.F.** 1984: Permien et base du Trias en Vanoise septentrionale : données nouvelles et hypothèses (zone briançonnaise interne, Alpes françaises) __ Permian and Early Triassic in Northern Vanoise: new data and hypothesis (internal "Zone briançonnaise", French Alps) [English abstract & captions]. Ann. Soc. géol. Nord 104,4, 183-192.
- Guillot, F., Schaltegger, U., Bertrand, J.M., Deloule, É. & Baudin, T.** 2002: Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Ruitor Massif (Internal W-Alps). Int. J. Earth Sci. 91,6, 964-978.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. & Hurford, A.J.** 1992: Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps : a review on seven maps. Mém. Géol. (Lausanne) 13, 59 p.
- Kaufmann, B., Trapp, E. & Mezger, K.** 2004: The numerical age of the late Frasnian (Late Devonian) Kellwasser horizons - a new U-Pb zircon date from Steinbruch Schmidt (Kellerwald, Germany). J. Geol. 112,4, 495-501.
- Knafel, B., Baldé, A. & Guillot, F.** 2004: La diorite de Cogne, rapport de recherches géologiques concernant le Parc National du Grand Paradis en 2003-2004. Unpubl. rep., Ente Parco Naz. Gran Paradiso, Torino, 15 p.
- Lippitsch, R.** 2002: Lithosphere and upper mantle P-wave velocity structure beneath the Alps by high-resolution teleseismic tomography. Diss. Thesis ETHZ 14726, 160 p.
- Lugeon, M. & Argand, E.** 1905a: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. 140,20, 1364-1367.
- Lugeon, M. & Argand, E.** 1905b: Sur les homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sci. 140,22, 1491-1493.
- Lüschen, E., Lammerer, B., Gebrande, H., Millahn, K., Nicolich, R. & Transalp-Working-Group** 2004: Orogenic structure of the Eastern Alps, Europe, from TRANSALP deep seismic reflection profiling. Tectonophysics 388,1-4, 85-102.
- Malusà, M.G.** 2004: Post-metamorphic evolution of the Western Alps: kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis). Tesi di dottorato Univ. Torino, 319 p.
- Ménot, R.-P., Peucat, J.-J., Scarenzi, D. & Piboule, M.** 1988: 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. Earth Planet. Sci. Lett. 88,1-2, 82-92.
- Novarese, V.** 1894: Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche (Alpi Graie). Boll. R. Com. Geol. It. 3, 275-301.
- Novarese, V.** 1909: Il profilo della Grivola (Alpi Graie). Boll. R. Com. Geol. It. 40, 497-525.
- Pangaud, C., Lameyre, J. & Michel, R.** 1957: Âge absolu des migmatites du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes). C.R. Acad. Sci. 245, 331-333.
- Paquette, J.-L., Chopin, C. & Peucat, J.-J.** 1989a: U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 101, 280-289.
- Paquette, J.-L. & Pin, C.** 2001: A new miniaturized extraction chromatography method for precise U-Pb zircon geochronology. Chem. Geol. 176,1-4, 311-319.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P. & Peucat, J.J.** 1989b: REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination. Earth Planet. Sci. Lett. 96, 181-198.
- Pupin, J.P.** 1976: Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. base de la méthode typologique, applications. Unpubl. mem., Thèse État Univ. Nice, 394 p.

- Raoult, J.-F.** 1980a: Caractère transgressif du Trias de Belledune en Vanoise : implications tectoniques (Alpes françaises). C.R. Acad. Sci.D 291, 47-50.
- Raoult, J.-F.** 1980b: Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone Briançonnaise, Alpes françaises). Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. 22,4-5, 203-212.
- Raoult, J.-F., Langlet, P. & Broudoux, B.** 1984: Présence en Vanoise d'une série de type Aceglia (Briançonnais, Alpes françaises). Implications structurales et paléogéographiques. C.R. Acad. Sci.II 298, 535-538.
- Reinecke, T.** 1991: Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. Eur. J. Min. 3, 7-17.
- Ring, U., Collins, A.S. & Kassem, O.K.** 2004: U-Pb SHRIMP data on the crystallization age of the Gran Paradiso orthogneisses, Italian Western Alps: further evidence for Permian magmatic activity in the Alps due to Pangea breakup. Journal of the Virtual Explorer 16, à paraître.
- Rosenbaum, G. & Lister, G.S.** 2005: The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions. Earth-Sci. Rev. 69,3-4, 281-306.
- Roure, F., Bergerat, F., Damotte, B., Mugnier, J.-L. & Polino, R.** 1996: The ECORS-CROP Alpine seismic traverse. Mém. Soc. géol. Fr. — nouv. sér. 170, 113 p.
- Rubatto, D.** 1998: Dating of pre-alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps. These Diss. Eidgen. Techn. Hochsch. Zürich 12620, 186 p.
- Rubatto, D. & Gebauer, D.** 1999: Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 79,3, 353-362.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R.** 1999: Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). Earth Planet. Sci. Lett. 167, 141-158.
- Rubatto, D., Gebauer, D. & Fanning, M.** 1998: Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites : implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 132, 269-287.
- Rubatto, D. & Hermann, J.** 2001: Exhumation as fast as subduction? Geology 29,1, 3-6.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. & Schuster, R.** 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae geol. Helv. 97,1, 93-117.
- Shaw, A., Downes, H. & Thirlwall, M.F.** 1993: The quartz-diorites of Limousin: elemental and isotopic evidence for Devonian-Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. Chem. Geol. 107,1-2, 1-18.
- Storet, J.B.** 1968: Géochronologie par la méthode au plomb total sur zircons. Mise en œuvre de la fluorescence X. Unpubl. mem., Thèse État Univ. Grenoble, 288 p.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H.-P.** 1989: Pb—Sr—Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. Geochim. Cosmochim. Acta 53, 1391-1400.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. & Schertl, H.-P.** 1991: Pb—Sr—Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? Contrib. Mineral. Petrol. 108,1-2, 22-33.
- Tribouillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., Racki, G. & Riboulleau, A.** 2004: Deep-water anoxia over the Frasnian-Famennian boundary (La Serre, France): a tectonically induced oceanic anoxic event? Terra Nova 16,5, 288-295.
- Tucker, R.D., Bradley, D.C., Ver Straeten, C.A., Harris, A.G., Ebert, J.R. & McCutcheon, S.R.** 1998: New U—Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. Earth Planet. Sci. Lett. 158,3-4, 175-186.
- Vance, J.A.** 1999: Zircon fission track evidence for a Jurassic (Tethyan) thermal event in the Western Alps. Mem. Sci. Geol. Padova 51,2, 473-476.
- Vatin-Pérignon, N., Oliver, R.A., Piboule, M., Fabre, J. & Guillot, F.** 1992: Permian magmatism in the Briançonnais domain (Western Alps) : new geochemical data and geodynamic implications. Abstract Géotatier Alpin, Grenoble 12-14 nov.1992, Géol. Alpine, Sér. Spéc. Résumé. Colloques 1, 100-101.