

Extension du volcanisme oligocène dans l'arc de Castellane (chaînes subalpines de Haute-Provence)*

Christian MONTENAT ⁽¹⁾
Hervé LEYRIT ⁽¹⁾
Pierre-Yves GILLOT ⁽²⁾
Marie-Christine JANIN ⁽³⁾
Pascal BARRIER ⁽¹⁾

Extension of Oligocene volcanics in the Castellane Arc (Haute-Provence, Subalpine domain)

Géologie de la France, n°1, 1999, pp. 43-48, 2 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Dacite, Andésite, Roche volcanoclastique, Éocène supérieur, Oligocène, Biostratigraphie, datation K-Ar, Chaînes subalpines, Arc de Castellane, Alpes-Maritimes.

Key words: Dacites, Andesite, Volcaniclastics, Upper Eocene, Oligocene, Biostratigraphy, Radiometric dating, Subalpine domain, Castellane Arc, Alpes-Maritimes.

Résumé

Découverte de nouveaux témoins de volcanisme andésitique et dacitique de nature calco-alcaline (galets et volcanoclastites) dans la région de Saint-Auban (Alpes-Maritimes), au sud du chaînon de La Arpille. Les volcanites sont associées à des dépôts marins renfermant des associations micropaléontologiques de l'Oligocène. La datation (K-Ar) d'andésite présente à l'état de galets indique un âge de 29-30 Ma. [proche de la limite Rupélien (ou Stampien)/Chattien]. Les matériaux volcaniques sont comparés à ceux des régions adjacentes.

La présence de micro-organismes planctoniques appartenant à un niveau relativement élevé de l'Oligocène, proche de la limite Rupélien/Chattien indique qu'un milieu franchement marin a perduré plus tardivement ici que dans le bassin de Saint-Antonin plus oriental.

Abstract

Newly discovered indications (pebbles and volcaniclastics) of andesitic to

dacitic volcanics with calc-alkaline affinities to the south of the La Arpille range (Saint-Auban area, Alpes-Maritimes). The volcanics are associated with marine deposits that include Oligocene planktonic associations. K-Ar radiometric dating of andesite pebbles gives an age of 29-30 Ma, close to the Rupelian/Chattian boundary. The volcanics are compared with those known in surrounding areas. The diversified Oligocene planktonic associations indicate that open-marine conditions lasted longer in the Saint-Auban area than in the Saint-Antonin basin to the east.

Introduction

La partie orientale de l'Arc de Castellane (chaînes subalpines de Haute-Provence, Alpes-Maritimes) est constituée de plis d'allongement est-ouest, souvent chevauchants vers le sud. C'est le cas notamment du chaînon de La Arpille (1686 m) et de la Montagne de Charamel à l'est de Saint-Auban (fig. 1). Ses crêtes jurassiques chevauchent vers le sud un vaste synclinal occupé par une

épaisse série du Crétacé supérieur et conservant localement des dépôts nummulitiques (synclinal des Baumettes au sud-est de Saint-Auban) (fig. 1).

La succession des couches d'âge paléogène est bien exposée sur le flanc sud du synclinal des Baumettes. Sur le versant nord, ils sont partiellement recouverts par des éboulis ou impliqués dans des chevauchements avec les calcaires turono-sénoniens. La réfection récente d'une piste forestière passant au pic d'ouest de La Arpille apporte des informations nouvelles sur ces terrains paléogènes, situés immédiatement sous le col de Baratus (x = 957,300 ; y = 3181,800).

La série paléogène de Baratus

Coupe stratigraphique

Du sud-est au nord-ouest en bord de piste, avant d'atteindre les terrains crétacés chevauchants (fig. 2), les couches paléogènes d'orientation proche de E-W,

* Manuscrit déposé le 25 octobre 1997, accepté le 11 décembre 1999.

(1) Institut Géologique Albert-de-Lapparent (IGAL), Institut Polytechnique Saint-Louis, 13, boulevard de l'Hautail, 95092 Cergy-Pontoise Cedex. (CM : ESA 7073). h. leyrir @ tahiti.tethys-software.fr

(2) Université Paris-Sud, laboratoire de Géochronologie, bât. 504, 91405 Orsay Cedex.

(3) CNRS - GDR 1170 - Centre IBT - IMS, 11, rue Marie Curie, 10 000 Troyes.

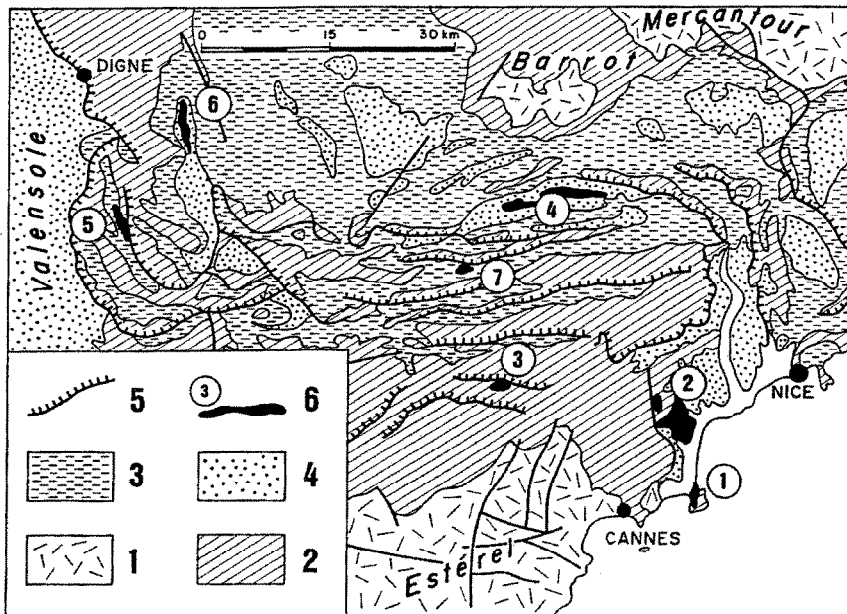


Fig. 1.- Localisation des principaux témoins de volcanisme tertiaire dans le Sud-Est de la France.

1. Terrains anté-mésozoïques ; 2. Trias et Jurassique ; 3. Crétacé ; 4. Tertiaire ; 5. chevauchement ; 6. volcanisme tertiaire. Sites présentant des matériaux volcaniques (chiffres circlés) : 1 - Antibes, 2 - Villeneuve-Loubet, 3 - Saint-Vallier, 4 - Saint-Antonin, 5 - Majastre, 6 - Barrême, 7 - Baratus (cette étude).

Fig. 1.- Location of main Tertiary volcanics in southeastern France.

1. Pre-Mesozoic rocks, 2. Triassic and Jurassic, 3. Cretaceous, 4. Tertiary, 5. thrust, 6. Tertiary volcanics. Numbers within circle: sites with volcanic rock (cf. above).

présentent un pendage normal d'après les critères sédimentologiques et cartographiques, 40 à 45° en moyenne vers le nord. La succession observée comporte les termes suivants (fig. 2 ; les numéros se réfèrent à ceux portés dans les cercles sur la coupe) :

- **substratum** constitué de grès grossiers à débris d'ostréïdes, appartenant aux niveaux sommitaux, à caractère régressif, du Sénonien (1). Les dépôts paléogènes reposent sur ces terrains sans discordance angulaire appréciable ;

- **ensemble de calcaires sableux ou de grès marno-calcaires** tendres, le plus souvent sans stratification bien marquée, de teinte jaunâtre (niveaux 2 à 4, fig. 2). Les sables peuvent être plus ou moins grossiers et la matrice calcaire irrégulièrement indurée. Ces niveaux, en général très bioturbés, sont localement riches en petites nummulites (2 et 4) et renferment des touffes de polypiers branchus et des débris d'échinides (2). Une vire de marnes argileuses gris sombre (3) (env. 8 m ; éch. M 105) s'observe dans la partie médiane (épaisseur totale, environ 35 m) ;

- **alternance de marnes sableuses jaunes et de marnes grises compactes** à débris d'*Amussium* (5) (≥ 20 m ; éch. M 101). Cet ensemble comporte à son sommet un épisode conglomératique (6) (épaisseur < 10 m ; diamètre moyen des galets $\leq 0,10$ m) perforé par les lithophages et portant en outre des cupules d'impression résultant de phénomènes de pression/dissolution. Les galets sont exclusivement empruntés aux matériaux du Crétacé supérieur (Turono-Sénonien) ;

- **sables volcanoclastiques à matrice marneuse** sans stratification apparente, alternant avec des passées de marnes franches ou des intercalations ayant l'aspect de véritables cinérites finement litées (7). L'ensemble, de teinte grise, admet des lentilles métriques de galets bien roulés (diamètre < 20 cm, ne dépassant pas le plus souvent 2 à 3 cm) correspondant à des apports chenalisés qui incluent des « galets mous » de marnes grises arrachées au substrat des chenaux.

Les galets très émoussés, de contours elliptiques, sont constitués presque exclusivement de roches volcaniques andésitiques à structure porphyrique bien

apparente, plus ou moins altérées. On y reconnaît aussi, en faible proportion, de petits éléments empruntés à un socle indéterminé : granitoïde rougeâtre et quartz filonien.

Des niveaux à fines strates obliques dans les sables volcaniques indiqueraient des apports venus de l'ENE.

La série est visible sur une cinquantaine de mètres de puissance, sans que son sommet soit clairement identifié (éboulis) (éch. M 99, passée marneuse dans les volcanoclastites ; éch. M 96 vers le haut de la série) ;

- après une lacune d'observation, apparaissent des **calcaires blanchâtres** irrégulièrement silicifiés à exogyres et échinides (Turonien), également à pendage nord (8), qui chevauchent la série paléogène.

Attributions biostratigraphiques

Les indications fournies par les nannofossiles et les foraminifères planctoniques ne permettent que des approximations, les marqueurs biostratigraphiques étant rares ou absents.

Les niveaux marneux inclus dans le terme inférieur (fig. 2, éch. M 105) contiennent de nombreux foraminifères benthiques, des ostracodes ornés et de rares foraminifères planctoniques de très petite taille, remaniés pour la plupart du Crétacé supérieur, à l'exception de quelques *Globigerina* sp. Le nanncoplancton bien qu'assez abondant est atypique, ne contenant ni *Discoaster*, ni *Sphenolithus*, ni *Isthmolithus*, mais d'assez nombreux *Zygodiscaceae* d'attribution stratigraphique incertaine. Les nombreuses *Nummulites fabianni* sont en faveur d'un âge priabonien.

Les marnes de la partie moyenne (fig. 2, éch. M 101) livrent des associations micropaléontologiques plus riches et plus caractéristiques.

Les nannofossiles calcaires montrent une forte proportion d'holococcolithes (*Calystrosphaeraceae*), ainsi que des *Pontosphaeraceae*, *Rhabdolithaceae* et *Braarudosphaeraceae*, tandis que les *Discoaster* et *Sphenolithus* sont rares ou absents. Cette composition du nanncoplancton apporte quelques informations sur le

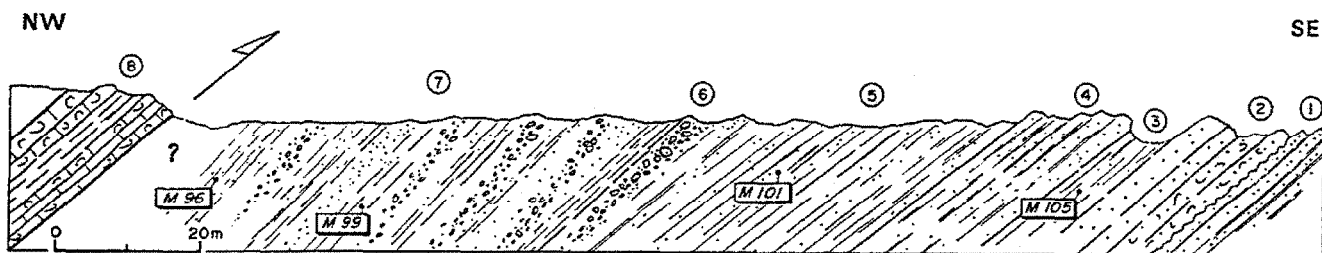


Fig. 2.- Coupe du Nummulitique de Baratus. Numéros cerclés, voir description dans le texte. Numéros dans les rectangles, échantillons ayant fourni des informations biostratigraphiques.

Fig. 2.- Nummulitic section of Baratus near Saint-Auban. Numbers within circles: see description in the text. Numbers within rectangles: samples yielding biostratigraphic data.

milieu de dépôt (voir plus loin). Du point de vue biostratigraphique, le fait marquant est l'abondance de *Isthmolithus recurvus*, espèce caractéristique de l'Éocène terminal (NP 19-20 et 21 p.p.) et de l'Oligocène inférieur (NP 21 p.p. 22) (la limite Éocène-Oligocène est située au sein de la zone NP 21). De rares *Discoaster*, dont *D. barbadiensis* et *D. saipaniensis*, seraient en faveur de l'Éocène (NP 19-20).

La microfaune planctonique est composée en majorité de *Globigerina ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *Globorotaloides suteri*, accompagnés de *Globigerina angiporoides*, *G. tapuriensis*, *Catapsydrax dissimilis* et *Globorotalia postcretacea*. Cette association indique un intervalle Éocène terminal/Oligocène inférieur. L'apparition de *G. tapuriensis* coïncide à peu près avec la base de l'Oligocène. Par ailleurs, l'absence de *Turborotalia* gr. *cerro-azulensis* indique aussi l'extrême sommet de l'Éocène, sinon la base de l'Oligocène.

L'ensemble des données conduit à admettre un âge fini-éocène très proche de la limite Priabonien/Rupélien.

Par ailleurs, il est noté la présence de nombreux micro-organismes remaniés du Crétacé supérieur et du Paléocène/Éocène inférieur.

Le terme volcanoclastique (fig. 2, éch. M 96 et M 99) inclut des passées marneuses livrant des associations micropaléontologiques généralement peu caractéristiques. La microfaune planctonique peu abondante et de petite taille comporte essentiellement *Globigerina ouachitaensis*, *G. praebulloides*, *G. cf. sellii* et *Globorotaloides suteri*. Bien que dépourvue de marqueurs de zone, cette

association indique très vraisemblablement l'Oligocène.

Vers le sommet (visible) des volcanoclastites, le nannoplancton est abondant, avec de nombreux holococcolithes dont *Zigrhablithus bijugatus*. L'absence d'*Isthmolithus recurvus*, qui abonde dans les niveaux sous-jacents, peut être considérée comme significative et indiquerait une zone plus récente que NP 22 (Rupélien inférieur). De fait, la présence d'exemplaires typiques de *Sphenolithus distentus*, espèce essentiellement présente dans l'intervalle de zones NP23-NP24, indique un âge rupélien élevé, voire proche de la limite Rupélien/Chattien (vers 28 Ma).

Les espèces remaniées d'âge crétacé supérieur et éocène sont abondantes.

Conditions de dépôts

Le terme inférieur calcaréo-détritique (niveau 2, fig. 2) comporte d'abord des épandages de sables quartzeux à bioclastes et petites nummulites, mis en place par courants tractifs (laminations planes) dans un milieu peu profond où se développent des touffes de polypiers branchus.

Vers le haut (niveau 3 et 4), apparaissent des épisodes de décantation marno-silteux, tandis que les sables bioclastiques, contenant toujours de petites nummulites, montrent l'influence d'une dynamique gravitaire. Ils se présentent en coulées sableuses successives, à base érosive avec « galets mous » marno-silteux, granoclassées avec lamines horizontales au sommet. Ces coulées s'organisent en rides progradantes, de puissances plurimétriques (environ 5 m), dirigées vers le nord-ouest. L'aspect discontinu ou boudiné de certains bancs sableux est proba-

blement le résultat d'un étirement sur pente.

Le terme moyen à dominante marno-silteuse (niveau 5, fig. 2) correspond à un approfondissement du milieu de dépôt dont témoigne l'épanouissement du peuplement planctonique. Les apports détritiques sont réduits à des coulées gravitaires de sables fins.

Le nannoplancton, lorsqu'il est abondant et diversifié, montre une forte proportion d'holococcolithes (Calyptosphaeraceae), ainsi que des Pontosphaeraceae Rhabdolithaceae et Briarudosphaeraceae. Cette association est caractéristique des vases déposées en milieu bassinal à proximité des côtes (faciès hémipélagique), où les squelettes de nannofossiles sont rapidement enfouis dans les vases et/ou protégés par des matières organiques, ce qui permet la conservation de formes fragiles, habituellement dissoutes dans les sédiments océaniques. En revanche, les formes de haute mer, *Discoaster*, *Sphenolithus*, sont presque totalement absentes. Les facteurs limitants sont sans doute la turbidité et la faible salinité des eaux. De fait, la fréquence des Pontosphaeraceae - Briarudosphaeraceae indiquerait un milieu à tendance hypohaline influencé par la proximité du littoral.

Le nannoplancton garde les mêmes caractéristiques jusqu'au sommet de la série (niveau 7). On peut en conclure que les pélites du terme médian, comme les volcanoclastites sus-jacentes se sont déposées dans un milieu de bathymétrie notable (étage circalittoral inférieur, profondeur inférieure à 200 m), sous l'influence de rivages proches (taux de sédimentation périto-silteuse élevé, résultant de l'érosion des terrains émergés cré-

tacés à éocènes principalement marneux ; apports d'eaux continentales, etc.). La fréquence des remaniements de nanoplancton paléocène-éocène inférieur suppose des apports terrigènes d'origine lointaine, en provenance d'un secteur oriental (Alpes ligures) où les terrains de cet âge sont représentés.

Contexte morphostructural

Les dépôts paléogènes de Baratus se placent très vraisemblablement sur un talus dont la partie haute, plus méridionale, est signalée par les faciès récifaux à madrépores qui envahissent le terme inférieur de la série entre la cuesta des Baumettes à l'ouest, près de Saint-Auban, et le secteur du Collet de Pinpinier à l'est, près du Mas.

A Baratus, la dispersion des touffes de polypiers et le développement des coulées sableuses progradant vers le nord-ouest indiquent une position plus basse et plus septentrionale sur le talus. Ce dernier, à regard nord et orienté suivant une direction générale E-W à ENE-WSW, devait être adossé à un haut-fond ou à un môle émergé plus méridional représenté aujourd'hui par les massifs jurassiques des montagnes de Thorenc et de Bleine.

Le transit des produits volcanoclastiques de l'ENE vers l'WSW a probablement été guidé par cette paléomorphologie, les matériaux pouvant être originaires d'un secteur proche de Saint-Antonin.

Comparaison avec les séries paléogènes avoisinantes

Le Paléogène de Baratus se compare aisément à d'autres successions de même âge, présentes plus au nord (sur les cartes à 1/50 000 de Roquesteron et Castellane (synclinal de Saint-Antonin, par exemple).

Les calcaires sableux du terme inférieur se rapportent au faciès général de la « barre nummulitique » à petites nummulites qui marque la transgression paléogène dès la limite Bartonien/Priabonien (zone B des auteurs ; Blondeau *et al.*, 1968) dans les secteurs plus orientaux (synclinal de Saint-Antonin par exemple, fig. 1) ou plus tardivement, au Priabonien dans la région considérée (Zone C, *ibid*).

Le terme médian se compare aux marnes bleutées priaboniennes (biozones à *Globigerapsis semi-involuta* et à *Globorotalia cerro-azulensis*) comportant, comme à Baratus, un nanoplancton assez riche à *Isthmolithus recurvus* (zone NP 19-20).

L'ensemble volcanoclastique de Baratus peut être comparé aux niveaux de même nature du synclinal de Saint-Antonin, autrement plus développés et constitués de matériaux beaucoup plus grossiers et plus hétérogènes (abondance des roches cristallines anté-cénozoïques). Cette série de Saint-Antonin comporte :

- un terme inférieur grés-conglomératique dépourvu de roches volcaniques paléogènes (formation détritique inférieure de Bodelle, 1971) ;

- un ensemble de volcanites, brèches et tuffites à matériel andésitique (formation volcano-détritique inférieure du même auteur). Les datations radiométriques (K-Ar) de blocs d'andésite provenant de cette formation volcano-détritique inférieure de Saint-Antonin ont donné des âges de $36,1 \pm 2,2$ Ma à $30,8 \pm 2,4$ Ma (Baubron, 1974 ; Baubron *in* Ginsburg et Montenat, 1980) ; âges recalculés et discutés *in* Baubron et Cavelier, 1982). Les âges calculés l'ont été sur des matériaux provenant d'un même niveau de brèche volcanique monogénique ; l'âge moyen est donc le plus vraisemblable, soit $33,9 \pm 1,5$ Ma moyenne établie sur neuf mesures (Baubron et Cavelier, 1982) ou $33,7 \pm 1,6$, moyenne établie sur dix mesures.

Il est à noter que l'âge de la limite Éocène-Oligocène est fixé à 33,7 Ma Berggren *et al.*, 1995) ;

- une formation volcano-détritique supérieure, non datée avec précision mais postérieure à la base de l'Oligocène compte tenu des données radiométriques précitées ; elle est discordante sur les termes antérieurs (carte géologique à 1/50 000, Roquesteron).

Les indications biostratigraphiques apportées par le nanoplancton de la coupe de Baratus, et notamment la présence de formes typiques de *Sphenolithus distentus* vers le sommet de la série (cf. supra) oblige à admettre une persistance du régime marin jusqu'à un niveau relativement élevé du Rupélien

(= Stampien) (NP 23-24), alors qu'à Saint-Antonin, les données biostratigraphiques attestant la présence des mêmes niveaux font défaut jusqu'à présent.

Les volcanites

Les volcanoclastites

A la différence des matériaux volcano-détritiques de Saint-Antonin évoqués plus haut, les volcanoclastites de Baratus sont peu grossières, surtout constituées de sables feldspathiques à minéraux ferromagnésiens, plus ou moins marneux, incluant quelques lentilles conglomératiques dont les galets atteignent rarement 20 cm de plus grand diamètre (le plus souvent entre 1 et 5 cm).

Autre différence notable avec le secteur de Saint-Antonin, les galets, fortement émoussés, sont surtout de nature volcanique et comptent peu d'éléments du socle, toujours de petite taille (quelques centimètres) : quartz filonien ou granitoïde de teinte rougeâtre.

Pétrographie des roches volcaniques

Les roches volcaniques présentes en galets montrent un degré d'altération variable. Certains matériaux sont dans un état de conservation assez satisfaisant pour se prêter à une étude pétrographique et à une analyse radiométrique.

Texture

Les laves examinées (13 échantillons) sont massives avec peu de vacuoles, à l'exception d'un échantillon. Elles ont généralement une texture microlitique porphyrique, qui fait apparaître plus de 40 % de phénocristaux. Quelques laves ont une texture microlitique fluidale (deux échantillons).

Phénocristaux

Le plagioclase est la phase phénocristalline la plus abondante (30 à 50 % de la roche). Les cristaux limpides, automorphes ou subautomorphes, ont une taille moyenne de 500 μ m (pouvant atteindre 5 mm). Une nette zonation, parfois très complexe, est présente dans la majorité des cristaux, parfois mise en

LOCALITÉS	ÂGES	AUTEURS
Esterellite du Drammont	32,7 ± 0,9 Ma	Féraud <i>et al.</i> , 1996. Ar/Ar
Grès de Champsaur (Amphibole)	32,5 ± 2,2 Ma	Féraud <i>et al.</i> , 1996. Ar/Ar
Grès de Taveyenne (Amphibole)	31,0 ± 0,4 et 32,0 ± 0,4 Ma	Féraud <i>et al.</i> , 1996. Ar/Ar
Andésite de Saint-Antonin	31,1 ± 0,4 et 30,8 ± 0,4 Ma	Féraud <i>et al.</i> , 1996. Ar/Ar
Andésite de Saint-Antonin form. Volcano-détritique inférieure	36,1 ± 2,2 à 30,8 ± 2,4 Ma âge moyen 33,7 ± 1,6 Ma	Baubron et Cavelier, 1982. K/Ar
Dacite de Baratus (galet)	29,6 ± 0,5 et 29,0 ± 0,5 Ma	Gillot, cette étude. K/Ar

Tabl. 1.- Synthèse des données géochronologiques du volcanisme tertiaire du sud-est de la France.

Table 1.- Geochronological data of the main Cenozoic volcanics in southeastern France.

valeur par la présence d'une zone riche en inclusions qui tranche avec la limpidité des cristaux. Les teneurs en anorthite sont très variables, entre An₇₀ et An₃₀ soit entre bytownite et andésine, avec cependant une majorité de labrador.

Le clinopyroxène automorphe, incolore à légèrement verdâtre, est beaucoup moins abondant que le plagioclase : (0 à 10 %). Sa taille peut atteindre 5 mm. Il s'agit d'une augite qui montre quelquefois une nette zonation optique. La présence de macles simples ou polysynthétiques est fréquente. Des oxydes opaques sont souvent associés à l'augite sous forme d'inclusions. Le clinopyroxène est parfois inclus dans les plagioclases et inversement.

L'amphibole automorphe est la troisième phase phénocristalline. Au microscope, deux types peuvent être distingués : la hornblende verte et la hornblende brune. La hornblende verte est le type le plus abondant (0 à 15 %) alors que la hornblende basaltique est plus rare (0 à 2 %). Ces deux types peuvent être présents dans un même échantillon. La taille des cristaux, assez homogène dans un même échantillon, varie entre 500 µm et 3 mm. Quelques cristaux sont zonés avec une coloration plus brune sur la bordure. Du plagioclase est inclus dans l'amphibole. Généralement, les amphiboles ont subi une transformation plus ou moins poussée en un assemblage à minéraux opaques et clinopyroxène. Dans quelques échantillons, la transformation complète des hornblendes se traduit par la présence de

« fantômes » signalés par une forte densité en oxydes opaques.

L'olivine exceptionnelle (présente dans un seul échantillon) a une taille modeste (200 - 500 µm). Elle est transformée en un assemblage à serpentine et calcite ; la serpentine se développant sur les bordures et le long des fractures de l'olivine alors que la calcite occupe de grandes plages entre les fractures. Du clinopyroxène englobe presque totalement l'olivine altérée, signalant la cristallisation précoce de l'olivine par rapport au pyroxène.

Des phénocristaux de biotite sont présents en faibles proportions (jusqu'à 3 %) dans deux échantillons. Leur taille est de l'ordre de 500 µm. Ils possèdent parfois un liséré de minéraux opaques d'épaisseur variable. Cependant il faut noter que leur bordure peut être intacte alors que les cristaux de hornblende sont tous auréolés d'oxydes opaques.

Mésostase

Elle est constituée d'une part, par un agrégat finement cristallisé constitué essentiellement de lattes de plagioclase (labrador/andésine) accompagnées de clinopyroxène, d'oxydes opaques et d'apatite et, d'autre part, d'un fond argileux de coloration brunâtre plus ou moins abondant (2 à 40 %), qui représente vraisemblablement l'altération d'un verre. Les roches, peu vacuolaires, présentent parfois de la tridymite et de la calcédoine dans les vacuoles.

Typologie

Selon la nature des phases ferromagnésiennes et leurs associations, il est possible de distinguer quatre types de roches : andésite basique à olivine et pyroxène, andésite à clinopyroxène, andésite à clinopyroxène et amphibole, dacite à amphibole et biotite.

Ce dernier groupe est le plus représenté. Il montre une gradation complète depuis des roches riches en clinopyroxènes et pauvres en amphiboles jusqu'à des roches à rares clinopyroxènes et amphiboles abondantes. Dans ce groupe, quelques échantillons possèdent des cumulats gabbro-dioritiques à plagioclase, amphibole et clinopyroxène.

Analyse radiométrique

Deux datations par la méthode K/Ar d'un galet de dacite ont fourni des âges compris entre 29 et 30 Ma (P.Y. Gillot ; voir tabl. 1), comparables avec les âges obtenus par la plupart des études géochronologiques sur le volcanisme paléogène du domaine alpin externe.

Conclusions

Les manifestations volcaniques des domaines alpins externes sont toutes sub-contemporaines, datées entre 29 et 33,7 Ma (âge moyen calculé pour Saint-Antonin), c'est-à-dire de l'Oligocène (Rupélien jusqu'à la limite Rupélien/Chattien). Notons cependant que les âges indiqués par la

dacite de Baratus sont les plus jeunes de la gamme. Ils sont un peu plus récents que ceux obtenus pour les roches de Saint-Antonin et pourraient être mis en parallèle avec les matériaux de formation volcano-détritique supérieure de cette dernière localité qui ne sont pas précisément datés.

Comparés aux autres gisements connus dans la région (fig. 1), il apparaît que la majorité des galets volcaniques (andésites) sont similaires aux roches

connues à Saint-Antonin (Boucarut et Bodelle, 1969) avec une forte abondance de phénocristaux (plus de 40 %) de plagioclases zonés, de pyroxènes et d'amphiboles (Alsac *et al.*, 1969 ; Le Guern, 1979 ; Giraud, 1983) et parfois des biotites (Lapierre *et al.*, 1995). Cependant le spectre est complété par une andésite basique à olivine et clinopyroxène.

D'autre part, comme à Saint-Antonin, des cumulats gabbroïques-dioritiques sont présents dans les dacites à hornblen-

de. L'âge radiochronologique, la similitude pétrographique et les données sédimentaires (provenance du NNE) sont autant d'arguments en faveur d'une provenance du matériel depuis le secteur de Saint-Antonin.

Remerciements

Les auteurs remercient M. C. Cavalier pour sa lecture critique du manuscrit et ses remarques positives.

Références

- Alsac C., Bocquet J., Bodelle J. (1969) - Les roches volcaniques tertiaires du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). *Bull. BRGM*, section I, n° 3, 45-56.
- Baubron J.C. (1974) - Étude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de Haute-Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. Rapport BRGM, n° 74, SGN 003 LAB, 37 p.
- Baubron J.C., Cavalier C. (1982) - NDS 215 in O'lin G., Numerical dating in stratigraphy, 2 vol., John Niley and sons edit., Chichesty, 892-893.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. (1995) - A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy in Geochronology time scale and global stratigraphic correlation. *SEPM special publication*, 54, 129-212.
- Blondeau A., Bodelle J., Campredon R., Lanteaume M., Neumann M. (1968) - Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Éocène dans les Alpes-Maritimes franco-italiennes et dans les Basses-Alpes. *Mém. BRGM*, 58, 11-26.
- Bodelle J. (1971) - Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse d'État, Nice, 582 p.
- Boucarut M., Bodelle J. (1969) - Les conglomérats du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). Étude pétrographique des galets de roches métamorphiques et éruptives. Conséquences paléogéographiques. *Bull. BRGM*, Section I, n° 3, 57-75.
- Féraud G., Ruffet G., Stéphane J.F., Lapierre H., Delgado E., Popoff M. (1996) - Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales : existence d'un événement magmatique bref généralisé - in Magmatismes dans le Sud-Est de la France. *Séanc. Spéc. Soc. Géol. Fr.*, p. 38.
- Ginsburg L., Montenat C. (1980) - Notice explicative feuille « Roquesteron » (XXXVI-42). Carte géologique de la France à 1/50 000. BRGM édit. Orléans.
- Giraud J.D. (1983) - L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. Thèse d'État, Nice, 378 p.
- Lapierre H., Tardy M., Tricart P., Féraud G., Masclé G.H., Stéphane J.F., Senebier F. (1995) - Contexte géodynamique des magmatismes calco-alcalins des grès de Taveryannaz, du Champsaur et de Saint-Antonin. in Magmatismes dans le Sud-Est de la France. *Séanc. Spéc. Soc. Géol. Fr.*, 35-37.
- Le Guern M. (1979) - Le volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin ; position dans le contexte volcanique du Sud-Est de la France. Thèse 3^{ème} cycle, Nice, 144 p.