



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 335 (2003) 411–421



Géodynamique

Contexte lithostructural, âges ^{40}K – ^{40}Ar et géochimie du volcanisme calco-alkalin tertiaire de Cap-d'Ail dans le tunnel ferroviaire de Monaco

Jean-Pierre Ivaldi ^{a,*}, Hervé Bellon ^b, Pierre Guardia ^a, Christian Mangan ^c,
Carla Müller ^d, Jean-Louis Perez ^e, Serge Terramorsi ^e

^a Laboratoire de géologie dynamique et appliquée, université de Nice–Sophia Antipolis, Parc Valrose, 06108 Nice cedex 2, France

^b UMR 6538 « Domaines océaniques », IUEM, université de Bretagne occidentale, 6, av. Victor-Le-Gorgeu, BP 809,
29285 Brest cedex, France

^c Cabinet Mangan, 41, rue Clément-Roassal, 06000 Nice, France

^d 6bis, rue Haute, 92500 Rueil Malmaison, France

^e Centre d'études techniques de l'équipement Nice–Méditerranée, 56, bd de Stalingrad, 06300 Nice, France

Reçu le 19 novembre 2002 ; accepté le 3 mars 2003

Présenté par Jean Aubouin

Résumé

Le contexte lithostratigraphique et structural, la chronologie et la géochimie du volcanisme andésitique tertiaire de Cap-d'Ail (Alpes-Maritimes, France) sont précisés grâce aux nouvelles données acquises pendant les travaux de mise en souterrain du réseau ferré entre Cap-d'Ail et Monaco. Deux événements magmatiques distincts sont mis en évidence sur le site, l'un paléogène, l'autre néogène. *Pour citer cet article : J.-P. Ivaldi et al., C. R. Geoscience 335 (2003).*

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

Lithostructural framework, ^{40}K – ^{40}Ar ages and geochemistry of the Tertiary calc-alkaline volcanism of Cap-d'Ail in the railway tunnel of Monaco. Lithostratigraphic and structural framework, chronology and geochemistry of the Tertiary calc-alkaline volcanism of Cap-d'Ail (French Maritime Alps) are specified according to the new data collected during the earthworks of the recent railway tunnel built between Cap-d'Ail and Monaco. Two different magmatic events were dated: the first one, to Palaeogene, the other one, to Neogene. *To cite this article: J.-P. Ivaldi et al., C. R. Geoscience 335 (2003).*

© 2003 Académie des sciences. Publié par Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Alpes ; Méditerranée ; paléogéographie ; magmatisme calco-alkalin ; géochimie ; datation ^{40}K – ^{40}Ar ; Tertiaire

Keywords: Alps; Mediterranean Sea; paleogeography; calc-alkaline magmatism; geochemistry; ^{40}K – ^{40}Ar ages; Tertiary

* Auteur correspondant.

Adresses e-mail : ivaldi@unice.fr (J.-P. Ivaldi), bellon@univ-brest.fr (H. Bellon), jean-louis.perez@equipement.gouv.fr (J.-L. Perez).

Abridged English version

Pyroclastic materials exposed at Cap-d'Ail are comparable to the Ligurian magmatic province as of Antibes, Biot, Vence and Villeneuve-Loubet. Tertiary calc-alkaline rocks are also present near Boulouris in the Estérel Massif and in Saint-Antonin syncline in the External Alps (Fig. 1). They are included in the tectonic frontal slices of the Nice arc and are distributed offshore and onshore to the west, north and northeast, near Monaco.

They have been assigned to Pliocene, to Miocene or to Oligocene depending from the authors [4,5,11,15]. They cannot be connected to the Nummulitic Alpidic formations as for the Saint-Antonin, Champsaur and Taveyannaz formations.

The recently railway tunnel constructed between Cap-d'Ail and Monaco made it possible to collect volcanic samples from different wells, with the aim to get new chemical analyses and ^{40}K – ^{40}Ar age determinations to constrain the new structural data collected along a 2.5-km-long cross-section.

Several superimposed, at least since the Palaeogene, tectonic slices with a south vergency were recognized from northeast to southwest (Figs. 2 and 3).

(a) Only sedimentary formations of Kimmeridgian–Tithonian limestones and Lower-Cretaceous glauconitic sandstones to Turonian–Santonian argillaceous limestones are present in Monte-Carlo slice. A folded and heavily faulted unit containing Jurassic limestones/dolomitic limestones, and black Cenomanian marls as well as alternating Turonian–Senonian limestones and clayey limestones are exposed in the 'Jardin exotique' slice. Overlapping structures of Cenomanian black marls and marly limestones with tectonic fish structures (646 to 720W), and Lower-Miocene detrital sediments (marls, sands, and sandstones) are present with *Helicosphaera carteri*, *Discolithina multipora*, *Cyclicargolithus floridanus* and scarce reworking from the Cretaceous and Eocene (720 to 790W). From 790 to 995W occur lenses of marl, sandstones with tectonic fish jointing, which are locally isolated by a tectonic breccia, underneath the Lower Miocene. They contain reworked Cretaceous, Upper-Palaeocene and Lower-Eocene nannoplankton associations. The presence of *Dic-*

tyococcites dictyodus, *Ismolithus recurvus*, *Helicosphaera reticulata*, *Discoaster barbadiensis* allows us to date them to Late Eocene (NP 19–20).

(b) Formations with magmatic components have been encountered along the gallery. Three groups of volcanoclastic formations can be distinguished. The first group, from 995 to 1496W, consists of five N30°- to 60°-dipping detritic formations with both sedimentary and volcanic components, dated to Miocene by nanofossils. A polygenic conglomerate with sedimentary, magmatic, and metamorphic pebbles, very similar to the Palaeogene conglomerates in the Saint-Antonin syncline, was found overlain by sandy marls with sandstone beds, greenish sands with volcanic gravels, black marls, bottom and top conglomerates with volcanic pebbles, and black marls and sandy marls ravining a breccia containing decimetric volcanic blocks. Conglomerates with volcanic blocks and pebbles, sand and black marls, all folded and dated to Late Eocene by nannoplankton, make up the second group of volcanoclastic formations from 1496 to 1790W. The third one, from 1790 to 1965W, consists of andesitic conglomerates dated Early Miocene in S3 and S5 drillings at Cap-Fleuri (Figs. 2 and 3).

Two samples were collected for petrochemistry and age dating: the first one (MOT-OA) at point 1496W in the gallery, and the second one (SC1M) at point 1606 by drilling (Figs. 2 and 3). Both are very similar, the first one being more indurated and probably less reworked. Their whole-rock ^{40}K – ^{40}Ar ages are 18.7 ± 0.8 and 27 ± 0.8 Ma, respectively, so clearly different at a first approach. The presence of numerous patches composed of potassic and silicic crystallites, as determined by electron microprobe analysis (Fig. 4, Tables 1 and 2) might contribute to the increase of primary low-K budget. The time of this K enrichment remains unknown. As in the Palaeogene Alps, it seems difficult to link the calc-alkaline magmatism of Cap-d'Ail and Monaco to a geodynamic arc. Other processes can account for both the generation and the geodynamical framework of such magmas (see a review in [18]). Finally, the two different ages might reflect two different events of regional magmatic activity: a Palaeogene one linked to

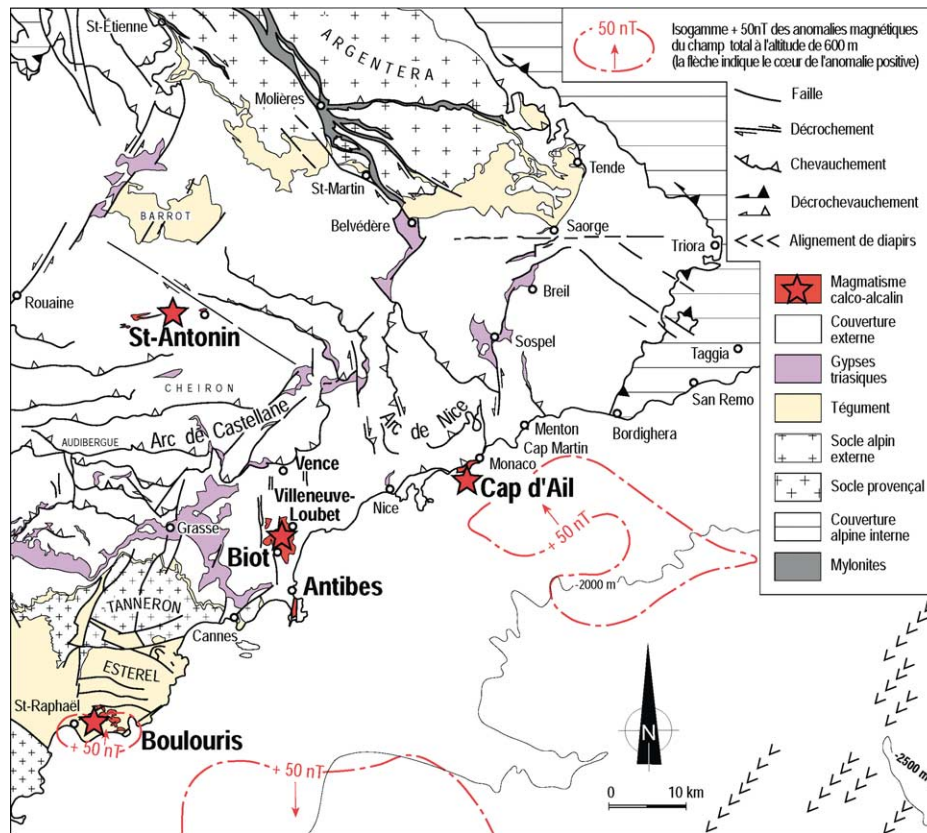


Fig. 1. Cadre régional du magmatisme calco-alkalin tertiaire de Cap-d’Ail.

Fig. 1. Regional framework of the Tertiary calc-alkaline magmatism of Cap-d’Ail.

the Alpine collapsing, and a Neogene one connected to the Ligurian opening.

1. Introduction

Les pyroclastites de Cap-d’Ail sont classiquement rangées parmi les manifestations volcaniques calco-alkalines tertiaires de la province magmatique ligure, comme d’autres formations similaires des régions d’Antibes, Biot, Villeuneuve-Loubet et Vence. D’autres manifestations calco-alkalines également tertiaires sont répertoriées dans le massif de l’Estérel, près de Boulouris et à Saint-Antonin [12], dans les chaînons alpins externes de l’arc de Castellane (Fig. 1).

Les formations de Cap-d’Ail s’étendent en mer [10] et à terre vers l’ouest, le nord et le nord-est, en di-

rection des communes d’Èze, La Turbie et Monaco (Fig. 2), où elles affleurent de façon sporadique sur quelques kilomètres carrés, mais sont fréquemment recouvertes par un épais manteau quaternaire naturel et anthropique, qui masque leurs rapports avec les formations voisines. À Cap-d’Ail, elles sont associées aux écailles frontales de l’arc de Nice et participent à ce titre du domaine alpin externe. Des âges différents leur ont été successivement attribués : Pliocène [5, 11], Burdigalien [4], Aquitaniens, voire Oligocène supérieur [15], et ne permettent pas de les rattacher sans discussion au cycle sédimentaire nummulitique alpin, comme le sont les manifestations volcaniques de Saint-Antonin et leurs homologues plus septentrionales du Champsaur et de Haute-Savoie.

La mise en souterrain récente de la voie ferrée entre Cap-d’Ail et Monaco permet de disposer de nouvelles données lithostratigraphiques et structurales, que nous

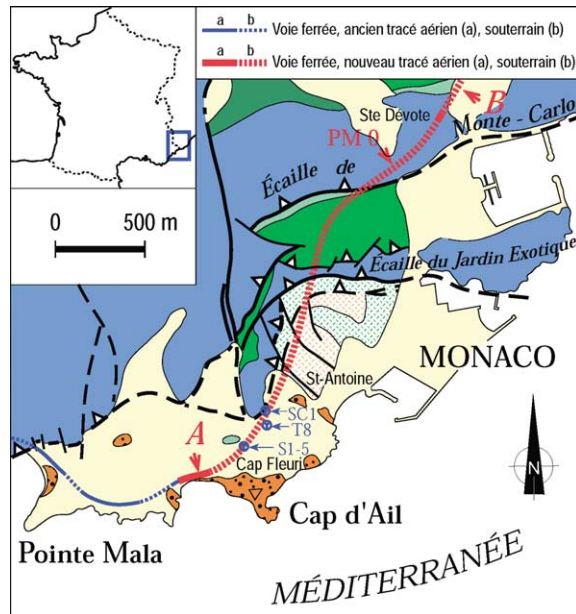


Fig. 2. Contexte structural local du magmatisme calco-alkalin tertiaire de Cap-d'Ail, représenté en écorché partiellement débarrassé de sa couverture quaternaire. La lithostratigraphie des formations géologiques est donnée par la légende (couleurs) de la Fig. 3.

Fig. 2. Local structural framework of the Tertiary calc-alkaline magmatism of Cap d'Ail partly cleared of the Quaternary cover. The legend of Fig. 3 (colours) gives information about the lithostratigraphy of geological formations.

avons complétées par l'analyse géochimique de fragments de laves rencontrés en divers points du chantier et par leur datation nannoplanctonique et isotopique par la méthode potassium–argon.

2. Contexte lithostratigraphique et structural du magmatisme

La réalisation d'une galerie de reconnaissance suivant deux sections réduites de 7 et 10 m², puis d'une galerie définitive suivant cinq sections de 88 à 252 m², nous a livré une coupe continue nouvelle de plus de 2,5 km de long, levée au 1:500^e [13,21] au travers de formations sédimentaires et volcano-sédimentaires jurassiques, crétacées, paléogènes et néogènes, qui constituent le front méridional plissé et écaillé de l'arc de Nice. Les formations et structures rencontrées sont repérées en mètres vers l'est (par exemple, 100E) ou vers l'ouest (par exemple, 1000W) par rapport à

un point zéro fixé en $x = 1008,915$; $y = 172,180$; $z = 22$ m (feuille Cap-d'Ail–Monaco à 1:5000^e (quadrillage kilométrique Lambert III, zone sud).

La structure géologique du site «Cap-d'Ail–Monaco» est commandée par l'existence d'écaillés superposées à vergence sud, qui mobilisent, très probablement depuis le Paléogène au moins, des interfaces lithologiques à fort contraste mécanique (Figs. 2 et 3). Parmi ces écaillés, celles de Monte-Carlo et du Jardin exotique sont armées à leur partie inférieure par un Jurassique carbonaté. En avant et sous ces écaillés se succèdent des surfaces de chevauchement impliquant des matériaux crétacés, paléogènes et néogènes. Masqués par des dépôts quaternaires, ces chevauchements ne sont pas visibles en surface. Afin de les situer en plan par rapport aux deux écaillés à matériel jurassique, nous avons choisi (Fig. 2) de les représenter en écorché débarrassé de leur couverture quaternaire, qui avoisine localement 60 m d'épaisseur (vallon de Saint-Antoine). Du nord-est au sud-ouest, les galeries ont successivement traversé des formations sédimentaires, puis volcano-sédimentaires (Fig. 3).

2.1. Les formations à matériel strictement sédimentaire

- L'écaillé de Monte-Carlo est constituée à sa base, de 540E à 17W, par des calcaires en gros bancs d'âge Kimméridgien–Tithonien, irrégulièrement dolomités, fortement fracturés et bréchifiés, localement très karstifiés (200 à 140E). La fracturation des carbonates est très souvent le fait de failles conjuguées de la surface de chevauchement. En deçà de 540E, ainsi qu'en surface vers le nord-est dans le vallon de Sainte-Dévote, quelques mètres de grès glauconieux d'âge Crétacé inférieur, des marnes cénomaniennes et des calcaires argileux et marnes du Turonien–Sénonien succèdent au Jurassique supérieur.
- L'écaillé du Jardin exotique, de 17W à 646W, correspond à une structure complexe plissée et fortement faillée, affectée de décrochements N120–140°E dextres. Elle associe des calcaires et calcaires dolomitiques beiges jurassiques très fracturés, des marnes noires cénomaniennes alternant parfois avec des calcaires gris en bancs plus ou moins discontinus, des calcaires en bancs pluridécimétriques et des calcaires argileux à interlits

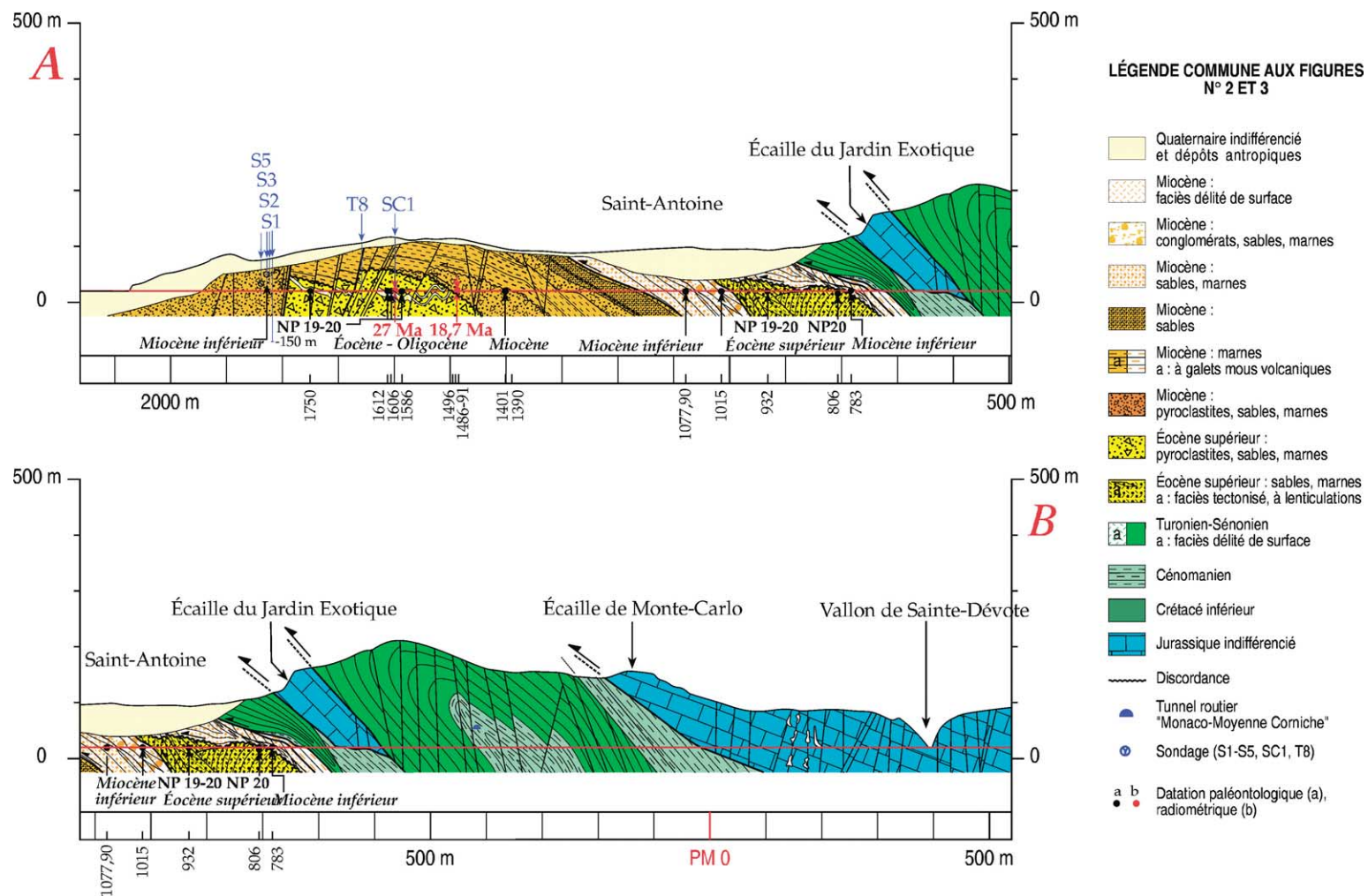


Fig. 3. Coupe détaillée des formations secondaires et tertiaires du front méridional de l'arc de Nice suivant le tracé du nouveau tunnel ferroviaire Cap-d'Ail-Monaco.

Fig. 3. Detailed cross-section of Secondary and Tertiary geological formations from the southern thrust front of the 'Arc de Nice' along the new railway tunnel Cap-d'Ail-Monaco.

marneux d'âge Turonien–Sénonien. Le Jurassique du front de l'écaïlle est tronqué à l'horizontale au niveau du tunnel ferroviaire et repose tectoniquement sur des marnes cénomaniennes. Le Crétacé est, dans son ensemble, décollé par rapport au Jurassique et déformé en anticlinal axé N50°E, 25. Les marnes cénomaniennes renversées de la partie supérieure de l'écaïlle sont schisteuses, à surfaces lustrées, lardées de filonnets de calcite blanche; elles emballent des mégablocs de carbonates jurassiques rabotés en base de l'écaïlle de Monte-Carlo.

- À partir de 646W, des structures chevauchantes dépourvues de matériel jurassique, décollées le plus souvent sur des surfaces lithostratigraphiques et/ou des surfaces de discordance se succèdent.

On observe d'abord, jusqu'à 720W, une structure synclinale pincée, fortement déversée au sud, impliquant exclusivement du Crétacé supérieur constitué de marnes noires cénomaniennes, localement glauconieuses, et de calcaires à interlits de marnes à débit lenticulé.

De 720 à 790W se rencontrent ensuite des marnes noires et grises, des grès et des sables datés du Miocène inférieur (783W) par *Helicosphaera carteri*, *Discolithina multipora* et *Cyclicargolithus floridanus*, accompagnés de quelques rares formes du Crétacé et de l'Éocène. Cet ensemble détritique est découpé en trois lames chevauchantes; il présente, à sa base, 15 à 25 m de marnes schisteuses ayant servi de niveau de décollement.

De 790 à 995W, sous le Miocène inférieur (Fig. 3), apparaissent des sables marneux indurés et très tectonisés, à débit lenticulé, à surfaces S0 fortement pentées et faillées. Ces sables, localement séparés du Miocène par une brèche tectonique, renferment des associations nannoplanctoniques remaniées d'âge Crétacé, Paléocène supérieur et Éocène inférieur, ainsi que *Dictyococcites dictyodus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Cribrocentrum reticulatum*, *Helicosphaera compacta*, *Cyclocolithus formosus* et *Ismolithus recurvus*, auxquels sont associés plus ponctuellement *Zygrhablithus bijugatus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Rhabdosphaera tenuis*, *R. spinula*, *Lanternithus minutus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. cf. predistentus*, *Helicosphaera seminula*, *H. reticulata*, *Discoaster barbadiensis*, qui

les datent de l'Éocène supérieur (NP 19–20 à 932W) à terminal (NP 20 à 806W).

L'interface séparant le Miocène inférieur de l'Éocène supérieur peut être interprétée comme une surface de discordance, remobilisée en chevauchement. De même que le matériel jurassique et crétacé du front de l'écaïlle du Jardin exotique, l'Éocène supérieur peut être regardé comme une lame écaillée à sec tardivement, ou comme un olistolite mis en place en milieu humide pendant le Miocène inférieur.

2.2. Les formations à composante magmatique

Le matériel volcanique rencontré en galeries, sondages et fouilles, est représenté par des pyroclastites, des blocs et galets amalgamés par une matrice marnosableuse. Aucune intrusion massive n'a été recoupée lors des différents travaux de génie civil. Le matériel est associé à des sédiments qui renferment, à côté de faunes et flores plus anciennes, des formes du Miocène/Miocène inférieur ou de l'Éocène supérieur, lesquelles permettent d'individualiser, en première approximation, trois ensembles volcano-sédimentaires.

Les premiers témoins volcaniques rencontrés en direction du sud-ouest sont associés à une suite de formations sédimentaires détritiques et volcano-détritiques margino-littorales datées du Miocène par nannoplancton, régulièrement stratifiée et pentée au nord (30–60°), affectée de discordances et de surfaces de décollement, séparée de l'Éocène supérieur par un contact anormal à vergence sud.

Dans ce premier ensemble, rencontré entre 995 et 1496W, cinq formations peuvent être distinguées, de haut en bas : de 995 à 1062W, un conglomérat polygénique à matrice sableuse, daté (1015W) du Miocène inférieur par *Helicosphaera carteri*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus abies*, *S. cf. belemnoides*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*; de 1062 à 1162W, des marnes sableuses grises à bancs de grès discontinus, également datées du Miocène inférieur par *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Discolithina multispora*, *D. desueta*, *Cyclicargolithus abisectus* et *Discoaster deflandrei*; entre 1162 et 1289W, un ensemble massif azoïque de sables verdâtres à gravelles d'origine volcanique et rares niveaux discontinus de marnes noires, qui admet à sa base et à son sommet un conglomérat à galets de roches volcaniques; de 1289 à 1400W, des marnes

noires indurées, localement sableuses, ravinant la formation sous-jacente ; entre 1400 et 1496W, une brèche à blocs décimétriques à pluridécimétriques de roches volcaniques à matrice sableuse verte, sans stratification apparente, que l'on peut attribuer, sans plus de précision, au Miocène (1401W) à partir de quelques exemplaires mal conservés d'*Helicosphaera carteri*. Les formations datées montrent de forts indices de remaniement, traduits par la présence d'associations nannoplanctoniques et palynologiques plus anciennes couvrant le Crétacé, notamment le Crétacé inférieur et le Sénonien, le Paléocène supérieur et l'Éocène inférieur à moyen.

Le conglomérat polygénique daté du Miocène inférieur présente de fortes similitudes de faciès avec les conglomérats paléogènes du synclinal de Saint-Antonin, par son cortège varié de roches sédimentaires (arkoses, grès, calcaires, dolomies), magmatiques (granites, diorites, microdiorites, andésites) et métamorphiques (quartzites, migmatites), dont la taille dépasse fréquemment la vingtaine de centimètres. Les analogies concernent également les caractères thermoluminescents des silicodétritiques qui présentent des paramètres R_{1-3} de TLN forts et supérieurs à 60 [14].

Les blocs, galets et gravelles volcaniques de la brèche de base, des conglomérats et des sables recoupés entre 1162 et 1496W sont semblables aux éléments calco-alkalins de surface de Cap-d'Ail, ainsi qu'aux matériaux rencontrés en sondages et fouilles dans les quartiers de Cap-Fleuri et de Saint-Antoine (Fig. 2) datés du Miocène inférieur (Burdigalien probable dans les sondages S3 et S5) [4] et de l'Aquitainien [15] par associations de foraminifères, de l'Aquitainien au Burdigalien inférieur sur la base de foraminifères (Magné, in [1]) et du nannoplancton (Feinberg, 1981, inédit).

Le second ensemble volcano-sédimentaire identifié s'étend de 1496 à 1790W et correspond à des conglomérats à blocs et galets volcaniques admettant des lentilles sableuses et des niveaux de marnes noires plissés. Toutes les datations de cet ensemble donnent systématiquement un âge Éocène supérieur, tant par le nannoplancton (zone NP 19-20 à 1586, 1606, 1612 et 1750W, avec *Coccolithus eopelagicus*, *C. pelagicus*, *Dictyococcites dictyodus*, *Cribocentrum reticulatum*, *Discoaster barbadiensis*, *D. saipanensis*, *D. tani nodifer*, *Cyclocolithus formosus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus moriformis*, *Helicos-*

phaera compacta, *H. euphratis*, *Lanternithus minutus*, *Ismolithus recurvus*), que par les spores, pollens et dinoflagellés (1605–1606W, Dubar et Medus, communication orale). Les plis qui affectent les niveaux de marnes (Fig. 3) obligent à considérer la brèche pyroclastique de base recoupée entre 1400 et 1496W comme discordante.

Le troisième ensemble, identifié entre 1790W et le contact avec les éboulis de surface à 1965W, est constitué de conglomérats massifs à galets volcaniques andésitiques, sans lits marneux fossilifères au niveau du tunnel, mais datés du Miocène inférieur dans les sondages S1 à S5 de Cap-Fleuri (cf. ci-dessus).

3. Géochimie et âges isotopiques des pyroclastites calco-alkalines

Les deux premiers ensembles volcano-sédimentaires décrits, respectivement datés du Miocène/Miocène inférieur et de l'Éocène supérieur par le nannoplancton, ont fait l'objet de prélèvements à des fins de datation isotopique par la méthode K–Ar : trois blocs indurés, pluridécimétriques, ont été recueillis en galerie au point 1496W, dont l'échantillon MOT-OA analysé ici ; un bloc a été prélevé par sondage carotté [17] au point 1606W (échantillon SC1M). Ce dernier, moins induré, renferme des éléments volcaniques, minéraux ou lithoclastiques, arrondis qui témoignent d'un remaniement.

L'analyse géochimique par ICP–AES de l'échantillon MOT-OA, ainsi que celles réalisées sur deux andésites ligures (PL 20, carrière supérieure Lafarge de La Vanade près Roquefort-les-Pins ; PL 41, La Villa-Maure, Saint-Vallier-de-Thiey) et un échantillon d'estérellite (Est 77-54, carrière du Drammont), sont présentées dans le Tableau 1. Les âges ^{40}K – ^{40}Ar mesurés sur roche totale et calculés selon les constantes préconisées dans [23] et les incertitudes calculées selon la méthode de [16] sont présentés dans le Tableau 2. Ces résultats, respectivement de $18,7 \pm 0,8$ Ma (MOT-OA) et de $27 \pm 0,8$ Ma (SC1M), montrent donc un écart tout à fait significatif, qui, à notre sens, ne traduit pas le rajeunissement ou le vieillissement d'un échantillon par rapport à l'autre. En effet, l'état de conservation des échantillons est assez comparable et correct ; leur fraîcheur minéralogique a été contrôlée et attestée ; seule, la perte au feu de 2,44% de l'échantillon MOT-OA, un peu élevée par rapport à la moyenne des pertes au feu

Tableau 1

Compositions chimiques (éléments majeurs et en trace mesurés par ICP–AES, J. Cotten, analyste, UBO) d'une andésite du tunnel, échantillon MOT-OA, de l'estérellite du Drammont Est 77-54 et de minéraux de deux andésites ligures PL 20 et PL 41

Table 1

Chemical compositions (major and trace elements calculated by ICP–AES, J. Cotten, analyst, UBO) of an andesite from gallery, sample MOT-OA, the Drammont esterellite Est 77-54, and two ligurian andesites PL 20 and PL 41

| | MOT-OA | Est 77-54 | PL 20 | PL 41 |
|--------------------------------|--------|-----------|-------|--------|
| (%) | RT | RT | RT | RT |
| SiO ₂ | 51,50 | 61,60 | 53,70 | 53,85 |
| TiO ₂ | 1,11 | 0,39 | 0,89 | 0,85 |
| Al ₂ O ₃ | 20,95 | 18,20 | 18,00 | 16,43 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,00 | 4,45 | 8,00 | 9,55 |
| MnO | 0,09 | 0,10 | 0,12 | 0,17 |
| MgO | 2,47 | 1,70 | 3,25 | 4,55 |
| CaO | 8,85 | 4,10 | 8,10 | 9,30 |
| Na ₂ O | 3,44 | 4,45 | 3,40 | 3,05 |
| K ₂ O | 1,81 | 1,71 | 1,54 | 1,45 |
| P ₂ O ₅ | 0,34 | 0,17 | 0,23 | 0,25 |
| P. F. | 2,44 | 2,95 | 2,67 | 0,96 |
| Total | 100,00 | 99,82 | 99,90 | 100,41 |
| (ppm) | | | | |
| Rb | 11,6 | 53 | 38 | 46 |
| Ba | 840 | 630 | 400 | 325 |
| Th | | 2,40 | 1,35 | 5,90 |
| Nb | 8,4 | 12,0 | 6,0 | 5,0 |
| La | 22 | 15,0 | 10,8 | 19,9 |
| Ce | 47 | 26,0 | 23,5 | 39,5 |
| Sr | 610 | 335 | 370 | 615 |
| Nd | 27 | 11,4 | 13 | 21 |
| Sm | | 2,25 | 3,10 | 4,45 |
| Zr | 164 | 39 | 102 | 82 |
| Eu | 1,8 | 0,69 | 1,09 | 1,18 |
| Gd | | 2,05 | 3,30 | 4,00 |
| Dy | 4,6 | 1,35 | 3,10 | 3,45 |
| Y | 28 | 7,8 | 18,5 | 21,0 |
| Er | 2,8 | 0,65 | 1,90 | 1,95 |
| Yb | 2,4 | 0,57 | 1,95 | 1,94 |

d'andésites fraîches, peut laisser soupçonner l'action modérée de circulations responsables d'une légère altération.

Les compositions chimiques des principales phases minérales de ces laves étudiées à la microsonde (microsonde ouest Camebax SX 50) montrent de grandes similitudes (Tableau 2). Les seules différences significatives concernent les phases potassiques plus pauvres dans l'échantillon MOT-OA daté du Burdigalien (2,6 à 8%) que dans l'échantillon SC1M daté de l'Oligocène supérieur (10–11%). Dans ces roches riches en plagioclases, on relève que leur teneur élevée en K₂O (1,52 à 1,80%) résulte de la présence de cristallites

potassiques. Le spectre multiélémentaire normalisé au manteau primitif [24] de l'échantillon MOT-OA est tout à fait caractéristique des magmas basiques habituellement reliés à la subduction et se calque sur ceux obtenus pour des laves du même groupe géographique (Fig. 4).

Les différences minimales constatées ne permettent pas de supposer qu'un des deux chronomètres a subi des perturbations. Nous considérons donc que ces âges traduisent des événements magmatiques différents : le premier, d'âge Oligocène supérieur, et le second, d'âge Burdigalien, les produits issus de ces deux activités s'étant déposés dans de petits bassins détritiques

contact, par l'intermédiaire d'une faille normale dont le jeu vertical est important (1790W). Cette hypothèse est en accord avec la géométrie des dépôts miocènes de surface de Roquebrune, datés du Burdigalien au mi-Langhien [9,20], discordants sur l'anticlinal largement érodé à cœur jurassique du cap Martin [11].

Les données isotopiques confortent l'existence de deux épisodes magmatiques distincts sur le site « Cap-d'Ail–Monaco », mais conduisent à placer l'épisode paléogène au début de l'Oligocène supérieur et non pas dans l'Éocène supérieur, ce qui nous oblige à considérer le nannoplancton, les spores, pollens et dinoflagellés de cet âge comme remaniés.

Les formations volcano-sédimentaires à matériel calco-alcalin de la province ligure ont fourni jusqu'à présent des âges isotopiques paléogènes, distribués entre 32 et 26 Ma. L'estérellite du Drammont (Fig. 1) est datée $31,9 \pm 0,7$ Ma. Dans l'avant-pays alpin immédiat du front de l'arc de Castellane, les âges des éléments volcaniques des manifestations calco-alcalines de Tourettes-sur-Loup, Juan-les-Pins et la Vanade, s'étalent entre 32,5 et 30,8 Ma [2]; ils sont plus récents (26,2 Ma) à Bois-Fleuri, entre Biot et Grasse [3]. Dans la zone alpine externe, les fragments des nuées ardentes du synclinal de Saint-Antonin ont donné un âge plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 31 Ma [8]. Plus au nord et en dehors de la province ligure, les clastes volcaniques des grès et grauwackes du Champsaur et de Taveyenne fournissent des âges plateaux compris entre 34,3 et 30,5 Ma [6,8].

La marge occidentale corse a récemment révélé la présence d'un important volcanisme néogène. Les échantillons prélevés par dragages ou par plongées ont été datés sur amphibole (âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) [22] à $16 \pm 0,4$ Ma. Des âges $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ sur roches totales, confirmés par des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur minéraux [travaux en cours de rédaction, Réhault et al.], placent entre 20,6 et 15,8 Ma une partie de l'activité magmatique de la partie sud-ouest de cette marge, en bon accord avec les données d'âges de [7]. Le volcanisme acide récemment découvert dans le Sud de la Corse est daté à $19,3 \pm 0,5$ Ma [19].

Le magmatisme calco-alcalin de Cap-d'Ail–Monaco nous paraît donc représenter un jalon intermédiaire entre les deux provinces magmatiques ligure et corse.

En conclusion, les nouvelles données acquises pendant les travaux de mise en souterrain du réseau ferré entre Cap-d'Ail et Monaco révèlent l'existence pro-

bable de deux événements magmatiques typiquement calco-alcalins sur le site. Au début de l'Oligocène supérieur, comme au cours du Burdigalien, les produits de ce magmatisme explosif se déposaient directement ou après remaniement dans des bassins margino-littoraux à sédimentation détritique développés au front de l'arc de Nice en cours de constitution.

Dans le contexte tout à la fois alpin et méditerranéen du front de l'arc de Nice, il nous paraît difficile de relier l'une ou l'autre de ces phases magmatiques à un ou plusieurs systèmes d'arcs au sens géodynamique du terme. Nous proposons d'y voir l'expression volcanique de fusions partielles et localisées de zones-sources préalablement métasomatisées, selon des processus déjà développés par ailleurs [18].

Le volcanisme andésitique tertiaire de Cap-d'Ail–Monaco pourrait ainsi relever de deux logiques géodynamiques distinctes : l'une, alpine, paléogène, strictement collisionnelle, génératrice du magmatisme calco-alcalin du domaine externe et de son avant-pays, mais également de celui du bassin padan; l'autre, liée à l'ouverture ligure néogène [7], également responsable du magmatisme de la marge occidentale corse.

Remerciements

Jean-Claude Philippet, Joseph Cotten et Marcel Bohn ont apporté leurs contributions analytiques respectives, pour les datations, les analyses géochimiques et à la microsonde électronique. Les résultats obtenus ont été essentiels pour développer la discussion. Nous tenons à les remercier tout particulièrement.

Références

- [1] D. Andriès, Les brèches de Cap-d'Ail, DEA, Nice, 1977, 56 p.
- [2] H. Bellon, Chronologie radiométrique (K–Ar) des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma, in : F.C. Wezel (Ed.), *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, Proc. Int. Conf. Urbino Univ., 20–22 October 1980, 1981, pp. 341–360.
- [3] H. Bellon, R. Brousse, L'âge Oligo-miocène du volcanisme ligure, C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D 272 (1971) 3109–3111.
- [4] J. Bourcart, L. Damiani, J. Vernet, Y. Le Calvez, Observations nouvelles sur la région du Cap-d'Ail (Alpes-Maritimes), Bull. Soc. géol. France (7) V (1963) 708–714.
- [5] J. Bourcart, Galets anciens dans les cinérites pliocènes du Cap d'Ail, Bull. Soc. géol. France (7) II (1) (1960) 38–40.
- [6] M. Boyet, H. Lapière, M. Tardy, D. Bosch, R. Maury, Nature des sources des composantes andésitiques des Grès

- du Champsaur et des Grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène, *Bull. Soc. géol. France* 4 (172) (2001) 487–501.
- [7] J.-B. Edel, D. Dubois, R. Marchant, J. Hernandez, M. Cosca, La rotation Miocène inférieur du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement, *Bull. Soc. géol. France* 3 (172) (2001) 275–283.
- [8] G. Féraud, G. Ruffet, J.-F. Stéphan, H. Lapièrre, E. Delgado, M. Popoff, Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales : existence d'un événement magmatique bref généralisé, in : Séance spéc. Soc. géol. France et Ass. Géologues Sud-Est, «Magmatismes dans le Sud-Est de la France», 1995, p. 38.
- [9] L. Feugueur, Étude préliminaire sur la géologie de la principauté de Monaco, in : *Bull. Serv. Carte géol. France, Comptes rendus des collaborateurs*, 1960, 264 ; LVIII, 1961, 243–257.
- [10] A. Galdeano, J.-C. Rossignol, Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée, *Bull. Soc. géol. France* (7) XIX (3) (1977) 461–468.
- [11] B. Gèze, Carte géologique de la France au 1:50000^e, feuille Menton–Nice XXXVII-42-43 n°973, BRGM Éditions, Orléans, 1968.
- [12] J.-D. Giraud, L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales, thèse d'État, université de Nice, 1983, 378 p.
- [13] Y. Guglielmi, J.-L. Perez, SNCF, Galerie de reconnaissance, vallon Ste Devote. Principauté de Monaco. État du suivi géotechnique, rapport CETE Méditerranée, Nice, 1991.
- [14] J.-P. Ivaldi, Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène, thèse d'habilitation à la direction des recherches en sciences de la Terre de l'université de Nice, 1989, 330 p.
- [15] Y. Le Calvez, J. Vernet, Présence de l'Aquitainien fossilifère dans la formation volcanique du Cap d'Ail (Alpes-Maritimes), *C. R. Acad. Sci. Paris* 262 (1966) 841–842.
- [16] G.A. Mahood, R.E. Drake, K–Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.* 93 (1982) 1232–1241.
- [17] C. Mangan, J.-P. Méneroud, Principauté de Monaco. Mise en souterrain de la voie ferrée. Étude de faisabilité, rapport CETE Méditerranée, Nice, 1984, 23 p.
- [18] R.-C. Maury, S. Fourcade, C. Coulon, M. El Azzouzi, H. Bellon, A. Coutelle, A. Ouabadi, B. Semroud, M. Megartsi, J. Cotten, O. Belanteur, A. Louni-Hacini, A. Piqué, R. Capdevilla, J. Hernandez, J.-P. Réhault, Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 331 (2000) 159–173.
- [19] M.-M. Ottaviani-Spella, M. Girard, P. Rochette, A. Cheilletz, M. Thinon, Le volcanisme acide burdigalien du Sud de la Corse : pétrologie, datation K–Ar, paléomagnétisme, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 333 (2001) 113–120.
- [20] J.-F. Pêcheux, Le poudingue de Roquebrune–cap Martin (Alpes-Maritimes), DEA, Nice, 1979, 25 p.
- [21] J.-L. Perez, S. Terramorsi, Suivi des travaux de creusement de la gare SNCF de Monaco. Documents de synthèse, Rapports CETE Méditerranée, Nice, 1998.
- [22] P. Rossi, P. Guennoc, J.-P. Réhault, N. Arnaud, B. Jakni, G. Poupeau, M. Tegyeu, J. Ferrandini, M. Sosson, M.-O. Beslier, N. Rollet, R. Gloaguen, Importance du volcanisme calcaire miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO), *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 327 (1998) 369–376.
- [23] R.H. Steiger, E. Jäger, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36 (1977) 359–362.
- [24] S.S. Sun, W.F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42 (1989) 313–345.