

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 74 (1981)
Heft: 3

Artikel: Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures
Autor: Cortesogno, Luciano / Oxilia, Mario / Royani, Gérard
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165120>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.02.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures¹⁾

Par LUCIANO CORTESOGNO²⁾, MARIO OXILIA³⁾, GÉRARD ROYANT⁴⁾,
MARIO VANOSI³⁾ et GÉRARD VIVIER⁵⁾

RIASSUNTO

L'unità alloctona di Arnasco-Castelbianco, affiorante al margine meridionale del Brianzonese ligure e ritenuta proveniente dalla zona prepiemontese del paleomargine continentale europeo, possiede una serie giurassica caratterizzata da due episodi di breccie di scarpata sottomarina, riflessi della tettonica distensiva cui la zona è stata sottoposta prima e durante l'apertura del bacino oceanico ligure-piemontese.

Verso la sommità delle breccie più antiche (Baiociano-Batoniano?) è localmente intercalato un livello vulcanico di alcuni metri di spessore, profondamente alterato, costituito alla base da una lava riodacitica e superiormente da alternanze di lava e prodotti piroclastici della stessa natura. I suoi caratteri e le sue relazioni con le breccie ne fanno il testimone di un'attività vulcanica sottomarina, prodotto di differenziazione di una serie il cui carattere originario è difficilmente precisabile a causa dell'alterazione.

RÉSUMÉ

L'unité allochtone d'Arnasco-Castelbianco, affleurant en marge méridionale du Briançonnais ligure, d'origine paléogéographique prépiémontaise, possède une série sédimentaire caractérisée au Jurassique par des brèches sous-marines, écho sédimentaire de la tectonique distensive conduisant à l'individualisation du bassin océanique liguro-piémontais.

Vers le sommet des brèches jurassiques, à la limite des sédiments clastiques et de la formation à radiolarites, on observe une coulée volcanique interstratifiée. Il s'agit d'une émission fissurale péné-contemporaine des brèches sous marines intra-jurassiques. Cette coulée, de quelques mètres d'épaisseur, est constituée à la base par une lave rhyodacitique et à la partie supérieure par une alternance de lave et de produits pyroclastiques de même nature.

L'altération profonde des matériaux de cette coulée empêche de préciser avec certitude le caractère magmatique originel de la lave.

Introduction

Dans les Alpes ligures la série d'Arnasco-Castelbianco (ROYANT & LANTEAUME 1973) constitue une nappe reposant sur la partie méridionale du Briançonnais ligure (fig. 1c).

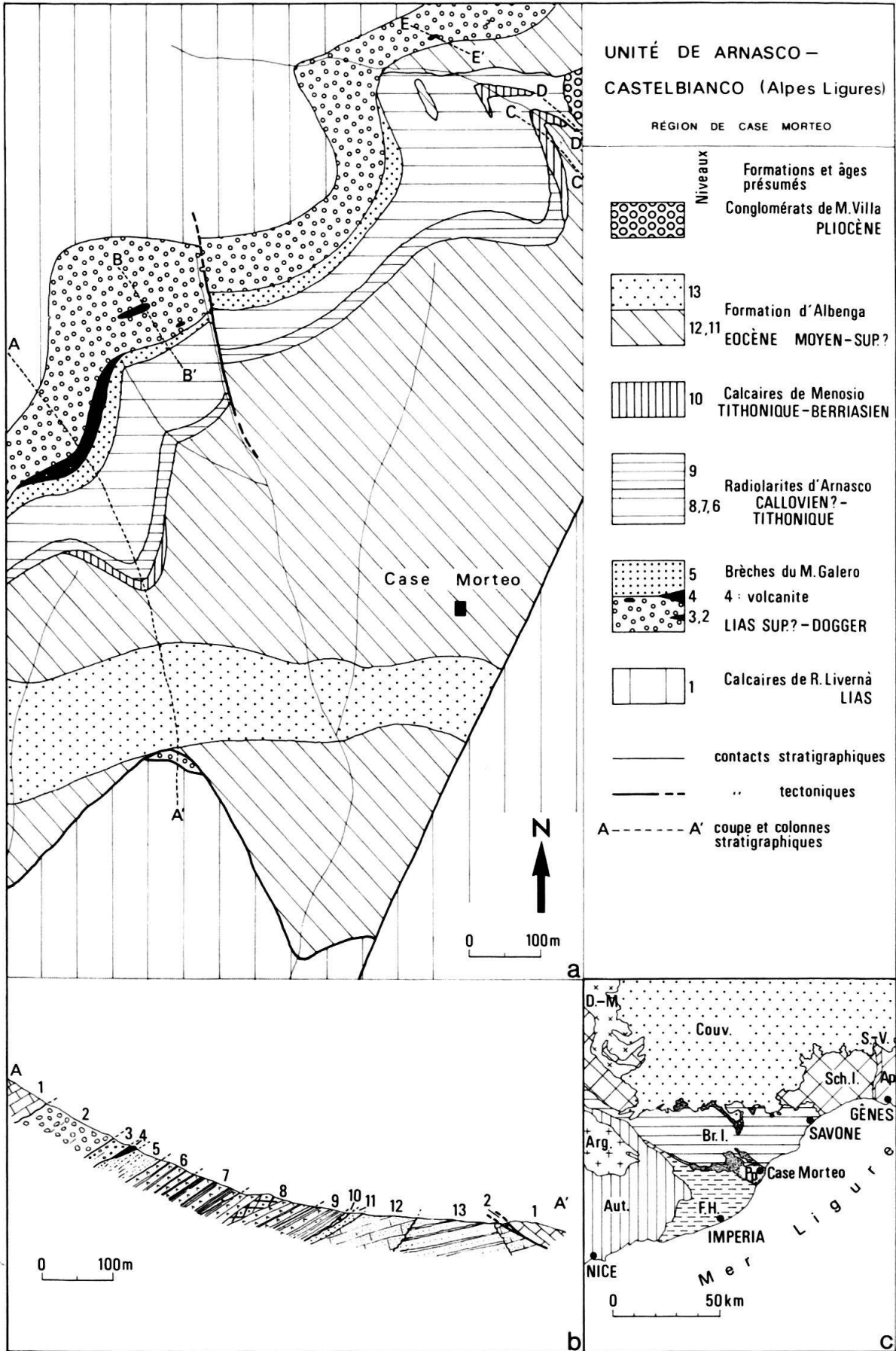
¹⁾ Travail exécuté dans le cadre du «Gruppo Alpi» du C.N.R., Italie.

²⁾ Istituto di Petrografia, Università di Genova, Italia.

³⁾ Istituto di Geologia, Università di Pavia, Italia.

⁴⁾ Département de Géologie, Université de Caen, France.

⁵⁾ Institut Dolomieu, Université de Grenoble, France.



Du Norien au Malm, les paléogéographies superposées, enregistrées dans la succession des faciès de cette série (carbonates de plate-forme triasiques, carbonates de bassin liasiques, accumulations détritiques piégées du Lias au Dogger, radiolarites puis «Calcaires à Calpionelles» du Tithonique-Berriasien) récapitulent les stades de la genèse d'une marge inactive, que le contexte structural – superposition directe de la série aux nappes Briançonnaises – situe en domaine prépiémontais (BLOCH 1960, VANOSI 1970, ROYANT 1976).

L'épisode volcanique étudié se situe vers le sommet des dépôts détritiques marins du Jurassique connus sous le nom de «Brèches du Monte Galero» (fig. 1a), écho des premières manifestations du rifting téthysien, antérieurement à la sédimentation de la série pélagique para-océanique dont les marqueurs les plus significatifs sont des radiolarites associées à des calcaires à calpionelles.

En complément à la description préliminaire de ces phénomènes volcaniques (ROYANT et al. 1979), nous nous proposons dans cette note de préciser le contexte stratigraphique et paléogéographique de la coulée volcanique par une description détaillée de la coupe de Case Morteo où elle fut mise en évidence. Nous présenterons ensuite le bilan des diverses analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques effectuées sur cette lave. La signification géodynamique de ce volcanisme intra-jurassique est évoquée en conclusion.

1. Cadre géologique de la coulée volcanique de Case Morteo

a) Description de la coupe de la crête de Case Morteo

La série d'Arnasco-Castelbianco, affleurant en succession renversée, peut être observée dans de bonnes conditions le long de la crête à direction nord-sud située à l'ouest de Case Morteo, près d'Albenga (fig. 1a et b). Par rapport à cette coupe-type des variations latérales existent et sont mises en évidence dans la figure 2.

Le long de cette crête, en partant des termes plus anciens, on peut distinguer du nord au sud les niveaux suivants.

Calcaires de Rocca Livernà

Niveau 1. – Calcaires en bancs décimétriques gris-sombre, à bandes siliceuses.

Fig. 1. Carte (a) et coupe (b) situant la coulée volcanique de Case Morteo. La terminologie stratigraphique utilisée est celle de la seconde édition de la feuille Albenga-Savona de la Carta Geologica d'Italia au 1:100000.

En c, schéma structural simplifié des Alpes Ligures, montrant la position de la coupe de Case Morteo. *Couv.*: couverture Oligocène à Quaternaire du bassin padan. *Ap.*: unités de l'Apennin septentrional. *S.-V.*: unités de la zone de Sestri-Voltaggio. *Sch.l.*: unités des «Schistes lustrés» s.l. *D.-M.*: massif du Dora-Maira. *F.H.*: unités des flyschs à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale. *Pp.*: unités prépiémontaises s.l. (les affleurements méridionaux correspondent essentiellement à l'unité de Arnasco-Castelbianco). *Br.l.*: unités du Briançonnais ligure. *Aut.*: couverture autochtone et unités parautochtones des zones externes. *Arg.*: massif de l'Argentera-Mercantour.

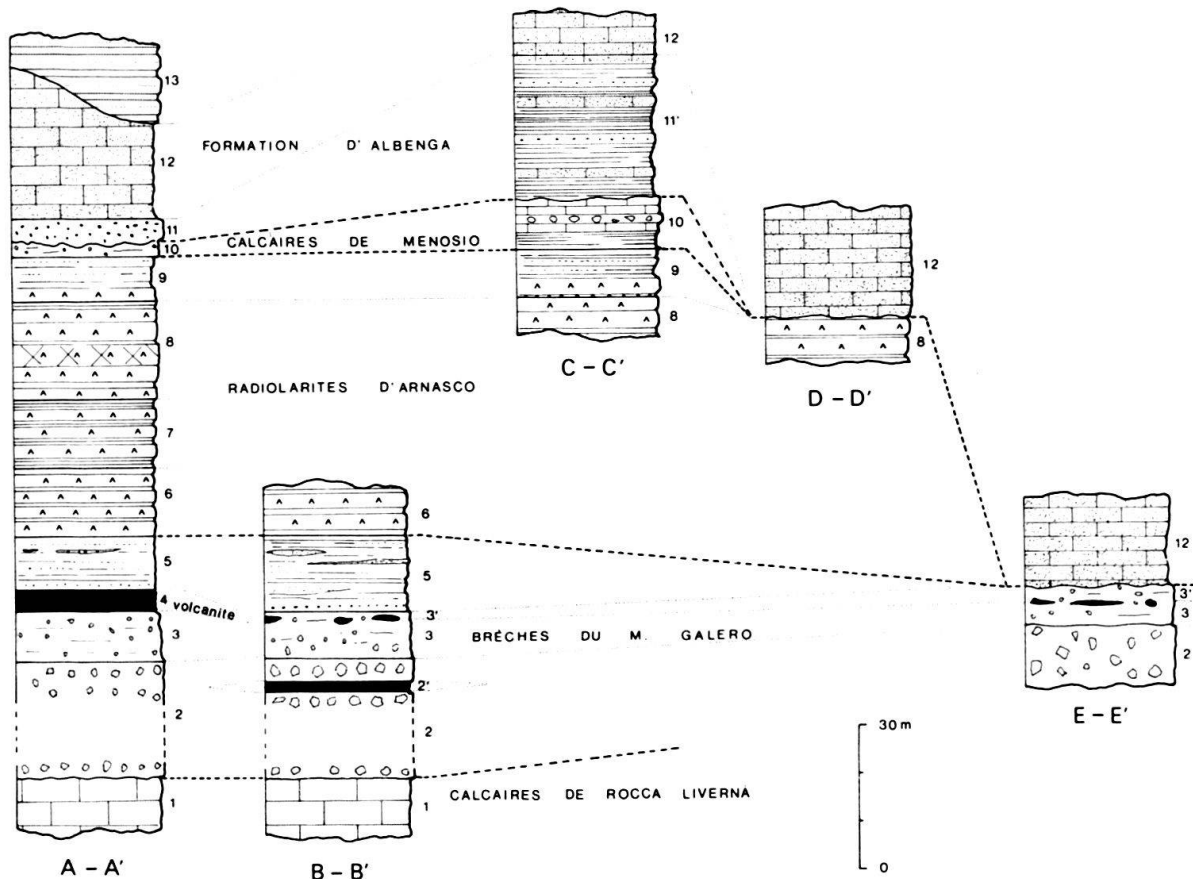


Fig. 2. Comparaison et corrélations des colonnes stratigraphiques de l'unité de Arnasco-Castelbianco dans la région de Case Morteo. Les coupes correspondantes sont localisées sur la carte détaillée (fig. 1a).

Brèches du Monte Galero

Niveau 2. - Brèches polygéniques et hétérométriques, généralement non stratifiées, ravinant les calcaires du niveau 1. Les éléments de la brèche, de taille variable, de quelques centimètres à quelques décimètres, sont principalement carbonatés (calcaires liasiques et rhétiens, dolomies noriennes et mésotriasiques). Vers le sommet, à ces éléments calcaires s'ajoutent des éléments siliceux (quartzites werféniens, Verrucano, rhyolites permienues, roches granitoides, gneiss). Ces éléments grossiers sont enrobés dans une matrice détritique et, exceptionnellement, carbonatée contenant localement (fig. 2, colonne E-E') des sections d'*Involutina* sp. probables.

Niveau 3. - Brèches analogues aux sous-jacentes, évoluant vers des poudingues à galets presque uniquement carbonatés, ayant une taille moyenne d'ordre sub-centimétrique, voire exceptionnellement décimétrique; on y observe de très rares intercalations pélitiques, millimétriques et discontinues.

Niveau 4. - Corps volcanique lenticulaire, fortement altéré, dont l'épaisseur peut atteindre 5-6 m et dont l'extension latérale est observée sur environ 200 m. Dans son aire d'affleurement ses limites paraissent concordantes, tant à la base qu'au sommet.

Dans le détail, le contact est assez irrégulier: les matériaux volcaniques pénètrent entre les galets de la brèche, qu'ils peuvent enrober complètement. En remontant la série, de la brèche non «contaminée» vers la coulée, on observe d'abord, sur une dizaine de centimètres d'épaisseur, une brèche faiblement infiltrée, puis un mélange intime de lave et d'éléments de la brèche, auquel succède finalement le corps volcanique proprement dit, qui montre encore, très rarement, de petits éléments clastiques enrobés dans la lave.

Le contact entre les niveaux 4 et 5 n'est pas clairement observable. Apparemment il est net, tranché, contrairement à ce qui est décrit à la semelle du corps volcanique. Dans les microconglomérats du niveau 5 on observe en effet, à côté des éléments carbonatés et siliceux, de petits grains altérés qui pourraient représenter des fragments de lave remaniés.

Latéralement, notamment vers le nord-est (fig. 2, colonnes B-B' et E-E', niveau 3'), là où la coulée disparaît, on observe, dans les brèches du niveau 3, sur une épaisseur ne dépassant pas normalement le mètre, des «galets mous» de lave, aplatis, de taille décimétrique, ou des éléments plus complexes constitués de lave enrobant des galets carbonatés ou siliceux de petite taille. Par endroits, les éléments clastiques sont cimentés par du quartz microcristallin, mêlé à des oxydes de fer ou, plus rarement, par de la chlorite.

En dehors de la crête, légèrement au NNE, on retrouve un second affleurement de lave à l'intérieur du niveau 2 (fig. 2, colonne B-B', niveau 2'), présentant des caractères semblables à ceux du niveau 4: la coulée se situe là dans un horizon un peu plus ancien et elle est en grande partie remaniée dans la brèche du niveau 2. Dans la mesure où cette dernière est constituée principalement par des éléments non carbonatés (parmi lesquels ceux de rhyolite permienne sont abondants), nous avons renoncé à échantillonner systématiquement ce niveau pour les analyses chimiques.

Niveau 5. – Siltites gris-jaunâtre à interlits centimétriques, lenticulaires, de grès grossiers et de microconglomérats à éléments carbonatés et quartzeux granoclassés. Ces faciès sont riches en séricite et en grains ronds de quartz micro-cryptocristallin.

Latéralement, lorsque la lave disparaît (fig. 2, colonne B-B'), les siltites passent graduellement aux brèches du niveau 3, par l'intermédiaire de microbrèches dont le lithofaciès est identique à celui des brèches sous-jacentes.

A la partie supérieure, les alternances grés-siltitiques deviennent plus clairement rythmiques. Chaque rythme, d'épaisseur sub-décimétrique, se compose d'une mince base gréseuse, d'une partie médiane plus épaisse et silteuse et d'un toit sub-centimétrique clair et siliceux.

Dans son ensemble donc, le niveau 5 assure la transition granulométrique et sédimentologique, soit avec les brèches sous-jacentes, soit avec les radiolarites superposées. La rupture la plus marquée est située à sa base, où on observe, par rapport au niveau 3, une augmentation considérable de la teneur en pélites, corrélative de la réduction de taille des lithoclastes et de la prédominance des éléments quartzeux sur les éléments carbonatés.

Radiolarites d'Arnasco

Niveau 6. – Alternances rythmiques centimétriques de pélites jaunâtres plus ou moins siliceuses et de jaspes blanchâtres.

Niveau 7. – Alternances rythmiques centimétriques de pélites et de jaspes. Cet horizon se distingue du précédent par sa couleur vive, rouge, et par le plus grand développement relatif des pélites. Ces jaspes contiennent des radiolaires et d'abondants spicules de spongiaires.

Niveau 8. – Radiolarites rouges, en bandes pluricentimétriques séparées par de très minces interlits pélitiques. Dans la partie moyenne de ce niveau on observe localement des brèches d'éléments radiolaritiques en bancs interstratifiés.

Niveau 9. – Rythmes pélites siliceuses-jaspés de couleur rouge passant vers le haut à rythmes pélites siliceuses-grès fins, d'abord rouges, puis olivâtres. En dehors de la coupe, vers le nord-est (fig. 2, colonne C-C'), au sommet du niveau 8 et dans les pélites schisteuses du niveau 9, on trouve des intercalations sub-décimétriques de microbrèches arkosiques, qui s'annoncent par des lithoclastes dispersés dans les pélites.

Calcaires de Menosio

Niveau 10. – Quelques décimètres de conglomérats, à éléments essentiellement granitiques très altérés, de taille centimétrique à décimétrique, dans une matrice grésophyllitique. Dans le ravin à l'est de Case Morteo (fig. 2, colonne C-C'), cette même formation affleure, sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Elle est formée par des calcaires à calpionelles (*C. alpina* LORENZ probable) alternés avec des bancs métriques de brèches polygéniques, incluant de gros blocs de granites.

Formation d'Albenga

Niveau 11. – Conglomérat polygénique, à ciment calcaire, à lithoclastes centimétriques. Ce niveau, peu développé le long de la coupe, passe progressivement au niveau 12 sur une épaisseur de 1 à 2 m. Il est en revanche bien évident et bien plus puissant à l'est, près de Ceriale, où il contient, entre autres, des éléments de volcanites en tout point (lithologie, structure, altération, composition chimique) comparables à celles du niveau 4.

Ce niveau, qui représente la base de la formation d'Albenga, «transgressive» sur chacun des niveaux 6-10 et même parfois sur le niveau 2 (fig. 2, colonne E-E'), est localement substitué hétéropiquement par des pélites à microbrèches (fig. 2, colonne C-C', niveau 11').

Niveau 12. – Alternances de bancs conglomératiques à ciment calcaire abondant, de bancs calcaires plus ou moins gréseux et de bancs de schistes calcaires, marneux et pélitiques. Les calcaires sont parfois riches en débris de nummulites, de discocyclines, d'échinodermes (surtout crinoïdes), d'algues calcaires (BONI & VANOSSI 1972).

Niveau 13. – Arénites et siltites, avec de rares interlits pélitiques. Le passage entre les termes de ce niveau et ceux du niveau 12 est tranché et la discordance cartographique (fig. 1a) pourrait s'expliquer en admettant que les arénites ne représentent que le remplissage d'un ancien chenal.

b) Age relatif de la coulée volcanique

Les calcaires à bandes siliceuses du niveau 1 ont livré une faune d'âge liasique: belemnites, ammonites, dont *Vermiceras spiratissimum* QUENSTEDT (ZACCAGNA 1892); la partie sommitale est donc au moins d'âge Sinémurien inférieur (zone à Bucklandi).

Les calcaires du niveau 10, stratigraphiquement superposés aux radiolarites, renferment localement des calpionelles et des aptychi: ils ont déjà été attribués au Tithonique-Berriasien (ROYANT & LANTEAUME 1973).

Enfin, les niveaux 11-13, également fossilifères, sont incontestablement tertiaires, vraisemblablement du Lutétien-Auversien (VANOSSI 1980).

En ce qui concerne le dépôt des radiolarites on peut envisager, à titre d'hypothèse et par corrélation avec l'âge de la plupart des radiolarites téthysiennes, qu'il a débuté au Callovien (KÄLIN et al. 1979) et dès lors la formation qui les contient pourrait être attribuée à l'intervalle Callovien-Tithonique.

La sédimentation clastique sous-marine des niveaux 2, 3 et 5 se produirait par conséquent entre le Sinémurien et le Callovien. Ces dépôts détritiques, quoique saccadés, ne paraissent pas avoir subi d'interruption durable durant cet intervalle. Ils passent en transition granulométrique ménagée au niveau 6. L'épisode volcani-

que du niveau 4, interstratifié vers le sommet de la formation, interviendrait vraisemblablement au cours du Dogger.

En raison de l'altération du niveau volcanique, les essais de datation radiométrique effectués par l'un de nous (G.V.) se sont révélés jusque là infructueux. En fait, la trop grande variation en K_2O , contenu dans la séricite secondaire et l'hétérogénéité même des échantillons font obstacle à la possibilité d'utiliser la méthode K/Ar. Les mêmes phénomènes de mobilité affectent Rb et Sr. De plus, il n'a pas été observé de zircons susceptibles d'être datés par la méthode U/Pb.

Toutefois, les observations de terrain confirmées par l'analyse des plaques minces (v. partie 2a), indiquent clairement qu'il s'agit bien d'une émission sous marine, contemporaine de la sédimentation des «Brèches du Monte Galero» et qu'il ne s'agit pas d'un sill tardif.

Ainsi, au toit des poudingues constituant le plancher de la coulée, on peut observer des galets enrobés par la lave. Ces faits suggèrent une émission antérieure à la diagenèse du poudingue. Dans cette tranche supérieure des conglomérats contaminée par la lave, le ciment, carbonaté ailleurs, est ici tantôt siliceux, tantôt ferrugineux ou chloriteux. L'hématisation et la chloritisation affectent également les lithoclastes carbonatés qui présentent en section des auréoles et golfes de corrosion très caractéristiques. Ces altérations s'observent également dans les «galets mous» et dans les blocs de cette lave remaniés dans la Formation d'Albenga. En revanche, on ne les observe jamais à la périphérie des galets de volcanite permienne, remaniés dans les Brèches du Monte Galero.

En conclusion, et compte-tenu des limites chronologiques, fournies par la paléontologie ou déduites par corrélation, pour les niveaux sédimentaires qui l'encadrent, *la coulée volcanique du niveau 4 et le premier stade de son altération (précédant celui du métamorphisme alpin) sont incontestablement intra-jurassiques et très vraisemblablement d'âge jurassique moyen.*

2. Pétrographie et géochimie du niveau volcanique

a) Données pétrographiques

L'ensemble de la formation volcanique de Case Morteo est constitué par des faciès laviques différents, dont la texture originelle peut être reconnue malgré les profondes transformations minéralogiques.

Du mur au toit du corps volcanique on distingue une zone bréchique où matériel lavique et sédimentaire sont mélangés, puis un niveau de lave massive homogène auquel succède un épisode où lave massive et formations pyroclastiques sont intriquées. Le sommet du corps volcanique est essentiellement constitué par des faciès pyroclastiques.

Au contact des brèches, les éléments de celles-ci sont emballés dans une matrice lavique (fig. 3a et b). Le matériel volcanique originel était essentiellement constitué par du verre (transformé en un agrégat très fin, riche en oxydes) parfois à texture hyaloclastique et parfois avec phénocristaux. Les grains dolomitiques entourés par la lave montrent une auréole de réaction sub-millimétrique, où le carbonate, à forte pigmentation ferrugineuse, recristallise en formes allongées, avec quartz et/ou

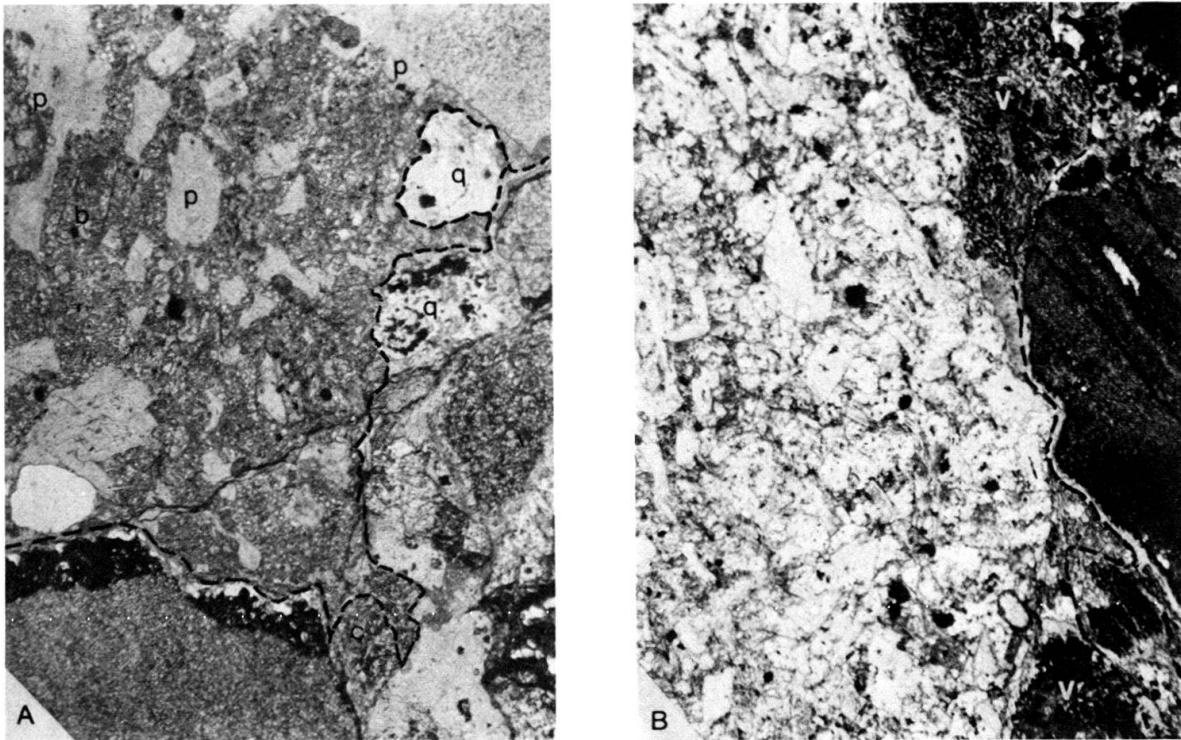


Fig. 3. Contact entre lave et brèche vu en lame mince. Nicols //, $\times 18$.

A: les lithoclastes carbonatés montrent une auréole de réaction formée par du carbonate à forte pigmentation ferrugineuse, de la chlorite et du quartz. Quelques clastes carbonatés sont partiellement substitués par de la chlorite (c). Les grains de quartz détritiques (q) enrobés dans la lave montrent un bord quartzique néoblastique. Quelques traces des zonatures originelles sont reconnaissables dans les plagioclases (p), substitués par de la chlorite et de l'albite. On voit encore des phénocristaux de biotite (b) et des traces de structures hyaloclastiques.

B: à droite, la brèche avec un claste de micrite laminée montrant clairement un bord de réaction chloritique. Dans la lave en contact avec la brèche on voit des zones chloritiques sombres à grain très fin (v), dans lesquelles ont été conservées les traces d'une structure vitreuse avec microphénocristaux de plagioclase. La mésostase, dans laquelle des structures hyaloclastiques et porphyriques sont partiellement reconnaissables, est substituée par des agrégats de quartz, chlorite et séricite.

chlorite; les éléments siliceux et parfois le verre au contact ont subi une carbonatation. Ce phénomène réactionnel apparaît au contact même entre lave et brèche, mais pas à l'intérieur de chaque formation.

La base du niveau volcanique est constituée par une lave massive sur quelques dizaines de centimètres: ce faciès de la base présente une structure microlithique porphyrique parfois fluidale, avec de nombreux phénocristaux de feldspath (30–40%), de ferromagnésiens (3–8%) et de quartz (1–5%). Les feldspaths, automorphes, sont épigénisés en séricite (accompagnée plus ou moins par de la chlorite). La zonation primaire, l'interface de croissance et les plans de macle sont soulignés par des oxydes de fer et permettent de considérer que ce sont des plagioclases (fig. 3a). Compte-tenu de l'altération, on ne peut exclure la présence possible de feldspath potassique. Les minéraux ferromagnésiens sont également automorphes et pseudomorphosés en chlorites et oxydes de fer; on peut néanmoins reconnaître de la biotite et de la hornblende. Les oxydes de fer associés à de la pyrite, de la chlorite et de

l'épidote traduisent aussi la présence d'anciens amas ferromagnésiens. Les phénocristaux de quartz sont plus rares et présentent les figures de corrosion des quartz rhyolitiques résorbés, non en équilibre avec leur matrice. Dans la mésostase, complètement recristallisée en très fins cristaux de quartz, séricite, chlorite et minéraux opaques, on peut reconnaître des textures fluidales matérialisant les figures d'écoulement et les échardes du verre originel. Les minéraux accessoires sont: de l'apatite en prismes très minces, de l'ilménite et de la magnétite; la pyrite, d'origine secondaire, est localement très fréquente (parfois 2-4%).

Dans les faciès massifs la schistosité est en général assez faible. La déformation a été concentrée le long de fins couloirs schistosant et oblitérant la structure primaire. La roche est également parcourue par des zones d'imprégnation limonitique.

La partie supérieure du corps volcanique débute par une série de niveaux plus massifs, alternant avec des matériaux volcanoclastiques. Les faciès pyroclastiques deviennent ensuite prédominant et constituent à eux seuls le sommet de la formation volcanique.

Les roches pyroclastiques présentent la même minéralogie que les faciès massifs, mais les phénocristaux sont souvent fragmentés et le verre est parfois très abondant et vésiculé (hyaloclastites). Les feldspaths porphyriques représentent parfois 40% de la roche et peuvent apparaître jointifs, en amas plagioclasiques. Le quartz primaire est toujours présent et peut atteindre 6%.

La roche, surtout la matrice, est profondément transformée et devient un agrégat de séricite, quartz, chlorite, oxydes et sulfures de fer, carbonates, entraînant d'importantes variations du chimisme primaire. Parfois 75% des composants primaires sont remplacés par du quartz microgranulaire.

Dans ces faciès, souvent versicolores, vert-pâle, beige ou rougeâtres, les circulations de fluides ont été très importantes. Elles ont, entre autre, lessivé le fer (dans les faciès beiges) pour le redeposer à proximité dans les roches rougeâtres limonitiques.

Ces roches, originellement très poreuses, vacuolaires ou vésiculaires, ont également subi une déformation plus importante que les autres faciès volcaniques. Très peu compétentes, elles ont absorbé une grande partie des déformations et sont maintenant très schistosées. La texture primaire n'y est parfois plus reconnaissable.

Terminologie. – Compte-tenu de la paragenèse observée: plagioclase abondant, amphibole toujours présente, biotite, quartz rhyolitique plus ou moins corrodé, la composition moyenne est celle des *rhyodacites*, certains faciès paraissant plus dacitiques, d'autres plus rhyolitiques.

En égard aux faciès rencontrés (brèche de base, faciès pyroclastiques associés aux laves massives, puis niveaux essentiellement pyroclastiques), le volcanisme de Case Morteo représente un épisode effusif acide sous-marin.

b) Données et considérations géochimiques

La comparaison des normes virtuelles (tableau) et les données pétrographiques permettent les constatations suivantes:

- le quartz virtuel est très important. Il est présent de façon primaire, mais il apparaît aussi secondairement aux dépens des minéraux et de la matrice;

Tableau: Analyses chimiques des roches totales (éléments majeurs en %). $Fe_2O_3^*$ = Fer total exprimé sous forme ferrique. FeO^* = Fer total exprimé sous forme ferreuse.

N°	12	14	14. A	14. B	15	15. A	16	17. A	17. B	18	20	21	22	23
SiO ₂	66.53	62.60	64.36	62.94	64.13	61.15	62.89	63.22	58.95	72.35	66.32	62.58	68.58	66.31
Al ₂ O ₃	18.21	16.31	16.30	15.69	18.05	19.68	20.31	19.90	17.51	16.57	17.85	16.73	18.59	19.66
Fe ₂ O ₃ *	3.22	9.83	8.74	8.93	5.82	6.02	3.34	4.34	11.22	1.99	4.85	8.91	2.46	3.65
MnO	.01	.03	.04	tr.	.02	.01	.01	tr.	.01	.01	.01	tr.	.01	.01
MgO	1.29	2.57	2.16	2.12	1.61	1.64	1.58	1.19	2.65	.91	.98	2.08	1.08	.88
CaO	.33	.17	.34	.35	.38	.36	.23	.34	.36	.24	.28	.26	.26	.10
Na ₂ O	.10	.10	.10	.10	.10	.17	.10	.14	.22	.43	.36	.98	.28	.49
K ₂ O	5.86	3.50	3.68	3.80	5.41	6.20	6.23	5.78	3.98	4.20	4.94	4.31	5.27	5.22
TiO ₂	.91	.90	.88	.96	.97	1.09	1.06	1.02	.90	.89	.96	.93	.93	1.00
P ₂ O ₅	.09	.09	.08	.17	.14	.21	.10	.17	.20	.14	.16	.16	.15	.07
P. F.	3.44	4.13	3.59	4.16	3.61	3.96	3.81	3.98	4.85	2.58	3.53	3.55	3.21	3.77
Total	98.44	100.23	100.27	99.22	100.24	100.49	99.66	100.08	100.85	100.31	100.24	100.49	100.75	100.16
Sr	-	-	-	-	-	20	-	42	54	29	43	37	56	29
Rb	-	-	-	-	-	197	-	173	106	109	140	125	160	148
FeO*	2.90	8.85	7.87	8.04	5.24	5.42	3.01	3.91	10.10	1.79	4.37	8.02	2.21	3.29
Norme virtuelle														
Q	40.14	44.68	45.97	44.38	40.02	33.81	35.90	38.26	38.28	52.29	43.71	37.17	44.96	42.15
Or	34.62	20.68	21.74	22.45	31.96	36.63	36.81	34.15	23.51	24.81	29.19	25.46	31.14	30.84
An	1.04	.25	1.16	.62	.97	.41	.48	.57	.48	.27	.34	.24	.31	.03
Ab	.84	.84	.84	.84	.84	1.43	.84	1.18	1.86	3.63	3.04	8.29	2.36	4.14
Cor	11.31	12.26	11.72	11.18	11.67	12.53	13.22	13.20	12.66	11.21	11.78	10.36	12.31	13.18
Opx	3.21	6.40	5.37	5.27	4.00	4.08	3.93	2.96	6.59	2.26	2.44	5.18	2.68	2.19
Hem	3.22	9.83	8.74	8.93	5.82	6.01	3.34	4.34	11.02	1.99	4.85	8.91	2.46	3.65
Ilm	.02	.06	.08	-	.04	.02	.02	-	.02	.02	.02	-	.02	.02
Rut	.89	.86	.83	.95	.94	1.07	1.04	1.02	.88	.87	.94	.93	.91	.98
Ap	.21	.21	.18	.40	.33	.49	.23	.40	.47	.33	.37	.37	.35	.16
Symboles	□	⊗	○	★	□	□	□	□	★	⊗	□	★	○	○

- les fortes teneurs en corindon virtuel et en orthose matérialisent respectivement les teneurs observées en Al₂O₃ et K₂O et sont en accord avec les processus d'argilisation (illites) et séricitisation observés dans les feldspaths plagioclases et la matrice;
- le plagioclase virtuel (Ab + An) ne dépasse pas les plus faibles teneurs observées pour les phénocristaux. Ceci correspond au lessivage important pour Na₂O et CaO.

Par rapport aux rhyodacites (voire dacites ou rhyolites), qu'elles représentent, les roches volcaniques de Case Morteo sont enrichies en SiO₂ et K₂O et lessivées en Na₂O et CaO ainsi que, dans une moindre mesure, en Fe₂O₃ et MgO.

c) Les altérations secondaires

L'ensemble des volcanites (fig. 4) possède des teneurs:

- stables et très faibles en CaO (0,3-0,4%) et Na₂O (<< 1%);
- stables en TiO₂ (0,9-1%), P₂O₅ et MnO;
- très fortes en Al₂O₃ (15,69-20,31%) et K₂O (3,55-6,23%);
- à deux niveaux pour Fe₂O₃, selon qu'il s'agit de faciès limonite ou non;
- moyennes en MgO: 1-3%;
- variables en SiO₂: 59-72%;
- la perte au feu est importante pour les volcanites, mais reste dans des proportions équivalentes pour chacun des faciès (2,58-4,16%).

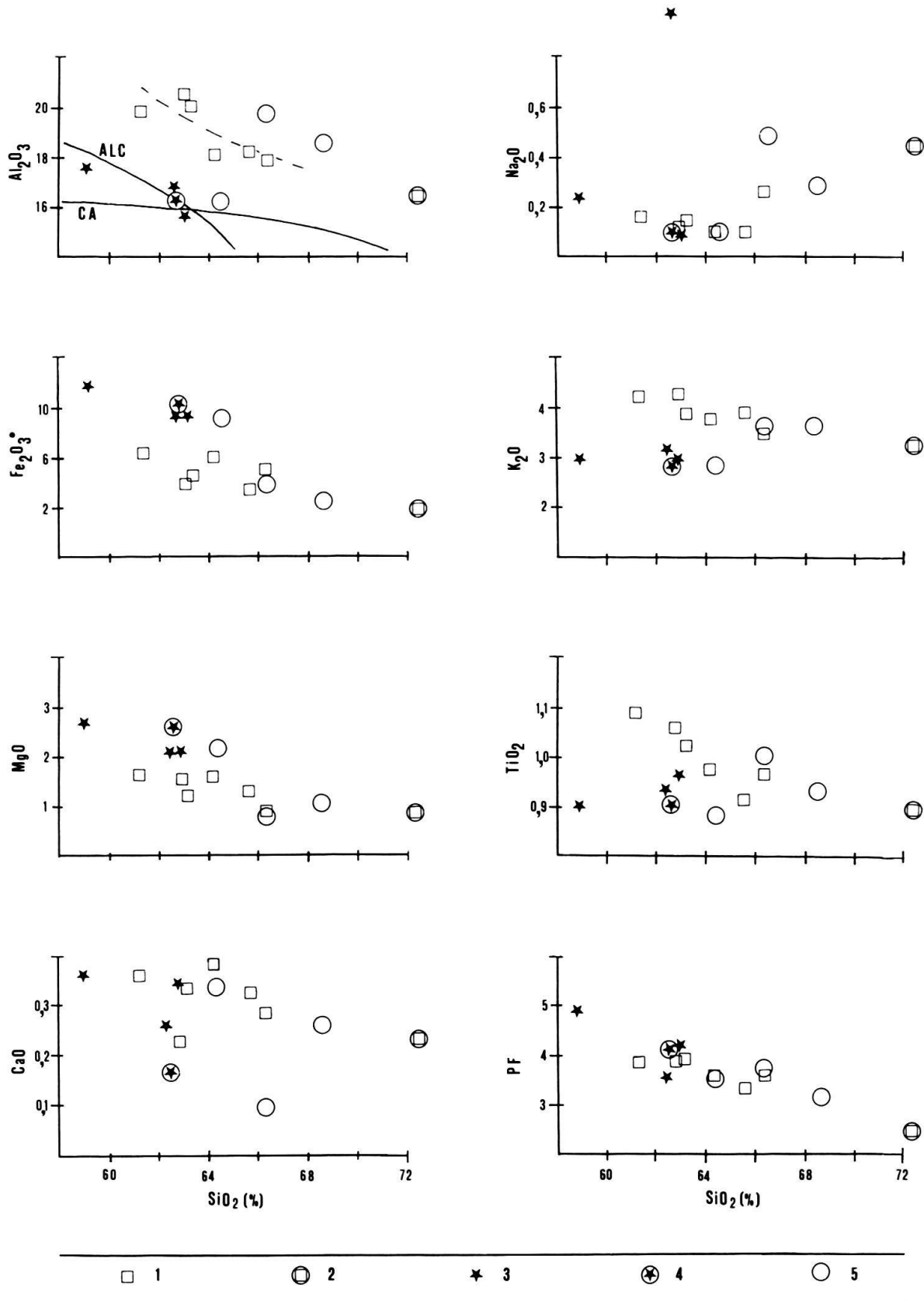


Fig.4. Variation des éléments par rapport à la silice. 1: faciès de lave massive; 2: faciès massif schistosé; 3: faciès ferrugineux; 4: faciès ferrugineux schistosé; 5: faciès très schistosé.

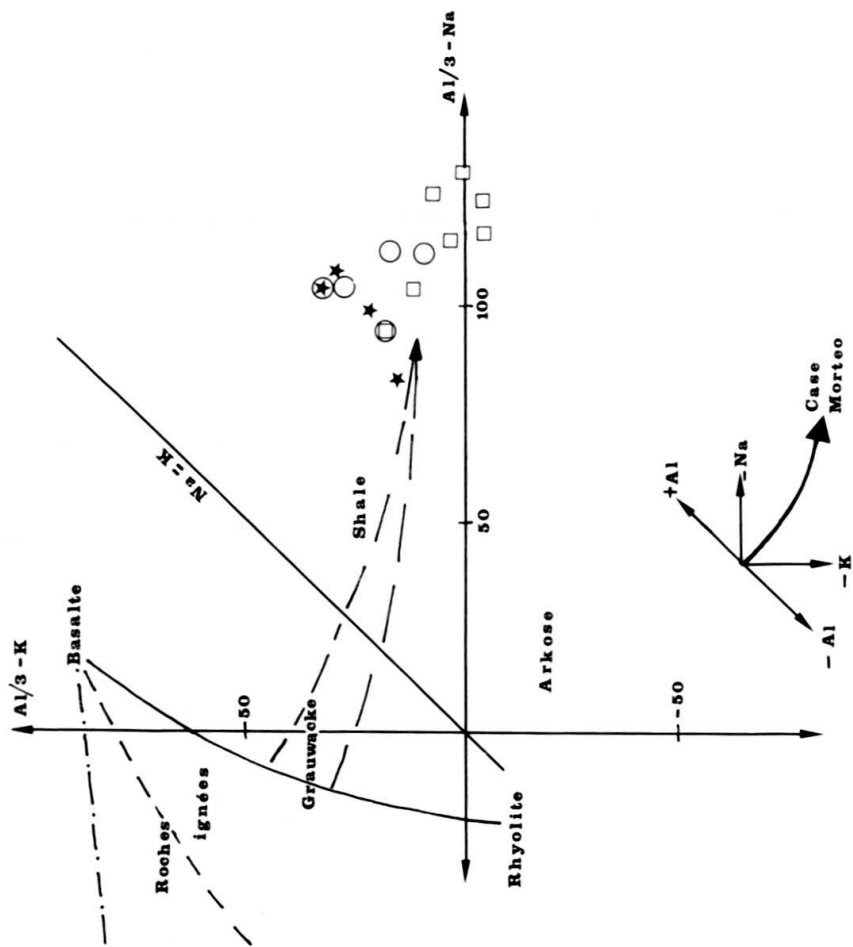


Fig. 5. Diagramme (Al/3-K)-(Al/3-Na) (H. DE LA ROCHE 1968). Voir figure 4 pour la légende des figurés.

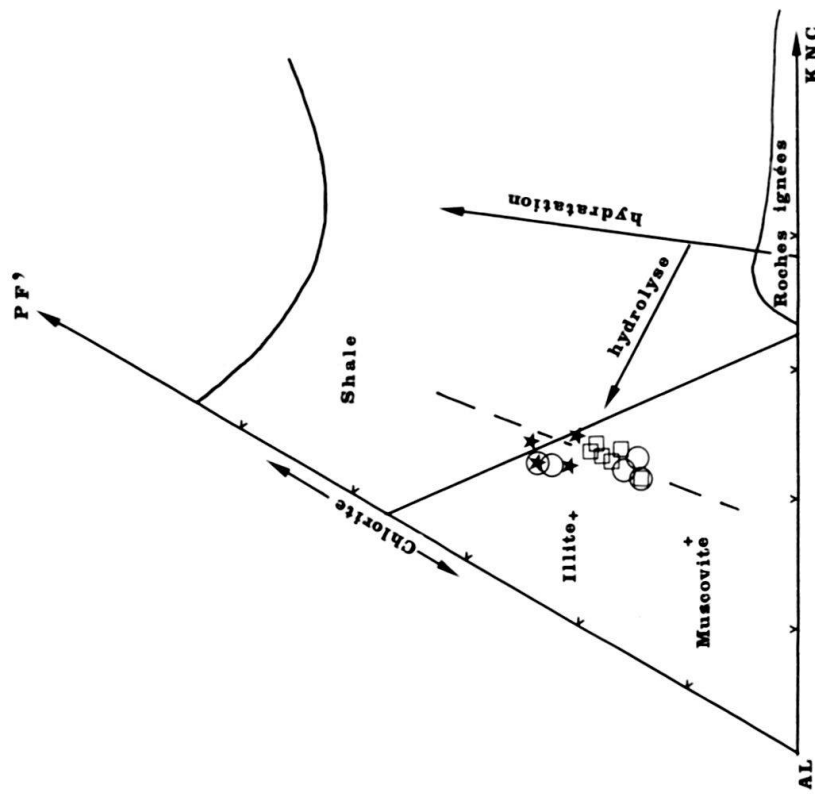


Fig. 6. Diagramme AL-PF'-KNC (H. DE LA ROCHE 1975). AL = 5/3 Al; PF' = 37,04 (PF + 0,1 Fe₂O₃); KNC = K + Na + 2Ca. Fe₂O₃* = fer total exprimé sous forme ferrique. Voir figure 4 pour la légende des figurés.

Le fer subit d'importantes variations en particulier dans les faciès versicolores; comme on l'a souligné, il est lessivé dans certains faciès et reconcentré à proximité dans les faciès à limonite et/ou pyrite.

L'ensemble apparaît très enrichi en Al_2O_3 , spécialement dans les faciès non ferrugineux, mais il semble que ce ne soit là qu'une augmentation essentiellement liée au lessivage des autres éléments.

Les alcalins Na et K ont subi quant à eux une telle variation que, sans la texture caractéristique de la lave, leur comportement associé à Al situerait cette roche dans le domaine des argilites (shales) (fig. 5). Compte-tenu des trois éléments en jeu, c'est la disparition presque totale de Na qui contrôle l'essentiel des variations. On peut constater aussi une contamination en K. Quant aux variations en Al, elles semblent très faibles.

Les faciès les plus sériciteux, qui sont aussi les plus volcanoclastiques et/ou les plus schistosés, sont proportionnellement plus enrichis en K_2O . Il ne peut être question de phénomènes du type «spilitisation», dans lesquels on observerait essentiellement un enrichissement en Na_2O (fig. 5).

Les processus de transformation à envisager sont donc: 1. une hydratation qui, dans un premier temps, s'exprime par un vecteur où la perte en fer augmente tandis que le rapport KNC/Al tend à diminuer; 2. une hydrolyse intervient également avec un effluent aqueux, à forte concentration en Na et Ca, qui se sépare de la charge solide (fig. 6).

La mobilité mise en évidence pour chacun des éléments correspond aux processus d'altération hydrothermale et diagénétique dans le milieu aqueux des sédiments encaissants et aboutit à une argilisation presque complète du verre volcanique et à l'altération profonde des feldspaths.

Les recristallisations métamorphiques postérieures transforment les minéraux argileux en séricite et chlorite, sans créer des variations chimiques importantes; mais il se développe, dans les matériaux originellement pyroclastiques, une schistosité plus accusée qui se traduit chimiquement par un lessivage et une hydratation plus accentués.

d) Recherche du caractère magmatique originel

Bien peu d'éléments ont été épargnés par l'altération et les recristallisations. Toutefois, on notera que:

- TiO_2 est relativement préservé par l'altération diagénétique et recristallise en oxydes in situ;
- MgO semble relativement fixé par les minéraux chloriteux;
- FeO est en partie conservé par les roches massives;
- Al_2O_3 présente un enrichissement relatif, essentiellement lié au lessivage des autres éléments. Ce comportement semble aussi vrai dans une certaine mesure pour SiO_2 .

C'est donc au travers des diagrammes de MIYASHIRO (1975) (fig. 7) et de PEARCE et al. (1977) (fig. 8) qu'il faut rechercher le caractère magmatique originel de ces laves, puisqu'ils font intervenir les éléments ayant conservé un «comportement magmatique primaire».

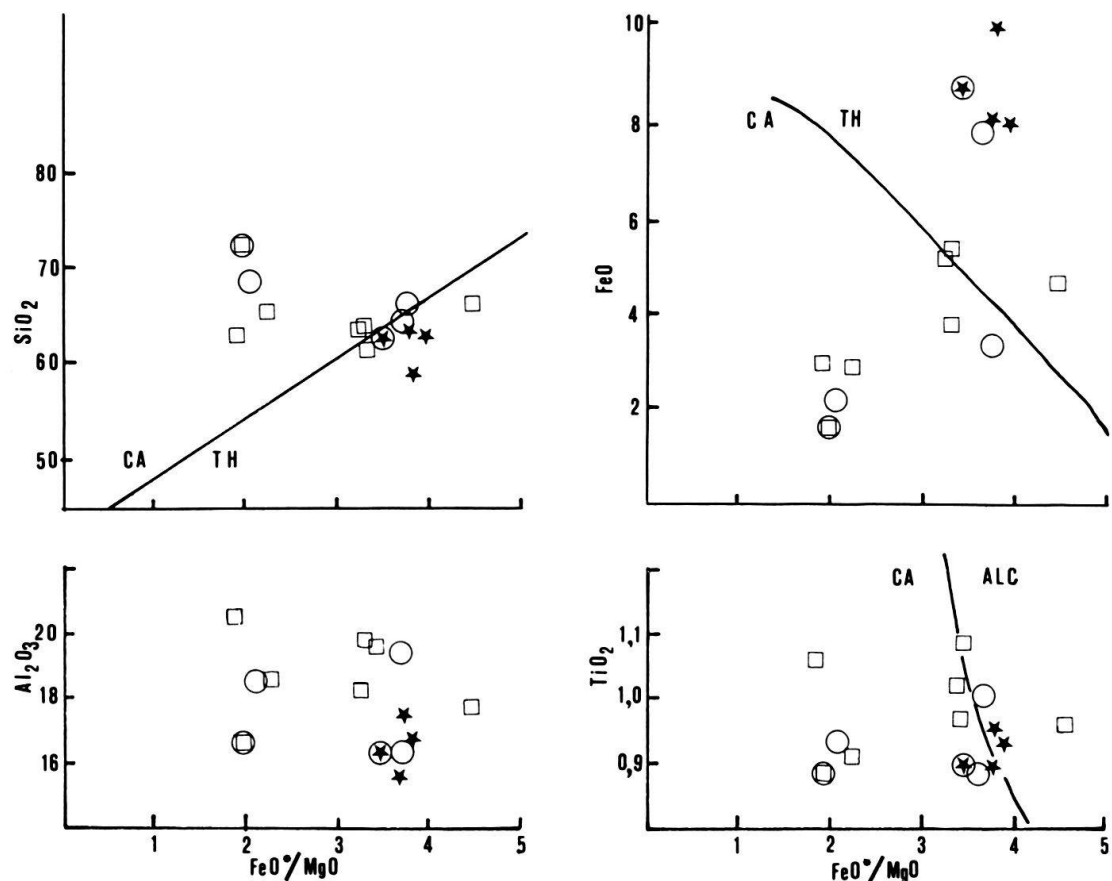


Fig. 7. Diagrammes de MIYASHIRO (1975): variation de la silice, de l'alumine, du fer et du titane par rapport à FeO^*/MgO . FeO^* =fer total exprimé sous forme ferreuse. Voir figure 4 pour la légende des figurés.

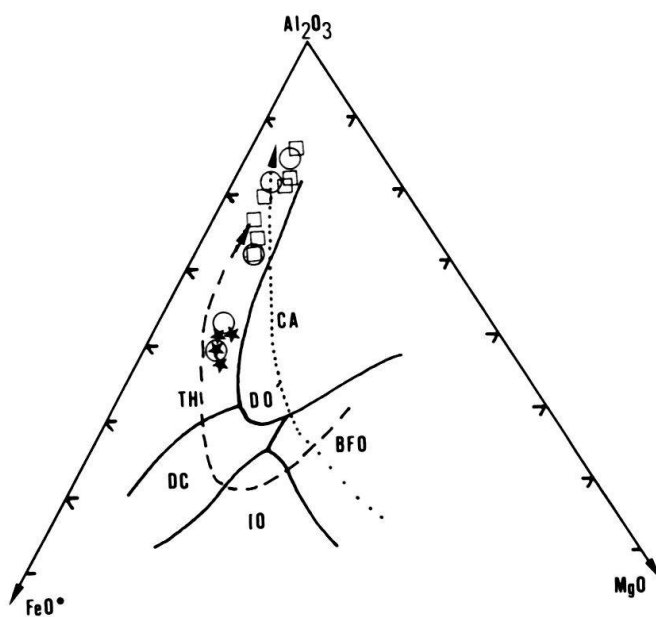


Fig. 8. Diagramme Al_2O_3 - FeO^* - MgO (PEARCE et al. 1977). FeO^* =fer total exprimé sous forme ferreuse. Voir figure 4 pour la légende des figurés.

Les faciès les moins transformés et non ferrugineux sont nettement dans le champ des séries calco-alcalines (fig. 7), par rapport aux séries alcalines pour TiO_2 et par rapport aux séries tholéitiques pour SiO_2 et Fe (encore que pour ce dernier un lessivage partiel puisse être invoqué). Compte-tenu des variations décrites plus haut, les rhyodacites de Case Morteo apparaissent entre les domaines des séries calcoalcalines et tholéitiques.

Conclusions

Des carbonates de plate-forme du Rhétien aux radiolarites du Malm, la succession lithostratigraphique de la série d'Arnasco-Castelbianco enregistre les étapes sédimentaires d'un approfondissement, par le jeu de failles normales, de panneaux d'une plate-forme épicontinentale (VANOSSI 1970; ROYANT 1976). Par conséquent, l'occurrence de manifestations volcaniques intra-jurassiques s'inscrit logiquement dans le contexte géodynamique de l'individualisation par «rifting» de la marge européenne.

Il paraît donc cohérent d'admettre que dans un intervalle de temps que l'on situe approximativement au Bajocien-Bathonien, et vraisemblablement à plusieurs moments (comme le démontrerait la présence d'au moins deux niveaux), des coulées sous-marines remontant à la faveur de failles s'étalent sur les fonds marins, et se mêlent à la sédimentation bréchique contemporaine.

L'extension modeste de la coulée principale de Case Morteo suggère qu'il s'agit d'une émission fissurale locale. Elle ne préjuge pas cependant du volume total du volcanisme, dont une partie importante a été dispersée et mêlée à la brèche jurassique d'une part, et dont une autre fraction se trouve remaniée dans les conglomérats nummulitiques de Ceriale.

Alors que le cadre géodynamique de la série contenant la lave est remarquablement cerné par l'évolution de la série sédimentaire, les informations fournies par l'analyse magmatique demeurent en revanche très imprécises.

Tout d'abord le caractère acide affirmé et inattendu de la coulée de Case Morteo; il pourrait s'expliquer par différenciation d'un magma basique: en effet FRANCHI (1928) signala la présence d'un filon de porphyrite augitique dans le Trias de cette même série. Cependant cet affleurement d'un volcanisme qui pourrait être contemporain de la coulée de Case Morteo n'a jamais été retrouvé.

En second lieu l'inventaire des laves accompagnant les divers stades d'évolution d'un rift montre, qu'au point de vue magmatique, elles dérivent soit des séries alcalines (et accessoirement tholéitiques) pour les rifts continentaux, soit tholéitiques exclusivement, à un stade plus avancé, pour les marges en relation avec une zone d'accrétion océanique (GASS 1970). Par conséquent la localisation d'une fraction importante de points représentatifs de la coulée de Case Morteo dans le champ des laves calco-alcalines (fig. 7) est pour le moins inattendue. Mais il s'agit de résultats obtenus à partir d'un échantillonnage limité par la faible extension de la coulée à l'affleurement. Ces informations demandent à être précisées par de nouvelles recherches sur le terrain. A cet égard, et puisque nous avons eu la bonne fortune de trouver ce témoin d'une activité volcanique intra-jurassique sur la transversale d'Albenga de la marge européenne, nous soulignons l'opportunité d'étendre ces recherches à la totalité du domaine Piémontais externe, d'autant plus

que les comparaisons avec les témoins relativement plus abondants d'un volcanisme jurassique, observés dans la marge symétrique apulienne, demeurent, pour le moment, incertaines.

Ainsi, en Sicile occidentale on connaît une activité trachytique alcaline toar-cienne (JENKYN 1970) et une activité bajocienne (TREVISAN 1937; WENDT 1963). Dans l'Apennin toscan (province de Grosseto) les intercalations calcilutitiques rouges dans les calcaires à crinoïdes du Lias inférieur-moyen contiennent des fragments de basaltes alcalins à olivine (BOCCALETTI & MANETTI 1972). Dans les Alpes Méridionales (Asiago) BERNOULLI & PETERS (1970, 1974) ont découvert des argilites bentonitiques intercalées dans le Rosso Ammonitico Superiore (Oxfordien-Tithonique), qui témoigneraient d'un volcanisme rhyolitique-trachytique contemporain.

Dans les Alpes Calcaires Septentrionales, dans une vaste région autour de Berchtesgaden, DIERSCH (1980) signale dans la formation des radiolarites, d'âge essentiellement oxfordien, des témoins d'un volcanisme syngénétique (lapilli, «crystal tuffs», tuffites et cristaux isolés de minéraux volcaniques), à caractère surtout rhyolitique-dacitique, mais aussi moins acide.

Plus à l'ouest, dans les chaînes subbétiques, des basaltes sont intercalés à des dépôts pélagiques aaléniens (PAQUET 1969).

Les manifestations d'un volcanisme jurassique s'étalent donc entre le Lias inférieur-moyen (Sicile, Toscane) et le Malm (Alpes Méridionales), la nature du volcanisme allant des rhyolites-trachytes d'Asiago aux basaltes à olivine de la Toscane. Mais la signification de cette activité n'est probablement pas identique dans les différents affleurements cités plus haut.

Ainsi, les cinérites acides d'Asiago, qui ont été trouvées par D. Bernoulli (comm. personnelle) dans la même épaisseur sur toute la longueur des Alpes Méridionales entre Asiago et le lac de Varese, ne sont pas liées, pour cet auteur, à l'évolution de la marge liguro-piémontaise, mais à la zone de subduction fini-jurassique de la zone du Vardar.

Encore plus incertaine – tant par son âge antérieur que par ses caractères – nous paraît la corrélation avec le volcanisme alcalin du Trias supérieur de Chypre, que LAPIERRE & ROCCI (1976) font dériver de l'ouverture téthysienne, en le reliant d'un côté au volcanisme contemporain de Grèce, Turquie méridionale, Syrie, Zagros et Oman et, de l'autre côté, aux manifestations mésotriasiques des Alpes Orientales, pour lesquelles, toutefois, d'autres modèles génétiques viennent d'être proposés (CASTELLARIN et al. 1980).

BIBLIOGRAPHIE

- BERNOULLI, D., & PETERS, T. (1970): *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the upper Jurassic of the Southern Alps*. – *Eclogae geol. Helv.* 63, 609–621.
- (1974): *Traces of rhyolitic-trachytic volcanism in the upper Jurassic of the Southern Alps: reply*. – *Eclogae geol. Helv.* 67, 209–213.
- BLOCH, J.-P. (1960): *Les brèches liasiques du Monte Gallero (Alpes Maritimes)*. – *C.R. somm. Soc. géol. France.* 5, 100–101.
- BOCCALETTI, M., & MANETTI, P. (1972): *Traces of lower-middle liassic volcanism in the crinoidal limestones of the tuscan sequence in the Montemerano area (Grosseto, Northern Apennines)*. – *Eclogae geol. Helv.* 65, 119–129.

- BONI, A., & VANOSI, M. (1972): *Carta geologica dei terreni compresi tra il Brianzonese ligure s.l. ed il Flysch ad Elmintoidi s.s.* – Atti Ist. geol. Univ. Pavia 23, table 24.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., BOSELLINI, A., & SOMMAVILLA, E. (1980): *Middle triassic magmatism in Southern Alps. II: a geodynamic model.* – Riv. ital. Paleont. 85, 1111–1124.
- DIERSCHE, V. (1980): *Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.* – Geotekt. Forsch. 58, 1–217.
- FRANCHI, S. (1928): *Eccezionale filone di porfirite augitica nelle dolomie triassiche dell'alta valle della Neva (Alpi Liguri).* – Rend. r. Accad. naz. Lincei 7, 192–194.
- GASS, I.G. (1970): *The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden, and Ethiopian rifts.* – Phil. Trans. r. Soc. London (A) 267, 369–381.
- JENKYNS, H.C. (1970): *Submarine volcanism and the toarcian iron pisolites of Western Sicily.* – Eclogae geol. Helv. 63, 541–572.
- KÄLIN, O., PATACCA, E., & RENZ, O. (1979): *Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data.* – Eclogae geol. Helv. 72, 715–762.
- LAPIERRE, H., & ROCCI, G. (1976): *Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias.* – Tectonophysics 30, 299–313.
- LA ROCHE, H. DE (1968): *Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 267, sér. D, 39–42.
- (1975): *Variations chimiques durant le métamorphisme croissant des grésopélites.* – Sci. de la Terre 20, (75–76), 165–200.
- MIYASHIRO, A. (1975): *Volcanic rock series and tectonic setting.* – Earth and planet Sci. Lett. 3, 251–269.
- PAQUET, J. (1969): *Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne).* – Mém. Soc. géol. France 48.
- PEARCE, TH., GORMAN, B.E., & BIRKETT, T.C. (1977): *The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.* – Earth and planet. Sci. Lett. 36, 121–132.
- ROYANT, G. (1976): *Paléotectoniques jurassiques, aux confins des domaines briançonnais et piémontais, dans les Alpes ligures.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 282, 1845–1848.
- ROYANT, G., & LANTEAUME, M. (1973): *Définition de la série pennique interne d'Arnasco-Castelbianco, Alpes Ligures. Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétiques jurassiques.* – C.R. Acad. Sci. (Paris) 279, 3093–3096.
- ROYANT, G., VANOSI, M., & VIVIER, G. (1979): *Le volcanisme intra-jurassique de la série d'Arnasco-Castelbianco: la coupe de Case Morteo.* – Bull. Soc. géol. France 21, 372–373.
- TREVISAN, L. (1937): *Scoperta di formazioni basaltiche presso Vicari (Palermo) e osservazioni sui fossili baiociani contenuti nei tufi.* – Boll. Soc. geol. ital. 84, 331–354.
- VANOSI, M. (1970): *Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del Brianzonese ligure s.l. III. L'unità del Castellermo.* – Atti Ist. geol. Univ. Pavia 21, 89–108.
- (1980): *Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique.* – Mem. Sci. geol. Padova 34, 101–141.
- WENDT, J. (1963): *Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im Dogger Westsiziliens.* – Boll. Soc. paleont. ital. 2, 57–145.
- ZACCAGNA, D. (1892): *Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie.* – Boll. r. Com. geol. Ital. 3, 311–404.

