

Le volcanisme cambrien du graben du Maine (est du Massif armoricain) : reconstitution des dynamismes éruptifs* Jean Le Gall⁽¹⁾

Cambrian volcanic activity of the Maine Graben (eastern Armorican Massif): reconstruction of eruptive processes

Géologie de la France, n° 3, 1995, pp. 23-34, 11 fig.

Mots-clés : Cambrien, Caldera, Ignimbrite, Cycle éruptif, Sarthe, Orne.

Key words: Cambrian, Calderas, Ignimbrite, Eruptive cycles, Sarthe, Orne.

Résumé

Au Cambrien, l'extrême orientale du Massif armoricain est le siège d'une intense activité volcanique localisée à l'intérieur du graben du Maine, important fossé volcano-tectonique jalonnant une discontinuité crustale majeure, héritée de l'histoire cadomienne. A l'intérieur de ce fossé, des sédiments marins peu profonds s'accumulent sur près de 3 000 m dans des sillons fortement subsidents (Coëvrons, Charnie). Les centres éruptifs correspondent à de grandes calderas (Ecouves, Assé-le-Boisne - Pail, Perseigne), situées au nord du graben, et remplies de très volumineuses nappes ignimbritiques chaudes à texture soudée. A l'extérieur des calderas, des coulées pyroclastiques distales sont canalisées dans un réseau de chenaux fluvio-marins par où transitent des décharges bréchiques et conglomératiques, ainsi que d'épaisses coulées lahariques. L'accumulation de ces matériaux en domaine externe contribue à la création de puissants complexes volcano-sédimentaires.

English abridged version

The Palaeozoic units of the eastern edge of the Armorican Massif (southern Normandie et Maine Dept.) record the effects of an intense Cambrian volcanic activity localized in a major graben - the Maine Graben. The size of the graben, which trends NNE-SSW, is estimated to be at least 75 km long by 50 km wide.

Apart from the Multonne Massif, where the volcanic outpourings took place directly on the Cadomian peneplain, the Maine volcanites are everywhere interbedded in Cambrian shallow-water carbonate and clastic sediments and have a maximum accumulated thickness of almost 3000 m in the more subsident troughs (Coëvrons, Charnie).

Volcanic activity in the Maine Graben was characterized by highly explosive subaerial and submarine explosions that occurred over a maximum of six cycles (designated V0 to V5) extending throughout the Cambrian from the Atdabanian (V0) to the Cambro-Tremadocian (V5). The main volcanic events within the graben (V1 to V4) were

contemporaneous with the deposition of a coastal sandy unit (Sainte-Suzanne Sandstone) containing Lingula from the base up and so have an age that is probably fairly high in the Cambrian succession.

Correlations between the major volcanic phases, based mainly of the type and position of the complexes within the regional lithostratigraphic successions, show that the caldera activity was not synchronous throughout the graben. The Ecouves and Perseigne calderas were active early and followed an identical evolution during a single major V1 eruptive cycle, unlike the Assé-le-Boisne - Pail caldera where the activity continued through several peak phases (V2, V3, V4) separated by the desposition of sandy units of the Sainte-Suzanne Sandstone.

The eruptive dynamisms were closely controlled by the different stages in the development of the calderas as well as by interactions between the magmas and the shallow marine environment in which they were erupted. Thus a pre-caldera stage marked by small eruptions was followed by the main state of calde-

* Communication orale lors de la séance spécialisée de la Société Géologique de France "La chaîne cadomienne nord-armoricaine", Rennes, 6-8 septembre 1994.
Manuscrit reçu le 15 octobre 1994, accepté définitivement le 31 mars 1995.

(1) Laboratoire de Géodynamique, Université de Caen, 14032 Caen Cedex.

ra formation accompanied by extremely voluminous outpourings of hot welded ignimbrites that, where not intercalated with sediments or volcano-sediments, is several hundred metres thick within the volcanic structure; pyroclastic flows extended outside of the caldera and reached the marine environment to form distal thin cold outflow sheets. In the post-caldera stage, following peak volcanic activity with collapse of the caldera floor, the calderas were progressively invaded by the sea and subjected to erosion.

Although interactions between the magma and the marine environment were limited in the Ecouves caldera, they were very well developed in the Assé-le-Boisne - Pail caldera, which lies further south in the Maine Graben and thus closer to the open sea. Abundant hydroclastic events were recorded during the development of this structure, such as phreatoplhinian eruptions that spewed enormous quantities of wet ash with accretionary lapilli and which were accompanied by the outpouring of distal outflow sheets that flowed into the outer domain as far as Coëvrons and Charnie. These outflow sheets were trapped in a network of fluvial-marine channels that carried breccia and conglomerate deposits as well as thick lahartype mud flows originating from the mass sliding of the loose powdery pyroclastics. These sudden inflows of considerable volumes of volcanogenic material led to major changes in the geometry of the shallow marine basin, itself undergoing rapid vertical volcano-tectonic movements. In terms of rapidity of deposition and aggradation, the sedimentation that was contemporaneous with the volcanic activity can be described as catastrophic.

The structural setting of this Cambrian volcanic activity was a narrow graben in an extensional regime reflected by active subsidence and multiple injections of magma. The graben lies immediately above a major crustal discontinuity that was formed during the Cadomian and that separates the Mancellian back-arc basin from its southern continental margin.

Introduction

Au Cambrien, les unités paléozoïques de l'extrême orientale du Massif armoricain (fig. 1) enregistrent les effets d'une intense activité volcanique, localisée dans un important fossé d'affondrement : le graben du Maine (Le Gall, 1993). Compte tenu des quelques informations recueillies en sondage sous la couverture du bassin de Paris (fig. 1), l'extension de ce graben, d'orientation SSW - NNE, est estimée à au moins 75 km de long (limite septentrionale inconnue) et 50 km de large.

Les dépôts cambriens recouvrent en discordance le socle cadomien composé de terrains sédimentaires (flysch du Briovérien supérieur), injectés par des batholites granodioritiques appartenant au plutonisme de la Mancellia (Jonin,

1981). A l'exception du massif de Multonne où les épanchements s'effectuent, en partie, directement sur la pénéplaine cadomienne (Chalot-Prat, 1976), les volcanites du Maine sont partout ailleurs interstratifiées dans des sédiments cambriens de faible profondeur, détritiques ou carbonatés, et accumulés sur plus de 3 000 m au maximum (Coëvrons, Charnie) (Doré *et al.*, 1972 ; Le Gall *et al.*, 1975).

L'activité volcanique du graben du Maine se déroule au cours de plusieurs cycles (6 au maximum dénommés V0 à V5), dont les éruptions, aériennes ou sous-aquatiques se caractérisent surtout par leur très fort degré d'explosivité. Les manifestations les plus précoce, uniquement connues dans le synclinal des Coëvrons (V0 : complexe de Vimarcé ; Le Gall, 1976) (fig.2), sont

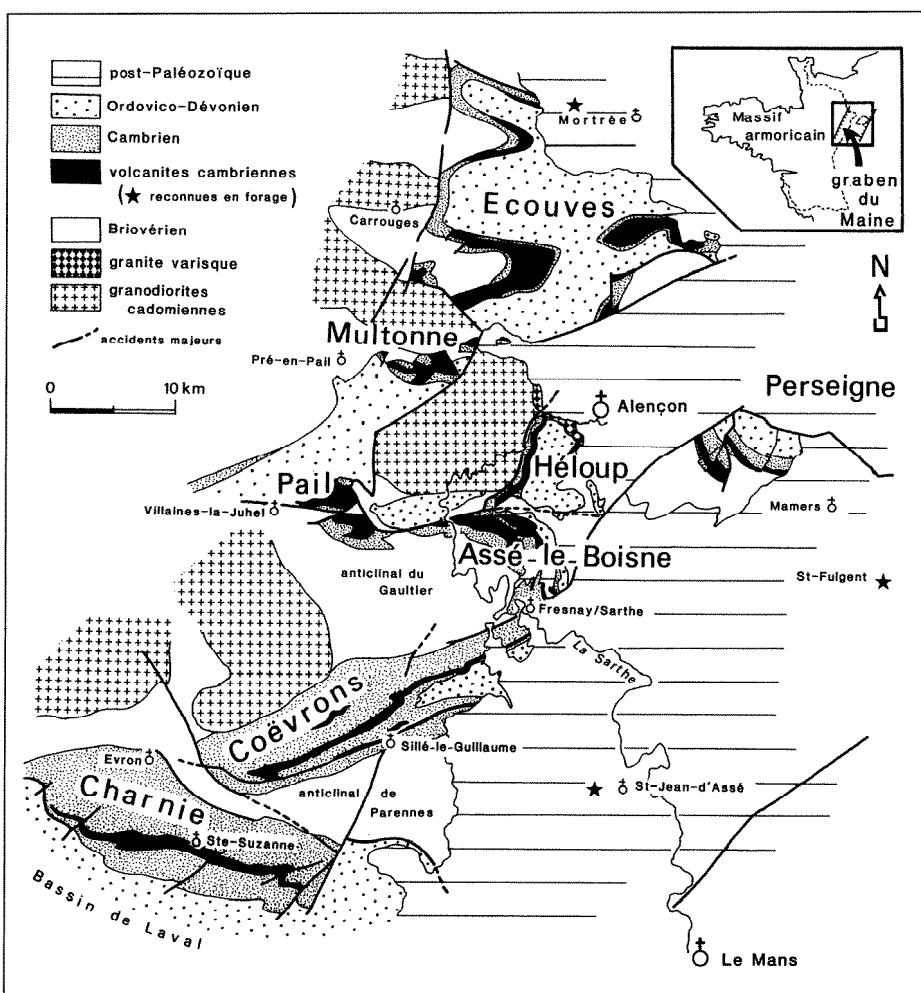


Fig. 1. – Extension des volcanites cambriennes dans les unités paléozoïques du graben du Maine (est du Massif armoricain).

Fig. 1. – Geological sketch map of eastern Armorican Massif showing the extension of the Cambrian volcanic province (Maine Graben).

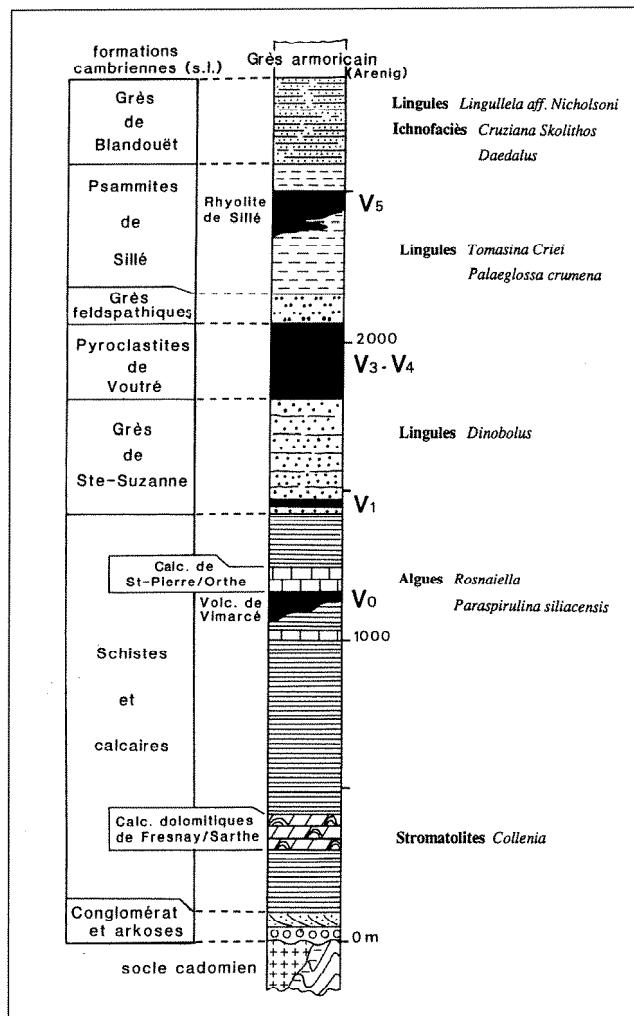


Fig. 2. – Position des cycles volcaniques (V0 à V5) dans la succession cambrienne du synclinal des Coëvrons (le cycle volcanique V2, défini dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, ne semble pas s'enregistrer dans le synclinal des Coëvrons).

Fig. 2. – The Cambrian succession in the Coëvrons syncline with location of volcanic units (V0 to V5). (the volcanic event V2 has not recorded in this succession).

contemporaines du dépôt de carbonates de plate-forme, d'âge vraisemblablement atdabanien (Doré, 1994), tandis que la dernière manifestation (V5) correspond, dans le synclinal des Coëvrons, à l'intrusion de dômes rhyolitiques, synchrones du dépôt de la Formation cambro-trémadocienne des Psammites de Sillé (Le Gall, 1981) (fig. 2). Les principales crises volcaniques (V1 à V4) sont, à l'échelle du graben du Maine, contemporaines du dépôt d'un corps sableux littoral (Grès de Sainte-Suzanne) renfermant dès sa base des Lingules et dont l'âge pourrait déjà être élevé dans la succession cambrienne.

Les matériaux émis sont représentés essentiellement par des ignimbrites et des pyroclastites (> 90 % du volume total des volcanites) ainsi que par quelques laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques d'affinité calco-alcaline (Chalot-Prat et Le Gall, 1978 ; Le Gall et Cabanis, 1985). Les ignimbrites, particulièrement homogènes au plan minéra-

logique (30 à 50 % de phénocristaux de quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite ± cordiérite ± grenat) et géochimique (composition moyenne rhyolitique ; caractère peraluminieux) dériveraient de la fusion crustale des séries volcano-sédimentaires briovériennes, sous l'action répétée de l'injection des magmas andésitiques en base de croûte (Le Gall, 1993).

Les analyses cartographiques et pétrographiques détaillées des complexes volcaniques du graben du Maine (Giordano, 1974 ; Pottier, 1974 ; Chalot-Prat, 1976 ; Doré *et al.*, 1977, 1981, 1986 ; Juignet *et al.*, 1984 ; Ménillet *et al.* 1987 ; Le Gall *et al.*, 1994) ont permis de localiser les centres éruptifs dans la moitié nord du graben, à l'intérieur de quelques structures majeures de type caldera (Le Gall, 1993). Trois grandes calderas ont pu ainsi être identifiées : Ecouves, Perseigne, Assé-le-Boisne - Pail, auxquelles il faut probablement ajouter une quatrième petite structure centrée sur le massif d'Héloup (fig. 3). Ces structures sont bordées d'un

domaine externe (extra-caldera), particulièrement développé au Sud de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail et dans lequel s'inscrivent les Coëvrons et la Charnie (fig. 3).

Ce travail se propose d'analyser le fonctionnement des calderas du graben du Maine en s'appuyant sur les deux exemples les mieux documentés : le premier concernant la caldera d'Ecouves, le second celui de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. En conclusion, sera présentée une reconstitution du cadre paléogéographique dans lequel se déroulent les éruptions, éruptions qui témoignent d'une phase de distension de la chaîne cadomienne dans ce secteur oriental du Massif armoricain.

Evolution de la caldera d'Ecouves

La caldera d'Ecouves est installée la plus au nord du graben du Maine, au sein d'un environnement qui, de conditions deltaïques au nord-ouest (secteur Rouperroux - Vrigny ; fig. 4), passe progressivement vers le sud-est à un milieu marin peu profond dans lequel se déposent des calcaires de plate-forme à stromatolites (secteur de Radon).

L'activité volcanique se déroule au cours d'un seul grand cycle éruptif, dénommé V1, lui-même décomposé en trois phases principales : une phase pré-caldera, une phase correspondant à la formation de la caldera proprement dite, enfin, une phase post-caldera.

Phase pré-caldera

Déclenché en milieu deltaïque ou marin littoral, le cycle éruptif débute par de petites crises explosives rejetant des cendres et des lapilli rapidement incorporés à la sédimentation autochtone sous la forme de petits horizons de grès tufacés riches en échardes de quartz (Saint-Ellier-les Bois ; bois de Goult). Ces manifestations précoce d'un volcanisme explosif acide sont localement accompagnées de l'émission de laves andésitiques dont les épanchements s'effectuent en partie en milieu aquatique (exemple du forage du bois de Goult BG-G1, réalisé par la SNEA ; fig. 4). Cette activité est caractéristique de la phase pré-caldera,

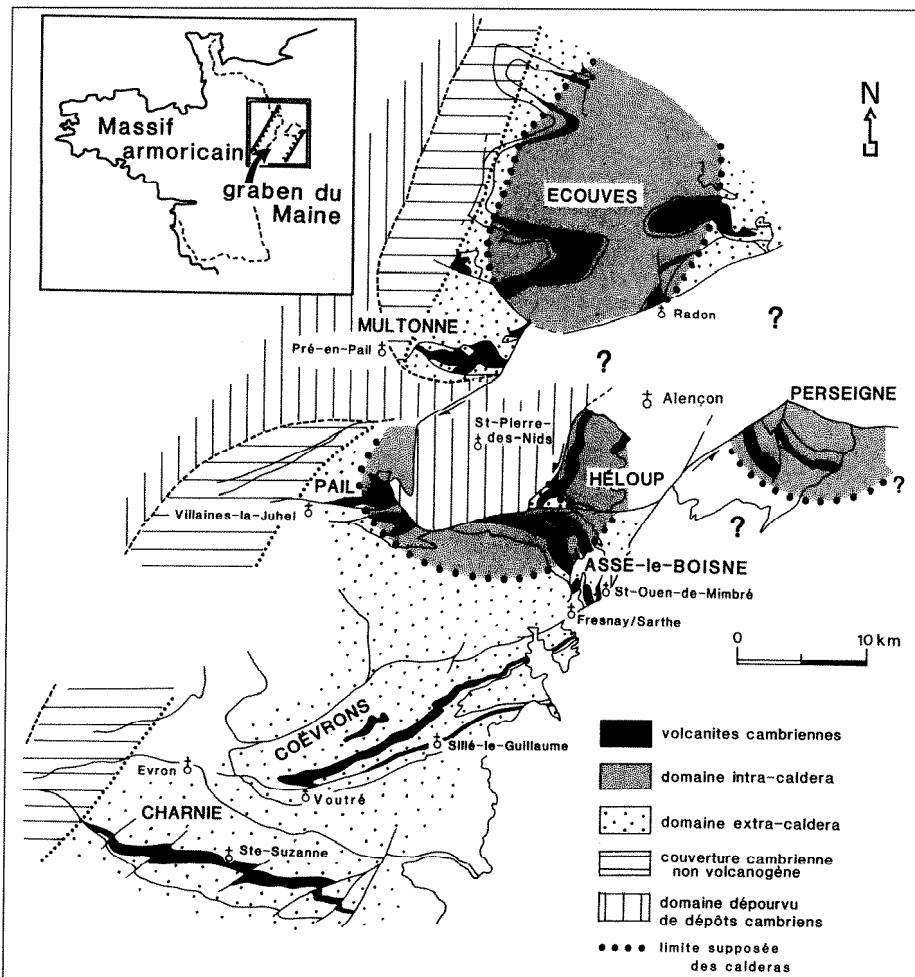


Fig. 3. – Emplacement des domaines internes et externes des calderas cambriennes du graben du Maine.

Fig. 3. – *Map showing the intracaldera facies and caldera outflow facies in the Cambrian Maine Graben.*

au cours de laquelle seul un faible volume de magma peut s'extraire du réservoir en état de surpression magmatique (Druitt et Sparks, 1984).

Formation de la caldera

L'activité volcanique paroxysmale s'accompagne de l'émission de volumineuses nappes ignimbritiques qui s'accumulent à l'intérieur d'une vaste structure de type caldera dont l'existence est confirmée par de nombreux arguments.

- En premier lieu, s'observe une variation très rapide de l'épaisseur des nappes ignimbritiques, comme par exemple à l'ouest du massif d'Ecouves où, en moins de 500 m, la puissance des nappes passe de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres (fig. 5). Une telle variation d'épaisseur, constatée également plus au Nord dans

l'anticlinal de la Bellière (fig. 4), s'explique par le passage d'une discontinuité majeure correspondant à la limite de la caldera et concrétisée par un réseau de failles normales le long desquelles s'injectent des venues andésitiques (cf. forage du bois de Goult ; fig. 5).

- Le second argument tient dans l'absence d'intercalation pyroclastique ou volcano-sédimentaire à l'intérieur des nappes ignimbritiques ce qui atteste que les éruptions se sont déroulées très rapidement et de façon pratiquement continue.

- Le troisième argument repose sur la grande épaisseur des nappes ignimbritiques qui atteint un minimum de 300 m, valeur qui doit probablement être doublée compte tenu des effets du tassemement et surtout de l'érosion du toit des nappes (fig. 5). Or, dans le cas d'éruptions récentes, de telles épaisseurs ne concernent que des nappes accumulées à l'inté-

rieur d'une caldera (nappes intra-caldera) et dont la puissance peut avoisiner 1 500 m, ceci par opposition aux nappes externes (nappes extra-caldera ou "out-flow") épaisses au maximum de 200 m (Busby-Spera, 1984 ; fig. 6).

- Enfin, le dernier argument réside dans l'homogénéité du lithofaciès des ignimbrites intra-caldera : il s'agit de termes presque toujours flammés, porphyriques et à texture vitroclastique soufflé (cf. photos in Boyer, 1972, 1974 ; Chalot-Prat et Le Gall, 1978 ; Le Gall, 1993) ce qui requiert une température de mise en place excédant 500° C (Kokelaar et Busby, 1992).

L'accumulation de ces nappes ignimbritiques, chaudes et épaisses, est contemporaine de la phase de formation de la caldera proprement dite par effondrement de son plancher en réponse à la vidange partielle du réservoir magmatique. En raison de la disposition régulière et parallèle des plans d'écoulement des ignimbrites et de la concordance de ces mêmes plans avec les strates encaissantes (fig. 5), le mécanisme d'effondrement de la caldera d'Ecouves semble s'effectuer à la manière d'un piston ("piston-like collapse" ; Lipman, 1984). Emises probablement en milieu aérien, les premières nappes ignimbritiques gagnent le milieu marin ouvert au sud-est dans lequel elles progressent sans se mélanger avec les sédiments en raison de leur densité élevée liée à un faible degré de fluidisation (cf. travaux expérimentaux de Wilson, 1980, 1984). En outre, compte tenu de la faible trame d'eau recouvrant le domaine marin et de l'épaisseur des nappes, il est certain que ces dernières émergent rapidement et s'accumulent pour l'essentiel à l'air libre. Les nombreux niveaux de conglomerat de type torrentiel ravinant le toit des nappes ignimbritiques (conglomerat supra-volcanique ; fig. 4) plaident également en faveur du caractère aérien des éruptions.

Malgré les difficultés liées au couvert végétal et au rôle de la tectogenèse varisque, d'autres limites de la caldera d'Ecouves ont pu être identifiées au Nord-Ouest (secteur de la Bellière-Vrigny) ainsi qu'à l'est (secteur du Bouillon). Ceci conduit à une estimation

de l'ordre de 15 à 20 km pour le diamètre de la caldera d'Ecouves (fig. 4).

Après avoir esquissé les contours de la caldera et analysé les faciès internes, voyons maintenant la nature des faciès volcanogènes externes. Ces faciès sont représentés par quelques nappes ignimbritiques de type out-flow et surtout par des coulées lahariaques.

Les ignimbrites distales, froides et peu épaisses, possèdent une texture vitroclastique non soudée. Elles se propagent en milieu sous-aquatique et sont, de manière spécifique, interstratifiées dans des dépôts volcano-sédimentaires. Eu égard à leur faible épaisseur (métrique à pluri-métrique), ces nappes n'ont été reconnues que très ponctuellement : nord-est de la Bellière ; Saint-Ellier-les-Bois ; vallée du Sarthon ; est du Bouillon (fig. 4).

Localisés pour l'essentiel dans le massif de Multonne (fig. 4), de nombreux phénomènes de glissement en masse se déclenchent provoquant la formation de lahars qui, dans ce domaine externe, prennent le relai des nappes ignimbritiques distales. Ces coulées boueuses, dont l'épaisseur peut dépasser plusieurs dizaines de mètres, renferment des fragments hétérométriques (1 à 15 cm) et hétérolithiques (ignimbrites dominantes ; laves microlitiques et corréennes subordonnées) contenus dans une abondante matrice fine, elle-même riche en cristaux de quartz, en vitroclastes et lambeaux de pences.

Stade post-caldera

L'évolution volcanique et sédimentaire cambrienne post-caldera ne peut s'apprécier qu'à l'est et surtout au sud du massif d'Ecouves (secteur de Livaie ; fig. 4), par suite de l'érosion, dans tout le domaine occidental de ce massif, du sommet des nappes ignimbritiques du cycle paroxysmal et de leur recouvrement par la transgression arénigienne du Grès armoricain. Après le remplissage de la caldera par de puissantes nappes ignimbritiques soudées mises en place en conditions surtout aériennes, va s'opérer un retour progressif vers des conditions marines, ce retour étant précédé de l'instauration d'un régime fluvio-marin. C'est dans cet

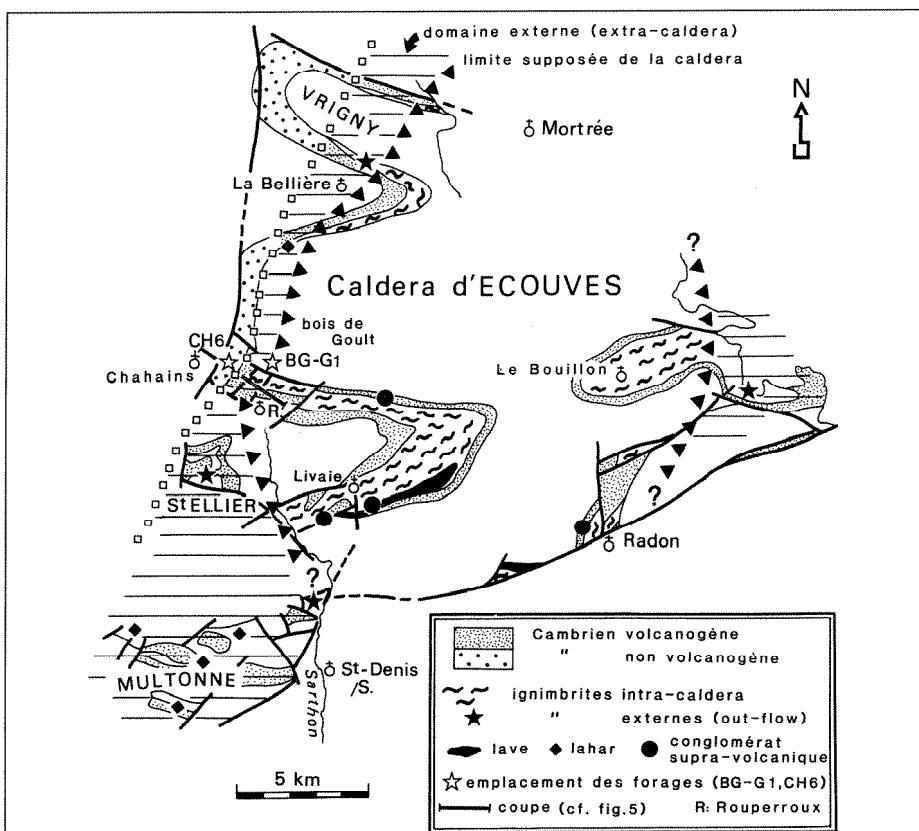


Fig. 4. – Reconstitution de la caldera d'Ecouves et de son domaine externe.

Fig. 4. – Paleogeographic reconstruction of the Ecouves caldera and adjacent areas.

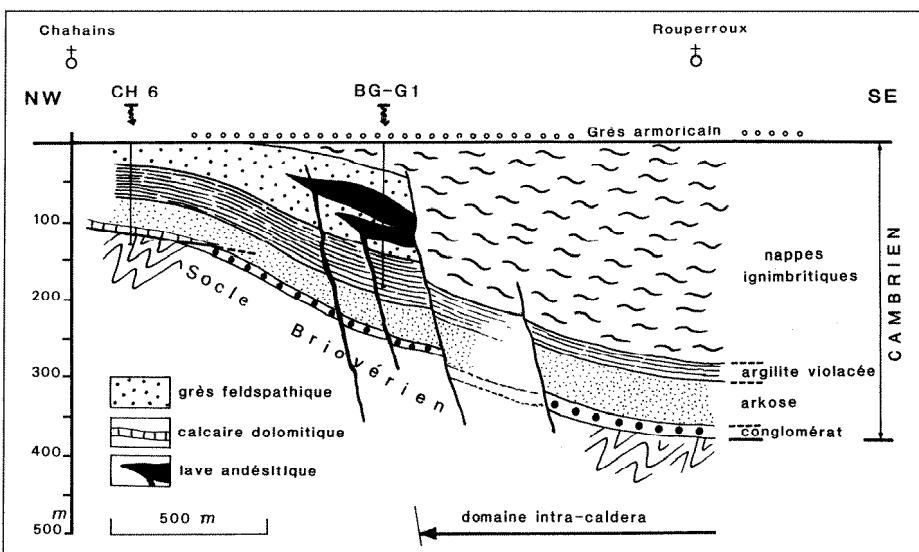


Fig. 5. – Position supposée de la limite externe de la caldera d'Ecouves dans la coupe Chahains - Rouperroux (cf. fig. 4). CH 6 et BG-G1 désignent l'emplacement des forages de Chahains et du bois de Goult.

Fig. 5. – Schematic cross section between Chahains and Rouperroux showing the inferred border of the Ecouves caldera (cf. fig. 4). CH6 and BG-G1 denote the location of Chahains and bois de Goult boreholes.

environnement que se déclenchent les dernières éruptions rejetant de minces nappes ignimbritiques non soudées riches en pences, accompagnées de retombées de cendres à lapillis accré-

tionnés (éruptions hydroclastiques). Les coulées pyroclastiques froides et humides sont piégées dans un réseau de paléovallees emprunté également par des coulées de débris qui abandonnent

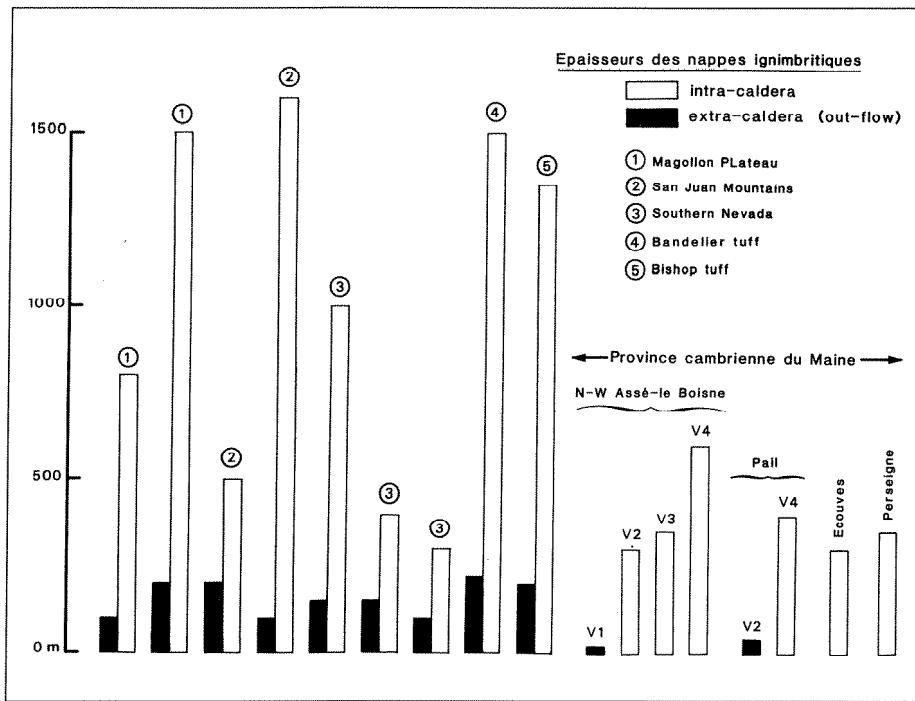


Fig. 6. – Comparaison entre les épaisseurs des nappes ignimbritiques récentes de type intra ou extra-caldera (d'après Busby-Spera, 1984) et celles des nappes cambriennes de la province du Maine. Les épaisseurs de ces dernières sont certainement très inférieures à celles atteintes lors de leur mise en place.

Fig. 6. – Compared intracaldera and extracaldera thicknesses of ignimbrite sheets (after Busby-Spera, 1984). Thicknesses estimated for ignimbrite sheets of the Maine Graben are minimum values because the effects of both tectonic flattening and post-depositional erosion are ignored.

des niveaux de brèches et des conglomérats (exemple du conglomérat supra-volcanique de Livaie à blocs et galets d'ignimbrites ; Chevalier et Doré, 1970). L'activité volcanique tardive se solde également par l'injection de magma rhyolitique le long des fractures bordières de la caldera.

A l'issue du cycle volcanique V1, la caldera d'Ecouves est noyée sous une couverture de grès feldspathiques, qui, par ses structures, son ichnofaciès et ses rares fossiles, témoignent d'un retour vers des conditions marines littorales.

Comparaison avec la caldera de Perseigne

La caldera de Perseigne, dont ne subsiste qu'une partie du domaine interne totalement entouré par la couverture du bassin de Paris (fig. 3), suit une évolution similaire à celle d'Ecouves, évolution bouclée au cours d'un seul grand cycle volcanique (V1). Déclenchée en milieu marin littoral (Doré, 1969), l'activité volcanique débute par une phase

pré-caldera rejetant des cendres et des ponces ainsi qu'une mince nappe ignimbritique non soudée (Le Gall, 1993). Cette éruption provoque des phénomènes explosifs, hydroclastiques, entraînant le mélange entre des particules pyroclastiques et la sédimentation argileuse autochtone. En outre, cette phase pré-caldera s'accompagne d'un important bombement volcano-tectonique qui, tout en portant le bassin sédimentaire vers l'émersion, occasionne une recrudescence de l'érosion continentale, matérialisée par le dépôt d'un conglomérat à matrice volcanogène. C'est donc au sein d'un milieu aérien à sub-aérien que vont s'épancher les nappes ignimbritiques de la phase paroxysmale au cours de laquelle se formera la caldera.

L'absence d'un dynamisme de nature plinienne à la base du cycle éruptif, ainsi que le lithofaciès des ignimbrites, suggèrent que les volcanites tirent leur origine, non de l'effondrement gravitationnel d'une colonne plinienne (cf. modèle de Sparks et Wilson, 1976), mais du débordement d'un magma acide, relativement

dense, se dégazant à vitesse modérée. Ces conditions paraissent tout particulièrement réunies lors d'éruptions ignimbritiques déclenchées par le brusque effondrement du plancher d'une caldera. L'élargissement quasi-instantané du diamètre de l'évent entraîne en effet une chute brutale de la pression des gaz, contrecarrant la formation de hautes colonnes éruptives verticales (Cas et Wright, 1987).

La fin du cycle éruptif est marqué par des retombées cinétiques qui ne s'observent que très localement en raison du démantèlement du toit des nappes ignimbritiques et leur remaniement au sein d'arkoses grossières ou même de conglomérats volcanogènes. Le retour à des conditions marines littorales est assuré par le dépôt de grès feldspathiques à *Skolithos* et petits bilobites puis par celui de schistes verts à *Lingules* (Doré, 1969).

Contrairement à la caldera d'Ecouves où la puissance de la couverture détritique post-caldera n'excède guère 100 m, elle dépasse par contre 1 000 m dans celle de Perseigne. Cette grande différence d'épaisseur tient certainement au fait que la caldera de Perseigne est séparée de celle d'Ecouves par plusieurs accidents, dont un, majeur, joue en décrochement senestre lors du diastrophisme varisque (décrochement de Saint-Ouen-de-Mimbré ; Gresselin, 1990) (fig. 3). Or, cette importante dislocation, orientée N20°E, correspond à la réactivation d'une ancienne fracture, parallèle à l'allongement du graben du Maine. C'est le jeu de ces accidents N 20°E qui entretient une subsidence active au droit de la caldera de Perseigne en ménageant un couloir de sédimentation dans lequel les dépôts s'accumulent dans des conditions permanentes de faible bathymétrie.

La caldera d'Assé-le-Boisne - Pail

Le second exemple de fonctionnement d'une caldera sera pris sur celle d'Assé-le-Boisne - Pail. Même si une grande partie du secteur nord de cette structure est supprimée par suite d'un chevauchement varisque (unité allochtone de Saint-Pierre-des-Nids charriée vers le sud ; Doré et Giordano, 1972 ; Gresselin,

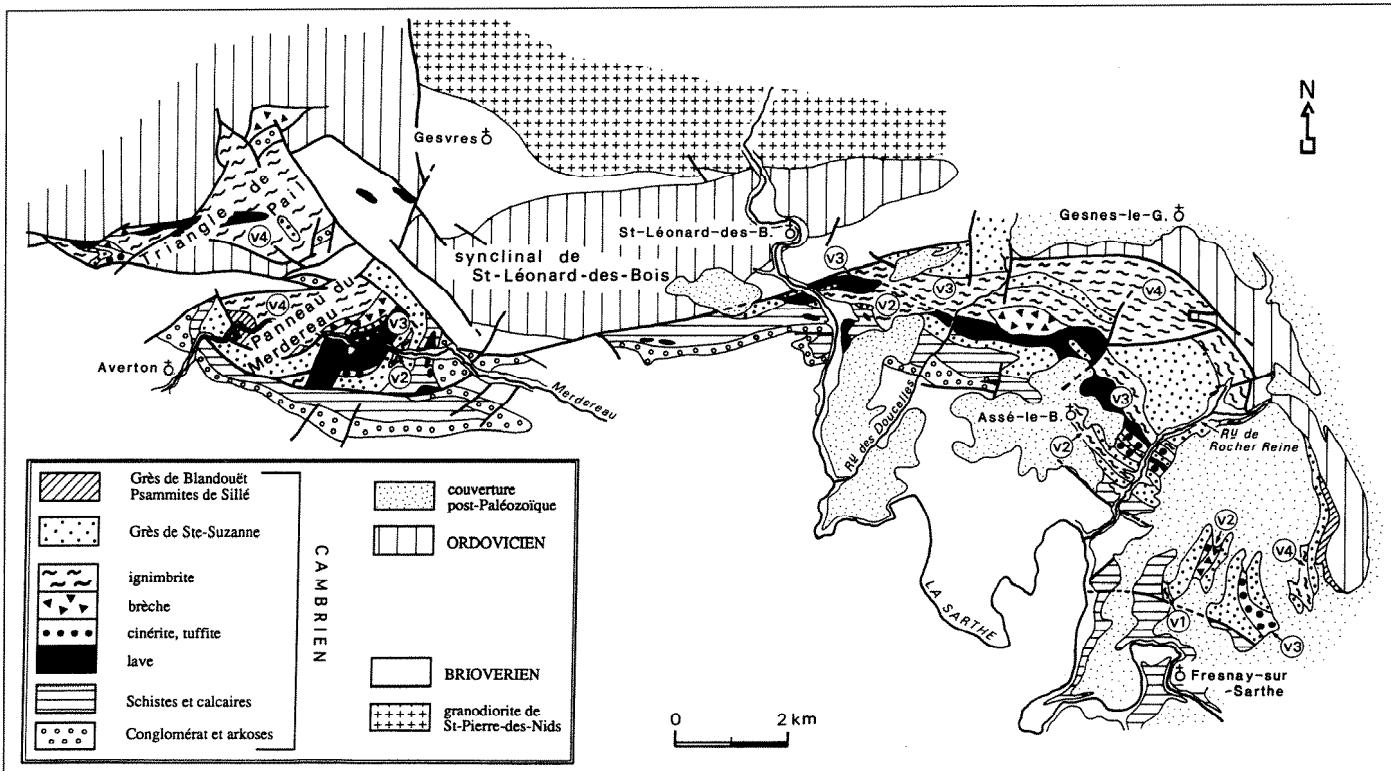


Fig. 7. – Carte géologique simplifiée des massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail avec nature lithologique des termes composant les complexes volcaniques cambriens (V1 à V4) (d'après les cartes à 1/50 000 de Fresnay-sur-Sarthe et de Villaines-la-Juhel ; Juignet *et al.*, 1984 ; Doré *et al.*, 1986).

Fig. 7. – Simplified geological map of the Assé-le-Boisne and Pail Massifs (eastern Armorican Massif) showing the nature and distribution of the major volcanic events (V1 to V4).

1990) (fig. 2), l'intérêt de la caldera résulte du fait que son fonctionnement se déroule au cours de plusieurs cycles et surtout qu'elle est installée la plus au sud du graben du Maine dans le domaine le plus engagé en milieu marin. En outre, cette caldera est bordée vers le sud par un très vaste domaine externe comprenant le synclinale des Coëvrons et la Charnie et dans lequel vont s'enregistrer les différentes phases d'activité de la caldera.

Les grands cycles d'activité de la caldera

Le premier stade de fonctionnement de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail correspond au cycle V2 au cours duquel sont émises des nappes ignimbritiques soudées, surtout puissantes dans le secteur oriental de la caldera, en particulier dans la vallée de la Sarthe où ces nappes recouvrent, par l'intermédiaire de projections fines remaniées (tuffites), une première unité gréseuse appartenant à la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (fig. 7).

Le second cycle d'activité, dénommé V3, est séparé du précédent par le

membre G2 des Grès de Sainte-Suzanne. Il débute par l'édification de strato-volcans formés de coulées andésitiques et dacitiques, plus rarement rhyolitiques, qui alternent avec des projections. Ces édifices sont localisés au voisinage de la bordure méridionale de la caldera : cluse de la Sarthe au sud de Saint-Léonard-des-Bois et surtout vallée du Merdereau dans le massif de Pail (fig. 7).

Le cycle V3 se poursuit par l'épanchement de nappes ignimbritiques à texture vitroclastique soudée, concentrées surtout à l'est de la caldera. Dans ce secteur, situé dans le massif d'Assé-le-Boisne, une limite majeure de la caldera a pu être identifiée au nord-est de cette dernière localité le long d'une ligne située approximativement sur le parcours du ruisseau de Rocher Reine (fig. 7). Cette limite majeure sépare deux domaines aux caractéristiques volcaniques bien tranchées (fig. 8) :

– un domaine intra-caldera situé au nord-ouest, en direction du ruisseau des Doucelles (fig. 7), qui se distingue par : 1/ une épaisseur maximum des complexes volcaniques ; 2/ le dépôt de

nappes ignimbritiques à dominante soudée, particulièrement volumineuses et dépourvues d'intercalation volcano-sédimentaire ou sédimentaire ; 3/ la mise en place de nombreux complexes de laves sous forme de coulées et d'injections de dômes (dômes extrusifs et/ou crypto-dômes ?). Ces dômes rhyolitiques ou rhyodacitiques matérialisent la trace de la faille bordière de la caldera.

– un domaine externe situé au sud-est, en direction de Fresnay-sur-Sarthe, caractérisé par : 1/ une puissance réduite des complexes volcaniques ; 2/ la présence de nappes ignimbritiques à cachet distal, minces et "froides" ; 3/ l'intercalation au sein des édifices volcaniques de termes volcano-sédimentaires (tuffites) et sédimentaires parmi lesquels des conglomérats volcanogènes occupant des chenaux (Doré et Le Gall, 1971 ; Pottier, 1974) ; enfin 4/ la présence d'horizons de cinérites à lapillis accrétionnés qui résultent d'éruptions hydroclastiques.

Enfin, après une courte période de répit durant laquelle la mer envahit partiellement la caldera pour y abandonner un nouveau corps sableux appartenant à

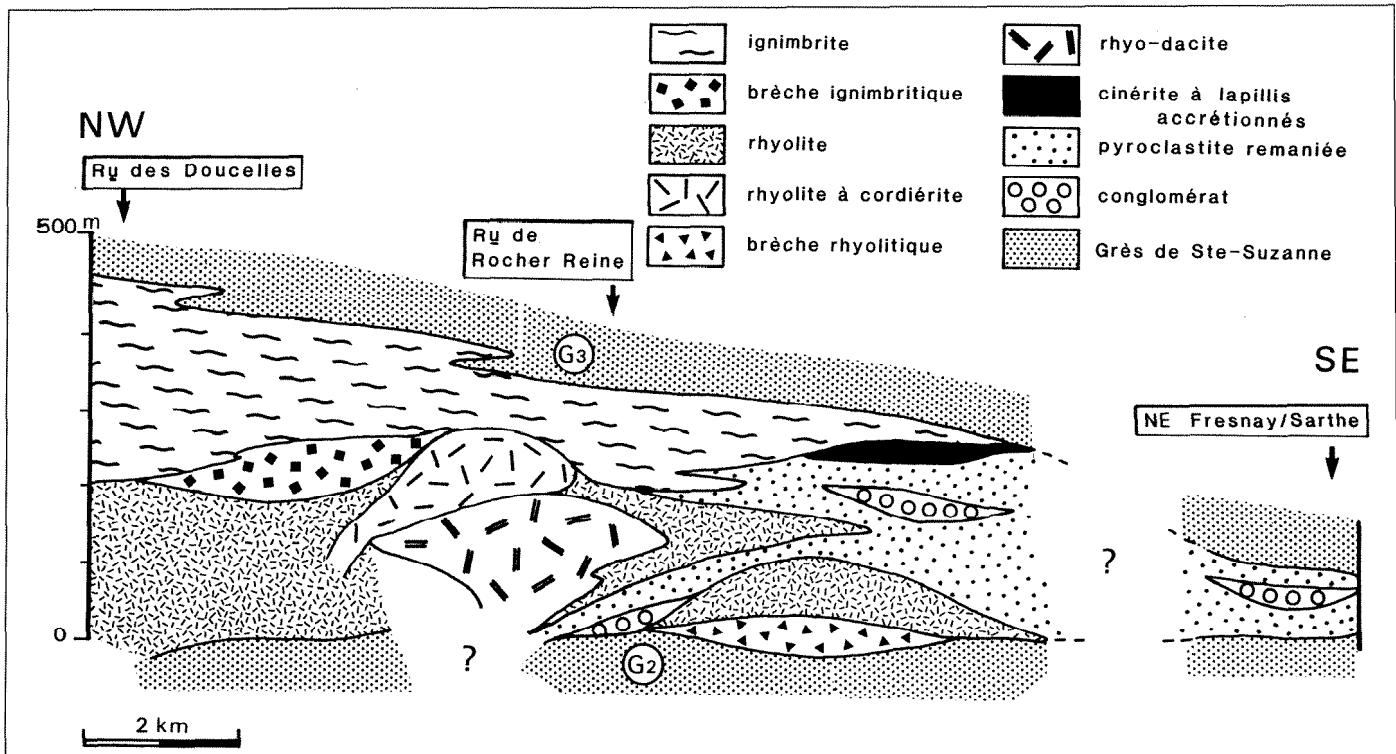


Fig. 8. – Evolution des cycles éruptifs de la crise volcanique paroxysmale V3 entre le ruisseau des Doucelles et le Nord-Est de Fresnay-sur-Sarthe. La limite externe de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail se situe sensiblement au droit du ruisseau de Rocher Reine.

Fig. 8. – Variation in volcanic facies associations (event V3) from the proximal caldera complex (Ruisseau des Doucelles area) to the distal extracaldera environment where reworked pyroclastic rocks are dominant (Fresnay-sur-Sarthe area). The eastern margin of the Assé-le-Boisne - Pail caldera is situated near the Ruisseau de Rocher Reine.

la Formation des Grès de Suzanne (G3) se déclenche une ultime crise volcanique correspondant au cycle V4. C'est à ce cycle terminal qu'est associée l'éjection des nappes ignimbritiques les plus volumineuses de toutes les éruptions de la province volcanique du Maine. En effet, ces nappes soudées, qui constituent les puissants épanchements de la vallée du Merdereau et du triangle de Pail (fig. 7), débordent largement de la caldera vers le sud-est jusqu'au voisinage de Fresnay-sur-Sarthe. Ces nappes, dont la puissance atteint un minimum de 5 à 600 m, représentent un volume estimé à plus de 100 km³. Cette éruption paroxysmale est suivie très probablement de l'effondrement du plancher de la caldera, à la suite duquel cette structure, dont le diamètre avoisine 20 km, est noyée sous des dépôts marins littoraux (fig. 9).

L'enregistrement des éruptions de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail dans le domaine externe méridional (Coëvrons et Charnie)

Il est important de souligner qu'en raison de leur caractère paroxysmal, les éruptions volcaniques associées aux

cycles V3 et V4 ont des répercussions qui dépassent largement le périmètre de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. Les effets de ces éruptions s'enregistrent particulièrement bien dans le vaste secteur externe qui s'étend au sud de la caldera, et dans lequel se situent le synclinal des Coëvrons et la Charnie (fig. 3). En revanche, aucune trace directe ou indirecte du cycle V2 n'y a été clairement identifiée (cf. fig. 2).

Les produits volcaniques des cycles V3 et V4 sont regroupés au sein de la Formation des Pyroclastites de Voutré, Formation qui, dans les Coëvrons et la Charnie, se place au sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (fig. 2). Dans le secteur nord-est du synclinal des Coëvrons, ces deux cycles volcaniques sont séparés par le dépôt d'une unité griseuse, tandis qu'à l'ouest (secteur de Voutré) et surtout sur le flanc sud du synclinal, en l'absence d'une nette coupure sédimentaire, il est plus difficile d'attribuer clairement les produits volcaniques à l'un ou l'autre cycle. Cette dernière remarque s'applique également aux complexes volcaniques de la Charnie (Le Gall, 1978).

Les conséquences du cycle V3

Les termes de base de la Formation des Pyroclastites de Voutré sont représentés dans tout le synclinal des Coëvrons et également en Charnie par des couches de cendres à lapillis accrétionnés (= pisolithes volcaniques), accompagnées de l'émission de minces nappes ignimbritiques distales (cf ensemble 1, fig. 10). De tels faciès recouvrent directement le toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne comme cela s'observe, par exemple, au flanc sud des Coëvrons dans l'ancienne carrière de la butte du Coq (Le Gall, 1971). Bien que les cendres et les ignimbrites ponceuses se soient déposées en milieu marin peu profond, soumis à l'influence des vagues, aucune trace d'un remaniement par l'eau ne se décèle. Ceci indique que l'énorme volume de cendres et de pences expulsé lors de l'éruption s'est très rapidement accumulé en ne permettant pas son lessivage par la dynamique tidale.

L'association systématique sur une très vaste surface de cendres renfermant de nombreux niveaux à lapillis accrétionnés et de minces nappes ponceuses

non soudées permet de caractériser le dynamisme éruptif : il s'agit en effet d'une éruption phréato-plinienne. Ce type d'éruption qui intéresse les magmas acides se caractérise par un degré d'explosivité maximum et une colonne éruptive très élevée pouvant atteindre 40 km (Self et Sparks, 1978 ; Self, 1983). La présence systématique de lapilli accrétiionnés témoigne du caractère aérien des éruptions et surtout de l'abondance de vapeur d'eau dans la colonne éruptive (cf. par exemple Fisher et Schmincke, 1984 ; Cas et Wright, 1987). L'origine de ces éruptions paroxysmales phréato-plinienennes est à relier au fonctionnement de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail à la suite d'une interaction à grande échelle entre un magma acide et de l'eau, cette interaction se produisant lorsque la mer a envahi la caldera, affaissée à la suite de l'émission des nappes ignimbriques soudées du cycle V3. De tels mécanismes éruptifs évoquent ceux identifiés dans les séries volcaniques ordovi-ciennes du Lake District en Angleterre (Branney, 1991).

La phase de démantèlement des complexes volcaniques

A l'issue du cycle V3, le répit momentané de l'activité éruptive va permettre le démantèlement partiel des complexes volcaniques de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (aussi bien les strato-volcans que les nappes ignimbriques soudées). Les matériaux transitent vers le sud et s'accumulent au sein d'un bassin marin peu profond, fortement subsident, sous forme de puissants complexes de pyroclastites remaniées. Ces complexes sont très bien exposés dans les carrières de Voutré ouvertes à l'ouest des Coëvrons et plus particulièrement dans celle dite de la Kabylie (cf. Boyer, 1969). Cette carrière exploite les 150 m sommitaux de la Formation des Pyroclastites de Voutré qui, au total, en compte près de 250 m (fig. 10).

Les faciès de base (ensemble 2 ; fig. 10) sont constitués presque exclusivement de pyroclastites fines et grossières qui montrent clairement des preuves de remaniement par l'eau : - litage très fin et régulier, accidenté de quelques petites figures de charges et de glissement ; - présence locale d'un litage oblique associé à plusieurs surfaces de rides de courant ou d'oscillation ; - minces horizons

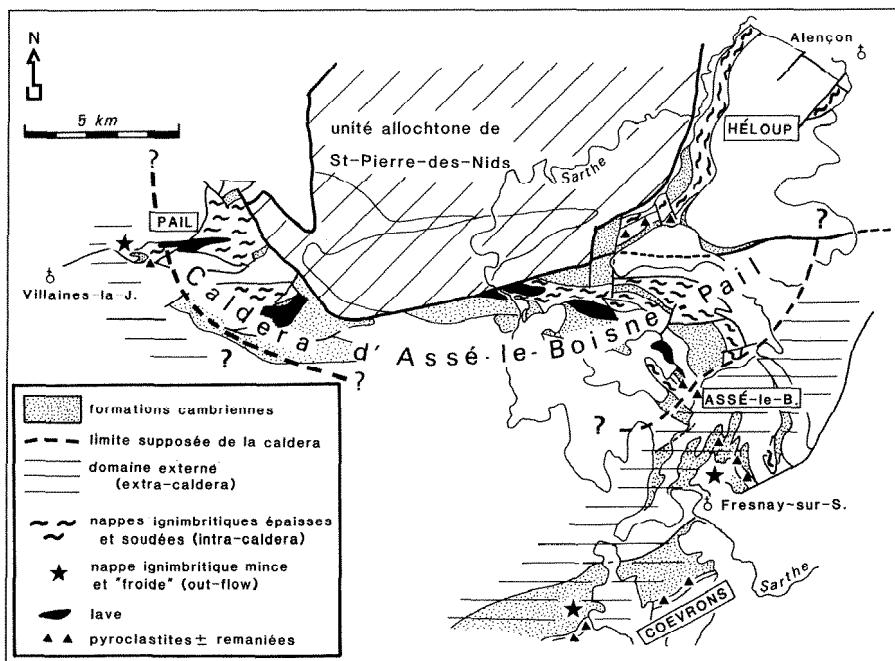


Fig. 9. – Extension présumée de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail.

Fig. 9. – *Inferred extension of the Assé-le-Boisne- Pail caldera.*

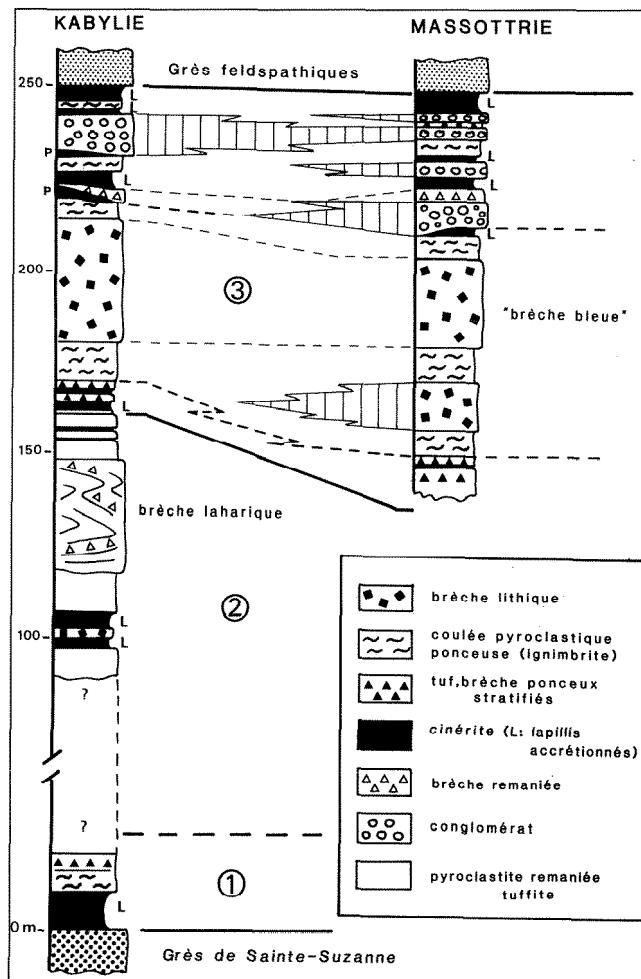


Fig. 10. – Lithofaciès des trois grands ensembles volcanogènes (n° 1 à 3) composant la Formation des Pyroclastites de Voutré dans les carrières de la Kabylie et la Massottrie (Voutré).

Fig. 10. – *Simplified log through the Pyroclastites de Voutré Formation at Voutré quarries (the type locality) showing three main units (1 to 3). Correlations of pyroclastic members of the upper unit (unit 3) for the two Voutré quarries (Kabylie and Massottrie).*

d'accumulation de lapillis accrétionnés détritiques, fréquemment brisés. Le faible degré de maturité des éléments constituant les pyroclastites indique que ces éléments se sont accumulés très rapidement ; leur transport se faisant quelquefois par l'intermédiaire de vastes coulées de boue de type lahar, dont l'épaisseur peut atteindre une trentaine de mètres (Boyer, 1969). L'importance volumétrique de la matrice fine et l'absence de gros blocs charriés représentent deux facteurs qui pourraient indiquer la nature distale des lahars à moins qu'ils ne reflètent surtout le très fort degré de fragmentation des volcanites de la source (Le Gall, 1993).

L'enregistrement du cycle paroxysmal V4

La crise éruptive paroxysmale du cycle V4 s'enregistre particulièrement bien dans la succession des Pyroclastites de Voutré. Les produits associés à cette activité constituent toutes les unités supérieures de la formation de Voutré, regroupées au sein d'un grand ensemble (ensemble 3) identifié dans les carrières de Voutré (Kabylie et nouvelle exploitation de la Massottrie) (fig. 10). Ce cycle terminal se caractérise par la mise en place de puissantes unités de brèches lithiques (type "brèche bleue") ou poncées et d'unités conglomératiques, mais il se signale avant tout par la répétition des dynamismes hydroclastiques, parmi lesquels des éruptions phréato-plinianes rejetant des cinérites à lapillis accrétionnés, accompagnées de l'émission de coulées pyroclastiques poncées. L'abondance des clastes vitreux de forme anguleuse contenus aussi bien dans les cinérites à lapillis accrétionnés que dans les coulées pyroclastiques est un argument en faveur du caractère hydroclastique des éruptions (Heiken, 1972 ; Wohletz, 1983). Ces nappes distales sont piégées dans des systèmes de chenaux fluvio-marins par où transitent les décharges bréchiques et surtout conglomératiques de type coulée de débris (cf. sommet de la succession de la carrière de la Massottrie ; Le Gall, 1993). Une telle alternance d'unités conglomératiques et de nappes ignimbriques distales est décrite dans les éruptions récentes du Nouveau-Mexique (Bandelier Tuff ; Smith et Bailey, 1966) et d'Italie (Vulsini ; Sparks, 1975) ainsi

que dans les séries volcaniques anciennes, comme celles du Crétacé de la Jamaïque (Roobol, 1976) ou du Carbonifère d'Australie (Mc Phie, 1983).

A l'issue du cycle V4, les matériaux volcanogènes recouvrant le vaste domaine situé au sud de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (fig. 11) présentent une distribution contrôlée à la fois par la distance à cette structure et surtout par l'existence d'un couloir d'effondrement, orienté NNE-SSW, conformément à l'allongement général du graben du Maine. Cet axe privilégié de propagation des ignimbrites distales (ceci jusqu'en Charnie, soit à une distance d'au moins 30 km de leur source) et de transport des conglomérats explique que ces matériaux disparaissent rapidement à l'ouest et à l'est de la caldera et qu'aucune trace de l'activité volcanique liée aux cycles V3 et V4 n'ait été enregistrée dans l'épaisse couverture sédimentaire recouvrant la caldera de Perseigne.

La fin de l'activité éruptive

Postérieurement à la crise paroxysmale V4 qui met fin à l'activité volcanique de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, l'ensemble du domaine externe est noyé, tour à tour, sous des dépôts de grès tufacés (Formation des Grès feldspathiques) tirant leur source de l'érosion des complexes volcaniques, puis sous les dépôts silto-gréseux et micacés de la Formation des Psammites de Sillé. C'est au sein de cette Formation marine à laguno-marine que, dans les Coëvrons, s'injectent plusieurs dômes ou crypto-dômes ryolitiques qui représentent l'ultime manifestation volcanique de la province cambrienne du Maine (cycle V5) (Le Gall, 1981).

Conclusion : reconstitution du cadre paléogéographique des éruptions du graben du Maine

L'analyse cartographique et pétrographique détaillée des complexes volcaniques cambriens du graben du Maine a permis de localiser les centres éruptifs à l'intérieur de trois structures majeures de type caldera, d'un diamètre maximum de l'ordre de 20 km. Ces calderas d'Ecouves, de Perseigne et d'Assé-le-

Boisne - Pail, toutes situées dans la moitié nord du graben du Maine, sont bordées au sud par un vaste domaine externe (extra-caldera) dans lequel s'inscrivent les Coëvrons et la Charnie. L'existence d'une quatrième petite structure indépendante - la caldera d'Héloup - est suggérée (fig. 11).

Les corrélations entre les phases volcaniques majeures, fondées essentiellement sur la nature et la position des complexes au sein des successions lithostratigraphiques régionales, révèlent que la période de fonctionnement des calderas n'est pas synchrone. Les calderas d'Ecouves et de Perseigne, actives plus précocement, suivent une évolution identique bouclée au cours d'un seul grand cycle éruptif V1, contrairement à la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail dont l'activité plus longue se déroule au cours de plusieurs cycles paroxysmaux (V2, V3, V4), séparés par le dépôt de corps sableux littoraux (Grès de Sainte-Suzanne).

Les dynamismes éruptifs sont étroitement contrôlés par les différentes étapes de l'évolution des calderas ainsi que par l'interaction des magmas avec le milieu marin peu profond dans lequel s'exprime le volcanisme. Ainsi, à une phase pré-caldera, soulignée de petites crises éruptives, succède la phase de formation de la caldera proprement dite au cours de laquelle sont émises de volumineuses nappes ignimbriques chaudes à texture soudée, accumulées à l'intérieur de la structure sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres en l'absence de toute intercalation sédimentaire ou volcano-sédimentaire. A l'extérieur de la caldera, des coulées pyroclastiques s'échappent et gagnent le milieu marin sous forme de nappes distales froides peu épaisses. A la suite de la crise paroxysmale qui voit l'effondrement de leur plancher, les calderas sont progressivement envahies par la mer et livrées à l'érosion (phase post-caldera).

Si, dans la caldera d'Ecouves, les interactions entre le magma et le milieu aquatique demeurent limitées, elles prennent un développement spectaculaire dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, installée plus au sud du graben du Maine et donc en position plus avancée en milieu marin. De nombreux phénomènes hydroclastiques ont ainsi été

recensés au cours de l'évolution de cette structure parmi lesquels des éruptions phréato-pliniennes qui délivrent des quantités énormes de cendres fines mêlées de ponces et qui s'accompagnent de l'émission de nappes distales se propagant dans le domaine externe jusqu'aux Coëvrons et la Charnie. Ces nappes de type out-flow sont piégées dans un réseau de chenaux fluvio-marins par où transitent des décharges bréchiques et conglomératiques ainsi que d'épaisses coulées boueuses lahariaques issues du glissement en masse des pyroclastites meubles finement pulvérisées. Ces apports soudains de matériaux volcanogènes, d'un volume considérable, entraînent de sérieux bouleversements de la géométrie du bassin marin peu profond, lui-même soumis à de rapides sollicitations verticales d'origine volcano-tectonique. En termes de vitesse d'apports et d'aggradation, la sédimentation contemporaine de l'activité volcanique peut être qualifiée de catastrophique.

Le cadre structural dans lequel s'exerce l'activité volcanique cambrienne du Maine est celui d'un fossé d'affondrement étroit, soumis à une forte extension ainsi qu'en témoignent sa subsidence active et les injections multiples de magmas, certains d'origine mantellique, qui l'affectent. Ce graben est en effet installé au droit d'une discontinuité crustale majeure, héritée de l'histoire cadomienne, et qui sépare le bassin marginal mancellien de sa marge continentale méridionale (Le Gall, 1993).

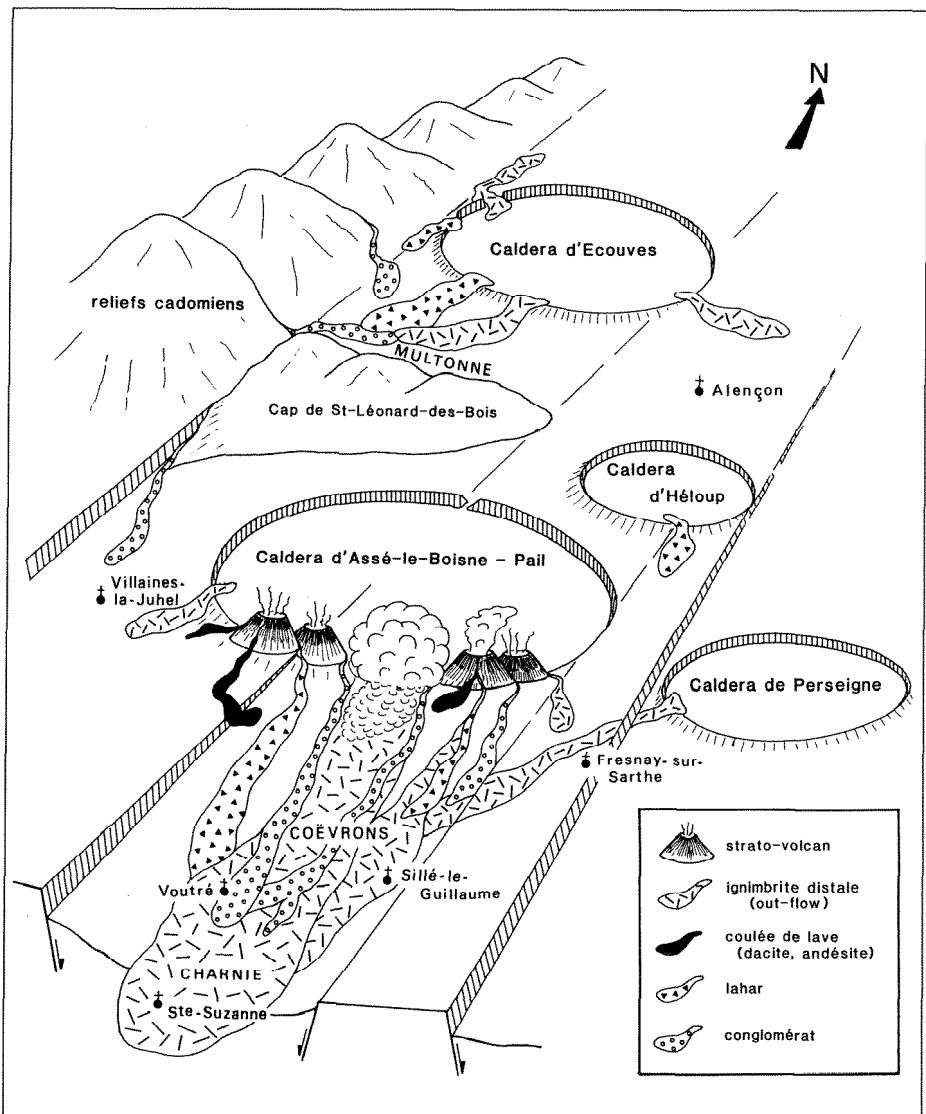


Fig. 11. – Essai de reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine avec emplacement des grandes structures de type caldera. Cette reconstitution est réalisée au cours des cycles V3 - V4 lorsque seule la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail est en activité.

Fig. 11. – Schematic reconstruction of the Cambrian Maine Graben during the V3-V4 volcanic events of the Assé-le-Boisne - Pail Caldera.

Références

- BOYER C. (1969). – Le volcanisme pyroclastique acide dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons (carrière de Voutré, Mayenne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **11**, pp. 800-809.
- BOYER C. (1972). – Study of a few Paleozoic ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. *Bull. Volcanol.*, **36**, pp. 46-82.
- BOYER C. (1974). – Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse d'Etat, Sciences, Paris-Sud, Orsay, 384 p.
- BRANNEY M.J. (1991). – Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District : An exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, pp. 886-897.
- BUSBY-SPERA C.J. (1984). – Large-volume rhyolite ash flow eruptions and submarine caldera collapse in the lower Mesozoic Sierra Nevada, California. *J. Geophysical Research*, **89**, pp. 8417-8427.
- BUSBY-SPERA C.J. (1986). – Depositional features of rhyolitic and andesitic volcanoclastic rocks of the Mineral King submarine caldera complex, Sierra Nevada, California. *J. Volcanol. Geotherm. Research*, **27**, pp. 43-76.
- CAS R.A.F., WRIGHT J.V. (1987). – Volcanic successions, modern and ancient. Allen et Unwin, London, 528 p.
- CHALOT-PRAT F. (1976). – Les complexes volcaniques acides de la cicatrice Multonne-Ecouves (Est du Massif armoricain) au Paléozoïque inférieur : cartographie et pétrographie. Thèse doctorat 3^e cycle, Caen, 104 p.
- CHALOT-PRAT F., LE GALL J. (1978). – Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcanoclastiques associés dans le Cambrien de l'Est du Massif armoricain. *Bulletin du BRGM*, Orléans, I, 3, pp. 187-205.
- CHEVALIER B., DORÉ F. (1970). – Interstratification des éruptions volcaniques du Massif d'Ecouves (Orne) dans les formations du Cambrien régional. *Bull. Société linnéenne Normandie*, **101**, pp. 61-77.

- DORÉ F. (1969). – Révision du Paléozoïque du massif de Perseigne, axée sur l'étude du Cambrien. *Bull. Société linnéenne Normandie*, **10**, pp. 24-51.
- DORÉ F. (1994). – Cambrian of the Armorican Massif. In : Keppie J.D. (Ed.). Pre-Mesozoic Geology in France and related areas. Springer-Verlag. pp. 136-141.
- DORÉ F., GIORDANO R. (1972). – Affrontement hercynien de deux domaines de la paléogéographie cambrienne (Mancellia et Normania méridionale) dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (Sarthe). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, pp. 142-143.
- DORÉ F., LE GALL J. (1971). – Découverte du "Poudingue de Voutré" et de tuffites à pisolithes volcaniques dans le Cambrien du massif d'Assé-le-Boisne (Sarthe). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, p. 352-353.
- DORÉ F., GIORDANO R., LE GALL J. (1972). – Misc au point sur la position stratigraphique des volcanites cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. linnéenne Normandie*, **103**, pp. 29-45.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., CHALOT-PRAT F. (1977). – Carte géologique de La Ferté-Macé à 1/50 000 (1^{re} édit.). Service géologique national, BRGM, Orléans.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986). – Carte géologique de Villaines-la-Juhel à 1/50 000 (1^{re} édit.). Service géologique national, BRGM, Orléans.
- DORÉ F., LE GALL J., KUNTZ G. (1981). – Carte géologique d'Alençon à 1/50 000 (1^{re} édit.). Service géologique national, BRGM, Orléans.
- DRUITT T.H., SPARKS R.S.J. (1985). – On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, **310**, pp. 679-681.
- FISHER R.V., SCHMINCKE H. (1984). – Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- GIORDANO R. (1974). – Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) ; Stratigraphie et structure. Thèse doctorat 3^e cycle, Caen, 94 p.
- GRESSELIN F. (1990). – Evolution varisque du Massif armoricain oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse Sciences, Caen, 335 p.
- HEIKEN G.H. (1972). – Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, pp. 1961-1988.
- JONIN M. (1981). – Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse d'Etat, Sciences, Brest, 319 p.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984). – Carte géologique de Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000. (1^{re} édit.). Service géologique national, B.R.G.M., Orléans.
- KOKELAAR B.P., BUSBY C. (1992). – Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, **257**, pp. 196-201.
- LE GALL J. (1971). – Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **273**, pp. 1563-1566.
- LE GALL J. (1976). – Les manifestations volcaniques acides dans le Cambrien des Coëvrons occidentaux (E du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **8**, 1-2, pp. 65-74.
- LE GALL J. (1978). – Les pyroclastites acides du Cambrien de la Charnie (E du Massif armoricain) : Pétrographie ; encadrement lithostratigraphique. *Bull. Soc. linnéenne Normandie*, **106**, pp. 27-34.
- LE GALL J. (1981). – Mise en place de la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume (Sarthe) dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **13**, 2, pp. 9-14.
- LE GALL J. (1993). – Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse d'Etat, Sciences, Caen. Mémoires Géosciences Rennes, 52, 370 p.
- LE GALL J., CABANIS B. (1985). – Caractères minéralogiques et géochimiques des ignimbrites et des laves cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Hercynica*, Rennes, **I**, 2, pp. 99-109.
- LE GALL J., DUGUÉ O., LAUTRIDOU J.-P. (1994). – Carte géologique de Sillé-le-Guillaume à 1/50 000. (1^{re} édit.). Service géologique national, BRGM, Orléans, sous presse.
- LE GALL J., DORÉ F., GIORDANO R., POTTIER Y. (1975). – Position stratigraphique et cadre tectono-sédimentaire des manifestations volcaniques cambriennes dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **17**, pp. 1101-1109.
- LIPMAN P.W. (1984). – The roots of ash-flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Research*, **89**, pp. 8801-8841.
- MC PHIE J. (1983). – Outflow ignimbrite sheets from late Carboniferous calderas, Currabubula Formation, New South Wales, Australia. *Geological Magazine*, **120**, pp. 487-503.
- MÉNILLETT F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOUT M., PELLERIN J. (1987). – Carte géologique d'Argentan à 1/50 000 (1^{re} édit.). Service géologique national, BRGM, Orléans.
- POTTIER Y. (1974). – Stratigraphie et structure du Paléozoïque entre Alençon et Fresnay-sur-Sarthe (Est du Massif armoricain). Thèse doctorat 3^e cycle, Caen, 57 p.
- ROOBOL M.-J. (1976). – Post-eruptive mechanical sorting of pyroclastic material. – an example from Jamaica. *Geological Magazine*, **113**, pp. 429-440.
- SELF S. (1983). – Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geothermal Research*, **17**, pp. 433-469.
- SELF S., SPARKS R.S.J. (1978). – Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanology*, **41**, pp. 196-212.
- SPARKS R.S.J. (1975). – Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini volcano, Central Italy. *Geol. Rundschau*, **64**, pp. 497-523.
- SPARKS R.S.J., WILSON L. (1976). – A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London*, **132**, pp. 441-451.
- WILSON C.J.N. (1980). – The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *J. Volcanol. Geothermal Research*, **8**, pp. 231-249.
- WILSON C.J.N. (1984). – The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: 2: experimental results and their interpretation. *J. Volcanol. Geothermal Research*, **20**, pp. 55-84.
- WOHLETZ K.H. (1983). – Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation : grain-size, scanning electron-microscopy, and experimental studies. *J. Volcanol. and Geothermal Research*, **17**, pp. 31-63.