Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain).

Jean Le Gall

▶ **To cite this version:**

Jean Le Gall. Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricain).. Minéralogie. Université de Caen, 1993. Français. NNT : . tel-00655933

HAL Id: tel-00655933
https://theses.hal.science/tel-00655933

Submitted on 3 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

03 FEV. 1994
BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITÉ DE RENNES

J. LE GALL

ISSN 1240-1498
ISBN 2-905532-51-3

pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne

RECONSTITUTION DES DYNAMISMES ERUPTIFS D'UNE PROVINCE PALEOVOLCANIQUE: L'EXEMPLE DU GRABEN CAMBRIEN DU MAINE (EST DU MASSIF ARMORICAIN)

MEMOIRES

1993

Géosciences Rennes

n° 52

Clare'a

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

UNIVERSITE DE RENNES 1 ★ INSTITUT DE GEOLOGIE ★ BIBLIOTHEQUE

6819 Bibliothèque d'Université

INSTITUT de GEOLOGIE de RENNES

n° 52

Jean LE GALL

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 de Doctorat d'Etat en Sciences
soutenue à l'Université de CAEN
"Laboratoire de Géodynamique"
le 8 Juillet 1993

GÉOSCIENCES - RENNES
LP CNRS n°4661
UNIVERSITÉ DE RENNES I
CAMPUS DE BEAULIEU
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)

1993

6819

Jean LE GALL

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 de Doctorat de l'Université de CAEN
soutenue le 8 Juillet 1993

GEOSCIENCES - RENNES
UP CNRS n°4661
UNIVERSITÉ DE RENNES I
CAMPUS DE BEAULIEU
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)

1993

UNIVERSITÉ DE RENNES
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-51-3

1993

GEOSCIENCES RENNES
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)

Jean LE GALL

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.

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 52, 370 p.

Que toutes les personnes qui, par leur soutien scientifique, matériel ou moral, ont contribué à la réalisation de ce travail trouvent ici l'expression de ma plus profonde gratitude.

Messieurs Doré, Chauvel, Maury, Auvray et Juignet ont accepté de juger ce mémoire, je les en remercie sincérement.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

PREMIÈRE PARTIE: LES COMPLEXES VOLCANIQUES CAMBRIENS DES UNITÉS PALÉOZOÏQUES DE L'EST DU MASSIF ARMORICAIN : ANALYSE LITHOLOGIQUE ET RECONSTITUTION DES DYNAMISMES ÉRUPTIFS

Chapitre I : Les manifestations volcaniques cambriennes du synclinal des Coëvrons
- A.- Introduction
- B.- Le complexe volcanique de Vimarcé
- C.- La crise volcanique à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne
- D.- La Formation des Pyroclastites de Voutré : la crise volcanique paroxysmale du synclinal des Coëvrons
- E.- La rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume : des dômes acides, contemporains de la sédimentation des Psammites de Sillé

Chapitre II : La Formation des Pyroclastites de Voutré dans le Cambrien de la Charnie

Chapitre III : Les complexes volcaniques cambriens de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail
- A.- Les manifestations volcaniques cambriennes du massif d'Assé-le-Boisne
- B.- Les complexes volcaniques cambriens du massif de Pail

Chapitre IV : Les complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves (massifs de Multonne et d'Ecouves)

Chapitre V : Les complexes volcaniques des massifs d'Héloup et de Perseigne, et le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris

Chapitre VI : Conclusion : les dynamismes éruptifs dans l'évolution volcano-tectonique et sédimentaire du graben du Maine

DEUXIÈME PARTIE : CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES IGNIMBRITES ET DES LAVES CAMBRIENNES DU MAINE. IMPLICATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES

- A.- Caractères minéralogiques des ignimbrites et des laves
- B.- Signature géochimique en éléments majeurs des ignimbrites et des laves
- C.- Caractérisation géochimique en éléments-traces des volcanites
- D.- Origine des laves et des ignimbrites cambriennes du Maine
- E.- Conclusion à l'étude minéralogique et géochimique des volcanites cambriennes du Maine

TROISIÈME PARTIE : INTÉGRATION DE LA PROVINCE CAMBRIENNE DU MAINE DANS L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA CHAÎNE CADOMIENNE

- A.- Modèle mobiliste de l'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain
- B.- Remarques concernant la place et l'évolution du domaine mancellien dans l'évolution géodynamique de la chaîne cadomienne
- C.- Conclusion : La province volcanique du Maine, témoin des derniers événements magmatiques et structuraux de l'histoire cadomienne

CONCLUSION GÉNÉRALE

ANNEXE : PARAGENÈSES ARGILEUSES ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL VARISQUE

Résumé

Au Cambrien (Tommotien à cambro-trémadocien), l'extrémité orientale du Massif armoricain est le siège d'une intense activité volcanique localisée dans le graben du Maine, important fossé d'effondrement comblé de plus de 3 000 mètres de sédiments marins peu profonds. Les centres éruptifs se situent à l'intérieur de trois grandes calderas (calderas d'Ecouves, de Perseigne et d'Assé-le-Boisne - Pail), bordées d'un vaste domaine externe méridional où se placent les Coëvrons et la Charnie. L'activité volcanique s'exerce au cours de plusieurs cycles (6 au total, dénommés V0 à V5), dont les éruptions, aériennes ou sous-aquatiques, se caractérisent surtout par leur très fort degré d'explosivité.

Lors des crises paroxysmales correspondant au stade de formation des calderas, sont libérées de très volumineuses nappes ignimbritiques chaudes à texture soudée, empilées sur plusieurs centaines de mètres à l'intérieur de la structure. Dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, la plus engagée dans le domaine marin, de très violents phénomènes hydroclastiques se déclenchent, parmi lesquels des éruptions phréato-pliniennes délivrant d'énormes quantités de cendres humides à pisolithes volcaniques, accompagnées de l'émission de nappes ignimbritiques ponceuses qui se propagent dans le domaine externe jusqu'à plus de 30 km de leur source. Ces coulées pyroclastiques distales non soudées ("out-flow") sont piégées 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 reconnus dans les Coëvrons et la Charnie.

Conformément au dynamisme des éruptions, les produits de l'activité volcanique sont surtout représentés par des ignimbrites et des pyroclastites acides (>90 % du volume total des volcanites) ainsi que par quelques laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques. La totalité de ces volcanites a subi d'importantes transformations minéralogiques (paragenèses de basse température) apparues soit au cours de phénomènes hydrothermaux, soit lors d'un métamorphisme régional varisque de degré anchizonal (T=300 à 400°C ; P<2 kb).

Les laves appartiennent à une suite de termes d'affinité calco-alcaline, dont les concentrations en éléments hygromagmaphiles, éléments réfractaires aux processus d'altération et de métamorphisme, possèdent des valeurs de rapports comparables à celles des laves des domaines orogéniques actuels (La/Th=2 à 7 ; Th/Ta=8 à 10). L'évolution de cette lignée andésitique obéit à des mécanismes de cristallisation fractionnée impliquant tout d'abord l'assemblage plagioclase + pyroxène + oxydes ferro-titanés (andésite à dacite), puis plagioclase + FK + amphibole + minéraux accessoires (dacite à rhyolite). L'origine présumée des andésites basaltiques, termes les plus primitifs de cette lignée, est recherchée dans la fusion partielle d'une souche mantellique dépourvue de grenat, fusion vraisemblablement déclenchée par un processus de décompression adiabatique lors de la distension cambrienne. Les ignimbrites dérivent de la fusion crustale des séries volcano-sédimentaires briovériennes, sous l'action probable de l'injection répétée des magmas andésitiques en base de croûte.

Le cadre géodynamique dans lequel s'exerce l'activité volcanique cambrienne du Maine est celui d'un fossé d'effondrement soumis à une forte extension et qui jalonne une discontinuité crustale majeure, héritée de l'histoire cadomienne (limite entre le bassin marginal mancellien et sa marge continentale méridionale). Cette activité marque la fin des manifestations magmatiques cadomiennes, caractérisées en domaine mancellien par d'intenses fusions crustales contribuant à la cratonisation du dispositif d'arcs et de bassins de la chaîne fini-précambrienne.

Mots-clés

Paléovolcanisme - Cambrien - Massif armoricain oriental - Graben du Maine - Dynamismes éruptifs - Phénomènes hydroclastiques - Caldera - Ignimbrite - Pétrogenèse des magmas - Evolution géodynamique cadomienne.

Title

Facies models and processes for ancient volcanic successions : an example from the Cambrian Maine Graben in the eastern Armorican Massif (France). Petrology and geochemistry of the andesitic and ignimbritic magmas and their implications for the Cadomian geodynamic evolution

Abstract

The Maine Graben (Eastern Armorican Massif, France) is filled up with thick Cambrian deposits including clastic and calcareous shallow-water sediments. These sediments contain interbedded volcanic layers resulting from several major volcanic events originated from large-scale calderas. Voluminous thick tabular sheets of welded ignimbrite accumulated within caldera collapse structures, whereas outflow non-welded ignimbrite are interbedded with fluvial volcanogenic conglomerates and laharic breccias. Large-scale interactions between silicic magma and water produced phreatoplinian deposits characterized by widely dispersed, fine grained ash-fall layers containing abundant accretionary lapilli horizons. With increasing distances from the eruptive vent, the near-source facies include an increasing amount of reworked pyroclastic and epiclastic volcanic debris, redeposited in a shallow marine environment.

The volcanic sequences are chiefly composed of acidic ignimbrites and pyroclastic rocks with a minor component of calc-alkaline lava flows (andesite, dacite, rhyolite). These volcanic rocks were submitted to mineralogical modifications such as development of low-temperature minerals wich took place either during syn- to late-magmatic processes or during very low-grade Hercynian regional metamorphism. The most primitive lavas (basaltic andesite) are thought to be derived from partial melting of a garnet-free peridotite This melting might result from adiabatic decompression due to the Cambrian regional extension. Ignimbrites were probably derived from the partial melting of Brioverian volcanoclastic rocks. The close association between the acidic volcanic rocks and the andesitic magmas suggests that these latter intrusions triggered crustal melting.

The repeated eruption of magmas located within the Maine Graben demonstrate the influence of a tectonically active crustal discontinuity inherited from the Cadomian orogeny. In the Mancellian area of this orogenic belt, the late Cadomian igneous events, both plutonic (Mancellian granodioritic batholith) and volcanic (Cambrian acidic ignimbrites and pyroclastic rocks) reflect the progressive cratonization of the Brioverian basin and arc systems.

Key-words

Ancient volcanic succession - Cambrian - Eastern Armorican Massif - France - Facies models and processes - Caldera - Hydroclastic eruptions - Ignimbrite - Magmas petrogenesis - Cadomian geodynamic evolution.

PLANCHE HORS-TEXTE

Vue générale de la carrière de la Kabylie à Voutré (synclinal des Coëvrons) (*cf.* fig. 20)

Coulées pyroclastiques distales et décharges conglomératiques (carrière de la Massottrie ; Voutré) (*cf.* fig. 35)

Vue générale de la carrière de la Kabylie à Voutré (synclinal des Coëvrons) (cf. fig. 20)

Coulées pyroclastiques distales et décharges conglomératiques
(carrière de la Masottrie ; Voutré) (cf. fig. 35)

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les formations cambriennes du Massif armoricain, discordantes sur le socle cadomien, ne sont représentées qu'à l'Est et au Nord-Est (Normandie et Maine), ainsi qu'à moindre mesure au Sud (Vendée) (fig. 1). Partout ailleurs, et principalement en Bretagne centrale, les premiers dépôts paléozoïques transgressifs sont attribués à l'Ordovicien inférieur, par référence à l'âge des niveaux volcanogènes interstratifiés dans les Séries Rouges Initiales (Bonjour *et al.*, 1988).

Du Cotentin au Maine, l'aire de sédimentation envahie par la transgression du Cambrien se localise dans **trois bassins** (Normania septentrionale, centrale, et méridionale) délimités par **deux reliefs** majeurs hérités de l'histoire cadomienne (Doré, 1969 a, 1971): - au Nord, la **cordillère constantienne** recouverte uniquement par une mince couverture cambro- ordovicienne, antérieurement rapportée au détritisme calédonien des Vieux Grès Rouges; - au Sud, la **Mancellia** (Pruvost, 1949), en grande partie émergée durant toute l'histoire cambrienne. Regroupée en un, deux ou trois cycles sédimentaires marins, la succession cambrienne atteint son maximum d'épaisseur (2 à 3 000 m) dans les bassins du Nord-Cotentin (Normannia septentrionale) et surtout du Maine (Normannia méridionale). L'évolution de ces deux bassins est étoitement contrôlée par le fonctionnement de grandes **flexures** (Doré, 1992) (fig.2) : - la "flexure nord-constantienne", surtout active au Cambrien inférieur, et dont le jeu précoce s'accompagne de l'épanchement des puissantes nappes ignimbritiques de Saint-Germain-le-Gaillard ; - la "flexure sud-mancellienne" qui, durant toute la période cambrienne, est le lieu d'affaissements discontinus et cassants, aboutissant à la création d'un vaste fossé volcano-tectonique (Le Gall *et al.*, 1975): **le graben du Maine.**

Associée à l'évolution de cette structure d'effondrement, une **intense activité volcanique** se localise dans les massifs paléozoïques suivants: Ecouves, Multonne, Perseigne, Héloup, Pail, Assé-le-Boisne, Coëvrons et Charnie (fig.3). Compte-tenu des quelques informations recueillies en sondage sous la couverture du bassin de Paris, l'extension du graben du Maine, d'orientation SW-NE, peut être estimée à au moins **75 km de long** (limite septentrionale inconnue) et **50 km de large.** En dehors du massif de Multonne où les épanchements s'effectuent directement sur la pénéplaine cadomienne (Chalot-Prat, 1976), les volcanites du Maine sont partout ailleurs **interstratifiées** dans des sédiments cambriens de faible bathymétrie, détritiques ou carbonatés, et accumulés sur plus de 3000 m au maximum (Coëvrons, Charnie) (Le Gall *et al.*, 1975).

L'activité volcanique s'exerce lors de **plusieurs phases**, certaines paroxysmales, dont les produits émis, ignimbrites et pyroclastites, reflètent le dynamisme hautement **explosif.** L'importance accordée à ces volcanites acides ne doit pas minimiser le rôle joué par les laves (andésites, dacites et rhyolites) qui, bien que volumétriquement subordonnées, leur sont toujours étroitement associées, soit sous la forme de coulées et dômes, soit en fragments dans de nombreux tufs et brèches (*cf.* massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail par exemple). Sauf quelques gisements en dykes ou sills et de rares extrusions sous-marines du type rhyolite de Sillé-le-Guillaume (*cf.* volcanisme des Coëvrons), les caractéristiques des épanchements suggèrent généralement des éruptions à l'**air libre** ou sous **faible tranche d'eau** (importance des phénomènes hydroclastiques).

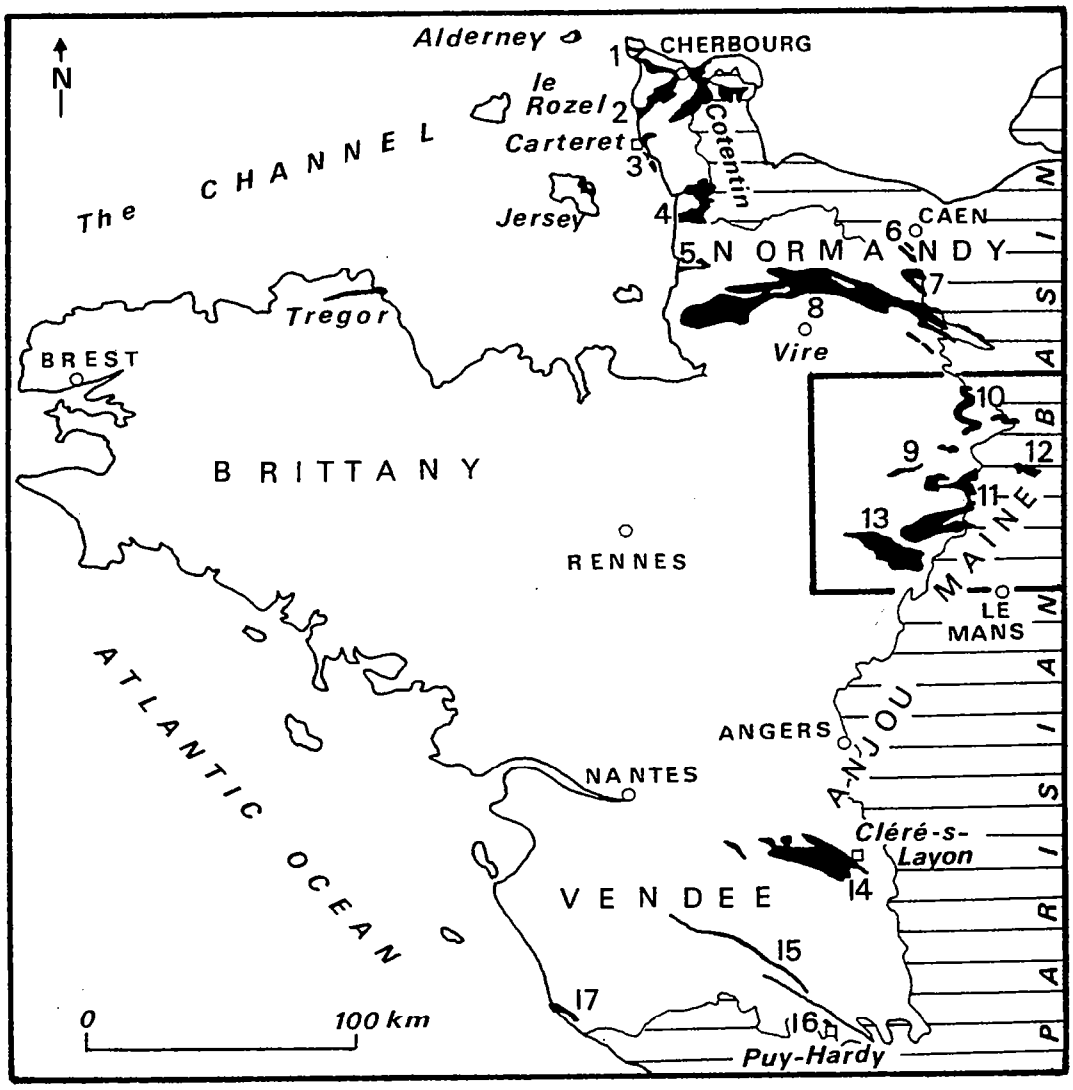


Fig. 1 : Répartition des formations cambriennes du Massif armoricain.
1: la Hague; 2: flanc sud du synclinal de Siouville; 3: secteur de Carteret; 4: bassin de Lessay; 5: synclinal de Montmartin; 6: synclinal de May; 7: synclinal d'Urville; 8: synclinal de la Zone bocaine; 9: synclinal de Pail; 10: massif d'Ecouves; 11: Alpes mancelles; 12: massif de Perseigne; 13: synclinaux des Coëvrons et de la Charnie; 14: synclinal de Cholet; 15: synclinorium de Chantonnay; 16: écaille de Puy-Hardy; 17: séries des Sables d'Olonne et de Sauveterre. (d'après Doré, 1992).
La zone entourée correspond au secteur étudié (*cf.* fig. 3).

Les complexes volcaniques cambriens du Maine, présentés succintement ci-dessus, constituent le thème d'étude du présent mémoire, décomposé en **deux grandes parties** :

- la première consacrée à leur **analyse cartographique et pétrographique** dans le but de reconstituer les **dynamismes éruptifs** et de les insérer dans un **cadre volcano-tectonique**. Cette analyse débouche sur la mise en évidence de trois grandes structures de type **caldera**, centrées sur les massifs d'Ecouves, d'Assé-le-Boisne - Pail, et enfin de Perseigne ;

- la seconde s'attachant à l'**analyse minéralogique et géochimique** des volcanites (plus spécifiquement ignimbrites et laves) afin de cerner l'**affinité** de ce magmatisme et d'en tirer des **implications pétrogénétiques.**

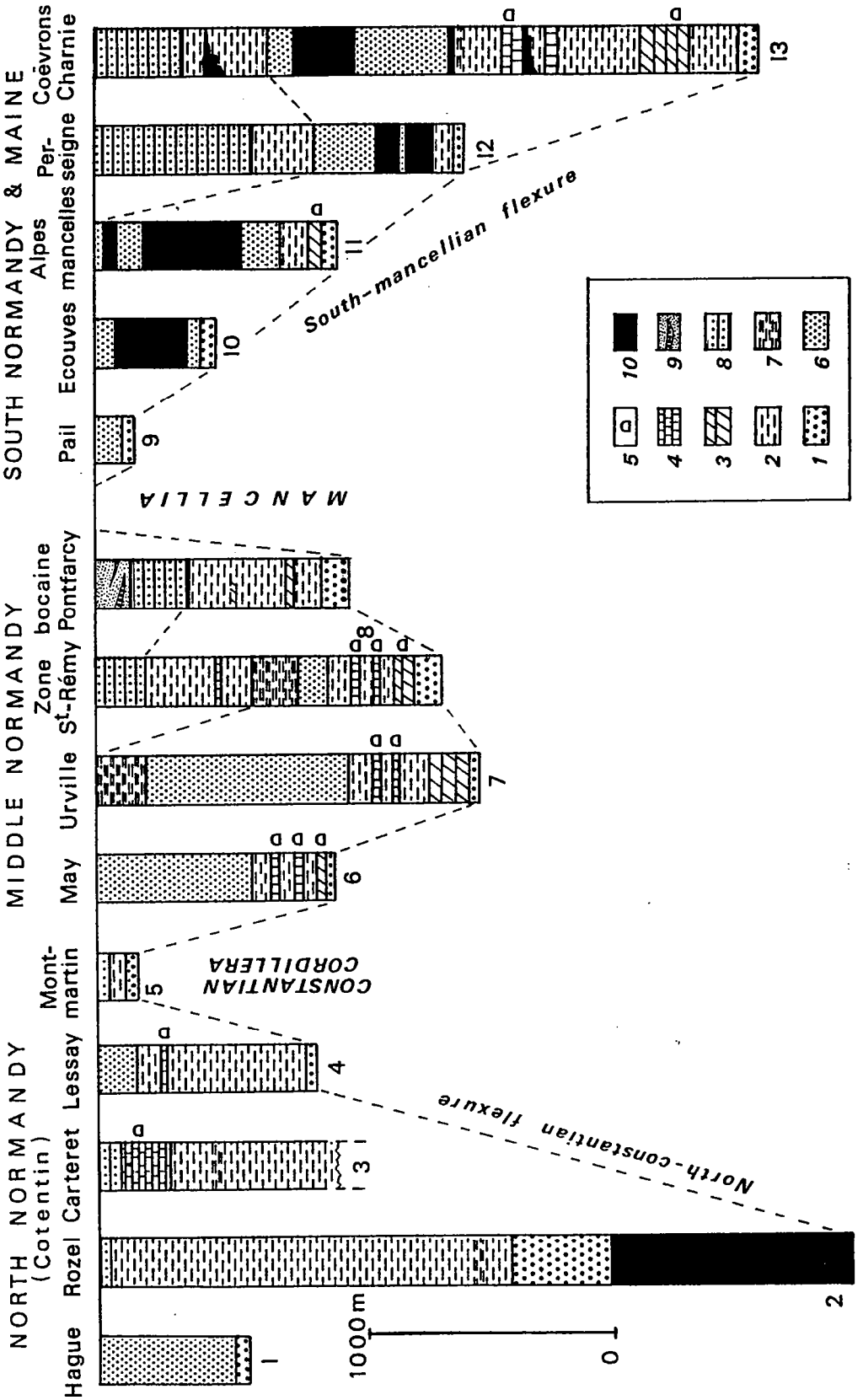


Fig. 2 : Successions lithostratigraphiques des formations cambriennes (*sensu lato*) du Nord-Est du Massif armoricain. Les numéros renvoient à leur emplacement sur la Fig. 1.
Encart: 1: conglomérat et arkose violacés; 2: fines alternances de siltites vertes et de grès; 3: calcaires magnésiens ou dolomies; 4: calcaires gréseux ou oolithiques intercalés dans des siltites; 5: stromatolites ou mattes algaires; 6: grès feldspathiques; 7: fines alternances de siltites violacées et de grès; 8: grès rouges et siltites; 9: grès arkosiques à grain fin avec lentilles d'arkoses grossières; 10: rhyolite, ignimbrite, pyroclastites avec quelques laves andésitiques (d'après Doré, 1992).

La **conclusion** de cette étude porte sur l'**intégration de la province cambrienne du Maine dans l'évolution géodynamique cadomienne** et sur les problèmes soulevés par la **signification de ce volcanisme post-orogénique dans l'histoire de cette chaîne.** Mais avant de passer à l'étude proprement dite des complexes volcaniques, deux mises au point s'imposent, l'une ayant trait à l'**âge des manifestations volcaniques**, l'autre concernant les problèmes de **nomenclature et de classification** des roches volcaniques.

I - Problème de l'âge des manifestations volcaniques

A l'exception du massif de Multonne, toutes les volcanites du Maine sont **interstratifiées** à un ou plusieurs niveaux d'une couverture sédimentaire d'épaisseur très variable (0 à 3000 m) qui, d'une part, repose en discordance sur le socle cadomien (turbidites du Briovérien supérieur injectées de plutons granodioritiques) et qui, d'autre part, est recouverte en concordance, après une lacune de sédimentation, par les dépôts transgressifs arénacés de la Formation du Grès armoricain. L'absence de faune caractéristique dans cette couverture sédimentaire a conduit à définir son altitude stratigraphique (Cambrien au sens large) par référence à l'âge du substratum et à celui de la Formation du Grès armoricain :

- la période d'injection des granodiorites tardi-cadomiennes de la Mancellia est actuellement fixée à 540 ± 10 Ma (U/Pb sur les monazites du massif de Vire ; Pasteels et Doré, 1982) ou à 551 ± 28 Ma (Rb/Sr en isochrone de roches totales prélevées sur plusieurs massifs mancelliens ; Graviou *et al.*, 1988) ;
- la présence, dans les Coëvrons, d'un gisement de trilobites au toit de la Formation du Grès armoricain (Dangeard, 1921) avait permis de rapporter son sommet à l'Arénig supérieur (Henry, 1971), mais, compte-tenu des études régionales réalisées sur les assemblages de Chitinozoaires (Paris, 1981), un âge Arénig moyen peut être avancé pour l'ensemble de la formation.

Ainsi, sur ces bases, l'âge de la couverture sédimentaire cambrienne hébergeant les volcanites s'échelonne en toute rigueur du **Cambrien inférieur le plus bas à l'Arénig inférieur.** Quelques données anciennes et nouvelles, d'ordre à la fois paléontologique et radiométrique, fournissent des précisions utiles sur l'âge des sédiments "cambriens" et des volcanites associées.

* *données paléontologiques*

Dans le synclinal des Coëvrons, les toutes premières manifestations volcaniques (complexe de Vimarcé) sont synchrones du dépôt de calcaires bleus, appartenant à la Formation des Schistes et calcaires, formation qui recèle des restes algaires et des organismes tubulaires énigmatiques (Doré, 1969; Le Gall *et al.*, 1992). Même si, en dépit de nombreuses recherches par des procédés de décalcification, aucune faune à squelette n'a pu être extraite des horizons carbonatés, un âge Cambrien inférieur, voire même **Tommotien**, peut être attribué à ces niveaux par référence avec ceux de la succession cambrienne des synclinaux du Sud de Caen (Doré, 1992).

Les principales crises volcaniques sont contemporaines du dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne qui, dès sa base, renferme des Lingules (*Lingulella, Leptobolus, Dinobolus*) accompagnées d'un ichnofaciès varié (*Skolithos, Rusophycus, Gyrichnites*) malheureusement dépourvu de réelle signification stratigraphique.

Enfin, les dernières expressions du volcanisme s'expriment par l'injection de dômes rhyolitiques (rhyolite de Sillé dans le synclinal des Coëvrons) dont les venues les plus récentes se mettent en place au sommet de la Formation des Psammites de Sillé. Cette formation qui contient des lingules rapportées à deux types (*Tomasina criei* et *Paleoglossa crumena*) est

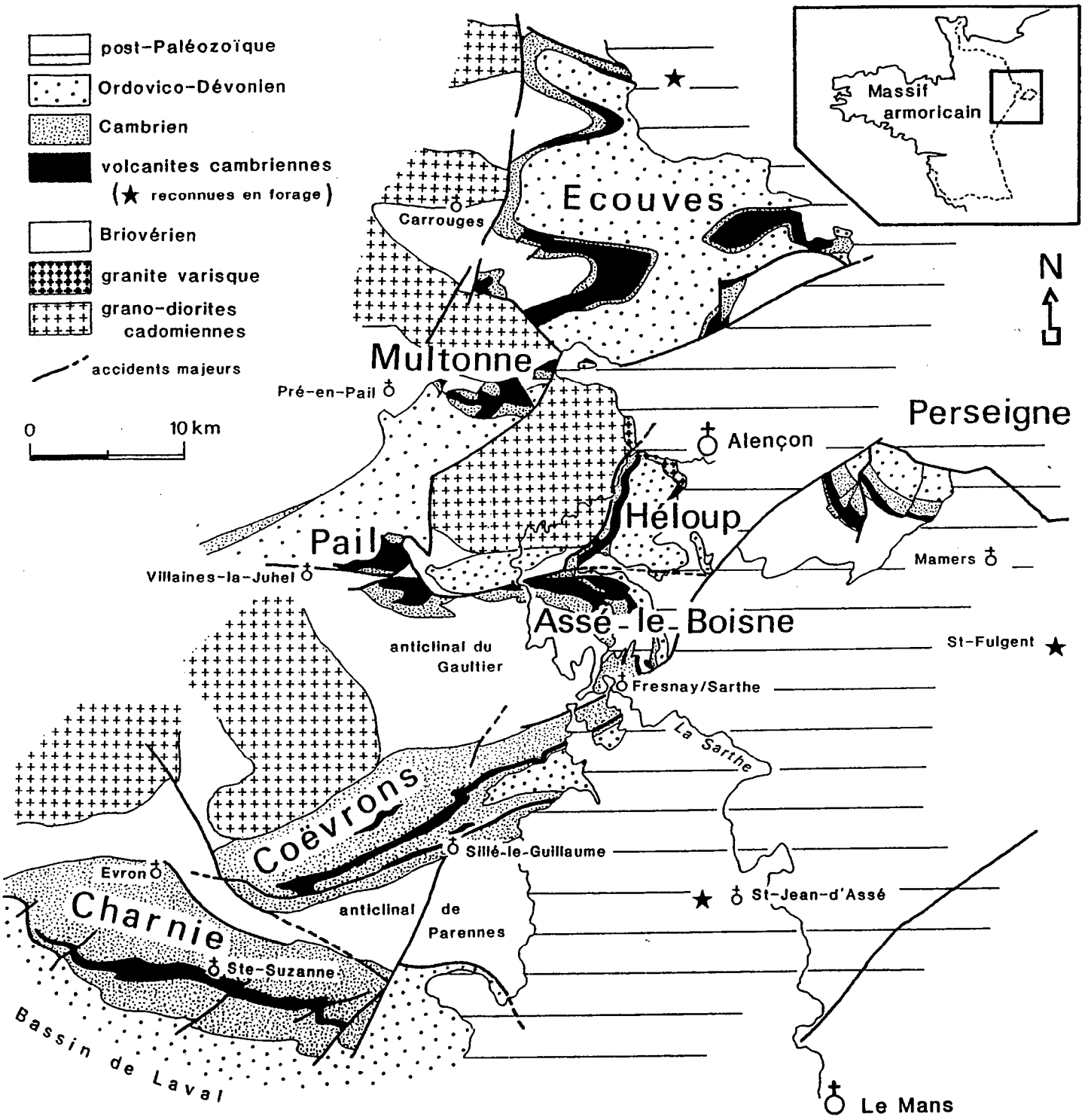


Fig.3 : Extension des volcanites cambriennes dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif armoricain.

recouverte par la Formation des Grès de Blandouët dont la faune (lingules) et surtout l'ichnofaciès (*Cruziana, Didymaulichnus, Daedalus halli, Skolithos*) présentent de réelles **affinités ordoviciennes** (Doré, 1969 a). Dans cette perspective, la lacune sédimentaire entre le sommet de la succession "cambrienne" et la Formation du Grès armoricain devrait être de courte durée (Doré, 1992).

* *données radiométriques*

Les premières datations entreprises sur les volcanites acides (méthode Rb/Sr en roche totale ; Vidal, 1980) n'ont abouti qu'à la définition d'une "erreurchrone" à 400 Ma, sans signification stratigraphique. D'autres tentatives plus récentes (laboratoire de géochronologie de l'Université de Rennes), selon une méthode identique, confirment que ces volcanites ont évolué **en dehors d'un système clos** en subissant des pertes de Sr radiogénique au cours des transformations minérales syn à post-magmatiques. A défaut de datation directe des volcanites par la méthode U/Pb sur zircon, signalons que la Formation du Grès armoricain de la carrière de Villedieu-les-Bailleul (Est de la Zone bocaine) renferme une population de zircons, non usés et clairs, datée à 510 ± 30 Ma, dont la source, locale, est sans doute à rechercher dans le démantèlement des complexes volcaniques du Maine (Noblet, 1984).

En conclusion, et malgré les maigres données à notre disposition, il se confirme que **l'activité volcanique de la province du Maine débute au Cambrien inférieur (Tommotien) et se poursuit jusqu'à la période pré-Arénig moyen**, soit dans une fourchette de temps compris entre 540 ± 10 Ma, âge de l'intrusion des granodiorites mancelliennes et 465 Ma, âge limite inférieure de la Formation du Grès armoricain (Bonjour et Odin, 1989).

* *comparaison avec l'âge des volcanismes de la limite Protérozoïque-Paléozoïque du Massif armoricain*

Au **Nord du Massif armoricain**, une activité volcanique de nature essentiellement ignimbritique s'exprime le long d'un axe SW-NE reliant le Trégor à l'Ouest, au Nord-Cotentin à l'Est. Dans ce dernier secteur, les ignimbrites de Saint-Germain-le-Gaillard, datées à 531 ± 20 Ma (Pb/Pb sur monozircon ; Guerrot *et al.*, 1992), reposent en discordance sur un socle cadomien dioritique. Elles sont remaniées dans les conglomérats de la base de la couverture cambrienne, eux-mêmes recouverts par la Formation du Rozel attribuée au Tommotien (Doré, 1992). Cette activité, plus précoce que celle paroxysmale affectant le graben du Maine, pourrait cependant être synchrone de la toute première crise volcanique enregistrée dans le synclinal des Coëvrons (complexe de Vimarcé).

Dans le **domaine centre-armoricain**, les séries rouges initiales, analogues à beaucoup d'égards aux sédiments à cachet régressif de la Formation des Grès de Blandouët, contiennent des niveaux volcanogènes qui, dans la presqu'île de Crozon (Finistère), sont rapportés à l'Arénig, probablement inférieur (datation U/Pb sur zircon à 465 ± 1 Ma ou 465 ± 27 Ma, Bonjour *et al.*, 1988 ; Bonjour et Odin, 1989). En Bretagne centrale (région de Réminiac), les volcanites interstratifiées dans les séries rouges ont fourni un âge peu précis de 486 ± 28 Ma, tandis que trois filons acides recoupant le Briovérien étaient datés autour de 470 Ma (Pb/Pb sur monozircon ; Guerrot *et al.*, 1992). Ces manifestations volcaniques de Bretagne centrale se relient probablement aux ultimes venues rhyolitiques du synclinal des Coëvrons (rhyolite de Sillé-le-Guillaume). Elles pourraient même, en toute rigueur, être synchrones des crises paroxysmales contemporaines de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Dans cette hypothèse, entre cette formation et celle sous-jacente des Schistes et calcaires, se place une importante lacune qui correspondrait, en Bretagne centrale, à la période d'émersion séparant le dépôt du Briovérien de celui des séries rouges initiales.

II - Nomenclature et classification des roches volcaniques

L'analyse des complexes volcaniques cambriens du Maine représente la part importante de ce mémoire, et, à ce titre, justifie de définir préalablement le sens des termes employés pour désigner les divers dépôts qui constituent ces complexes : laves, volcanoclastites et ignimbrites.

1.- Terminologie des laves

Les laves qui composent tout ou partie des complexes volcaniques précambriens et paléozoïques de l'Est du Massif armoricain, ont été, à l'origine, souvent baptisées spilites ou kératophyres, conformément à l'usage de l'époque pour désigner les roches paléovolcaniques de composition "basique" ou "acide" (*cf.* Amstutz, 1974 ; Rocci, 1978). Ainsi, les volcanites cambriennes du Maine ont toutes été considérées comme des kératophyres et même des quartz-kératophyres (Boyer, 1967, 1974) bien que des travaux, certes anciens et ponctuels, signalaient des andésites et des dacites contenant des restes totalement pseudomorphosés d'amphibole et pyroxène (Barrois et Pruvost, 1931 ; Berthois, 1939). De même, les tholéiites d'arc briovériennes de la région de Coutances (série de Montsurvent) ont été décrites en utilisant, en partie, cette terminologie de "série spilite-kératophyre" (Dupret *et al.*, 1985 a).

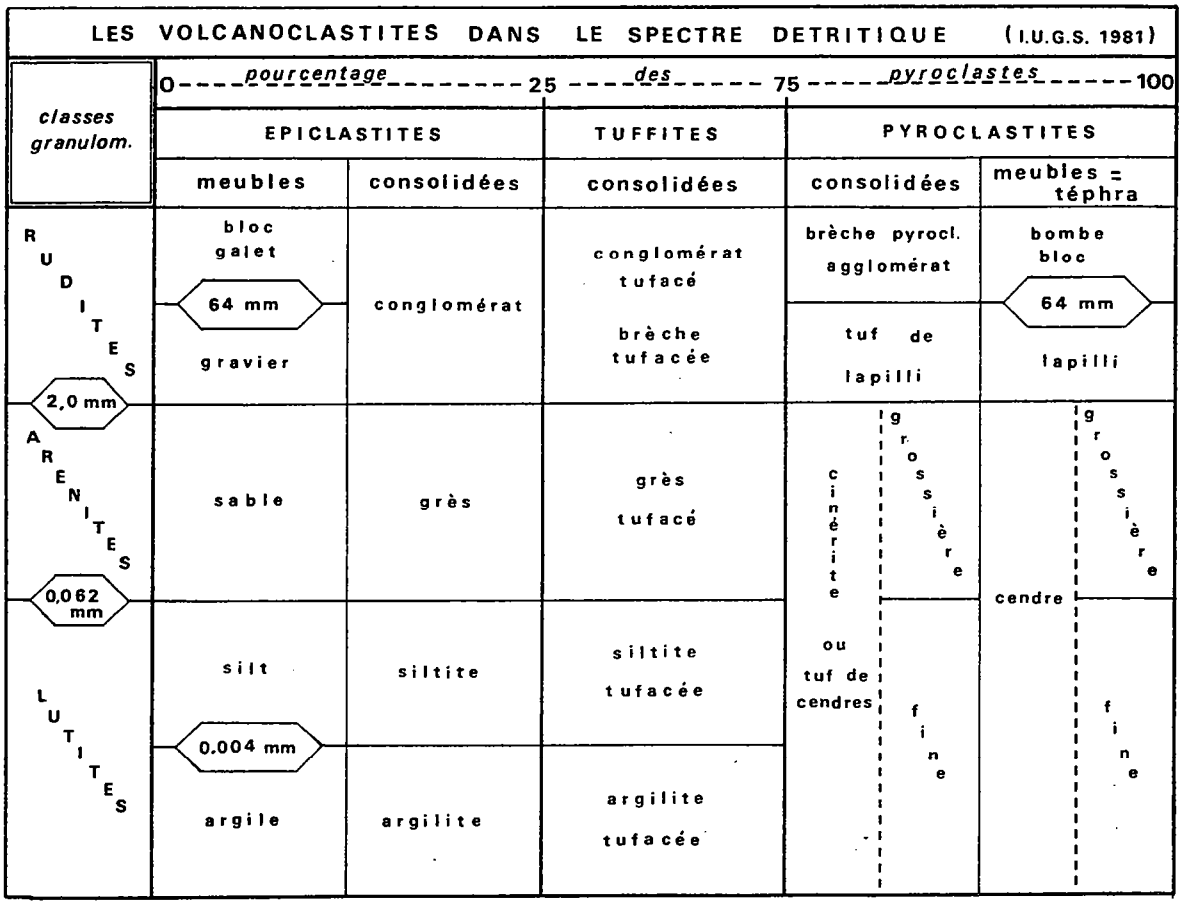
Or, les travaux récents ont montré, qu'en dépit de leurs transformations chimico-minéralogiques acquises essentiellement lors d'un métamorphisme régional (*cf.* annexe), les laves pouvaient être qualifiées de manière plus précise en utilisant les classifications adaptées aux séries volcaniques actuelles, moyennant cependant quelques précautions. L'exemple type est celui des laves cambriennes du Maine qui se confondent réellement avec d'anciennes andésites, dacites et rhyolites appartenant à une **série calco-alcaline** (Le Gall et Cabanis, 1985 ;*cf.* 2ème partie). Suivant cette règle, les laves seront dénommées en priorité d'après leur composition chimique, une fois leur affinité clairement établie.

Compte-tenu de leur teneur en SiO_2, recalculée sans les fluides, les principales coupures adoptées sont celles préconisées par Taylor (1969) : roches basiques (< 53 % SiO_2) ; roches intermédiaires (53 à 63 % SiO_2) ; roches acides (> 63 % SiO_2). Parmi les roches intermédiaires, figurent les andésites, scindées elles-mêmes en deux groupes : les andésites basiques (53 à 57 % SiO_2) et les andésites acides (57 à 63 % SiO_2) (Gill, 1981). Les roches acides regroupent les dacites (63 à 68 % SiO_2), les rhyodacites (68 à 70 % SiO_2) et les rhyolites (> 70 % SiO_2).

2.- Classification et nomenclature des roches volcanoclastiques

S'adressant à des successions volcaniques anciennes, il est préférable d'utiliser une classification et une nomenclature fondées sur des **critères purement lithologiques**, avant tout granulométriques, plutôt que de recourir à des classifications génétiques mieux adaptées pour caractériser les séries volcaniques récentes ou actuelles (Cas et Wright, 1987). Suivant ce principe, la terminologie des roches volcanoclastiques employée dans ce travail sera conforme, dans la mesure du possible, à celle élaborée par Fisher (1961, 1966 a), Fisher et Schmincke (1984), Parsons (1969) et recommandée par l'I.U.G.S. (Schmid, 1981) (tabl. 1). Avant de donner la signification des principaux termes utilisés, signalons que ce problème de terminologie des volcanoclastites a déjà été abordé dans un travail précédent (Chalot-Prat et Le Gall, 1978), travail auquel quelques retouches seront apportées ici.

Le terme de **volcanoclastite** s'applique à une roche composée de fragments volcaniques formés et dispersés selon n'importe quels processus de fragmentation et de transport, déposés dans n'importe quel milieu, et pouvant être mélangés en proportion quelconque avec des éléments non volcaniques (Fisher, 1961).



Tabl. 1 : Classification des volcanoclastites selon les recommandations de l'I.U.G.S. (Schmid, 1981)

Une **pyroclastite** ou roche pyroclastique désigne une roche composée de fragments (= pyroclastes ; Schmid, 1981) issus d'un processus de fragmentation volcanique **direct** : détente des gaz et éjection à partir d'un évent. Les fragments hydroclastiques constituent une variété de pyroclastes formés lors d'explosions phréato-magmatiques (Fisher et Schmincke, 1984). Les limites granulométriques retenues entre les différentes classes de pyroclastites meubles sont les suivantes (tabl. 1) : cendres (< 2 mm), lapilli (2 à 64 mm), blocs et bombes (> 64 mm). Les équivalents consolidés sont respectivement les cinérites ou tufs de cendres, les tufs de lapilli, les brèches pyroclastiques et les agglomérats. Ce dernier terme, non représenté dans les successions paléovolcaniques de l'Est du Massif armoricain, désigne des pyroclastites constituées essentiellement de bombes volcaniques soudées entre elles.

Les **dépôts épiclastiques** sont composés de fragments, ou épiclastes, produits par la désagrégation mécanique d'ensembles volcaniques lithifiés, et qui peuvent être mélangés avec des fragments non volcaniques.

Le terme de **tuffite** correspond à une roche clastique consolidée issue d'un mélange entre épiclastes et pyroclastes, ces derniers entrant dans une proportion de 25 à 75 % (tabl. 1). La terminologie des tuffites est basée sur celle des roches détritiques en y ajoutant l'adjectif tufacé.

Quelques remarques méritent d'être ajoutées à ces définitions :

- le remaniement par l'eau ou le vent d'ensembles pyroclastiques non consolidés ne transforment pas les pyroclastes en épiclastes (Fisher et Schmincke, 1984). Le terme de **pyroclastite remaniée** doit donc être utilisé en toute rigueur pour désigner des dépôts pyroclastiques **remobilisés avant leur lithification**. Cependant, s'il est encore possible de juger de l'origine pyroclastique d'un fragment dans le cas d'ensembles pyroclastiques peu retouchés, ceci devient beaucoup plus délicat lorsque le degré de remaniement s'accentue. En particulier certains fragments d'origine assurément pyroclastique, tels les vitroclastes et les ponces, sont très fragiles et subissent une destruction rapide au cours de leur transport. Ainsi, la distinction entre une tuffite et une pyroclastite remaniée demeure souvent problématique.

- le terme de **brèche volcanique**, utilisé dans un sens large, désigne toute roche constituée de fragments anguleux, d'une taille supérieure à 2 mm, dont la bréchification ou la mise en place résultent d'un processus volcanique (Parsons, 1969). Outre les brèches pyroclastiques déjà mentionnées, ces brèches rassemblent : - les **brèches autoclastiques** issues de la fragmentation d'une lave par friction mécanique ou dégazage explosif, ou encore par l'écroulement gravitaire d'un dôme ou d'une aiguille ; - les **brèches alloclastiques** qui proviennent de la fragmentation souterraine d'une roche volcanique préexistante, avec ou sans injection de magma neuf ; les **brèches épiclastiques** (*sensu* Parsons, 1969) dont l'exemple peut être pris sur certaines **brèches lahariques** (lahars froids) qui dérivent du remaniement, longtemps après l'éruption, de pyroclastites non consolidées avec participation importante d'épiclastites. En revanche, les brèches lahariques qui résultent d'une reprise immédiate après une éruption de dépôts pyroclastiques, avec participation faible ou négligeable d'épiclastites, doivent être considérées comme des **brèches pyroclastiques remaniées** (lahars chauds).

- la valeur de 2 mm, retenue par Parsons (1969) pour la taille minimum des éléments d'une brèche, ne coincide pas avec celle d'au moins 64 mm requise pour la taille moyenne des fragments d'une brèche pyroclastique (Schmid, 1981). En pratique, bien souvent sur le terrain, le terme de brèche sera utilisé d'une manière purement descriptive pour désigner des roches composées de fragments volcaniques dont la taille moyenne excède 2 à 3 cm.

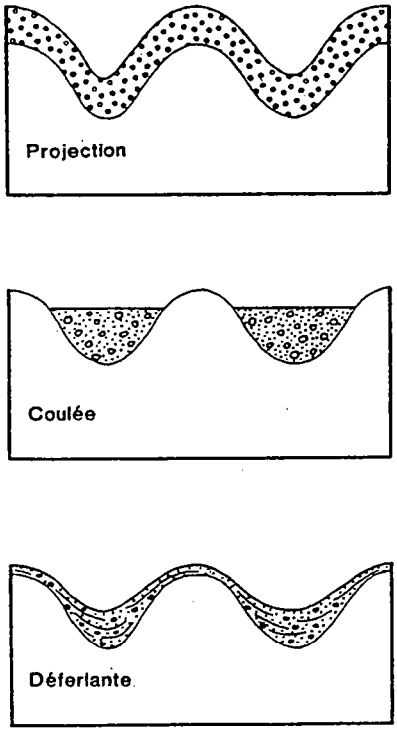


Fig.4 : Relation géométrique entre les trois grands types de dépôts pyroclastiques et une même surface topographique
(d'après Wright *et al.*, 1980)

A côté de la classification avant tout granulométrique des roches pyroclastiques utilisée ici, existent plusieurs **classifications génétiques** qui privilégient les mécanismes de genèse de ces roches et qui sont appropriées dans l'analyse des séries volcaniques **récentes et actuelles**. A titre d'exemple, selon Cas et Wright (1987), les dépôts pyroclastiques peuvent être divisés en trois grandes catégories : les projections pyroclastiques ("pyroclastic falls"), les coulées pyroclastiques ("pyroclastic flows") et les déferlantes pyroclastiques ("pyroclastic surges") (fig. 4).

- les **projections pyroclastiques** sont classées en fonction de leur granulométrie et de leur dispersion (*cf.* Walker, 1971, 1973) ou en termes de hauteur de colonne éruptive et de degré d'explosivité (Cas et Wright, 1987 ; fig. 5) ;
- les **coulées pyroclastiques** dans lesquelles entrent les ignimbrites feront l'objet d'une étude spécifique à la suite de ce paragraphe;
- les **déferlantes pyroclastiques** rassemblent les dépôts de déferlantes associés à un dynamisme phréato-magmatique (déferlante basale de type "base surge" ; Moore, 1967; Fisher et Waters, 1970 ; Waters et Fisher, 1971 ; Schmincke *et al.*, 1973 ; Sheridan et Updike, 1975...) et ceux accompagnant les coulées pyroclastiques (déferlante basale de type "ground surge" et déferlante du nuage de cendres coiffant la coulée pyroclastique, ou "ash cloud surge").

Dans les séries paléovolcaniques, cette terminologie génétique ne pourra être utilisée qu'à la suite d'une étude lithologique la plus complète possible, tant à l'échelle de l'échantillon (texture, composition, classement, forme des éléments) que de l'ensemble de l'unité volcanique (texture, épaisseur, variation géométrique, relation avec les strates encaissantes, contexte paléogéographique de mise en place). Appliqué aux séries volcaniques cambriennes du Maine, ce type d'approche, débouchant sur la **reconstitution des dynamismes volcaniques**, constitue l'un des buts de ce travail.

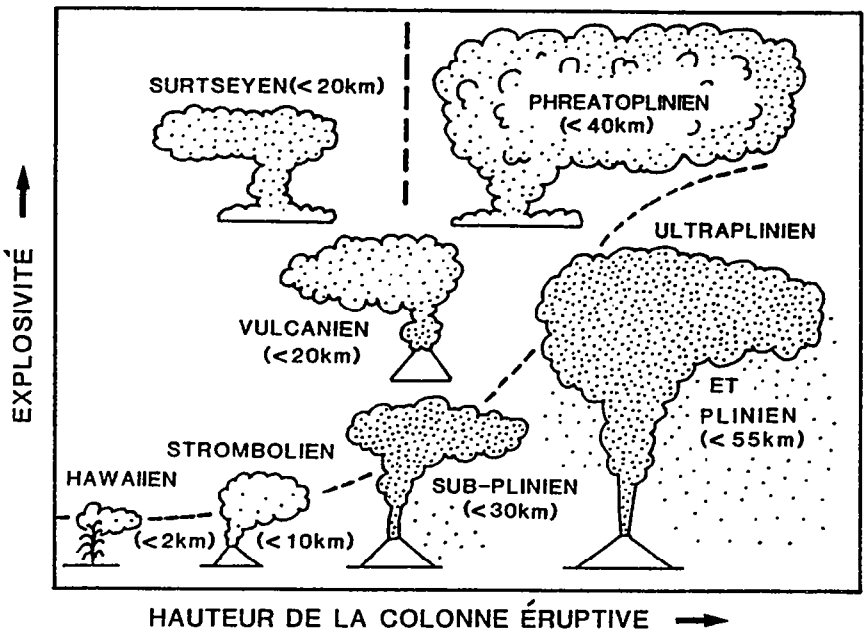


Fig.5 : Classification des éruptions pyroclastiques en fonction de la hauteur de la colonne éruptive et du degré d'explosivité
(d'après Cas et Wright, 1987).

3.- Les ignimbrites : définition, faciès, modes de genèse et de dépôt

Associées aux dépôts pyroclastiques, de volumineuses nappes ignimbritiques sont interstratifiées dans les sédiments cambriens de la province volcanique du Maine.

Le terme d'ignimbrite s'applique à des roches aux faciès variés tant par leur granulométrie, leur texture que leur composition. Il est donc nécessaire de préciser tout d'abord le sens accordé à ce terme, avant d'envisager les mécanismes de genèse et de mise en place des ignimbrites qui rendent compte de leurs principales caractéristiques lithologiques.

a/ définition

Selon Sparks *et al.* (1973), une ignimbrite est une roche volcanique composée pour l'essentiel de **fragments juvéniles vésiculés** (ponces et échardes de verre) et qui montre les textures caractéristiques d'une mise en place par un **mécanisme de type coulée pyroclastique** ("pyroclastic flow"). Le terme de **coulée pyroclastique** est réservé pour décrire le phénomène actif lui-même, celui d'**ignimbrite** pour la roche en résultant, qu'elle soit soudée ou non. Produite au cours d'une éruption, une ignimbrite se décompose habituellement en plusieurs unités superposées, appelées ici "nappes ignimbritiques".

Le terme de **nuée ardente**, créé à l'origine par Lacroix (1904, 1930), a souvent été utilisé en synonymie avec celui de coulée pyroclastique. Or, la nuée ardente déclenchée lors de l'éruption de la Montagne Pelée en Mai 1902 a été provoquée par l'autodestruction explosive d'un dôme de lave en cours de formation. L'anéantissement de la ville de Saint-Pierre est dû, non au passage de cette nuée, mais à l'activité d'un nuage turbulent de fines particules chaudes, séparé de la nuée, et se déplaçant latéralement à grande vitesse (déferlante de type "ash-cloud surge" ; Fisher *et al.*, 1980, Fisher et Heiken, 1982). Contrairement aux ignimbrites, la roche résultant d'une nuée ardente est surtout riche en **fragments juvéniles denses** de nature lavique, et non en fragments juvéniles vésiculés. Pour Wright *et al.*, (1980 ; tabl. 2) ce type de

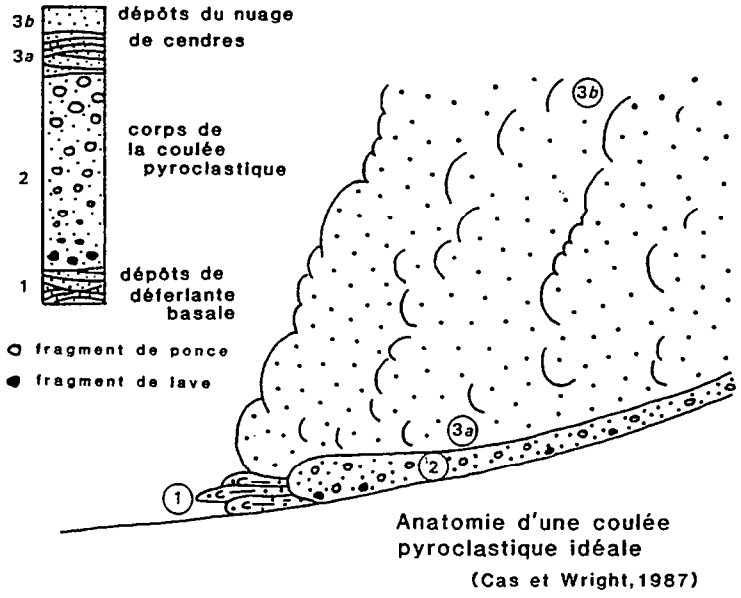


Fig.6 : Les différentes unités d'une coulée pyroclastique idéale (d'après Cas et Wright, 1987).

coulée pyroclastique produite par un dynamisme peléen prend le nom de "coulée de blocs et de cendres" ou "d'avalanche ardente" ("block and ash-flow") par opposition aux **coulées pyroclastiques ponceuses** ("pumice flow" ou "ash-flow tuff") lesquelles produisent les ignimbrites au sens strict (dynamisme katmaïen). Aucune coulée pyroclastique de type nuée ardente n'ayant été formellement reconnue dans les complexes paléovolcaniques est-armoricains, le terme de coulée pyroclastique sera utilisé en synonymie avec celui de coulée pyroclastique ponceuse pour désigner le phénomène responsable de la formation des ignimbrites.

b/ variations des faciès ignimbritiques

Si certaines ignimbrites présentent une remarquable homogénéité lithologique sur des épaisseurs parfois considérables (plusieurs centaines de mètres), d'autres se composent d'un empilement de plusieurs unités élémentaires aux caractéristiques lithologiques tranchées et qui définissent une **séquence idéale** (Sparks *et al.*, 1973, Sparks, 1976 ; Fisher, 1979...). Bien souvent certaines unités de la séquence idéale peuvent faire défaut et seule une séquence virtuelle idéale peut parfois être reconstituée (Fisher, 1979). Lorsqu'elle est complète, cette séquence comprend (fig. 6) :

- une **couche basale** ("ground surge deposit" = dépôt de la déferlante basale ; n°1, fig. 6) peu épaisse, composée de particules fines, présentant des variations brutales de granulométrie et stratifiées en faisceaux obliques à angle faible. Cette couche dérive du nuage cendreux se déplaçant à grande vitesse en avant du corps de la coulée pyroclastique proprement dite (Valentine et Fisher, 1986). Elle repose souvent sur des dépôts stratifiés d'origine plinienne, précurseurs de l'éruption ignimbritique ;

CLASSIFICATION GÉNÉTIQUE DES COULÉES PYROCLASTIQUES (Wright *et al.* 1980)

NATURE DES FRAGMENTS ESSENTIELS	MÉCANISME ÉRUPTIF	TYPE DE COULÉE PYROCLASTIQUE	DÉPOT
VÉSICULÉE ↑ Diminution de densité des clastes juvéniles ↓ NON VÉSICULÉE	Effondrement d'une colonne éruptive plinienne ou Débordement d'un magma en effervescence	Coulée ponceuse (pumice flow) Coulée de cendre (Ash-flow tuf) ; Coulée "scoriacée"	Ignimbrite (Katmaï ; Krakatao) ; Dépôt de scories et de cendres (Soufrière St Vincent)
	Effondrement d'une aiguille ou d'un dôme de lave ou Projection latérale	Nuée ardente explosive dirigée ou gravitationnelle ("avalanche ardente")	Dépôt de blocs et de cendres (Montagne Pelée ; Mérapi)

Tabl. 2 : Classification génétique des coulées pyroclastiques
(d'après Wright *et al.*, 1980)

- une couche principale représentant le **corps de l'ignimbrite** (n°2, fig.6) et qui constitue souvent plus de 90 % de l'ensemble de la séquence complète. Cette couche d'épaisseur très variable, parfois homogène et mal triée, peut présenter un double granoclassement : inverse pour les ponces et direct pour les lithoclastes (Sparks, 1976). La taille maximum de ces deux catégories de fragments diminue avec l'éloignement de la source (Fisher et Schmincke, 1984) ;

- une **couche cendreuse sommitale**, parfois décomposée en deux sous-ensembles : "ash-cloud surge deposit" ou dépôt de la déferlante du nuage de cendres (3a ; fig. 6), et "air-fall ash deposit" ou retombées du nuage de cendres (3b ; fig.6). Le dépôt de la **déferlante**, épais généralement de moins d'un mètre, est issu de la propagation turbulente de la partie inférieure du nuage de cendres coiffant l'ignimbrite. Il se compose de cendres fines, stratifiées en feuillets obliques à angle faible. Les **retombées** du nuage de cendres proviennent des particules les plus fines extraites par élutriation de la coulée pyroclastique. Ces lits de cendres renferment souvent des **pisolithes volcaniques** ("accretionary lapilli" = lapilli accrétionné) formés par l'accrétion de cendres fines humides autour d'un noyau de particules plus grossières. Les pisolithes volcaniques qui peuvent prendre naissance lors de précipitations pluvieuses à travers le nuage de cendres (Moore et Peck, 1962 ; Walker, 1981 b), se développent préférentiellement dans les colonnes éruptives chargées de vapeur d'eau, spécifiques aux **éruptions phréatomagmatiques** (Self et Sparks, 1978 ; Cas et Wright, 1987). Dans certains cas, les caractéristiques de ces pisolithes (présence ou absence de couches externes de cendres fines; taille et classement des pisolithes; composition et granulométrie des particules contenues dans le noyau vis-à-vis de celles constituant la matrice fine) permettent de déterminer le dynamisme responsable de leur formation (Schumacher et Schmincke, 1991).

Si elle apparaît indépendante du degré de soudure des éléments, la zonation verticale décrite ci-dessus est surtout bien exprimée dans le cas de nappes ignimbritiques **non soudées**. Cette séquence qui dérive d'une seule éruption ne doit pas être confondue avec une unité de refroidissement ("cooling unit" ; Smith, 1960), cette dernière résultant du refroidissement simultané de plusieurs coulées pyroclastiques chaudes, empilées rapidement les unes sur les autres lors d'une crise éruptive majeure. La base de l'unité, vite refroidie au contact du substratum, est en général non soudée, de même que son sommet mélangé à de l'air froid. Seule la moitié inférieure de l'unité de refroidissement qui correspond à la zone où les températures demeurent les plus élevées le plus longtemps, renferment des vitroclastes bien soudés entre eux (Fisher et Schmincke, 1978 ; 1984).

Les variations verticales des faciès ignimbritiques se doublent fréquemment de **variations horizontales** liées en partie aux processus de propagation des coulées pyroclastiques. Ces coulées, riches en gaz et chargées de particules chaudes, progressent à grande vitesse comme des courants de débris denses, contrôlés gravitairement (Sparks, 1976 ; Fisher et Heiken, 1982 ; Fisher et Schmincke, 1984 ; Cas et Wright, 1987). Leur écoulement laminaire se transforme parfois en écoulement turbulent par exemple au niveau de la tête de la coulée ou plus localement à l'intérieur du corps (Wilson et Walker, 1982). La variation du **degré de fluidisation** entre les différentes parties de la masse de particules explique qu'une seule coulée pyroclastique puisse être responsable de la formation de plusieurs types de faciès ignimbritiques (Wilson, 1980 ; Walker, 1983). Les faciès les plus fluidisés, issus de la tête de la coulée, sont en général non soudés et les plus concentrés en cristaux et fragments lithiques ; à l'inverse, ceux du corps et de la queue de la coulée, moins fluidisés, correspondent aux faciès les plus soudés et les plus riches en fragments de ponces (Wilson et Walker, 1982).

Une autre différence fondamentale entre les divers faciès ignimbritiques tient à leur contexte de mise en place : les coulées pyroclastiques les plus volumineuses sont pratiquement toujours piégées dans des **structures de type caldera**, résurgentes ou non (*cf.* Francis, 1984), et produisent des **nappes ignimbritiques chaudes, à texture soudée**, souvent homogènes (Cas et Wright, 1987). En revanche, les coulées s'échappant de la caldera et dénommées "out-flow sheets" ou "**out-flow**" (fig. 7) produisent des nappes qui, au fur et à

mesure de leur éloignement du bord de la caldera, sont de moins en moins épaisses et soudées (*cf.* par exemple Busby-Spera, 1984).

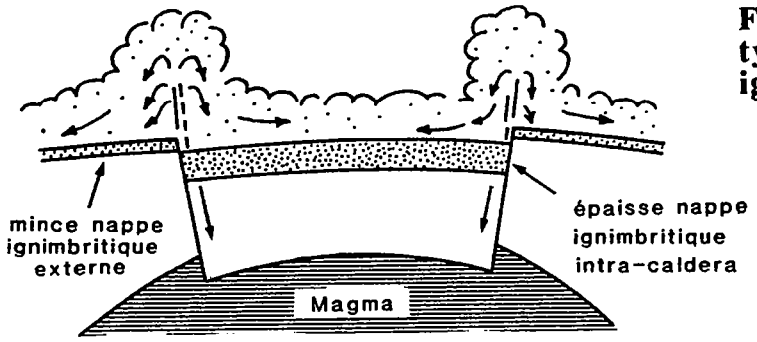


Fig.7 : Relation entre les structures de type caldera et l'épaisseur des nappes ignimbritiques
(d'après Cas et Wright, 1987).

c/ genèse des ignimbrites

La plupart des travaux et tout spécifiquement ceux d'origine anglo-saxonne, consacrés aux mécanismes de formation des coulées pyroclastiques, ont été réalisés à partir de l'analyse d'éruptions récentes ou historiques, responsables de la formation de nappes ignimbritiques de **faible volume** (< à quelques centaines de km^3). De telles éruptions se déroulent souvent selon une séquence d'activité au cours de laquelle se succèdent : une **phase plinienne** rejetant des projections ponceuses, une phase marquée par l'**expulsion de coulées pyroclastiques** et, enfin, une **phase effusive** produisant des laves (Sparks *et al.*, 1973). Cette succession s'explique par le soutirage, au sein de la chambre magmatique, de niveaux de plus en plus profonds et donc de moins en moins riches en gaz. L'enchaînement fréquent entre une éruption plinienne suivie d'une éruption ignimbritique suggère également l'existence d'un lien direct entre les deux mécanismes éruptifs, les coulées pyroclastiques paraissant dériver de l'**effondrement gravitationnel de la colonne plinienne** (Sparks et Wilson, 1976) (*cf.* fig.8). Le changement de la dynamique éruptive est contrôlé par plusieurs facteurs dont le diamètre de l'évent, la vitesse des gaz ou encore la teneur en eau du magma (Wilson, 1976 ; Sparks et Wilson, 1976 ; Sparks *et al.*, 1978). Dans leur grande majorité, les éruptions ignimbritiques précédées d'une activité plinienne mettent en place des nappes peu épaisses et généralement composées de faciès **non soudés** (Sparks et Wilson, 1976). En revanche, les éruptions ignimbritiques paroxysmales, rejetant de puissantes nappes **soudées** et souvent accumulées à l'intérieur des calderas, ne montrent pas une telle activité préliminaire (*cf.* nappes ignimbritiques du Cerro Galan en Argentine ; Francis *et al.*, 1983, 1989). Leur genèse doit donc être recherchée à travers d'autres mécanismes et parmi ceux-ci, le **débordement d'un magma relativement dense** qui se dégaze à **vitesse modérée** et qui se répand comme "du lait en ébullition s'épanche d'un récipient trop chauffé" (Lacroix, 1930) ou comme "le champagne jaillit d'une bouteille tiède débouchée brusquement" (Vincent, 1960). 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 (*cf.* Cas et Wright, 1987).

Il est important de souligner que le mécanisme de formation des ignimbrites par débordement sous basse pression d'un magma sursaturé en gaz est tout à fait compatible avec la théorie lavique de l'origine de certaines ignimbrites dites à "structure continue" (ignimbrites-laves et ignimbrites flammées *pro parte* ; Vincent, 1960, 1963). Cette théorie, reprise par Boucarut (1971) pour les ignimbrites permiennes de l'Esterel, a plus récemment été défendue par Caillat *et al.*, (1982, 1983) après l'étude des ignimbrites paléogènes d'Iran dont les nappes

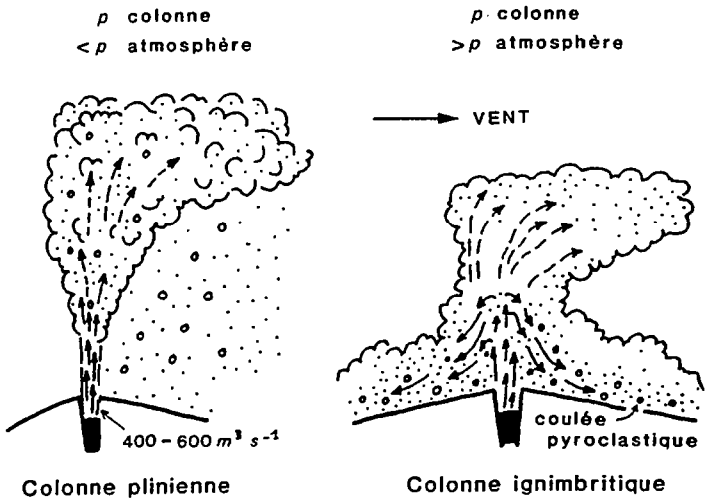


Fig.8 : Modèles de colonnes éruptives plinienne et ignimbritique (d'après Sparks et Wilson, 1976; Cas et Wright, 1987).

ont pu être suivies et analysées sur près de 15 km de longueur depuis leur lieu d'émission. Ces observations révèlent l'existence, près du centre d'émission d'un magma peu évolué (ignimbrite lave) se **vésiculant progressivement** pendant son épanchement, et responsable de la genèse de faciès ignimbritiques de plus en plus évolués (ignimbrites flammées puis ignimbrites tufacées).

Ces observations rejoignent celles réalisées sur certaines nappes ignimbritiques cambriennes du Maine (Chalot-Prat, 1976 ; Chalot-Prat et Le Gall, 1978) montrant que les faciès les moins évolués (verre acide microvésiculé ou rubané par coalescence des vésicules), issus d'une vésiculation discrète du magma en début d'effervescence, sont fréquemment cantonnés dans les conduits d'alimentation des nappes aériennes. Ces dernières, en revanche, se présentent le plus souvent sous la forme d'ignimbrites flammées à texture vitroclastique soudée, dans lesquelles les flammes représentent des fragments de magma encore vésiculé (flammes ponces). Toutes ces observations, détaillées dans les différents chapitres traitant de l'analyse des complexes volcaniques cambriens du Maine, permettront de mieux comprendre les divers mécanismes de genèse des ignimbrites et de s'interroger sur un dernier point important qui concerne le contexte aérien ou sous-aquatique de mise en place de certaines nappes.

d/ contexte aérien ou sous-aquatique de mise en place des ignimbrites

Les ignimbrites des complexes volcaniques cambriens du Maine étant interstratifiées dans des sédiments de faible bathymétrie, temporairement émergés, leur mise en place est-elle **aérienne ou sous-aquatique**? Ainsi que le soulignent Cas et Wright (1987, p. 269 et suivantes), cette question, souvent capitale dans la reconstitution des paléoenvironnements des éruptions volcaniques, demeure l'une des plus difficiles et controversées de la volcanologie. A cela s'ajoute une autre interrogation concernant la possibilité ou non, pour les ignimbrites, d'acquérir une **texture soudée dans des conditions sous-aquatiques**. Toutes ces questions résultent de la pénurie d'informations recueillies sur les coulées pyroclastiques sous-aquatiques, récentes ou actuelles, et en particulier sur les phénomènes apparus lors de l'entrée de la nappe dans l'eau et de sa progression sous l'eau. Sans envisager ici le cas d'émissions ignimbritiques déclenchées directement en milieu sous-aquatique (Fiske, 1963 ; Fiske et Matsuda, 1964 ; Niem, 1977 ; *cf.* discussion à propos des pyroclastites ponceuses des carrières de Voutré dans le synclinal des Coëvrons), les exemples de coulées pyroclastiques actuelles ou sub-actuelles, d'origine aérienne, continuant leur cheminement sous l'eau sont rares : ignimbrites de Roseau et de la Grande Savanne dans l'île de la Dominique (Carey et Sigurdsson, 1980 ; Sparks *et al.*, 1980 a ; Whitham, 1989) ; ignimbrites du Krakatoa émises

lors de l'éruption de 1883 sous forme de nappes non soudées, épaisses de 40 m, dont un large volume a continué sa progression dans la mer (Self et Rampino, 1981 ; Francis et Self, 1984). Si aucune donnée pétrographique n'existe à l'heure actuelle sur les termes sous-marins des éruptions ignimbritiques du Krakatoa, des forages et des profils sismiques, réalisés dans le bassin de Grenade, ont permis, en revanche, d'analyser les parties submergées des nappes ignimbritiques issues de l'île de la Dominique.

Ainsi, lorsque l'ignimbrite de Roseau pénètre dans la mer sur la côte ouest de la Dominique (*cf.* Whitham, 1989), elle est sous forme d'une **coulée pyroclastique chaude, non soudée**, épaisse de 25 m et riche en ponces (58 % de fragments de ponce d'un diamètre maximum de 30 cm). Près de son point d'émission, à 5 km à l'intérieur de l'île, cette nappe est constituée de **faciès soudés**, puissants de 200 m au maximum. Dans le bassin de Grenade, les carottages réalisés à une profondeur de 2 à 3000 m, ont recoupé la nappe de Roseau, épaisse ici seulement de quelques mètres, dont le lithofaciès diffère des termes aériens par : - une granulométrie plus fine (diamètre maximum des ponces : 6 cm) ; - une augmentation du pourcentage des cristaux vis-à-vis des fragments lithiques ; - enfin, l'introduction dans la nappe d'une fraction de boue hémipélagique. Le brusque refroidissement de la coulée pyroclastique chaude au contact de l'eau de mer est tenu pour responsable de ce changement de lithofaciès en provoquant la fragmentation des constituants juvéniles de la coulée (ponces, cristaux). Les processus de fragmentation et de mélange avec l'eau et les sédiments interviennent non pas lorsque la coulée entre dans la mer, mais lorsqu'elle dévale la forte pente sous-marine de l'île de la Dominique sous forme d'une **coulée gravitaire froide**, hautement concentrée.

Les conclusions de ces travaux de Whitham (1989) ne rejoignent pas celles de Sparks et collaborateurs (1980 a) qui, à partir de profils sismiques obtenus sur le trajet sous-marin des coulées pyroclastiques de Grande Savanne, situées elles aussi sur la côte ouest de la Dominique, considèrent que lorsque ces coulées sont entrées dans la mer, elles ont conservé leur **entière intégrité** jusqu'à leur point de progression extrême, situé à 13 km du rivage sous 1800 m d'eau. De plus à l'aide de calculs théoriques, ces mêmes auteurs (Sparks *et al.*, 1980 b) ont montré que, lors de son parcours sous-marin, une coulée pyroclastique demeurait assez chaude pour qu'une soudure de ses vitroclastes intervienne. Il semble même, en théorie, que les conditions sous-aquatiques soient plus favorables au phénomène de soudure à chaud que les conditions aériennes. En effet, au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente, la pression hydrostatique s'élève et entraîne l'absorption, par le verre volcanique, d'une quantité d'eau sous forme de vapeur. La diminution de viscosité du verre qui en résulte, ceci sans perte significative de chaleur, **favorise la soudure des vitroclastes**. Ainsi que le soulignent Cas et Wright (1987, p. 282), les résultats des travaux de Sparks *et al.* (*op. cit.*), pour intéressants qu'ils soient, doivent cependant être utilisés avec prudence car les coulées pyroclastiques de Grande Savanne sont surtout constituées par des dépôts de **nuées ardentes** (dépôts de blocs et de cendres ; *cf.* tabl. 2), or, si ces dépôts denses et chauds passent aisément sous l'eau en conservant leur intégrité (*cf.* nuées ardentes de la Montagne Pelée), ils ne donnent pas naissance à des faciès d'ignimbrites soudées.

Plusieurs autres exemples de coulées pyroclastiques ponceuses (ignimbrites au sens strict), anciennes ou récentes, pénétrant en milieu sous-aquatique sont décrits dans la littérature. Selon les cas, **trois types de phénomènes** apparaissent en fonction des caractéristiques de la nappe ignimbritique elle-même (température, épaisseur, degré de fluidisation...) ou du milieu aquatique dans lequel elle pénètre (lac, littoral marin de faible ou de forte pente) :

1.- **destruction de la nappe par explosion** avec genèse d'un énorme panache de cendres dont les retombées couvrent un très vaste domaine. Ce phénomène est décrit en Nouvelle-Zélande (zone de Taupo) lors de l'entrée dans une mer peu profonde d'une ignimbrite distale, non soudée, à fort degré de fluidisation et provenant d'une caldera située à 30 km à l'intérieur des terres (Walker, 1979) ;

2.- entrée, accompagnée par quelques phénomènes explosifs, de **nappes chaudes soudées et épaisses** dans un **milieu marin peu profond** (tidal à sub-tidal) dans lequel elles se propagent tout en conservant une **chaleur suffisante** pour qu'une **soudure** intervienne. La protection des nappes chaudes en milieu sous-aquatique est assurée par une "carapace" de vapeur qui les isolent d'un contact direct avec l'eau. Ces exemples, signalés dans l'Ordovicien du Pays de Galles (formation de Capel Curig : Francis et Howells 1973 ; Howells *et al.*, 1979, 1985 ; Kokelaar *et al.*, 1984 ; formation de Pitts Head Tuff : Wright et Coward, 1977 ; Reedman *et al.*, 1985) ont fait l'objet de discussion pour savoir si la profondeur du milieu marin était suffisante pour recouvrir entièrement les nappes car, pour certains auteurs tels Cas et Wright (*op. cit.*), ces nappes épaisses de plusieurs dizaines de mètres se seraient soudées en condition **sub-aérienne**. Indépendamment de ces problèmes de soudure, il est intéressant de mentionner les textures spécifiques qui se développent dans les ignimbrites chaudes au contact d'un milieu aquatique peu profond : - surface basale des nappes très irrégulières avec apparition de figures de charge causées par la liquéfaction brutale des sédiments sous-jacents gorgés d'eau (*cf.* Francis et Howells, 1973) ; - développement de gros nodules emplis de silice, d'un diamètre pouvant atteindre 40 cm, interprétés comme d'anciennes poches de gaz apparues à la base de la nappe sous-marine (*cf.* Reedman *et al.*, 1987) ; - intense déformation de la texture eutaxitique de l'ignimbrite avec création de structures diapiriques plurimétriques, liées à un dégazage explosif de la pellicule d'eau piégée sous l'ignimbrite chaude (*cf.* Wright et Coward, 1977) ;

3.- **nappes ignimbritiques non soudées, faiblement fluidisées**, qui passent sous l'eau tout en conservant l'**essentiel de leurs caractéristiques** et ce, d'autant plus facilement, que la pente est forte (contexte d'arc insulaire par exemple). Lors de leur progression dans le milieu sous-aquatique, ces nappes **denses**, plus ou moins chaudes, se mélangent avec l'eau et se refroidissent très vite pour se transformer en **coulées de débris froides** (exemple déjà cité de l'ignimbrite de Roseau à la Dominique ; Whitham, 1989 ; Dali Ash dans le Tertiaire de l'île de Rhodes ; Wright et Mutti, 1981 ; coulées pyroclastiques de la formation Tecuya dans le Tertiaire du bassin de San Joaquin en Californie ; Cole et De Celles, 1991). De telles coulées sont fréquemment soumises à des phénomènes de remaniement par l'eau, sous forme de courants de turbidité chargés de particules pyroclastiques.

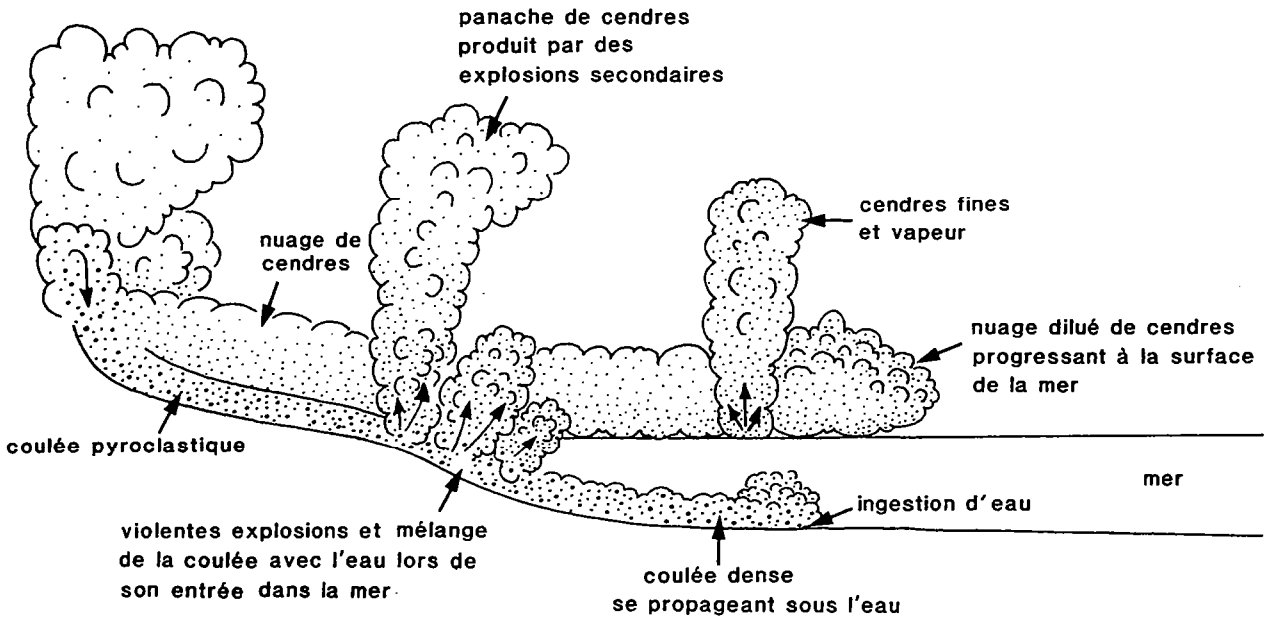


Fig.9 : Un modèle possible de pénétration d'une coulée pyroclastique aérienne dans la mer (d'après Cas et Wright, 1987).

Pour conclure avec le problème de mise en place aérienne ou sous-aquatique des ignimbrites, *quelques remarques importantes* méritent d'être formulées (*cf.* Cas et Wright, 1987 ; fig. 9) :

- à l'exception des rares exemples de nappes ignimbritiques épaisses de plusieurs centaines de mètres, interprétées comme dérivant d'éruptions au sein de calderas sous-marines (Mésozoïque inférieur de la Sierra Nevada en Californie : Busby-Spera, 1984 ; Kokelaar et Busby, 1992 ; Ordovicien du Pays de Galles : Howells *et al.*, 1986), les ignimbrites (*sensu stricto*) rencontrées en domaine sous-aquatique représentent, dans leur grande majorité, les **équivalents distaux de nappes aériennes** ;

- même si le développement d'une texture soudée est théoriquement possible en domaine sous-aquatique (*cf.* les exemples d'ignimbrites anciennes cités par Howells *et al.*, 1986 ; Reedman *et al.*, 1987 ; Schneider, 1989), cette **texture est avant tout caractéristique de nappes ignimbritiques émises en milieu aérien** ;

- sauf cas spécifique (puissantes nappes ignimbritiques, chaudes, denses, entrant dans un milieu aquatique peu profond), les ignimbrites, en pénétrant et en progressant sous l'eau, **conservent rarement leur intégrité**. La plupart du temps, elles se mélangent avec l'eau lors de phénomènes explosifs et se tranforment en **coulées de débris froides**. Les mécanismes de dilution et de lessivage s'accentuant, ces dernières se transforment à leur tour en pyroclastites remaniées et stratifiées.

première partie

Les complexes volcaniques cambriens des unités paléozoïques de l'Est du Massif armoricain : analyse lithologique et reconstitution des dynamismes éruptifs

Ch. I.- Les manifestations volcaniques cambriennes du synclinal des Coëvrons

Ch. II.- La Formation des Pyroclastites de Voutré dans le Cambrien de la Charnie

Ch. III.- Les complexes volcaniques de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail

Ch. IV.- Les complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves

Ch. V.- Les complexes volcaniques des massifs d'Héloup et de Perseigne, et le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris

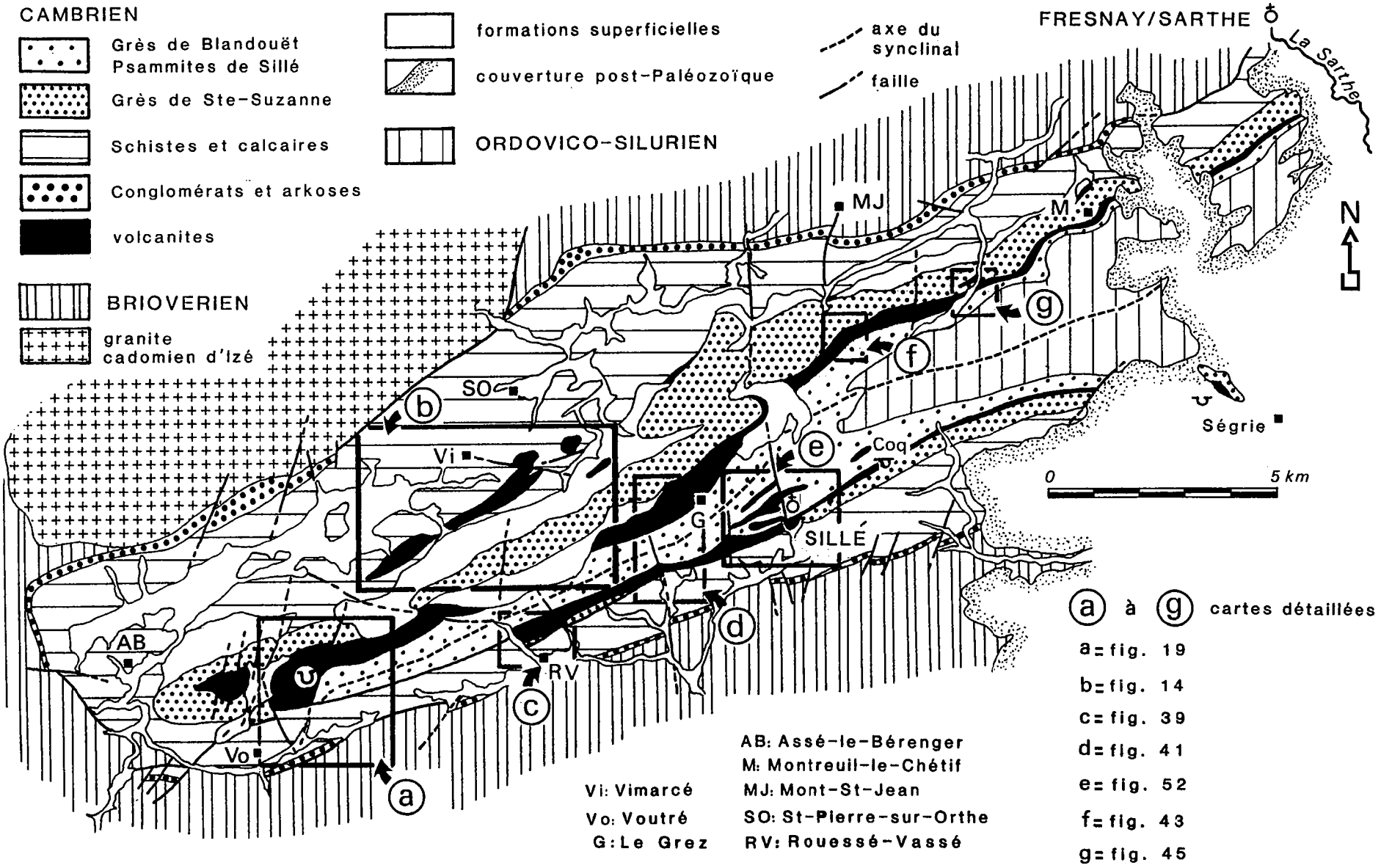


Fig. 10 : Cadre géologique simplifié du synclinal des Coëvrons avec emplacements des cartes de détail des complexes volcaniques cambriens

* le cycle sédimentaire anté-volcanique

La première formation cambrienne des Conglomérats et arkoses, discordante sur le socle cadomien, est représentée par une couverture détritique grossière, d'origine continentale, dont les épaisseurs maximales (100 m environ) sont atteintes au droit d'anciennes vallées fluviatiles. La véritable transgression marine cambrienne ne s'instaure qu'avec le dépôt de la Formation des Schistes et calcaires, puissante série d'argilites et de siltites (800 à 1500 m), scindée par deux membres carbonatés : l'un de dolomies et de calcaires dolomitiques clairs, à stromatolites (Doré, 1963, 1969 a) localisé surtout aux extrémités est et ouest du synclinal, l'autre de calcaires magnésiens bleu-foncé, parfois oolithiques, disposés en deux bandes principales. C'est entre ces faisceaux carbonatés appartenant au membre de Saint-Pierre-sur-Orthe que se rencontrent, au flanc nord-ouest du synclinal dans le secteur de Vimarcé, les témoins d'un **épisode volcanique précoce (V0)**, qualifié de **complexe de Vimarcé.**

* le cycle sédimentaire terminal

Le **second cycle sédimentaire** débute par la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, constituée pour l'essentiel d'un empilement de plusieurs centaines de mètres (350 à 400 m) de grès-quartzites gris-rosé, à grain grossier ou localement plus fin et disposés en bancs décimétriques à demi-métriques. Les figures sédimentaires (litage oblique largement exprimé; rides de vagues et probablement de tempête; structures chenalisées), les lits à fins skolithes et la présence de lingules attestent que cette formation s'est déposée en **milieu marin très littoral** (Le Gall, 1971).

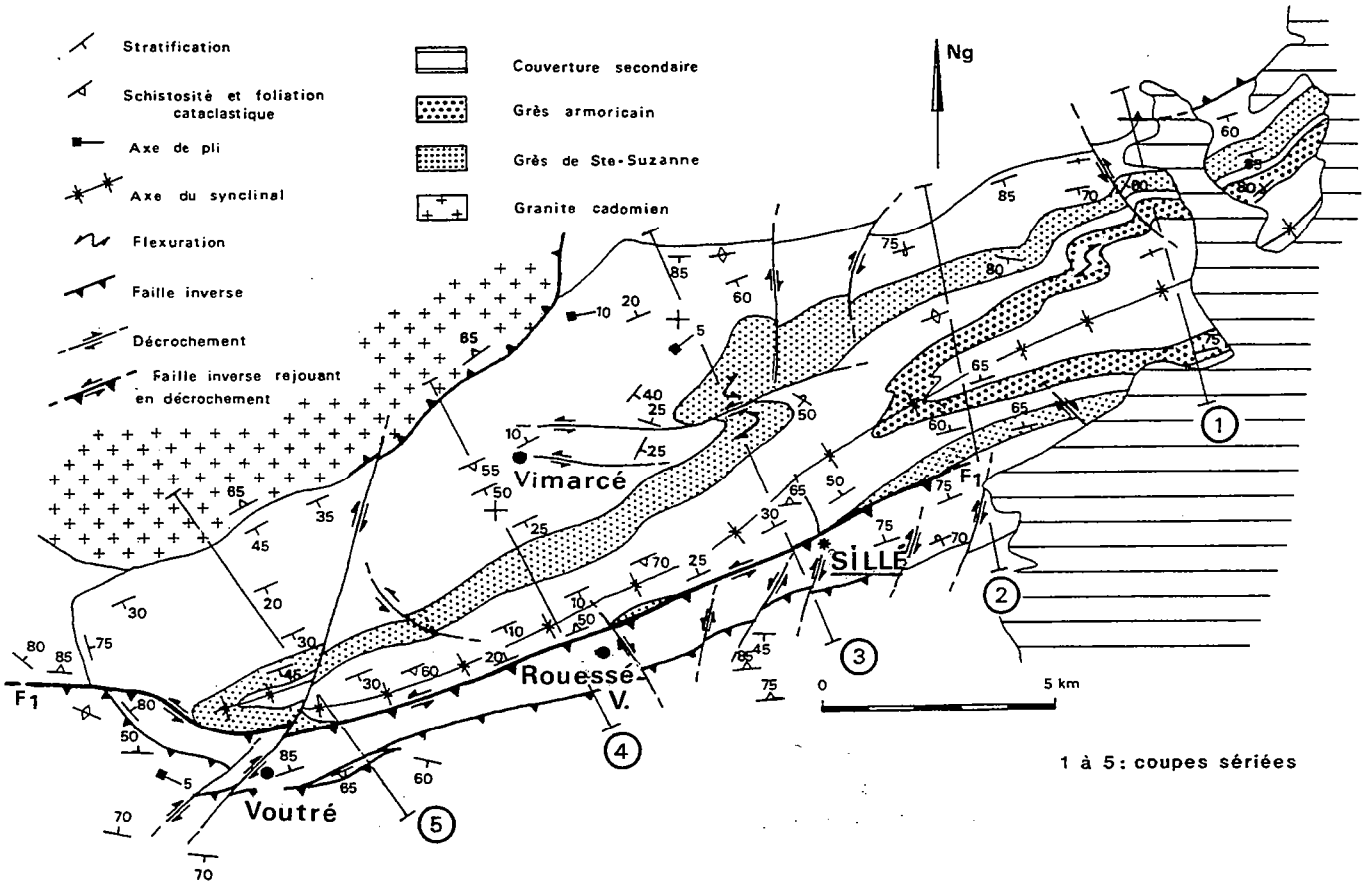


Fig. 11 : Schéma structural des Coëvrons avec positions des coupes sériées de la figure 12 (d'après Dupret et Le Gall, 1978)

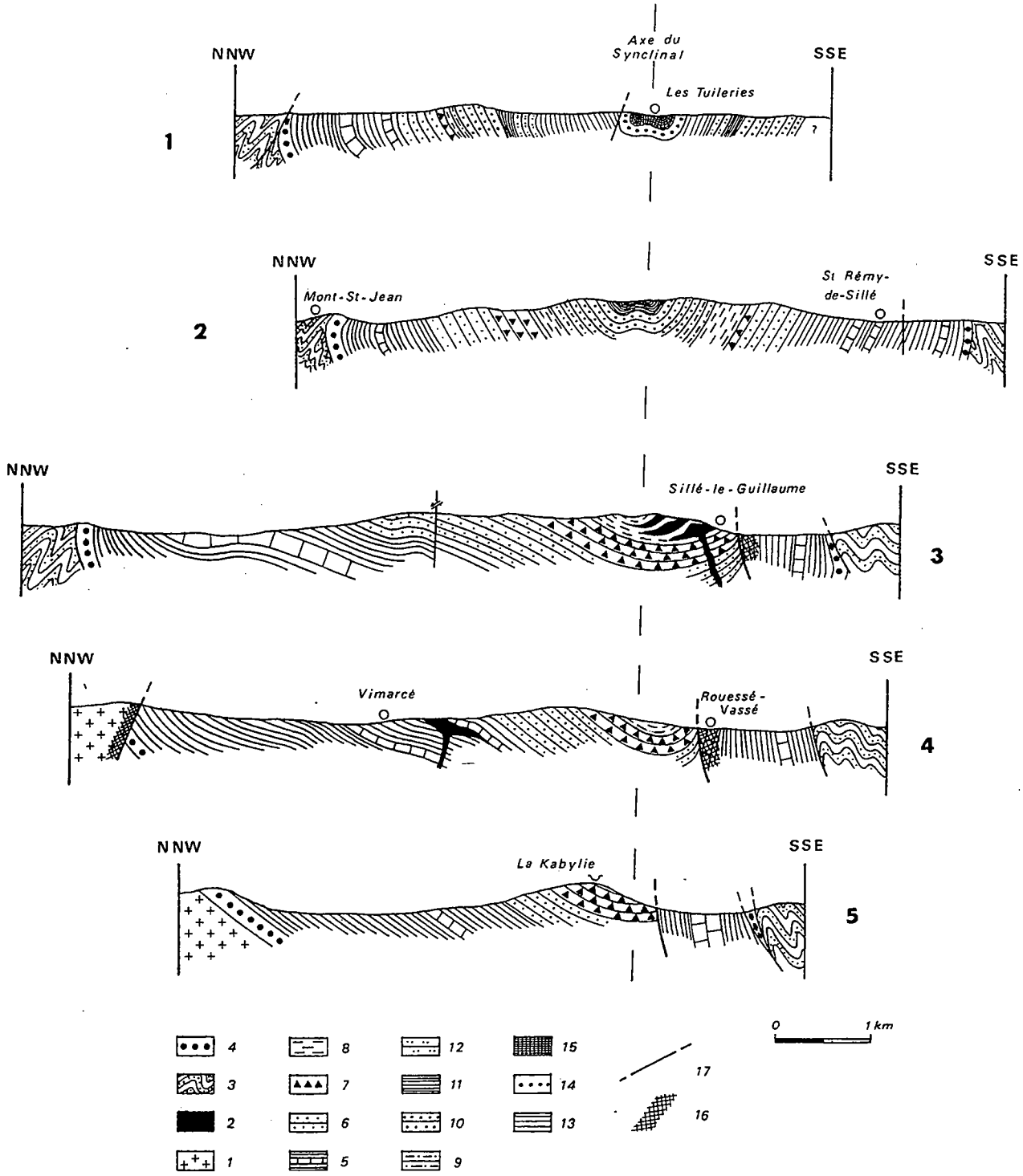


Fig. 12 : Coupes transversales du synclinal des Coëvrons (d'après Dupret et Le Gall, 1978).

1 : granodiorite d'Izé ; 2 : volcanites cambriennes ; 3 : Briovérien supérieur ;
4 à 9 : formations cambriennes (4 : Conglomérat et arkose ; 5 : Schistes et calcaires ;
6 : Grès de Sainte-Suzanne ; 7 : Psammites de Sillé ; 8 : Grès de Blandouët) ;
10 à 13 : formations ordoviciennes (10 : Grès armoricain ; 11 : Schistes à *Neseuretus* ;
12 : Grès de May ; 13 : Schistes supérieurs) ;
14 et 15 : formations siluriennes (14 : Grès culminant ; 15 : ampélites) ;
16 : zone broyée ; 17 : faille.

L'enregistrement des éruptions volcaniques, contemporaines à l'échelle de la province du Maine du dépôt des grès de la Formation de Sainte-Suzanne, se marque par des interlits à grain fin, verdâtres, cinéritiques et par des bancs tufacés grossiers qui résultent du démantèlement partiel d'édifices volcaniques. Ces horizons, concentrés surtout à la base et au sommet de la formation, sont directement liés à l'existence de **deux crises éruptives** : - la première, qualifiée de **V1** par référence à la phase préliminaire du massif d'Assé-le-Boisne (*cf.* Ch. III), rejette une coulée pyroclastique et des cinérites interstratifiées à l'extrême base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne ; - la seconde, directement reliée aux **cycles éruptifs V3 et V4** du massif d'Assé-le-Boisne, correspond à la **crise paroxysmale de Voutré** dont les produits sont intercalés au sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne ou bien recouvrent leur toit.

Après la récession de l'activité volcanique de Voutré, s'instaure une sédimentation d'abord gréseuse (Formation des Grès feldspathiques) puis argileuse avec le dépôt des Psammites de Sillé. C'est au sommet de cette formation laguno-marine, constituée d'argilites et de siltites vertes et violacées à lingules, que se logent, au voisinage de Sillé-le-Guillaume, plusieurs **dômes de laves rhyolitiques** porphyriques ("porphyre" ou **rhyolite de Sillé**), ultimes témoins de l'activité volcanique de la province du Maine (**cycle V5**). La série cambrienne s'achève avec les Grès de Blandouët, formation composée d'alternances de grès ferrugineux sombres et de siltites verdâtres ou violacées. Au sommet, les assises deviennent franchement rubéfiées et soulignent le caractère **régressif** de la formation. L'**émersion** est générale et définitive jusqu'à la transgression arénigienne de la Formation du Grès armoricain (Doré, 1969 a).

Ainsi, dans le synclinal des Coëvrons, l'activité volcanique cambrienne s'exerce lors de **quatre crises** d'importance inégale, échelonnées depuis le **Cambrien inférieur** jusqu'à la période **cambro-trémadocienne**. Interstratifiés dans des sédiments de faible bathymétrie, détritiques ou carbonatés, les produits de ces éruptions volcaniques font l'objet d'une étude détaillée qui se décompose en **quatre parties** : le complexe de Vimarcé (V0), les volcanites à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (V1) , les pyroclastites de Voutré (V3-V4) et, enfin, les dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume (V5). Soulignons tout de suite que :

1- compte-tenu des précisions nouvelles, la nomenclature V0 à V5 présente des modifications par rapport à celle utilisée dans les travaux antérieurs (Doré *et al.*, 1972; Le Gall *et al.*, 1975) ;

2- le cycle volcanique paroxysmal V2 qui intéresse la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail ne semble pas s'enregistrer dans le synclinal des Coëvrons.

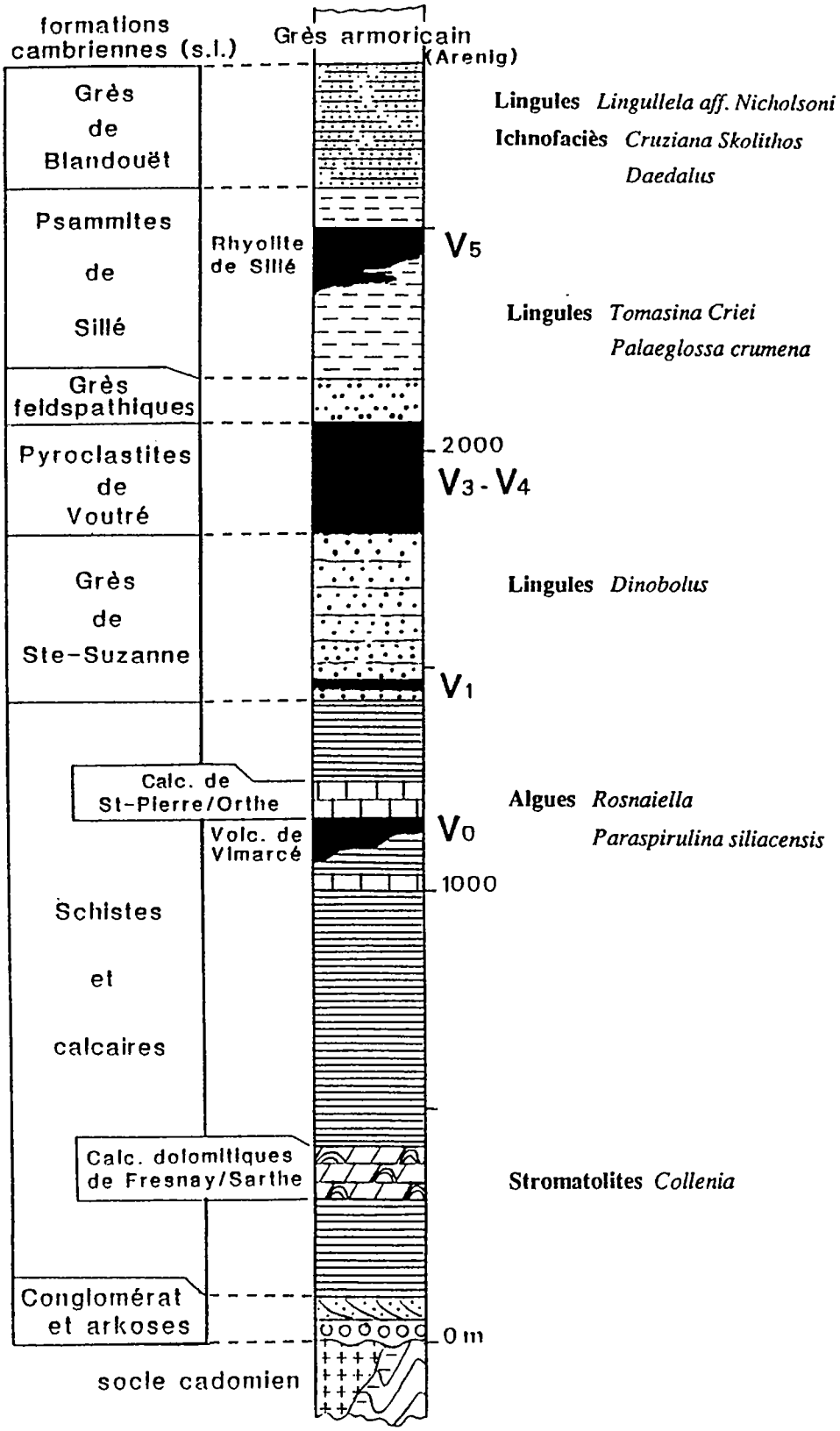


Fig.13 : Altitude des cycles volcaniques (Vo à V5) dans la succession cambrienne (s.l.) du synclinal des Coëvrons

B.- LE COMPLEXE VOLCANIQUE DE VIMARCÉ

I.- Apport des travaux précédents

C'est à Oehlert que l'on doit la découverte et la cartographie du complexe volcanique de Vimarcé (Mayenne), logé au flanc nord-ouest du synclinal des Coëvrons (fig.10). Tel qu'il apparaît sur la carte géologique de Mayenne à 1/80000 (Oehlert et Bigot, 1899), ce complexe se compose, à l'exception d'un petit témoin isolé au Sud de la Perrinière, d'une bande continue de "porphyroïdes" (Sasγ3), comprise entre les fermes de Monthaudon à l'Ouest et du Ponceau à l'Est. La dénomination "Sas" implique qu'Oehlert considérait ces porphyroïdes comme appartenant à la Formation des Schistes et calcaires. L'hypothèse de l'époque voulait en effet que les porphyroïdes soient à l'origine d'anciens sédiments schisteux, modifiés par métamorphisme avec recristallisation de quartz et de feldspaths, jusqu'à ce que de Lapparent (1909) indique qu'il s'agisse là de roches éruptives, transformées sous l'action de contraintes dynamiques. A côté de ces termes, Oehlert figure également un filon de "microgranulite" à la Compoutière et surtout deux dykes de "porphyrite andésitique", orientés NE-SW, recoupant la Formation des Schistes et calcaires à l'Ouest de Monturbeau. L'étude pétrographique de ces deux filons basiques revient initialement à Vandernotte qui, à la rubrique "andésites et basaltes" de sa thèse (1913), signale sans autre précision, des phénocristaux d'augite et des microlites d'andésine dans "l'andésite de Vimarcé".

Barrois et Pruvost (1931) décrivent à leur tour succintement les roches volcaniques des environs de Vimarcé et distinguent des "rhyolites euritiques et fluidales" au Coudray et des "andésites à amphibole et dacites" à Monturbeau et Monthaudon. La ressemblance de ces termes avec ceux remaniés en fragments dans les brèches de la carrière de Voutré, incitent ces deux auteurs à considérer les volcanites de Vimarcé comme "les racines des nappes et des tufs cambriens des Coëvrons" et à fixer leur venue **postérieurement** au dépôt de la Formation des Schistes et calcaires.

Les premiers travaux pétrographiques portant sur les volcanites de Vimarcé sont l'œuvre de Berthois (1939) qui, à la suite des auteurs précédents, reconnaît deux types principaux de laves : - des rhyolites akéritiques, à structure microlitique fluidale, contenant "des plages phylliteuses qui paraissent provenir de la pseudomorphose de minéraux dont les sections octogonales rappellent celles du pyroxène" ; - des "andésites composées d'andésine (An 30 %) avec parfois de l'oligoclase en microlites ; le quartz existe parfois en gros cristaux volumineux et paraît secondaire ; l'augite est très souvent chloritisée". Berthois, contrairement aux vues de Barrois et Pruvost, regarde les rhyolites comme des coulées **interstratifiées** dans les couches cambriennes de la Formation des Schistes et calcaires, mais sans en apporter de preuve.

Dans son étude sur les Coëvrons, publiée en 1955, Delaunay fournit quelques précisions sur la nature des roches volcaniques de Vimarcé et décrit, avec force détails, les porphyroïdes du "piton du Coudray", constitués d'une roche dure, vert-clair, possédant un litage (en réalité la texture fluidale) "généralement parallèle, rectiligne ; parfois chiffonné, plissoté...". Il confie ses échantillons aux fins d'analyse pétrographique d'une part à Berthois, d'autre part à Zvéreff, ce dernier concluant - avec justesse - à "une rhyolite sphérolitique, probablement verre volcanique recristallisé".

Il faudra attendre ensuite les travaux de Boyer pour que soient reprises les analyses pétrographiques des volcanites de Vimarcé (1968) et que soient publiées les premières données géochimiques (1974). Boyer reconnaît ainsi trois termes volcaniques étroitement associés dans la bande de Vimarcé : - des **laves microlitiques** (kératophyres) dont elle n'aborde pas l'étude ; - des **ignimbrites** rubanées, constituées d'un empilement d'étroites bandelettes à structure axiolitique (flammes), accolées ou isolées dans une matrice quartzo-feldspathique sphérolitique ; matrice et flammes peuvent présenter une fluidalité fruste et tourbillonnaire contournant les très

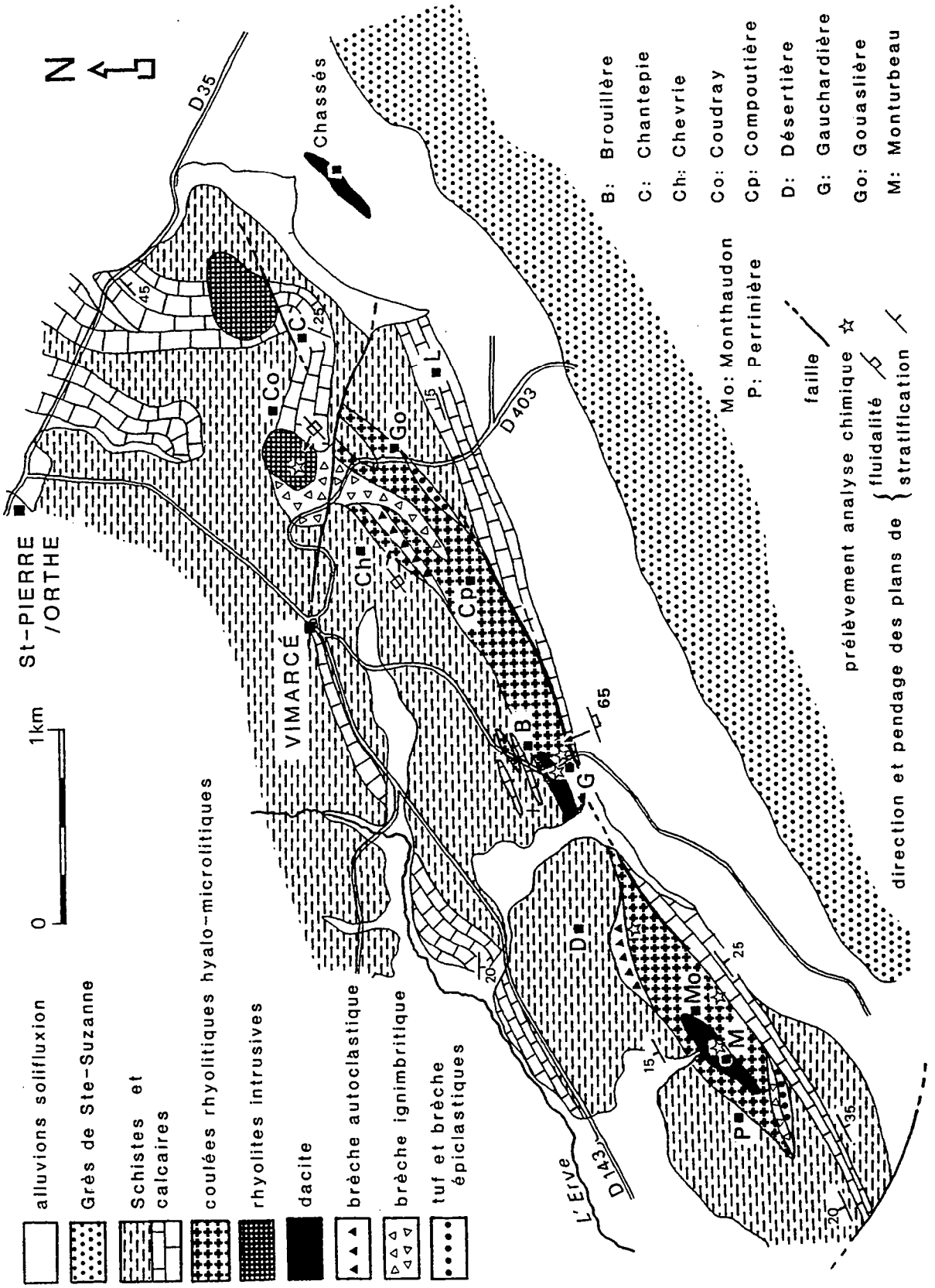


Fig. 14 : Le complexe volcanique de Vimarcé dans le Cambrien inférieur des Coëvrons occidentaux (*cf.* fig.10)

rares phénocristaux de quartz et de feldspaths ; - des **brèches** de deux types, soit polygéniques et renfermant dans une pâte tufacée des éléments très composites (laves variées, ponces, ignimbrites rubanées, fragments de roches : granites, grès, schistes...), soit monogéniques à enclaves d'ignimbrites dans un ciment lui-même ignimbritique. Si les descriptions pétrographiques, bien détaillées, nous permettrons ensuite de débattre de la terminologie des types reconnus, Boyer, en revanche, ne fournit aucune indication précise de la provenance des termes analysés, pas plus qu'elle ne se préoccupe de leur position dans la série cambrienne ni de leur mode de gisement (filon, coulée, projection ?) ; tout au plus signale-t-elle, à la suite des auteurs précédents, la présence, dans les conglomérats de la carrière de Voutré, de galets renfermant des enclaves de tous les types de laves décrits dans les brèches de Vimarcé. On peut donc supposer, conclut-elle, que "le conglomérat reprend, au moins *pro parte* le matériel volcanique de Vimarcé".

II.- Pétrographie des volcanites de Vimarcé

Nous reprendrons ici, en y apportant de légères modifications et des compléments pétrographiques et géochimiques, les principaux résultats obtenus sur les volcanites de Vimarcé et publiés dans un travail consacré aux manifestations volcaniques acides dans le Cambrien des Coëvrons occidentaux (Le Gall, 1976).

Les volcanites de Vimarcé s'allongent en une bande orientée SW-NE, sur 6 km de long et 500 m de large au maximum (fig.14). Elles sont encaissées dans les sédiments cambriens de la **Formation des Schistes et calcaires**, plus précisément entre deux faisceaux de calcaires magnésiens bleu-foncé, appartenant au membre des Calcaires de Saint-Pierre-sur-Orthe (Doré, 1969 a). Au flanc nord de ce secteur occidental des Coëvrons, la disposition structurale de la série cambrienne est caractérisée par le développement d'ondulations mineures ; les pendages n'excédant pas, sauf exception, 30 à 40° (Dupret et Le Gall, 1978; *cf.* fig.12 coupe n°4). L'une de ces exceptions concerne les carbonates du faisceau supérieur, plaqués par faille contre le complexe volcanique, ceci dans le tronçon localisé entre Monthaudon et la Compoutière (fig.14). Le jeu de cet accident provoque le redressement des carbonates portés à la verticale (Est de la Gauchardière) et la naissance d'un débit schisteux dans les volcanites situées au Sud-Est de la Désertière.

Deux ensembles volcaniques se distinguent, l'un **occidental** s'étendant du Sud de la Perrinière au Sud-Ouest de la Désertière, l'autre **oriental** compris entre la Gauchardière et les Chassés (fig.14). **Quatre grands types de volcanites** s'y rencontrent : laves acides rhyolitiques, dacites, ignimbrites, enfin, tufs et brèches d'origine autoclastique ou épiclastique.

1.- les laves rhyolitiques

De loin les **plus volumineuses**, les laves acides rassemblent étroitement en dehors de quelques termes à texture microlitique trachytique, des faciès hyalo-microlitiques ou totalement vitreux à l'origine. Il s'agit dans tous les cas de roches à grain fin, aphyriques, de teinte vert-clair à vert-bleuâtre, caractérisées par le développement d'une nette fluidalité (Pl. I, ph. 1). Les plans de fluidalité, affectés parfois de plis d'écoulement (plis intra-fluidaux au Sud de la Désertière), adoptent des pendages qui demeurent le plus souvent élevés (65° à la Gauchardière ; sub-verticaux au Sud de la Chevrie et à la butte du Coudray; fig.14).

Les laves hyalo-microlitiques, pièce maîtresse de l'édifice occidental, s'observent au Sud et au Nord-Est de Monthaudon, tandis que les faciès les plus vitreux se cantonnent surtout au sein du complexe oriental (Sud de la Chevrie par exemple). Dans ce dernier groupe de laves, entrent aussi les termes qui édifient les buttes du Coudray et de Chantepie (fig.14). Ces roches, interprétées en tant qu'ignimbrites rubanées par Boyer (1968), doivent en fait être considérées comme des **laves rhyolitiques fluidales**. Au microscope, leur texture se résume en un empilement de films étroits (200 à 300 µm) et continus où alternent (Pl. I, ph. 2): - des couches initialement vitreuses, très finement dévitrifiées (felsitiques) renfermant quelques rares

	42	40	83B	581B	41	96	464	83E	582E	43	1109	581F'	581 F	83A
SiO2	68,85	70,50	73,36	73,70	74,00	74,26	74,43	77,00	77,50	58,94	59,96	60,84	61,30	62,94
Al2O3	14,18	14,40	15,81	14,22	12,48	14,20	14,76	12,98	12,80	15,67	14,55	18,25	18,35	17,58
Fe2O3	1,54	0,10	1,89	1,87	1,31	1,24	0,97	2,41	0,55	5,09	4,31	4,69	1,20	4,42
FeO	0,74	0,99	*	*	0,28	0,36	*	*	0,95	2,65	*	*	3,05	*
MnO	nd	nd	0,05	0,05	nd	nd	tr	tr	0,04	0,02	0,10	0,05	0,06	0,07
MgO	3,50	0,10	0,63	0,30	0,01	0,38	0,01	0,52	0,35	2,82	2,27	2,41	2,70	2,13
CaO	1,71	0,84	<0,10	0,37	0,71	0,36	0,17	0,11	0,20	5,10	6,28	4,50	3,90	1,11
Na2O	2,89	5,13	2,05	5,50	4,86	3,50	3,37	2,91	3,70	4,88	3,44	3,87	3,60	4,96
K2O	2,88	5,50	2,63	1,08	4,63	3,97	4,48	1,58	1,65	1,28	1,01	1,06	1,25	1,08
TiO2	0,16	0,22	0,15	0,13	0,08	0,02	tr	0,11	0,15	0,75	0,42	0,69	0,75	0,59
P2O5	0,11	0,13	<0,10	0,21	0,11	0,10	0,15	0,15	0,07	0,12	nd	0,17	0,10	0,09
H2O+	2,30	1,95	2,93	1,01	0,92	1,28	-	-	1,55	2,95	7,25	-	3,20	-
H2O-	0,43	0,20	0,26	0,03	0,28	0,16	-	-	0,15	0,48	0,23	-	0,35	-
PF	-	-	-	-	-	-	1,50	2,06	-	-	-	3,25	-	3,61
Total	99,29	100,06	99,80	98,50	99,67	99,83	99,84	99,83	99,66	100,75	99,82	99,78	99,81	98,58

Tabl. 3 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites de Vimarcé (Coëvrons)
42 à 582 E: laves rhyolitiques; 43 à 83 A: laves dacitiques. (analyses 40, 41, 42, 43, et 96, *in* Boyer, 1974).
Localisation des échantillons : 83 B et 83 E: la Gauchardière; 581 B: Monthondon; 464: butte du Coudray; 582 E: Sud de la Désertière; 1109: les Chassés; 581 F et F' : Monturbeau; 83 A: Nord de la Gauchardière.

Légende commune à tous les tableaux analytiques :
FeO* : fer total dosé sous forme Fe2O3
nd : non dosé
tr : traces

cristallites orientés ; - des couches partiellement vésiculées dans lesquelles les bulles, isolées ou coalescentes, ont pris naissance dans une mésostase dévitrifiée en grandes plages en mosaïque ou en agrégats sphérolitiques ; - des couches mixtes composées de deux minces bandelettes à cristallisation radiaire encadrant une zone centrale, plus ou moins épaisse, occupée par un assemblage de flammèches d'illite et de quartz. Ces dernières couches, assimilées à des flammes à structure axiolitique par Boyer (*op. cit.*), correspondent plutôt à des lithophyses produites par coalescence de vésicules, et qui matérialisent les surfaces d'écoulement préférentiel de la lave. De telles alternances de couches aux textures variées - vitreuses, sphérolitiques, vésiculées - sont décrites tout spécialement chez les laves rhyolitiques où elles résultent d'hétérogénéités physiques du magma, telles que teneur en eau ou température (Cas et Wright, 1987). Par contre, **aucune texture véritablement typique des émissions ignimbritiques** (par exemple abondance de fragments de ponce ou matrice vitroclastique) n'a été relevée dans ces volcanites rhyolitiques.

La composition minéralogique des laves rhyolitiques de Vimarcé, déduite de leur examen diffractométrique s'établit ainsi : albite An 5-8 de basse température, feldspath potassique accessoire, quartz, chlorite, oxydes de fer, illite paragonitique en traces. Quelques rares phénocristaux de quartz et d'albite s'ajoutent à cette paragenèse. Un seul terme véritablement porphyrique a été reconnu : il s'agit de l'un des faciès rhyolitiques de la butte de Chantepie. Il renferme de nombreux quartz automorphes, des plagioclases acides, des biotites chloritisées et des enclaves anguleuses de rhyolite felsitique, le tout baignant dans une matrice rubanée où alternent secteurs vitreux et vésiculés.

Le caractère strictement **rhyolitique** des laves acides ressort de l'examen des analyses chimiques (9 analyses dont 5 déjà publiées ; tabl.3) et qui toutes présentent des teneurs en SiO_2 supérieures à 68 % (de 69 à 77 %). Le cachet très différencié de ces laves explique également les faibles concentrations en fer total, magnésium et calcium dont la somme n'excède pas, sauf exception, 3 %. Les teneurs en alcalins, éléments très mobiles lors des transformations tardi à post-magmatiques (*cf.* 2ème partie), varient de 5 à 10 %. Les laves microlitiques et hyalo-microlitiques paraissent les plus sensibles à ces fluctuations avec cependant une tendance à être plus sodiques que potassiques. Ajouté à leur caractère leucocrate et albitophyrique, ceci explique qu'elles aient été qualifiées de "kératophyre" (Boyer, 1968 ; Le Gall, 1976). Les rhyolites vitreuses du type de celles de la butte du Coudray (tabl.3), offrent en revanche des concentrations en alcalins plus conformes à celles relevées chez les ignimbrites régionales (7,5 % en moyenne, *cf.* tabl.15) avec un rapport K_2O/Na_2O voisin de 1.

2.- Les dacites

Trois pointements de laves dacitiques, en filons renflés et allongés dans le sens général du complexe de Vimarcé, s'égrennent d'Ouest en Est, respectivement à Monturbeau, la Gauchardière et les Chassés (fig. 14). Seul ce dernier, isolé au milieu des loupes de solifluxion émanant de la crête des grès de la Formation de Sainte-Suzanne, n'est pas directement encadré de coulées rhyolitiques.

Les dacites, désignées à l'origine sous les termes de porphyrite andésitique puis d'andésite (*cf.* historique), sont des roches très porphyriques (plus de 40 % de phénocristaux) composées de :

- lattes de plagioclases zonés (cœur d'andésine An 30-32), chargés parfois de calcite et d'épidote (34 % du volume total de la roche),
- très rares quartz automorphes (0,5 %),
- ferro-magnésiens totalement déstabilisés (8 %) et dont l'habitus et les produits d'altération permettent à coup sûr d'identifier des amphiboles et des pyroxènes (fig.15) (Pl. I, ph. 3 et 4),
- minéraux opaques et apatite accessoire,
- mésostase hyalo-microlitique dévitrifiée, à nette fluidalité moulant les phénocristaux (fig.15).

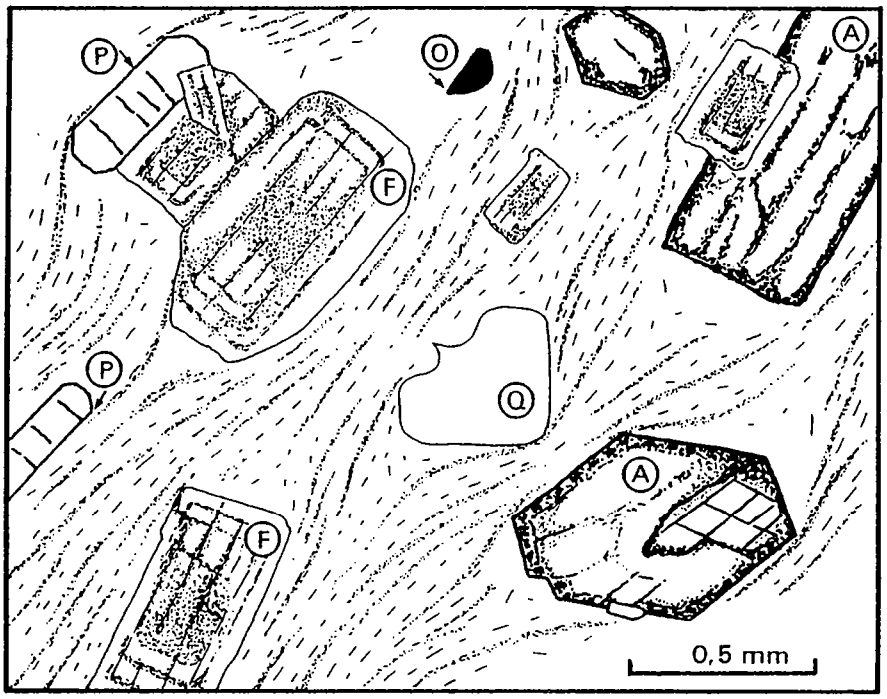


Fig. 15: Faciès microscopique de la dacite de Monturbeau (complexe de Vimarcé)
A : amphibole ; F : plagioclase ; O : opaque ; P : pyroxène ; Q : quartz

A Monturbeau, la lave dacitique contient une grosse enclave d'une roche qui n'est pas un xénolithe arkosique comme supposé initialement (Le Gall, 1976), mais un fragment de granite cadomien à cordiérite du type de celui d'Izé.

Recalculées sans les fluides, les cinq analyses chimiques disponibles - dont trois inédites - présentent toutes, sauf une, des teneurs en SiO_2 comprises entre 63 et 68 % (tabl.3), ce qui placent ces laves dans le clan des **dacites** de préférence à celui des andésites. Les concentrations des autres éléments majeurs reflètent assez fidèlement le contenu minéralogique : forts pourcentages en Al_2O_3 et Na_2O contrôlés par l'abondance des plagioclases ; teneurs en MgO (2 à 3 %) et fer total (4 à 7 %) relativement élevés à l'image des minéraux ferro-magnésiens. Seuls les pourcentages en CaO, qui fluctuent entre 1 et 6 % environ, traduisent le degré de transformation des laves. La plus forte concentration en CaO (6,28 %) est atteinte dans l'échantillon des Chassés (n°1109, tabl.3), terme dacitique très altéré et calcitisé chez lequel les teneurs en fluides dépassent 7 %.

3.- Les ignimbrites

Un ensemble de tufs et de brèches cerne tout le revers sud-ouest du piton du Coudray et se prolonge jusqu'au voisinage de la Compoutière (fig.14). Ce complexe correspond au faciès des brèches à enclaves variées signalé par Boyer (1968), puis décrit et cartographié en tant que brèches pyroclastiques dans le précédent travail (Le Gall, 1976).

Les tufs et brèches, qui affleurent très mal et s'observent surtout à la faveur des labours, se signalent par leur richesse en **ponces** blanchâtres et pulvérulentes, facilement répérables à l'oeil nu. Ces ponces de bulles ou de canaux, plus au moins illitisées, voisinent avec de nombreux fragments anguleux de rhyolites hyalo-microlitiques et vitreuses, à mésostase dévitrifiée, felsitique ou granophyrique. Les phénocristaux sont constitués par des quartz éclatés dont il ne subsiste parfois que des noyaux arrondis, par des feldspaths

potassiques perthitiques, des plagioclases et des biotites chloritisées. Le ciment, très hétérogène, est pétri de petits fragments de ponces et de cristaux brisés ; malgré sa dévitrification totale, il est possible d'y déceler par place une ancienne **texture vitroclastique non soudée**. L'absence de tri à toutes les échelles d'observation, la concentration en ponces et le développement d'une texture vitroclastique permettent de qualifier les tufs et brèches d'**ignimbrites**. Parmi les éléments incorporés dans ces roches, mentionnons encore la présence de roches sédimentaires (siltites et grès), de granite cadomien à cordiérite et de blocs (10 à 15 cm) de leucogranite albitique évoquant les faciès de bordure du massif gabbroïque de Brée (Le Gall et Mary, 1983).

En dehors de ce gisement principal de brèches ignimbritiques, il existe, à l'extrémité ouest du complexe volcanique, quelques rares témoins d'une activité de même type sous la forme de tufs riches en ponces et en fragments variés, recueillis dans les labours au Sud de la Perrinière (fig.14). Ces ignimbrites, qualifiées de "tufs à fragments variés" (Le Gall, 1978), côtoient, sans relation visible, des faciès fins cinéritiques et des faciès épiclastiques.

4.- Les tufs et brèches autoclastiques et épiclastiques

Deux grands types de **tufs et brèches** complètent l'inventaire pétrographique des volcanites de Vimarcé :

- des **brèches autoclastiques**, étroitement associées aux coulées rhyolitiques, et qui s'observent principalement en deux endroits : l'un jalonnant le rebord nord-est du complexe occidental au Sud de la Désertière, l'autre paraissant isolé au sein des rhyolites vitreuses au Sud de la Chevrie (fig.14). Il s'agit dans les deux cas de brèches monogéniques composées d'éléments anguleux vert-pâle, d'une taille pouvant atteindre 40 à 50 cm (Sud de la Désertière) et qui s'avèrent être des fragments rhyolitiques, microlitiques ou hyalo-microlitiques, réunis entre eux par un ciment de même nature.

- des **tufs et brèches épiclastiques** qui, contrairement aux brèches précédentes, se localisent au Sud, donc au toit du complexe volcanique, d'une part à l'Ouest (Sud de la Perrinière), d'autre part à l'Est (entre la Compoutière et la Gouaslière). Ces tufs et brèches **remaniés par l'eau** renferment surtout, à côté des cristaux de quartz et de feldspaths, des fragments de laves rhyolitiques ; ils sont accompagnés de **tuffites**, dans lesquelles se concentrent des cristaux de quartz légèrement émoussés.

III.- Mise en place du complexe volcanique de Vimarcé

Le recensement des principaux faciès volcanogènes et l'analyse de leur mode de gisement permettent de proposer une **reconstitution du cycle des activités volcaniques** à l'origine du complexe de Vimarcé.

1.- Le cycle des éruptions volcaniques débute vraisemblablement avec la mise en place du **complexe de laves rhyolitiques** dont des indices d'**intrusion** existent sur son bord nord, aussi bien à l'Ouest qu'à l'Est.

A l'Ouest, dans le chemin d'accès à la ferme de la Perrinière, les siltites encaissantes sont froissées et cornéifiées au contact de la lave rhyolitique. A peu de distance à l'Est, au Sud de la Désertière, les brèches monogéniques rhyolitiques peuvent être interprétées comme des **brèches autoclastiques** (*sensu* Parsons 1969), produites par friction de la lave le long des parois d'une cheminée. Cependant, en fonction des seuls critères pétrographiques disponibles ici, on ne peut pas exclure qu'il puisse s'agir de brèches marquant la base de coulées.

Dans l'ensemble oriental, au Sud de la Chèvrie, des brèches monogéniques de même type sont également reconnues. Mais, sur cette bordure nord, le caractère intrusif du complexe rhyolitique est avant tout suggéré par le **contraste structural** existant entre les plans de

fluidalité des laves, portés à la verticale, et les couches sédimentaires encaissantes, peu inclinées voire horizontales.

Les cheminées rhyolitiques, localisées au Nord du complexe volcanique, vont servir de conduits d'alimentation à de petites **coulées aériennes**, épanchées vers le Sud. La propension à l'écoulement du magma acide est favorisée par sa viscosité anormalement faible. En effet, le caractère aphyrique des rhyolites indique, qu'au moment de son éruption, le magma possédait une température très élevée, bien au-dessus de son liquidus, augmentant sa fluidalité (Cas et Wright, 1987).

Il est certain que les coulées rhyolitiques sont **contemporaines** du dépôt de la Formation des Schistes et calcaires. Pour preuve, la présence de petits fragments rhyolitiques contenus à la base des calcaires bleu-nuit recouvrant les coulées de lave au Sud de Monturbeau. Ces noyaux centimétriques de lave vert-clair hyalo-microlitique sont enrobés de couches concentriques dont la nature algaire se soupçonne malgré le degré de recristallisation du ciment carbonaté (fig.16). Il s'agit donc bien d'**oncolithes** qui révèlent que les coulées rhyolitiques ont été partiellement démantelées et leurs matériaux incorporés à la sédimentation carbonatée.

2.- Une forte **activité explosive aérienne**, de type **coulée pyroclastique**, succède aux épanchements rhyolitiques. Elle se solde par l'éjection des tufs et brèches ignimbritiques qui, outre les multiples fragments de ponce, renferment de nombreux éléments de lave acide. La faible surface occupée actuellement par ces roches ne doit pas sous-estimer l'importance de cette crise explosive, dont les matériaux, particulièrement friables, serviront en grande partie à alimenter les horizons épiclastiques sus-jacents.

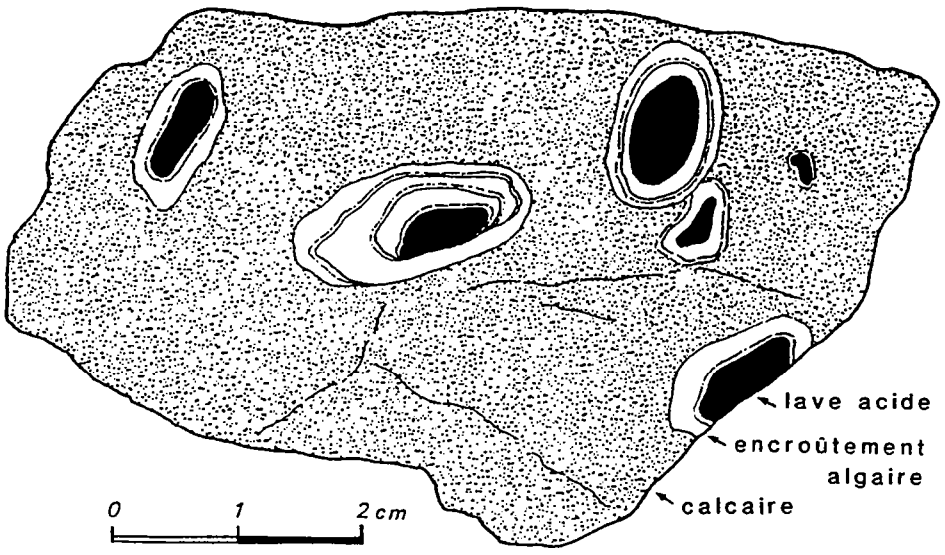


Fig. 16 : Calcaire cambrien renfermant des nodules de lave acide enrobés de voiles algaires (oncolithes) (Sud de Monturbeau ; complexe de Vimarcé).

3.- La mise en place des rhyolites vitreuses orientales et des **intrusions dacitiques** est plus délicate à situer dans le calendrier des manifestations volcaniques.

Les pointements orientaux de rhyolite vitreuse (pitons du Coudray et de Chantepie) sont clairement **sécants** dans leurs enveloppes sédimentaires. Une petite carrière ouverte au sommet du piton du Coudray permet d'observer les figures de flux des rhyolites : les plans de fluidalité fortement redressés et orientés autour d'une direction sub-méridienne sont nettement discordants sur la structure des strates de la Formation des Schistes et calcaires. Ces **rhyolites intrusives** représentent peut être les **conduits d'alimentation des nappes ignimbritiques** étalées à leur pied. A l'appui de cette hypothèse rappelons la présence de rhyolite porphyrique intimement associée aux termes rubanés aphyriques du piton de Chantepie.

Ainsi qu'en témoigne l'exemple de Monturbeau, les **laves dacitiques** apparaissent **intrusives** au sein des coulées rhyolitiques. Compte-tenu de la grande viscosité du magma dacitique, accentuée par l'importance de la phase phénocristalline, il est probable que ces laves acides, très porphyriques, constituent des gisements en **dômes**, ultérieurement déformés et allongés en direction N 70° lors du plissement des Coëvrons ; la période d'intrusion des dacites se plaçant vers la fin du cycle éruptif. L'absence de remaniement du matériel dacitique dans les strates volcano-sédimentaires coiffant le complexe de Vimarcé, pourrait indiquer que ces intrusions sont demeurées à l'état de **cryptodômes**, à l'image de nombreuses laves dacitiques et andésitiques actuelles (Minakami *et al.*, 1951 ; Rea, 1974).

En dépit du volume modeste des matériaux volcanogènes, l'association étroite, au sein d'un même ensemble, de coulées rhyolitiques, de nappes ignimbritiques, de dômes dacitiques et de dépôts épiclastiques permet de comparer l'évolution du complexe de Vimarcé à celle de certains grands centres volcaniques récents, tels ceux de Nouvelle-Zélande (zone de Taupo ; Cole, 1979,1984) ou du Mexique (volcan de la Primavera ; Mahood, 1980 ; Walker *et al.*, 1981). Dans ces grands complexes rhyolitiques, les éruptions se déploient selon une succession de cycles débutant par le rejet de volumineuses nappes ignimbritiques riches en ponces et se terminant par l'intrusion de petits dômes rhyolitiques ou dacitiques. Une telle évolution, contrôlée par la **diminution globale de la teneur en gaz du magma rhyolitique**, peut probablement expliquer le déroulement de certaines phases éruptives du complexe de Vimarcé, en particulier l'intrusion tardive des laves dacitiques très visqueuses qui succèdent aux émissions ignimbritiques.

C.- LA CRISE VOLCANIQUE À LA BASE DE LA FORMATION DES GRÈS DE SAINTE-SUZANNE

Les escarpements de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne sont cernés d'une ceinture d'éboulis et de blocs soliflués masquant le plus souvent sa base ainsi que les termes de passage avec la formation sous-jacente des Schistes et calcaires. Des indications **ponctuelles** (tranchée, puits, carrière) révèlent néanmoins que l'instauration de la sédimentation arénacée est **contemporaine d'une crise éruptive**, dénommée V1, dont les témoins ont pu être reconnus dans l'ensemble du synclinal des Coëvrons (fig.17).

*** flanc nord des Coëvrons**

Les traces de l'activité volcanique existent en **trois points**, situés au centre et à l'Est du synclinal

- Nord de Montreuil-le-Chétif (n°1, fig.17) :

Une **nappe ignimbritique**, épaisse d'au moins 25 à 30 m, est exposée en rive gauche d'une petite vallée méridienne dans laquelle coule un ruisseau se jetant dans l'Orthe (*cf.* Villaines-la-Juhel à 1/50000 ; Doré *et al.*, 1986). Bien que sa semelle ne soit pas accessible à l'observation, cette nappe paraît **interstratifiée** à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, comme l'indiquent les débris de grès recueillis sous les premiers termes volcaniques affleurants. Aucun terme cinéritique n'a été décelé au sommet de la nappe, la transition avec les grès sus-jacents s'effectuant par l'intermédiaire de strates tufacées.

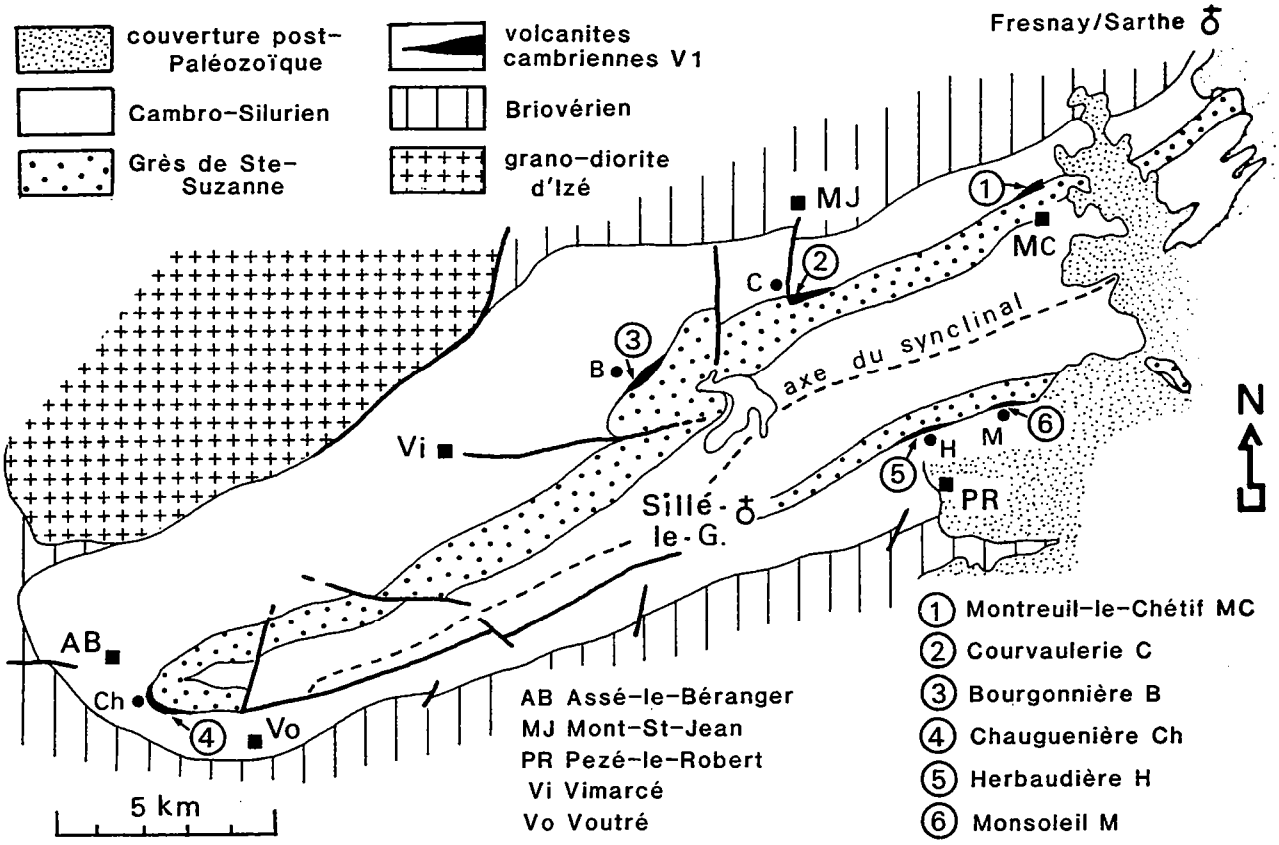


Fig. 17 : Les témoins de l'activité volcanique à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne dans le Cambrien des Coëvrons (cycle V1)

D'un lithofaciès homogène, l'ignimbrite se présente sous la forme d'une roche porphyrique vert-clair, envahie de flammes vert-sombre orientées selon des plans de pseudo-fluidalité (taille moyenne des flammes : 3 à 5 cm de long sur 0,5 cm de large). Les phénocristaux de quartz, en individus fréquemment brisés et dissociés, accompagnent de rares feldspaths illitisés et des biotites chloritisées. Malgré les textures de dévitrification et de recristallistion ainsi que la présence d'un débit schisteux, les textures primaires de la mésostase sont magnifiquement conservées : les flammes, constituées d'un verre chloriteux vésiculé (flammes-ponces), sont contenues dans une matrice à **texture vitroclastique non soudée** (Pl. II, ph. 1).

Les caractéristiques géochimiques en éléments majeurs, déduites de la seule analyse disponible (tabl.4), rejoignent celles mises en évidence sur les nappes de l'épisode V1 du massif d'Assé-le-Boisne (*cf.* ignimbrites de la Cohue et de Rocher Brault, tabl.7) à savoir : - cachet franchement acide ($SiO_2 > 77$ %) ; - teneur relativement élevée en K_2O et pratiquement nulle en Na_2O en raison, pour cette dernière, de l'intervention d'un processus de lessivage sélectif qui affecte également la concentration en calcium.

- Sud de Mont-Saint-Jean (La Courvaulerie ; n°2, fig.17) :

En lisière nord de la forêt de Sillé, une carrière ouverte près de la Courvaulerie permet d'observer une **nappe ignimbritique**, coiffée de **cinérites**, interstratifiée à la base de la Formation de Sainte-Suzanne. Epaisse de 2 à 4 m, cette nappe repose par l'intermédiaire d'un contact net, conforme à la stratification, sur des grès quartzites bien lessivés. Les termes de base renferment de nombreux quartz à facture pyroclastique, quelques ponces illitisées et des lithoclastes, baignant dans une matrice fine où se soupçonne une **texture vitroclastique non soudée**. Au sommet, le faciès de l'ignimbrite devient microbréchique et, parmi les lithoclastes incorporés, figurent de nombreuses laves rhyolitiques à mésostase finement dévitrifiée, quelques laves acides hyalo-microlitiques et des fragments de siltites cambriennes. Des horizons de **cinérites** vertes, silexoïdes, apparemment dépourvues de pisolithes volcaniques, tapissent le sommet de la nappe ignimbritique ; ils sont eux-mêmes recouverts par des couches de **tuffites** qui assurent la liaison avec les grès de la Formation de Sainte-Suzanne.

- Au Nord-Ouest de l'étang de Sillé, en lisière de forêt, des travaux effectués près de la Bourgonnière (n°3, fig.17), ont mis à jour des **cinérites** vertes contenant des niveaux à **pisolithes volcaniques**. Bien qu'aucune trace d'émission ignimbritique n'a pu être décelée dans ce secteur, l'indice d'une telle activité est peut être à rechercher sous la forme d'un sill de "porphyroïde", figuré sur la carte à 1/80000 de Mayenne (Oehlert et Bigot, 1899) au sommet de la formation des Schistes et calcaires. Dans l'ancienne carrière de la Gauchardière, à 500 m au Nord-Est de la Bourgonnière, les bancs de grès de la Formation de Sainte-Suzanne, exploités à l'extrême base de la formation, renferment des niveaux de **grès tufacés** grossiers remaniant de nombreux quartz rhyolitiques ainsi que des lambeaux de verre finement dévitrifié.

*** flanc sud des Coëvrons**

Seuls **trois témoins** du cycle volcanique V1 ont été reconnus, à la faveur de travaux, au flanc sud des Coëvrons : - l'un complètement à l'Ouest, dans la fermeture périclinale (la Chauguenière, au Nord-Ouest de Voutré ; n°4, fig.17), les deux autres à l'Est, respectivement au Nord et au Nord-Est de Pezé-le-Robert (les Herbaudières ; n°5, fig.17) (Monsoleil ; n°6, fig.17). Il s'agit dans tous les cas de **cinérites vertes à pisolithes volcaniques**, riches en petits éclats de quartz et lambeaux de ponce, qui paraissent interstratifiées à la base des grès de la Formation de Sainte-Suzanne. Une analyse chimique en éléments majeurs (tabl.4), réalisée sur l'échantillon des Herbaudières, souligne leur cachet très acide ($SiO_2 > 77$ %) ainsi que leur caractère nettement plus potassique que sodique. Ces tendances rejoignent celles présentées par les nappes ignimbritiques de l'épisode V1 (tabl.4).

Conclusion

En dépit de médiocres conditions d'observation, il apparaît que, dans les Coëvrons, une crise volcanique, responsable de l'émission d'**une nappe ignimbritique** et de **retombées cendreuses**, s'est déclenchée à la **base des grès de la Formation de Sainte-Suzanne**. Cette crise V1 provoque également un **changement des conditions de sédimentation** entre le régime argilo-carbonaté de la Formation des Schistes et calcaires et celui arénacé de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Ces grès tirent, en effet, essentiellement leur source du démantèlement de formations volcanogènes acides, au premier rang desquelles figurent les nappes ignimbritiques.

Replacés sur une carte (fig.18), on constate que les deux témoins de la nappe ignimbritique V1 se situent au Nord-Est des Coëvrons et se relient à ceux mis en évidence, à la même altitude stratigraphique, au Sud du massif d'Assé-le-Boisne (nappe de la Cohue et de Rocher Brault, *cf.* Ch. III). Il est donc fort probable que tous ces points jalonnent la progression d'**une même nappe**, à **cachet distal**, dont la source est à rechercher plus au Nord-Est, au niveau de la **caldera de Perseigne** (*cf.* conclusion générale sur le volcanisme de la province du Maine). La pénétration de cette nappe de type "out-flow" en milieu marin peu profond provoque le déclenchement de **violents phénomènes hydroclastiques** à l'origine des nuages de **cendres humides** à pisolithes volcaniques. La surface recouverte par ces chutes de cendres déborde largement celle concernée par la nappe ignimbritique. Elle intéresse le Sud du massif d'Assé-le-Boisne ainsi que l'ensemble du synclinal des Coëvrons. Plus au Sud-Ouest par contre, aucun indice de cette manifestation volcanique V1 n'a été relevée en Charnie.

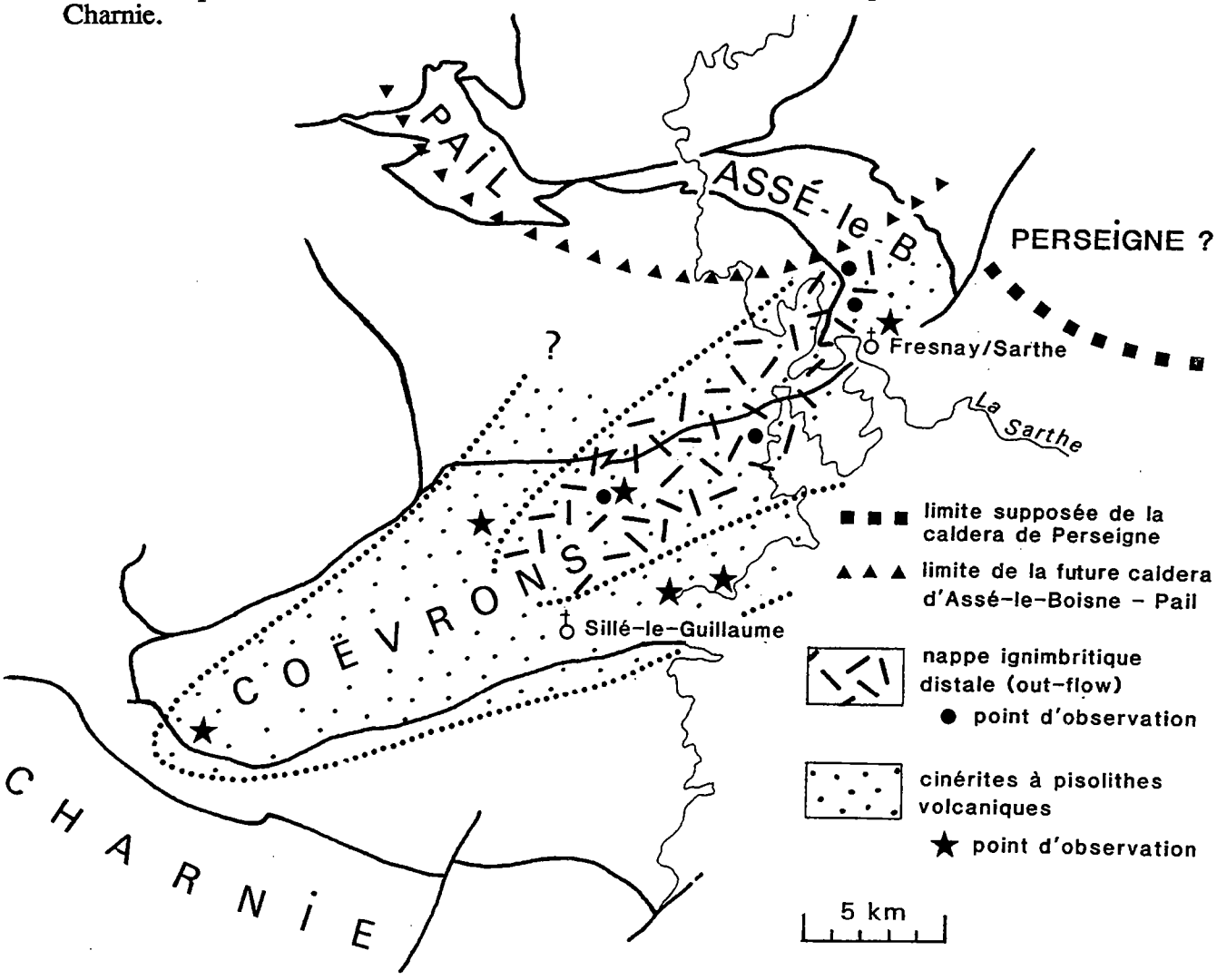


Fig. 18 : Extension présumée de la nappe ignimbritique et des cinérites associées dans les Coëvrons et le Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne (cycle V1)

D.- LA FORMATION DES PYROCLASTITES DE VOUTRÉ : LA CRISE VOLCANIQUE PAROXYSMALE DU SYNCLINAL DES COËVRONS

C'est au **sommet** des sédiments marins littoraux de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne que s'empilent les pyroclastites acides de la Formation de Voutré (fig.13). Elles sont rejetées au cours d'**éruptions paroxysmales**, rangées dans les **cycles V3 et V4**, et qui intéressent non seulement l'ensemble du synclinal des Coëvrons, mais aussi les domaines limitrophes, comme par exemple la Charnie (*cf.* Ch. II) et surtout les massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail, massifs dans lesquels se situe une structure volcanique majeure de type caldera, **source des volcanites de la Formation des Pyroclastites de Voutré** (*cf.* Ch. III). A l'échelle des Coëvrons, les effets de cette activité volcanique se ressentent pleinement à l'Ouest du synclinal (carrières de Voutré) et s'atténuent progressivement vers l'Est.

Dans ce chapitre, après une revue rapide des travaux des premiers pionniers en matière de volcanisme, seront analysées en détail les **successions volcaniques des carrières de Voutré** afin d'en comprendre les dynamismes éruptifs. Ces analyses seront ensuite étendues à d'autres successions, synchrones de celles de Voutré, mais situées en **domaine central** et **oriental du synclinal des Coëvrons.**

I.- Historique des travaux anciens

En 1859, de Beaumont présente à la Société géologique de France un échantillon de "pétrosilex glanduleux recueilli à la ferme du Grand Houx sur la pente des Coëvrons". Damour (1860) étudie cet échantillon provenant du site actuel de la carrière de la Kabylie à Voutré (fig.10 et 19) ; il en fournit une analyse chimique, la toute première réalisée sur les volcanites cambriennes du Maine, et qui révèle le caractère acide du magmatisme : SiO_2 : 74,48 ; Al_2O_3 : 12,38 ; Fe_2O_3 : 4,28 ; MgO : 3,05 ; Na_2O : 2,12 ; K_2O : 1,73 ; H_2O : 1,61 ; total : 99,65.

Les premières ébauches cartographiques des roches volcaniques, désignées sous les termes de "pétrosilex et d'eurite", sont réalisées par Blavier (1837) pour le secteur oriental des Coëvrons (département de la Mayenne) et par Triger (1874) pour le secteur occidental (département de la Sarthe). Michel-Lévy (*in* Guillier, 1886) effectue l'analyse microscopique de plusieurs faciès de "pétrosilex". Avec justesse, il repère dans les brèches des "fragments de porphyrite probablement pyroxénique ; cette dernière roche en débris, franchement microlitique, a son pyroxène transformé en chlorite". Il décrit également des "globules paraissant composés de matière argileuse polarisant à peine, grâce à une multitude de très petits fragments de quartz et de feldspath. Tantôt ils sont entièrement composés de cette argile, tantôt il en existe seulement une couronne périphérique et le noyau du globule est composé des mêmes éléments que le reste de la roche...". Il s'agit là, assurément, de la première description des pisolithes volcaniques !

Il faudra attendre les travaux d'Oehlert (carte géologique à 1/80000 de Mayenne, Oehlert et Bigot, 1899), pour obtenir une cartographie précise des "brèches et tufs porphyriques" (Saq) qui occupent, au sein de la succession cambrienne, un niveau stratigraphique constant **entre la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et celle du Grès armoricain.**

D'autres auteurs s'intéresseront par la suite aux roches volcaniques exploitées dans la carrière de la Kabylie à Voutré :

- Barrois et Pruvost (1931) y reconnaissent des "alternances en lits parallèles de couches rhyolitiques et de pluies de projection, très variables dans leur épaisseur, leur coloration, la grosseur des lapilli composants, formés de fines poussières ou de bombes brisées en débris plus ou moins roulés, arrondis".

- Berthois (1939) publie la première coupe de la carrière sur laquelle figurent cinq niveaux de tufs dont un de "tuf à ciment bleuté" renfermant des "éléments rhyolitiques avec parfois des cristaux d'un pyroxène qui paraît être de l'augite".

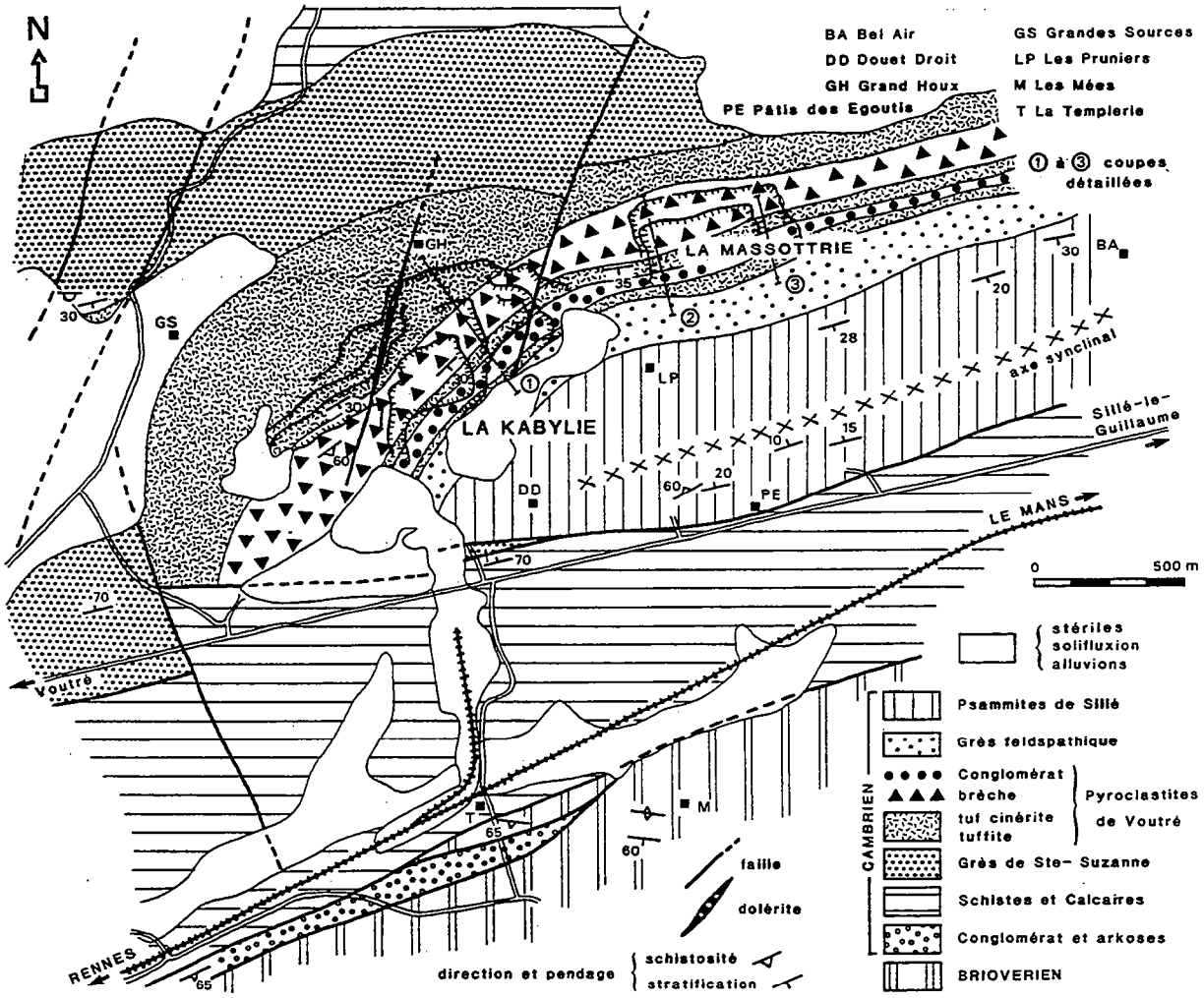


Fig. 19 : Cadre géologique détaillé des carrières de Voutré (la Kabylie et la Massottrie) à l'extrémité occidentale du synclinal des Coëvrons (*cf.* fig.10)

II.- La succession volcanique des carrières de Voutré (Mayenne)

Les seuls travaux récents portant sur le complexe volcanique de Voutré sont l'œuvre de Boyer qui, seule (1969) ou en collaboration de Brousse (1967), propose une reconstitution de l'histoire du volcanisme pyroclastique à partir d'un examen détaillé des successions volcano-sédimentaires de la carrière de la Kabylie. Les conclusions de ces travaux seront discutées au cours de l'analyse de nouvelles coupes établies dans la carrière principale, dite de la Kabylie en 1978 et 1981, et complétées par une coupe de la carrière de la Massottrie, ouverte récemment à l'Est (fig.19). Signalons également qu'une courte description des unités de la Kabylie, accompagnée d'une coupe synthétique, a déjà été publiée à l'occasion du Congrès international de Géologie, tenu à Paris en 1980 (Doré et Le Gall, 1979).

1.- Cadre structural des carrières de Voutré

Les carrières de Voutré se situent au flanc nord des Coëvrons occidentaux (fig.10 et 19) dans un secteur où ce pli synclinal accuse une **très forte dissymétrie** (Dupret et Le Gall, 1978). Les assises cambriennes du flanc nord, reposant sur le granite cadomien d'Izé, sont inclinées régulièrement d'une trentaine de degrés vers le Sud, à l'image des strates pyroclastiques de la Kabylie (fig.12; coupe n°5). Au flanc sud en revanche, le conglomérat basal de la série cambrienne ne subsiste qu'en lambeaux discontinus, portés à la verticale et coincés le long d'une faille inverse à regard nord (exemple du lambeau situé au Sud de la Templerie, fig.19). Les assises de la Formation des Schistes et calcaires, toujours fortement redressées, sont interrompues par un accident majeur N 70, fonctionnant en faille inverse à composante de cisaillement senestre et dénommée faille F1 (Dupret et Le Gall, 1978; fig.11). Celui-ci occasionne la suppression quasi-totale de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne du flanc sud ainsi que de celle des Pyroclastites de Voutré : seule subsiste une petite écaille de la Formation de Sainte-Suzanne composée de grès quartzites finement feldspathiques à minces intercalations de siltites vertes (S0 N70°; 70°N), découverte en 1989 lors des travaux de la nouvelle unité de concassage. Ces grès affrontent directement le coeur du synclinal ouvert dans la Formation des Psammites de Sillé (fig.19).

La **schistosité** associée au plissement varisque n'est sensible que dans les niveaux pyroclastiques les plus fins des carrières (cinérite, tuffite) où elle s'exprime par une fine fracturation, sans déformation des objets (pisolithes volcaniques ou ponces). Un **second débit**, sub-méridien et à regard ouest, affecte localement les volcanites et souligne le passage de deux accidents N 15 traversant la carrière de la Kabylie. Il s'agit de la faille occidentale le long de laquelle est injectée un mince filon doléritique, et de la faille orientale qui provoque une intense fracturation des roches ayant nécessité l'ouverture plus à l'Est de la carrière de la Massottrie.

2.- Les grandes unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la carrière de la Kabylie : lithologie et interprétation génétique.

Plusieurs ensembles volcaniques et volcano-sédimentaires d'une puissance totale cumulée de **près de 170 m** sont entaillés par l'exploitation (fig.20 et 21). Sur ces 170 m, 150 appartiennent à la partie supérieure de la Formation des **Pyroclastites de Voutré** qui compte, au maximum, **250 m de matériaux volcanogènes** (Le Gall, 1976 ; Doré et Le Gall, 1979). Les 20 m sommitaux entrent dans la Formation des **Grès feldspathiques.**

a/ ensemble "infra-lahar" (n°1, fig.21)

Cet ensemble (> 27 m), de base inconnue, correspond au niveau le plus bas de la succession volcanique exposée en carrière. Il se compose de termes bien stratifiés, remaniés par l'eau (tuffites et pyroclastites), interrompus dans leur partie médiane par des horizons pyroclastiques non remaniés (cinérites, tufs et brèches).

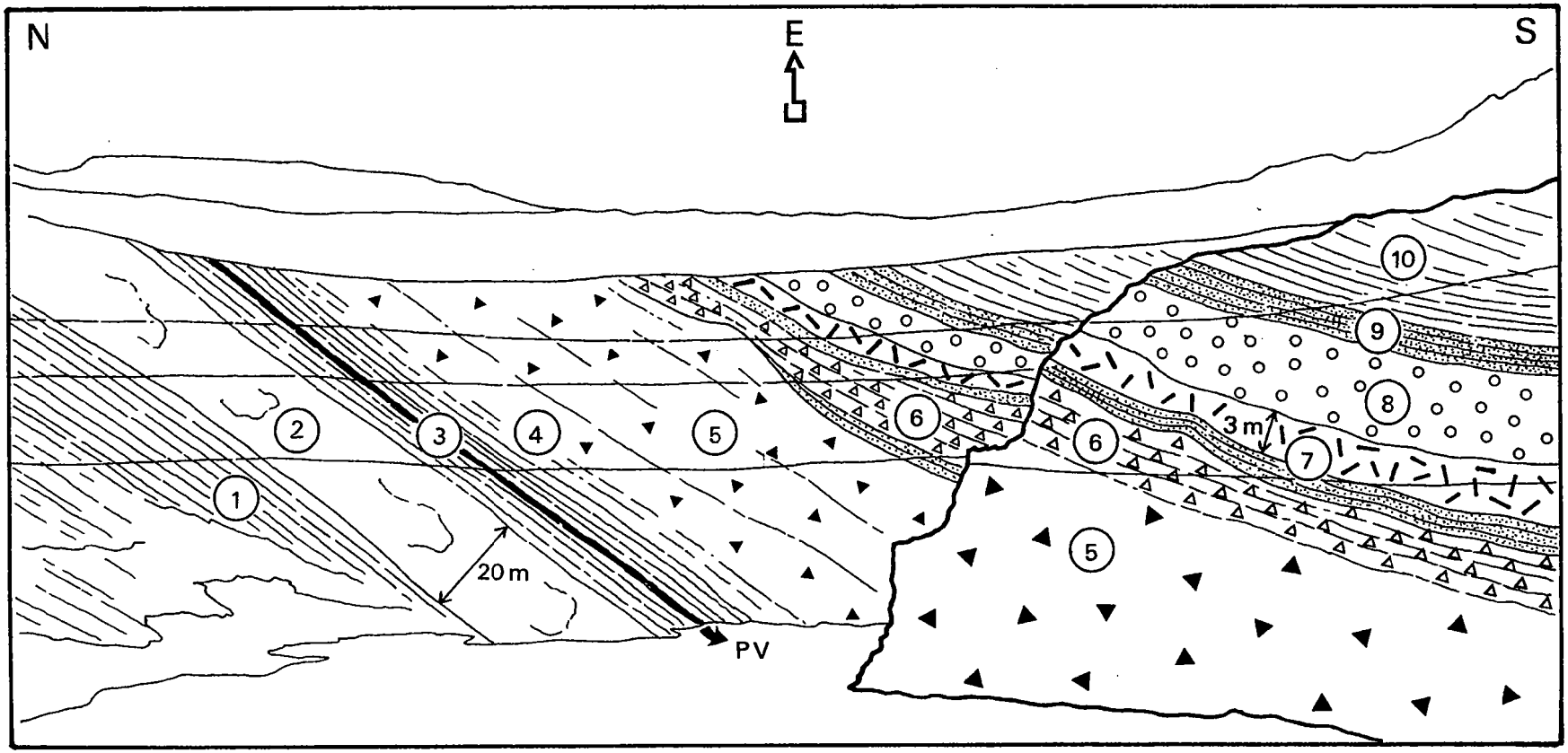


Fig. 20 : Vue générale en direction orientale de la carrière de la Kabylie à Voutré
(d'après photographie prise en 1990). Les traits horizontaux correspondent aux différents étages de la carrière.
1: ensemble infra-lahar; 2: lahar; 3: tuffites supra-lahar (PV: pierre violette); 4: pyroclastites ponceuses; 5: brèche bleue; 6: brèches stratifiées; 7: cinérites à pisolithes volcaniques et coulée pyroclastique; 8: conglomérat;
9: cinérites à pisolithes volcaniques; 10: tuffites et grès feldspathiques.

- les tuffites et les pyroclastites remaniées:

Stratifiées en bancs décimétriques, les tuffites et les pyroclastites fines et grossières montrent clairement des preuves de **remaniement par l'eau** : - litage très fin et régulier, accidenté de quelques petites figures de charge et de glissement ; - présence locale d'un litage oblique associé à plusieurs surfaces de rides de courant ou d'oscillation ; - minces horizons d'accumulation de pisolithes volcaniques détritiques, fréquemment brisés (fig.22).

Au niveau de l'actuel étage inférieur de la carrière (front de taille est), un banc métrique de tuffites grises massives, situé à 3 m sous le lahar, renferme dans sa partie médiane un mince horizon de siltites noires percées de terriers verticaux ou obliques (15 cm de long et 2 cm de diamètre au maximum)(fig.23). A l'exception des formations sédimentaires sommitales, c'est l'**unique phénomène de bioturbation** rencontré au sein des unités volcano-sédimentaires de la carrière.

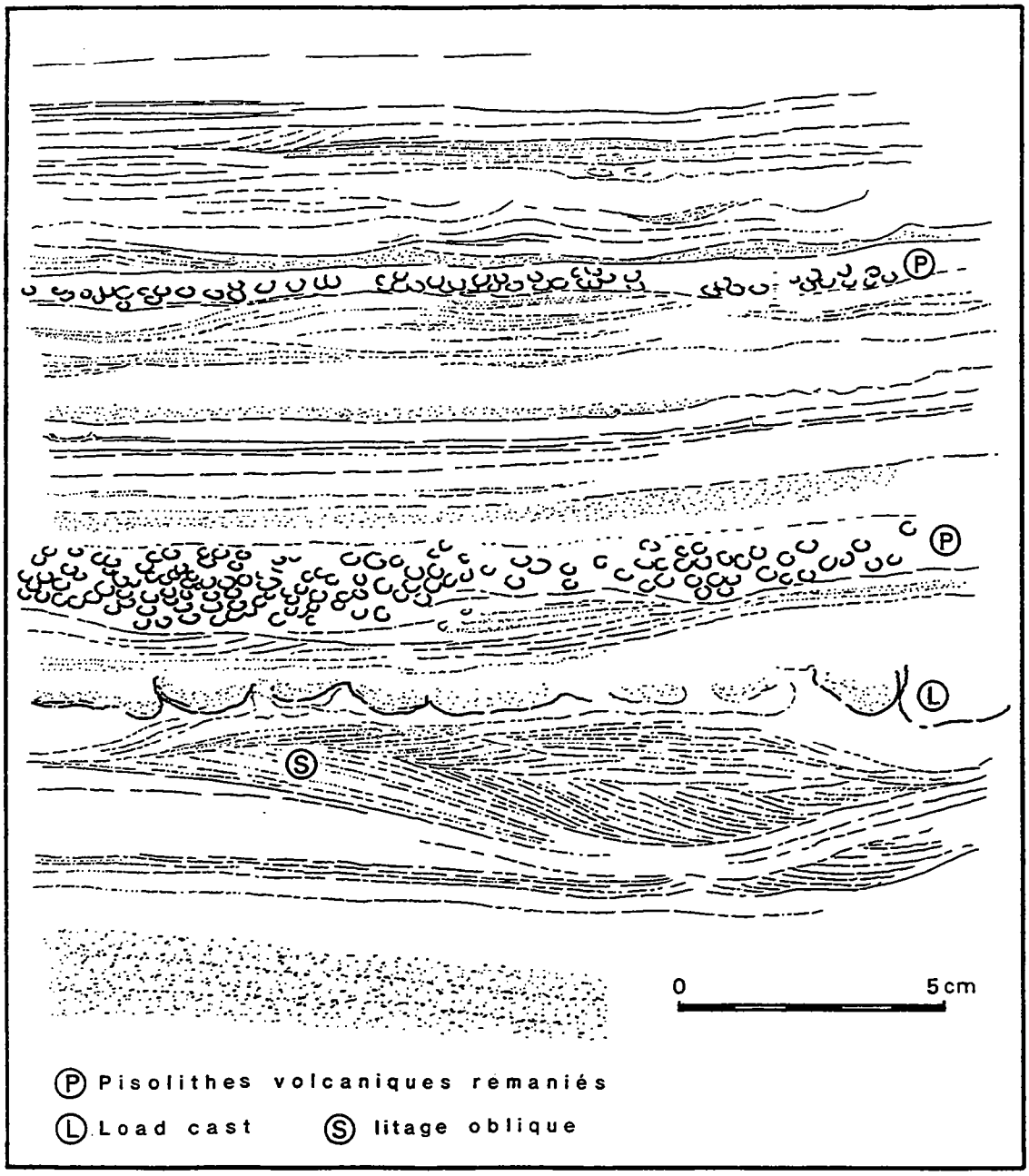


Fig. 22 : Les pyroclastites remaniées de l'ensemble infra-lahar de la carrière de la Kabylie à Voutré : détail des figures sédimentaires
(dessin d'après un échantillon)

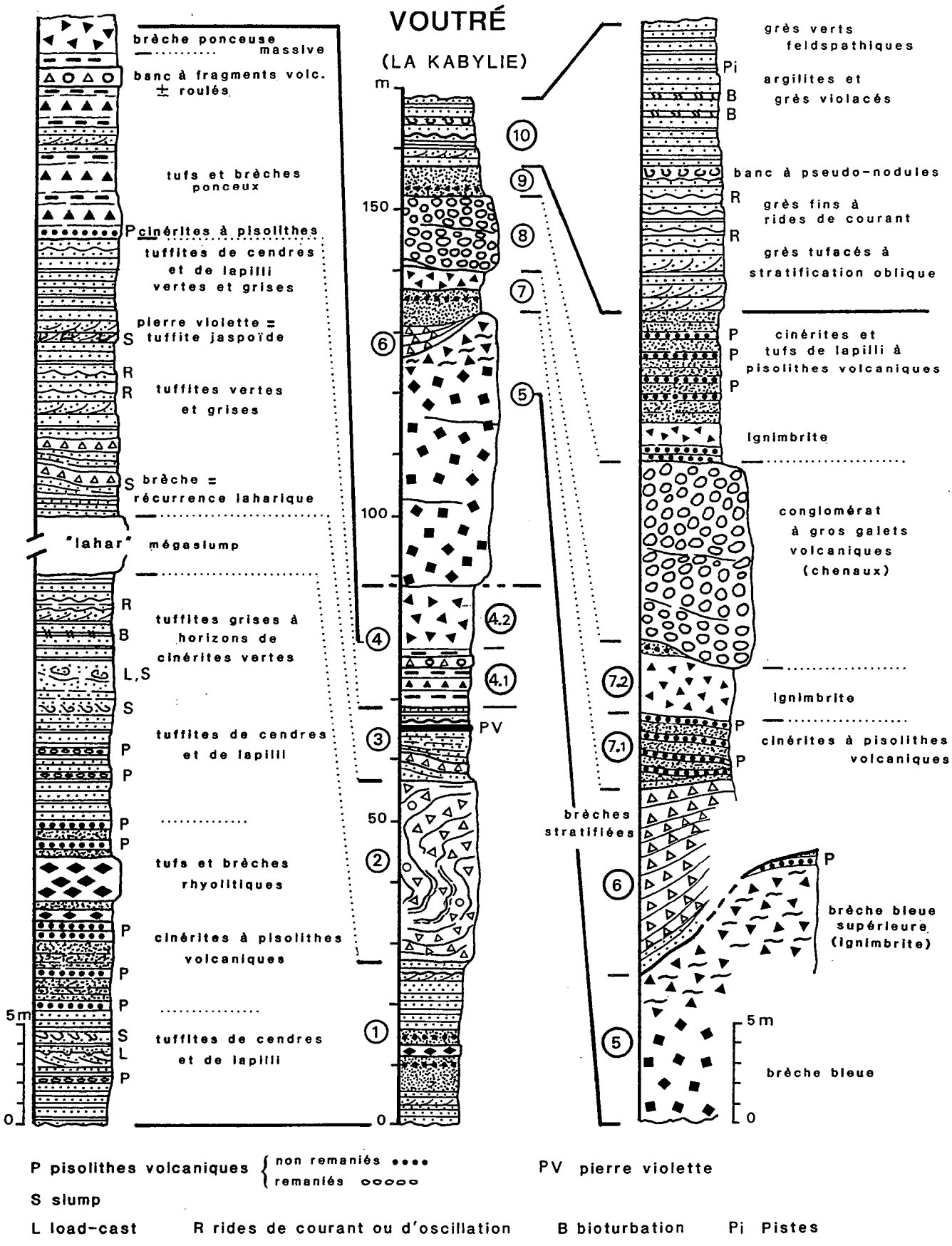


Fig. 21 : Succession lithologique détaillée de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la carrière de la Kabylie (n°1 à 10 ; voir texte)

L'analyse microscopique révèle la nature surtout **volcanogène** des éléments incorporés dans les pyroclastites grossières : - fragments de laves microlitiques et surtout de verres acides plus ou moins vésiculés ; - ponces illitisées ; - nombreux cristaux de quartz, de feldspaths et de biotite chloritisée ; - matrice cinéritique. La reprise des éléments par l'eau se décèle par la concentration de cristaux de quartz et de fragments laviques dans les lits grossiers et par la disposition à plat des lambeaux de ponces et des paillettes de mica. Si le remaniement est indiscutable, le transport apparaît toujours **très limité** ainsi que le suggèrent la préservation des ponces en fragments anguleux et l'absence d'usure des cristaux de quartz (Pl. II, ph. 2 et 3).

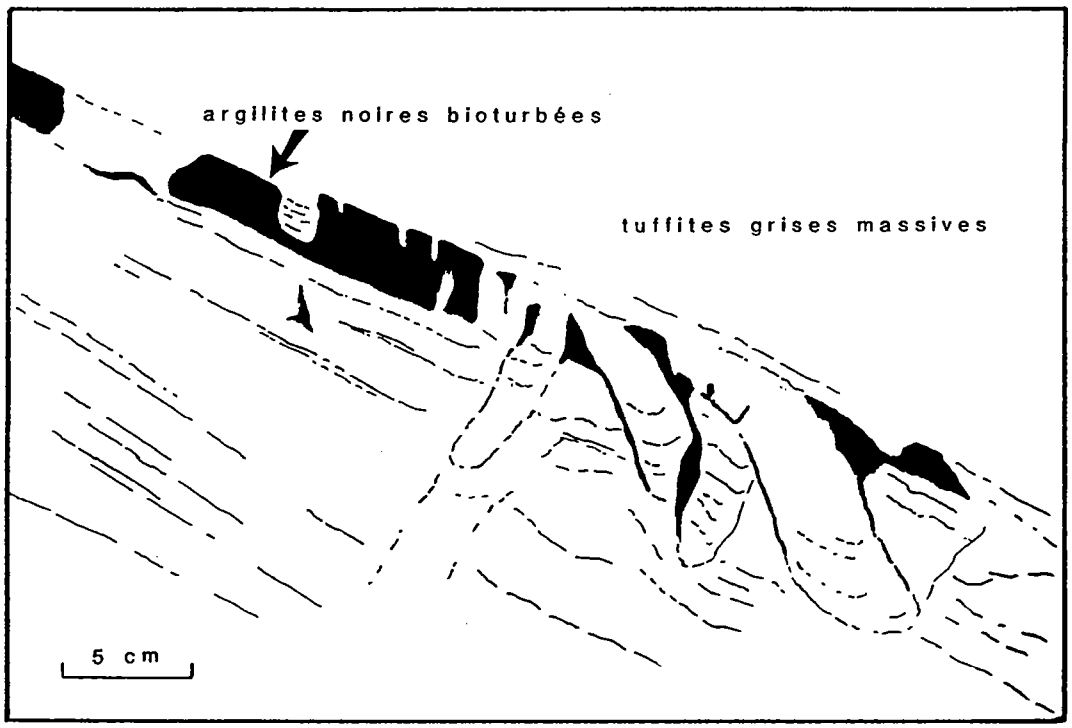


Fig.23 : Figures de bioturbation dans les pyroclastites remaniées infra-lahar de la carrière de la Kabylie

Une question reste posée : s'agit-il de termes dérivant du **démantèlement** d'édifices pyroclastiques **aériens** ou de projections **directes en milieu aquatique** ? Il est presque certain que ces deux mécanismes interfèrent si l'on en juge par l'examen de la partie sommitale de l'ensemble volcanogène où des horizons décimétriques de cinérites vertes tranchent brutalement sur un "fond continu" de tuffites gris-vert homogènes. L'hypothèse retenue est celle de **chutes de cendres dans un bassin marin peu profond alimenté par l'érosion de reliefs volcaniques très proches.**

- les pyroclastites intermédiaires :

Intercalé au sein de l'ensemble infra-lahar, prend place un épisode pyroclastique composé de 9 à 10 mètres de **cinérites, tufs et brèches** n'offrant pas de preuves évidentes d'un remaniement par l'eau. Ces projections se sont déposées soit **à sec**, soit plus vraisemblablement, au vu de la nature des strates encaissantes, **sous faible tranche d'eau** sans qu'interviennent ni tri gravitaire, ni brassage intensif.

Les horizons cinéritiques abritent de nombreux lits à **pisolithes volcaniques** d'un diamètre voisin de 5 mm. Le matériel piégé dans leur nucléus est strictement identique à celui de

la matrice cendreuse, ce qui écarte l'hypothèse de leur transport en dehors de leur milieu de genèse. L'analyse granulométrique et les comptages sur lame mince soulignent que les cinérites présentent un grain très fin (82,4 % de matrice < 125 µm) ; les éléments figurés (17,6 %) se répartissent entre les ponces (71,6 %), les fragments lithiques (12,5 % de laves acides vitreuses dominantes et de laves hyalo-microlitiques et microlitiques accessoires) et les cristaux (15,9 %).

Deux niveaux de **tufs et de brèches** sont encadrés par les cinérites à pisolithes volcaniques. La masse bréchique principale, épaisse de 2 m, contient d'abondants fragments anguleux (0,5 à 3 cm), non triés, constitués de laves acides fluidales à patine blanchâtre (fig.24). Ces rhyolites, vitreuses à hyalo-microlitiques, sont noyées dans une matrice cinéritique comptant de multiples cristaux de quartz automorphes, quelques feldspaths et micas. Si l'on se réfère à son caractère monogénique, son degré de fragmentation et son abondante matrice cinéritique, la brèche rhyolitique doit résulter d'un **dynamisme phréato-magmatique** déclenché soit au cours d'une éruption sous-aquatique, soit par contact d'une coulée aérienne avec une masse d'eau. Cette interprétation génétique est renforcée par la présence des nombreux niveaux à pisolithes volcaniques (Pl. II, ph. 4) qui précèdent ou recouvrent les brèches et qui se forment fréquemment lors d'éruptions phréato-magmatiques (Cas et Wright, 1987).

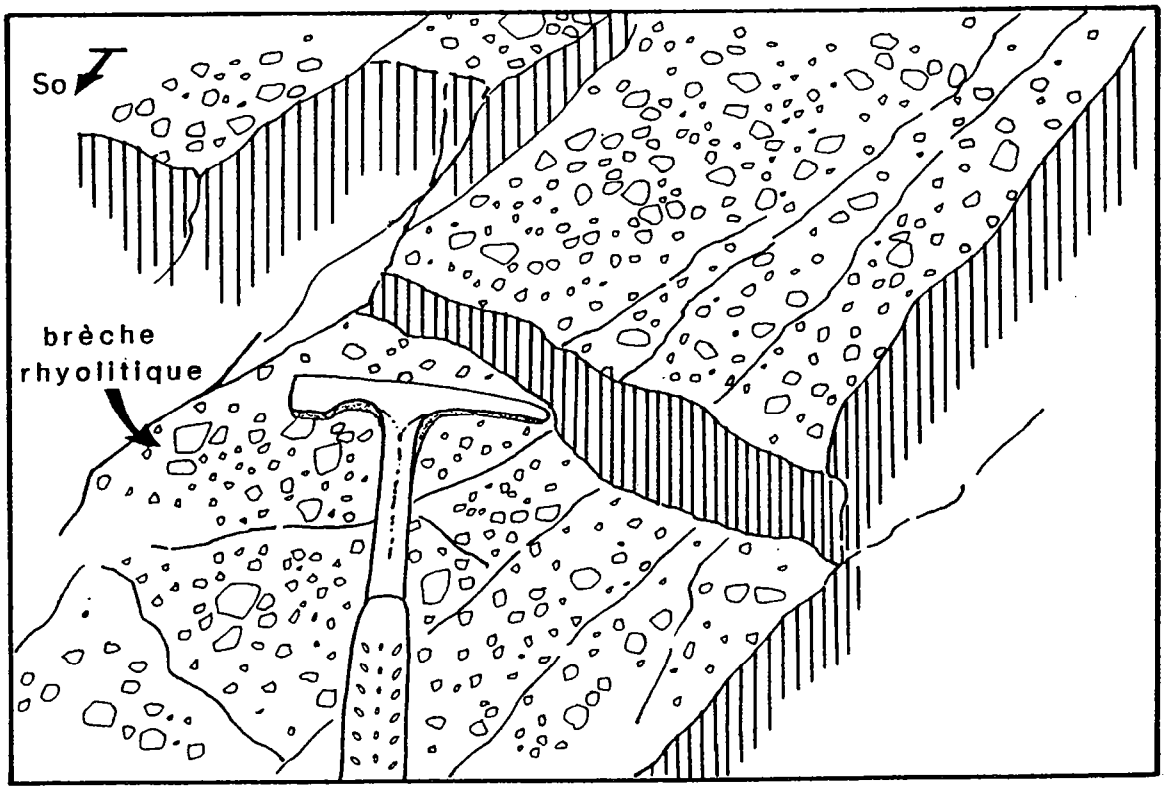


Fig.24 : Brèche rhyolitique dans l'ensemble infra-lahar de la carrière de la Kabylie (dessin d'après photographie)

b/ <u>brèche laharique</u> (n° 2, fig.21)

Qualifié de brèche inférieure ou **lahar** par Boyer (1969), le second ensemble de la succession volcanique constitue un important niveau-repère de la carrière grâce surtout aux spectaculaires phénomènes de **glissement** qui l'affectent (fig.25). Cette masse, épaisse d'une trentaine de mètres au maximum, présente des caractéristiques lithologiques et texturales qui peuvent se résumer ainsi :

- éléments non classés, de taille très variable (en moyenne 3 à 5 cm), hétérolithiques, en fragments anguleux ou plus rarement en galets. Les éléments se répartissent en : laves rhyolitiques, rubanées, vitreuses ou hyalo-microlitiques ; laves dacitiques et andésitiques, porphyriques, holoplagioclasiques à reliques de pyroxène déstabilisé en chlorite. Ces laves, très communes, côtoient des fragments plus dispersés de tuffites et de rares lambeaux de ponces fibreuses. Les galets, d'une taille maximum n'excédant pas 10 cm, sont surtout constitués de rhyolite et de grès-quartzites issus de la formation des Grès de Sainte-Suzanne.

- matrice fine, très abondante, qui emballe des paquets métriques de tuffites, en bancs déformés par le slumping. Cette matrice, de composition cinéritique, contient de multiples fragments volcaniques analogues à ceux décrits précédemment et de nombreux cristaux de quartz et de feldspaths.

Selon Boyer (1969), le phénomène responsable de la formation de cette brèche est une coulée de boue de type lahar. De plus, la présence, au sommet de la coulée, de tufs cinéritiques verts en couches déformées par slumping passant à une zone calme stratifiée, l'amène à proposer l'interprétation suivante : déclenchement d'un lahar sur les flancs d'un relief volcanique, suivi de son immobilisation puis de son érosion. Les matériaux érodés, mêlés de projections directes ou remaniées, se déposent dans de petites cuvettes lacustres donnant naissance aux tufs stratifiés verts. Enfin, glissement en masse d'une "tranche" de ces dépôts.

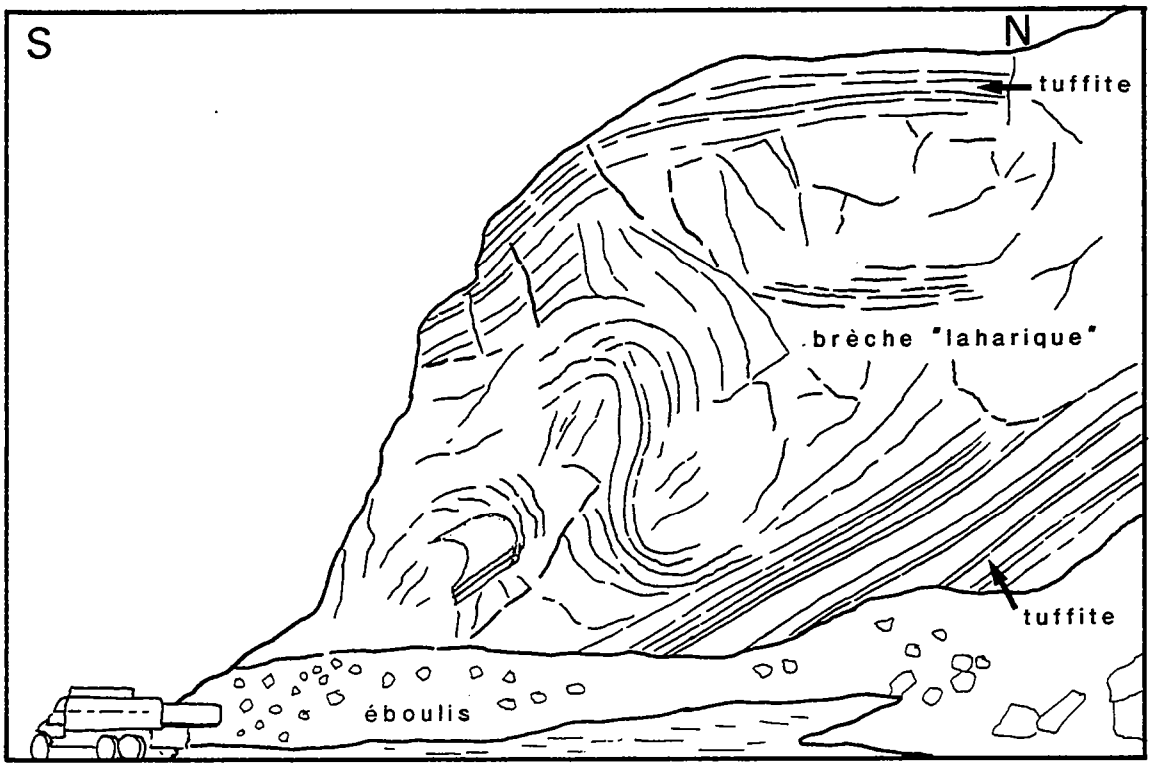


Fig. 25 : Glissement en masse dans la brèche laharique de la carrière de la Kabylie (front de taille ouest)

Les observations nouvelles effectuées sur la "brèche laharique" et ses épontes nous conduisent à proposer une interprétation qui diffère sensiblement de celle de Boyer :

1/ accumulation de tuffites et de pyroclastites au sein d'un bassin **marin peu profond** (*cf.* ensemble n°1) ; des indices d'instabilité gravitaire existent déjà dans ces couches sous la forme de plusieurs niveaux à petits slumps ;

2/ arrivée d'une **épaisse coulée de boue** en domaine sous-aquatique ; ce surcroît d'apport déclenche un vaste **glissement** ("méga-slump") dans lequel on retrouve pêle-mêle des paquets de tuffites litées, déformés de plis syn-sédimentaires, et des masses bréchiques non stratifiées. Il est clair que les couches perturbées de tuffites n'occupent pas uniquement un niveau privilégié, couronnant la masse bréchique, comme le suggérait Boyer (1969), mais se rencontrent sur toute la hauteur du slump ; ce sont d'ailleurs les couches de tuffites supportant la coulée de boue qui glissent et se trouvent ployées en vastes structures sigmoïdes (fig.25).

Rien n'interdit, *a priori*, que la coulée de boue représente la **partie sous-aquatique d'un lahar** ayant pris naissance sur les flancs d'un édifice volcanique aérien. Les conditions nécessaires au déclenchement de ce type de coulée sont ici requises (Boyer, 1969), et les caractères pétrographiques et texturaux de la brèche sont compatibles avec ceux relevés dans les brèches lahariques actuelles ou récentes (Fisher, 1960 b ; Mullineaux et Crandell, 1962 ; Parsons 1969). L'importance volumétrique de la matrice fine et l'absence de gros blocs charriés, mis à part les paquets de tuffites arrachés lors du slumping, représentent deux facteurs qui pourraient indiquer la **nature distale** de la coulée à moins qu'ils ne reflètent surtout le très **fort degré de fragmentation** des pyroclastites de la source.

c/ <u>les tuffites "supra-lahar"</u> (n°3, fig.21)

Cet ensemble stratifié, épais de 13 m, est barré d'un horizon-repère métrique, dénommé **"pierre violette"** par les carriers.

A la base, viennent des tuffites gris-vert, assez massives, interrompues par deux niveaux bréchiques (10 à 20 cm), attribués à des lahars (Boyer, *op. cit.*). Ces brèches, particulièrement riches en fragments andésitiques à résidus de pyroxènes (Pl. III, ph.1), renferment, dans un ciment cinéritique envahi d'épidote, quelques rares ponces fibreuses.

Le corps principal se compose de tuffites vertes et grises, fines ou grossières, en petits bancs soulignés de minces lamines vert-pistache où se concentre de l'épidote. Les preuves de **remaniement par l'eau** sont évidentes : litage plan ou oblique avec niveaux lessivés, nombreuses surfaces à rides de courant ou d'oscillation. Au sommet de la succession apparaissent plusieurs intercalations de cinérites vert-pâle silexoïdes à cachet nettement pyroclastique (projections directes de cendres en milieu aquatique).

L'horizon-repère violacé ("pierre violette") se situe à environ 9 m au-dessus du "lahar". Il s'agit de **tuffites jaspoïdes**, violacées à patine jaunâtre, dont l'exceptionnelle dureté provient de la finesse du grain et d'une silicification secondaire (SiO_2 = 76 %; Boyer, 1969, 1974 ; tabl.4). La matrice quartzo-feldspathique, particulièrement ténue, renferme de minuscules fragments de verre acide plus ou moins vésiculé. Une pigmentation ferrugineuse fait ressortir les figures sédimentaires : slumps, load-casts et surtout stratification oblique.

d/ <u>les pyroclastites ponceuses "infra-brèche bleue"</u> (n°4, fig.21)

Au-dessus des tuffites litées, vient une puissante succession (20 m environ) à nette **dominante pyroclastique**, composée de cinérites, de tufs et brèches **ponceux**, stratifiés à la base et plus massifs vers le sommet. L'ensemble stratifié inférieur admet cependant quelques intercalations de tuffites fines et grossières et un horizon conglomératique.

Les niveaux inférieurs montrent une alternance de cinérites et de tufs particulièrement **riches en fragments de ponces** (4-1, fig.21). A la base existent deux horizons (25 à 35 cm d'épaisseur) de cinérites grises à **pisolithes volcaniques** séparés par des lits de cinérites vertes. Un comptage réalisé sur un horizon de tufs sus-jacent fournit les résultats suivants :

plus de 99 % de ponces en fragments anguleux ; moins de 1 % de cristaux de quartz et feldspaths à facture pyroclastique ; aucun fragment lithique. Les ponces de bulles ou de canaux, d'une taille maximum n'excédant pas 1 cm, sont noyées dans une matrice cinéritique homogène (fraction < 125 µm) très finement dévitrifiée et qui représente environ la moitié du volume de la roche. Il faut également souligner que de **petits éclats vitreux**, peu ou non vésiculés, se concentrent à la base de certains lits cinéritiques, intercalés dans les tufs ponceux (fig.26) (Pl. III, ph. 2 et 3).

Au sommet de l'ensemble stratifié inférieur, un horizon à patine plus claire se détache sur le front de taille de la carrière. Il s'agit d'un niveau métrique **conglomératique**, composé d'éléments mal calibrés et grossièrement stratifiés, dont quelques uns présentent un début d'émoussé. La taille des éléments est très variable (1 mm à 5 cm) à l'image de leur nature : laves violacées, hyalo-microlitiques, renfermant des pseudomorphes de pyroxène ; laves acides, leucocrates, hyalo-microlitiques ; rhyolites vitreuses à texture perlitique ; fragments ponceux. Ces éléments jointifs sont cimentés par des particules fines, envahies d'épidote. Latéralement, le niveau conglomératique se biseaute et fait place à un ensemble plurimétrique de pyroclastites fines et grossières **remaniées par l'eau** (litage régulier, stratification oblique).

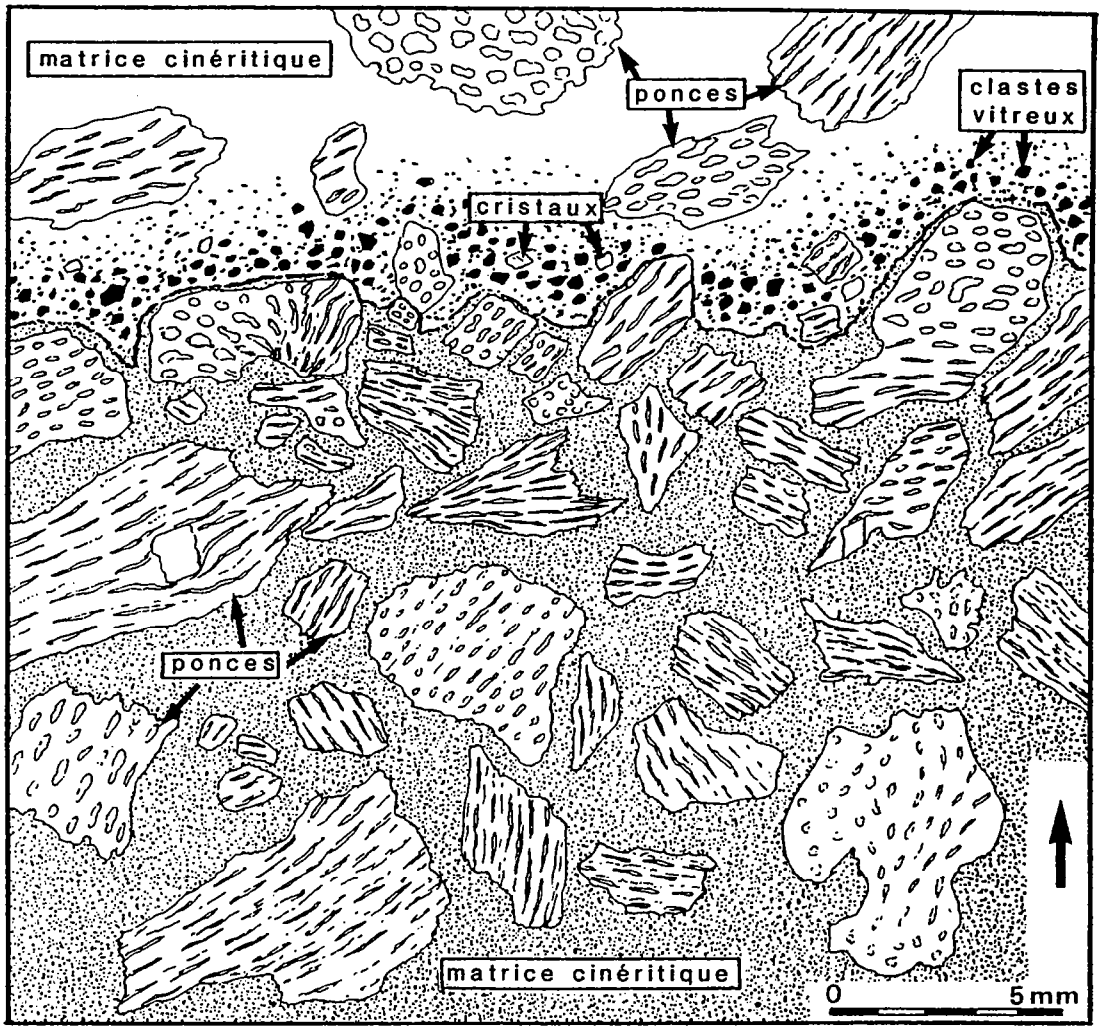


Fig. 26 : Faciès microscopique des pyroclastites ponceuses stratifiées situées sous la "brèche bleue" de la carrière de la Kabylie
(*cf.* Pl. III, ph. 2 et 3)

Les 15 mètres supérieurs de l'ensemble pyroclastique ponceux (4-2, fig.21) sont essentiellement constitués par des **brèches** à patine verdâtre contenant des fragments anguleux vert-pâle (ponces) et gris-violacé (laves), dispersés dans une matrice fine cinéritique (Pl. III, ph. 4). La présence d'épidote, en petits grains diffus dans la matrice, confère à certains éléments de la brèche (ponces en particulier) un contour peu discernable. Boyer (1969) a baptisé cet ensemble "brèches à éléments à contours flous", et y signale, aux côtés d'abondants éléments microlitiques et vitreux, quelques rares fragments de ponce.

Trois échantillons ont été prélevés au sein de cet ensemble bréchique d'apparence homogène : l'un à la base, le second au milieu, le dernier au sommet. Les analyses granulométriques et modales sur lames minces soulignent une certaine similitude entre les deux premiers échantillons : 67 à 68 % de ponces (ponces fibreuses et bulleuses d'une taille maximum de 1,2 cm) ; 25 à 28 % de lithoclastes (laves microlitiques et hyalo-microlitiques fréquentes ; rares fragments de roches sédimentaires et granitiques) ; 4 à 8 % de cristaux (quartz et feldspaths brisés). L'ensemble de ces éléments est contenu dans une matrice cinéritique occupant un volume de 50 à 65 % de la roche. S'il renferme toujours un pourcentage de matrice fine élevé (55 %), et peu de cristaux (7 %), l'échantillon sommital se distingue des précédents par une nette diminution des ponces (44 %) au profit des lithoclastes (49 % de laves surtout microlitiques, en fragments anguleux ne dépassant pas 2 cm).

Interprétation génétique des pyroclastites ponceuses

La présence de deux unités de pyroclastites ponceuses, l'une inférieure stratifiée, l'autre supérieure massive, indique un changement des dynamismes éruptifs à l'intérieur d'un cycle volcanique qui reste cependant dominé par la production et l'éjection d'un grand volume de ponces.

i) mode de mise en place des pyroclastites ponceuses stratifiées (4-1, fig.21)

L'interprétation génétique de ces pyroclastiques doit tenir compte d'un certain nombre de contraintes :

- les pyroclastites recouvrent en **concordance** et **sans hiatus** apparent un ensemble de **tuffites déposées en milieu sous-aquatique** ; elles admettent des intercalations de tuffites **remaniées par l'eau** ;
- les plans de stratification séparant les différentes strates pyroclastiques perdent de leur régularité et de leur netteté en gagnant la partie supérieure du complexe ; conjointement, l'épaisseur moyenne des strates et la granulométrie des constituants tendent à augmenter ;
- outre les deux niveaux à **pisolithes volcaniques**, les horizons lités inférieurs contiennent de nombreuses ponces de bulle et de multiples **pyroclastes vitreux** noyés dans une abondante matrice cinéritique ; les fragments lithiques peuvent faire totalement défaut ;
- les horizons supérieurs, mal stratifiés, renferment, à côté des ponces toujours largement dominantes, des éléments lithiques représentés par des laves acides vitreuses et des laves andésitiques microlitiques ;
- la taille maximum des fragments ponceux et lithiques ne **dépasse jamais 1 à 2 cm** ; ces fragments non usés, sont médiocrement classés avec une tendance à une concentration des lithiques en base de banc et des ponces au sommet ;
- quelle que soit la taille moyenne des fragments, la **matrice cinéritique fine** (< 125 µm) demeure toujours **abondante** (50 % au moins du volume des roches) ;
- un horizon **conglomératique** à galets polygéniques mal roulés est intercalé au toit des pyroclastites stratifiées.

L'abondance des fragments **juvéniles vésiculés** (ponces, échardes) impose presque nécessairement leur production à partir d'une **activité volcanique directe** (*cf.* Fiske, 1963 ; Fiske et Matsuda, 1964). Il ne s'agit donc pas de matériaux issus de l'érosion d'édifices pyroclastiques préexistants comme l'indiquent par ailleurs l'absence d'usure et le tri médiocre

des éléments. Un remaniement en masse, telle une coulée de boue, pourrait ne pas classer les éléments tout en préservant leur intégrité même pour les plus fragiles (ponces de bulle), mais ce mécanisme se heurte au fait que les pyroclastites ponceuses sont parfois **stratifiées en petits bancs** réguliers et de granulométrie tranchée. Seule une activité explosive discontinue, de type **projections ponceuses pliniennes**, peut rendre compte de l'ensemble des caractères offerts par les pyroclastites ponceuses stratifiées.

Les projections ponceuses recouvrant directement un ensemble de tuffites déposées sous l'eau, la question se pose de savoir si les éruptions sont : 1/ **entièrement sous-aquatiques**, 2/ **entièrement aériennes** avec retombées partielles des éjecta en milieu marin ; 3/ **sub-aériennes** avec développement d'éruptions **phréato-magmatiques**.

Un modèle de genèse de projections ponceuses et de coulées pyroclastiques acides à partir d'une **colonne éruptive sous-marine** a été développé par Fiske (1963) et Fiske et Matsuda (1964) (fig.27). Ce modèle, repris et adapté par Niem (1977) pour expliquer l'intercalation de cinérites et de coulées pyroclastiques au sein d'une série marine profonde flyschoïde, ne peut être retenu ici pour plusieurs raisons :

- une éruption sous-marine rhyolitique produit beaucoup de verres acides, rapidement refroidis, et fragmentés en hyaloclastites anguleuses non vésiculées (Fisher et Schmincke, 1984 ; Cas et Wright, 1987). A l'inverse, les ponces bien vésiculées, munies de bulles non coalescentes, sont rares car, même si elles se forment dans la partie sub-aérienne du panache éruptif, les plus gros fragments (> 1 mm) flottent (Fisher, 1965) et se séparent des autres constituants qui amorcent leur décantation ;

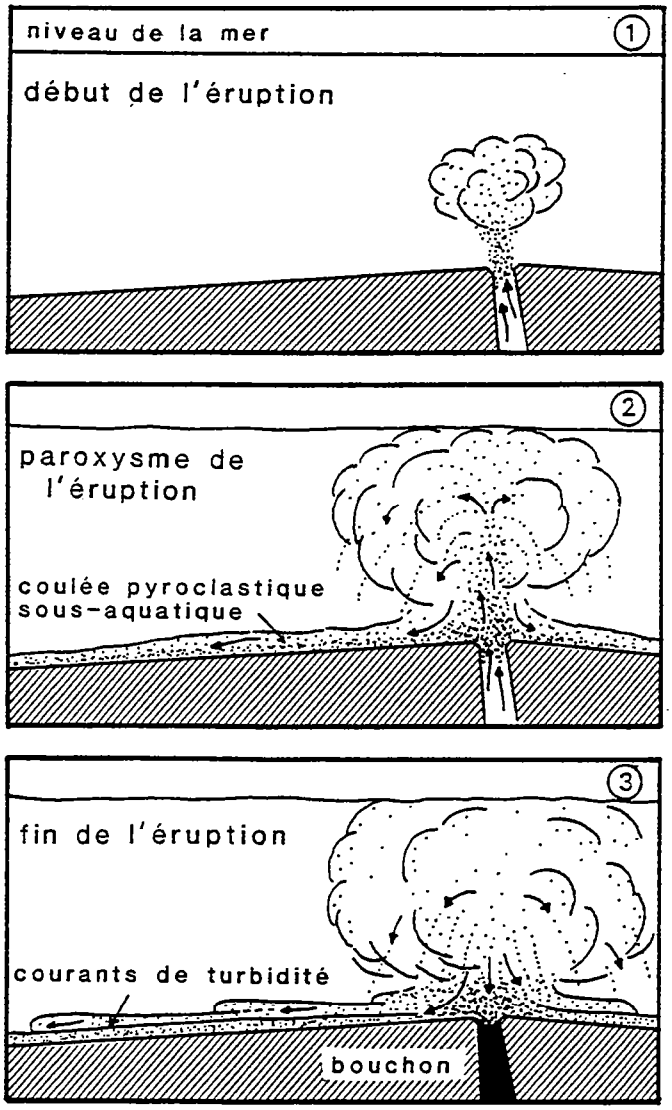


Fig. 27 :
Modèle d'éruption sous-marine d'une coulée pyroclastique
(d'après Fiske et Matsuda, 1964)

- selon le modèle de Fiske et Matsuda (1964), les matériaux extraits par gravité de la colonne éruptive (ponces fibreuses, fragments juvéniles peu vésiculés, cristaux) sont, au fur et à mesure de leur dépôt, remaniés par des courants de turbidité. Le dépôt final prend l'aspect d'un empilement de pyroclastites doublement granoclassées : chaque lit élémentaire de la séquence est classé, au même titre que l'ensemble de la séquence elle-même. Les pyroclastites sous-aquatiques, déposées dans un bassin peu profond non soumis à l'influence de courants turbides (exemple des pyroclastites de Voutré), ne développent pas de telles séquences mais en revanche, elles admettent de nombreuses intercalations de termes sédimentaires ou volcano-sédimentaires affectés de figures de remaniement par l'eau. Hormis un niveau conglomératique, aucune intercalation **franchement sédimentaire** n'est relevée au sein des projections ponceuses litées.

L'hypothèse de projections aériennes avec retombées de ponces en milieu marin ou à sec ne paraît pas non plus satisfaisante. Les éruptions pliniennes délivrent de très grandes quantités de ponces dont les fragments sont généralement grossiers, assez bien classés, jointifs, et qui s'accumulent de façon homogène sur des épaisseurs variables (Walker, 1981 a). En contexte aquatique, les ponces bulleuses flotteraient et migreraient en dehors du lieu de dépôt.

L'hypothèse la plus plausible reste donc celle d'**éruptions phréato-magmatiques** ou plus exactement **phréato-pliniennes** telles qu'elles ont été définies et analysées par Self et Sparks (1978). Même si les dépôts de type "déferlante basale" manquent, nombre de critères distinctifs relevés dans les pyroclastites ponceuses stratifiées étayent cette hypothèse :

- les dépôts sont bien lités, mal classés ;
- le **degré de fragmentation** des éléments est **élevé** et conduit à la production d'une volumineuse matrice fine cinéritique ;
- il existe des niveaux de **cinérites à pisolithes volcaniques** ;
- les éléments juvéniles appartiennent à deux catégories, reflétant un double mécanisme de fragmentation : 1/ des **petits clastes anguleux**, non ou peu vésiculés, tenus pour caractéristiques d'une fragmentation d'un magma acide en contact de l'eau (Heiken, 1972 ; Wohletz, 1983) ; 2/ des **ponces**, relativement grossières, aux bulles non coalescentes, nées de la rupture du magma par expansion des gaz . Dans les éruptions phréato-pliniennes, ce second mécanisme précède la fragmentation du magma au contact de l'eau (Self et Sparks, 1978) ;
- un **granoclassement inverse** peut apparaître lors du dépôt de la masse de particules : les clastes vitreux et les cristaux tendent à se concentrer à la base des strates, alors que les ponces bulleuses, moins denses, se rassemblent en surface (fig.26) (Pl. III, ph. 2).

L'introduction de **fragments lithiques**, surtout sensible dans les termes sommitaux des projections ponceuses, indique une évolution du dynamisme éruptif, évolution marquée également par l'augmentation conjointe de la taille des fragments et de l'épaisseur des bancs. Ce type d'évolution peut s'expliquer soit par un **élargissement du conduit éruptif** consécutif à une érosion de ses parois (Wilson *et al.*, 1980 ; Walker, 1981 a) soit, plus vraisemblablement, du fait de la **transition entre une activité phréato-magmatique et une activité magmatique**. Cette transition, fréquente dans le cas d'éruptions hydroclastiques (Cas et Wright, 1987), témoigne d'une diminution du rapport de masse entre l'eau et le magma (Sheridan et Wohletz, 1983 ; Wohletz et Sheridan, 1983).

Le déroulement du cycle éruptif à l'origine des projections ponceuses stratifiées peut, à la lumière des faits exposés ci-dessus, être ainsi reconstitué :

- déclenchement d'une **activité phréato-plinienne** lors de l'éruption d'un magma acide en milieu marin peu profond ou, à l'inverse, brusque entrée de l'eau au sein d'une structure volcanique de type caldera (*cf.* caldera d'Assé-le-Boisne - Pail);
- évolution graduelle de l'activité vers des **conditions plus "aériennes"**, au fur et à mesure que le dynamisme éruptif s'affranchit du rôle de l'eau. Au cours de cette évolution, des reliefs volcaniques sont créés, reliefs vite soumis à l'érosion ainsi que l'atteste l'horizon conglomératique inséré au toit des projections stratifiées. Une transition s'effectue donc entre des **éruptions sous-aquatiques et sub-aériennes**, le caractère sub-aérien étant étayé par plusieurs critères (*cf.* Fisher et Schmincke, 1984) : - présence de pyroclastes bien vésiculés ; -

apport de fragments épiclastiques roulés, hétérolitiques, indiquant une phase d'érosion sub-aérienne d'un édifice volcanique composite.

ii) mécanisme de mise en place des pyroclastites ponceuses massives (4-2, fig.21)

A en juger par l'absence apparente de stratification interne, le défaut de tri et d'usure des éléments, l'abondance relative de ponces en fragments bien conservés et la forte proportion de matrice fine cinéritique, seuls **deux processus** sont aptes à rendre compte de l'origine des pyroclastites ponceuses massives : une **coulée de boue** (lahar) ou une, ou plusieurs, **coulées pyroclastiques**. Comme souvent en pareil cas, le choix demeure difficile (*cf.* discussion *in* Fisher et Schmincke, 1984 ; Cas et Wright, 1987), mais semble pencher plutôt en faveur de la coulée de boue.

Rien n'indique déjà une mise en place sous forme d'une coulée pyroclastique **chaude** : absence de débit prismé, de conduits fumerolliens et de niveaux soudés. Les structures internes, propres aux coulées pyroclastiques font également défaut : pas de texture vitroclastique ni de texture flammée ; absence de preuve d'un écoulement laminaire. En revanche, les pyroclastites ponceuses pourraient évoquer certaines **coulées pyroclastiques "froides"** produites et épanchées **sous l'eau** (Fiske, 1963; Fiske et Matsuda, 1964). Les principales objections à ce rapprochement concernent : - l'étalement de la masse pyroclastique ponceuse sur des projections ponceuses stratifiées dont les strates sommitales se sont déposées en milieu sub-aérien ; - l'abondance de ponces bulleuses ; - enfin, et surtout, la forte proportion de matrice fine ; les coulées pyroclastiques sous-aquatiques contiennent seulement de 10 à 25 % de particules inférieures à 2 mm (Fiske et Matsuda, 1964), contre ici, plus de 50 % de particules inférieures à 125 µm.

L'hypothèse la plus vraisemblable reste celle d'une coulée boueuse dense, de type **lahar**, même si certains caractères s'accordent mal, *a priori,* avec un tel mécanisme : absence de gros blocs charriés et surtout abondance de **fragments de ponce**. Ce dernier caractère, entre autres, sert d'ailleurs de critère distinctif entre lahar et coulée pyroclastique non soudée (Parsons, 1969 ; Crandell, 1971). Cependant, des **lahars riches en ponces** ont été décrits dans la formation mio-pliocène d'Ellensburg (Etat de Washington) (Schmincke, 1967), au Katmaï (Hildreth, 1983), enfin au Santorin (Bond et Sparks, 1976 ; Wright, 1978). Dans ce dernier site, les lahars recouvrent des dépôts de déferlantes basales, riches en cendres fines et en ponces, et qui dérivent d'une activité phréato-magmatique (Bond et Sparks, 1976). Ainsi, l'absence de gros blocs, l'abondante matrice fine et la richesse en ponces relevées dans la partie basale de l'unité pyroclastique massive, pourraient s'expliquer par le déclenchement d'une coulée laharique remaniant les projections ponceuses sous-jacentes accumulées sur des pentes instables. Il n'est pas exclu que ce lahar ponceux représente la **partie distale d'une coulée pyroclastique chaude** ; une transition quasi imperceptible peut en effet s'établir entre des coulées pyroclastiques proximales, chaudes et sèches, et des coulées distales, boueuses et humides (exemple de l'éruption de 1980 du Mont-St.Helens ; Sheridan et Wohletz, 1981).

e/ la brèche bleue (n°5, fig.21)

La transition entre les pyroclastites ponceuses et la brèche bleue se marque surtout par une variation de la couleur des roches - de verdâtre à bleu-violacé - et aussi par l'accentuation du **caractère massif** des termes : la brèche bleue paraît à première vue très homogène et **dépourvue de stratification**, sauf au sommet où s'intercalent des faciès à loupes chloriteuses. La composition chimique en éléments majeurs de la brèche bleue, déduite de la moyenne des 6 analyses publiées par Boyer (1974) et de 3 analyses inédites réalisées par le laboratoire des Ponts et Chaussées d'Angers (tabl.4) révèle, outre un caractère acide, des concentrations en Na_2O nettement supérieures à celles en K_2O. Ce comportement des alcalins rejoint celui mis en évidence chez l'ensemble des laves acides ou intermédiaires de la province du Maine.

	447	44	Br. X	89	94	95	Cl. X	88	16	86	14	37	K 34	229	695B	BER	695C
SiO2	77,08	79,38	72,13	70,08	66,86	72,58	70,90	74,44	76,76	76,18	73,68	78,09	80,33	76,40	69,98	71,38	56,61
Al2O3	14,81	1,93	11,85	16,75	17,91	16,20	13,70	14,16	11,01	13,48	13,32	11,46	10,33	13,05	15,52	14,12	17,91
Fe2O3	1,46	1,15	3,00	1,07	2,06	1,28	3,96	1,22	1,13	2,00	2,97	1,72	1,50	3,32	3,11	0,00	1,66
FeO	*	*	1,48	1,56	1,53	0,99	0,13	0,70	0,20	0,25	0,11	*	*	*	*	3,89	5,85
MnO	<0,05	<0,05	0,01	nd	nd	nd	0,01	nd	-	nd	-	-	0,02	<0,05	0,04	0,03	0,07
MgO	0,63	0,05	0,52	0,52	1,37	0,42	1,36	0,86	0,30	0,13	0,25	0,50	0,08	0,77	0,76	0,33	2,41
CaO	<0,10	<0,10	1,36	0,90	1,19	1,05	0,50	0,67	1,40	0,45	0,51	0,75	0,02	<0,10	0,36	0,74	1,61
Na2O	0,07	0,08	6,44	4,35	3,75	5,00	0,74	1,85	8,25	6,00	6,84	5,00	4,02	0,07	3,40	4,06	6,78
K2O	4,07	3,27	1,17	2,60	2,25	1,32	5,48	3,45	0,20	0,50	1,25	2,00	1,32	3,62	4,72	3,01	1,26
TiO2	0,25	0,14	0,27	0,34	0,22	0,10	0,08	-	0,22	0,14	-	-	0,04	0,14	0,49	0,62	1,48
P2O5	<0,10	<0,10	0,03	nd	nd	nd	0,03	nd	0,10	nd	-	0,12	0,01	<0,10	tr	0,17	0,27
H2O+	2,57	2,21	1,31	-	-	-	2,94	-	0,89	-	0,60	0,42	-	2,57	-	1,49	-
H2O-	0,01	0,23	0,04	-	-	-	0,38	-	0,10	-	0,10	0,14	-	0,34	-	0,37	-
PF	-	-	-	1,36	2,20	0,95	-	2,02	-	0,50	-	-	1,65	-	1,91	-	2,53
Total	100,90	98,90	99,61	99,90	99,74	100,17	100,26	98,80	100,56	99,63	99,63	100,20	99,32	100,30	100,29	100,21	98,44

Tabl.4 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du synclinal des Coëvrons

Cycle V1: 447 et 44; Pyroclastites de Voutré: Br.X à 229; rhyolite de Sillé-le-Guillaume: 695 B à 695 C.
Localisation des échantillons : 447: ignimbrite, Nord de Montreuil-le-Chétif; 44: cinérite à pisolithes volcaniques, les Herbaudières; Br.X à K 34: carrière de la Kabylie (Br.X à 95: brèche bleue; Ci.X et 88 : cinérites; 16 et 86 : "pierre violette"; 14 à K 34 : galets de rhyolite); 229 : cinérite à pisolithes volcaniques, carrière du Coq; 695 B et BER : rhyolite, la Revannière; 695 C : enclave andésitique dans rhyolite, la Revannière.
(analyses Br.X = moyenne des brèches, Ci.X = moyenne des cinérites, 14, 16, et 37, *in* Boyer, 1974; analyse BER, *in* Berthois, 1939).

Epaisse d'une **quarantaine de mètres**, l'unité bréchique massive renferme des fragments anguleux, hétérométriques, d'une **taille maximum n'excédant pas 5 cm.** Ces fragments, de nature variée, sont dispersés au sein d'une matrice fine, toujours **abondante.** L'examen macroscopique et microscopique de nombreux faciès, régulièrement espacés au sein du corps bréchique, a été complété par trois analyses granulométriques et modales en lames minces, réalisées sur des échantillons prélevés respectivement à une hauteur de 7, 10 et 26 mètres. Bien que fragmentaires, les résultats révèlent cependant une variation de la granulométrie, de la texture et surtout de la composition entre les termes inférieurs et supérieurs de la brèche.

Les **fragments lithiques** abondent dans la **moitié inférieure de la brèche bleue** où ils représentent en moyenne 70 % des éléments figurés. Il s'agit pour l'essentiel de laves hyalo-microlitiques sombres riches en épidote, de nature andésitique à dacitique, à phénocristaux de plagioclases et de pyroxènes déstabilisés. Parmi les autres fragments, citons surtout des lambeaux de verre acide, en voie de vésiculation, et plus rarement des éléments sédimentaires (siltites et grès cambriens). Les véritables fragments de ponces, fibreux ou bulleux, ne paraissent pas dépasser 20 % des éléments figurés. Certains faciès bréchiques en sont pratiquement dépourvus ; les ponces étant remplacées par des clastes acides rubanés où alternent des couches vitreuses plus ou moins vésiculées. Des cristaux (10% au maximum) complètent l'inventaire pétrographique : il s'agit de quartz et de feldspaths à net façonnement pyroclastique, autrement dit caractérisés par la forme très anguleuse de leurs fragments. La matrice cinéritique de la brèche bleue inférieure occupe un volume qui varie environ entre 25 et 50 % de la roche.

La **partie supérieure de la brèche bleue** se singularise de l'ensemble inférieur par : 1/ une nette augmentation des **ponces** aux dépens des fragments lithiques ; 2/ l'apparition d'une **texture d'écoulement laminaire** soulignée par le développement, à certains niveaux, de flammes chloriteuses, centimétriques à décimétriques ; 3/ une granulométrie généralement plus fine, liée à la raréfaction des gros fragments lithiques et à une augmentation globale de la **matrice cinéritique.**

Dans l'échantillon recueilli à une quinzaine de mètres du toit de la brèche, les pourcentages en ponces, fragments lithiques et cristaux se fixent respectivement autour de 60, 35 et 5 %. Les ponces de bulles, en fragments allongés ou grossièrement arrondis (taille maximum : 1 cm), voisinent avec de nombreuses flammes chloriteuses (3 cm de long x 0,5 de large au maximum) qui confèrent à la roche une nette texture orientée. Par ordre de fréquence décroissante, les fragments lithiques se répartissent en (Pl. IV, ph. 1 et 2) : - verre acide fluidaux, souvent perlitiques, à dévitrification felsitique ou granophyrique ; - laves acides à intermédiaires, hyalo-microlitiques, à phénocristaux de feldspaths et résidus de pyroxène ; - ignimbrite à texture vitroclastique soudée ; - rares éléments sédimentaires (siltites cambriennes ; grauwackes briovériennes) et grenus (granite cadomien). Les cristaux les plus répandus sont des quartz anguleux ou, à l'opposé, presque ronds, ces derniers provenant de la fracturation des cristaux selon des cassures courbes. L'abondante matrice fine (60 % de la roche) montre une texture pseudo-fluidale liée à la concentration de petites flammèches ponceuses illitisées. Elle renferme en outre une infinité de minuscules fragments ponceux qui paraissent dériver de l'éclatement des ponces de bulles. Cependant, et bien qu'elle se soupçonne, aucune texture vitroclastique n'a pu être clairement identifiée, à cause surtout de l'extrême finesse de la matrice cinéritique.

Les autres faciès sommitaux de la brèche bleue ne s'écartent pas franchement du type analysé, si ce n'est dans l'acquisition plus ou moins nette d'une texture flammée. A ce sujet, un faciès prélevé à environ 2 mètres du toit de la brèche présente un spectaculaire développement de flammes chloriteuses vert-sombre, atteignant une longueur de 10 cm au maximum, et qui donnent à la roche un aspect d'**ignimbrite flammée** (fig.28). Ce faciès, qui n'est plus observable aujourd'hui dans la carrière de la Kabylie, se retrouve dans la carrière de la Massottrie avec cependant des flammes n'excédant pas 4 à 5 cm de long.

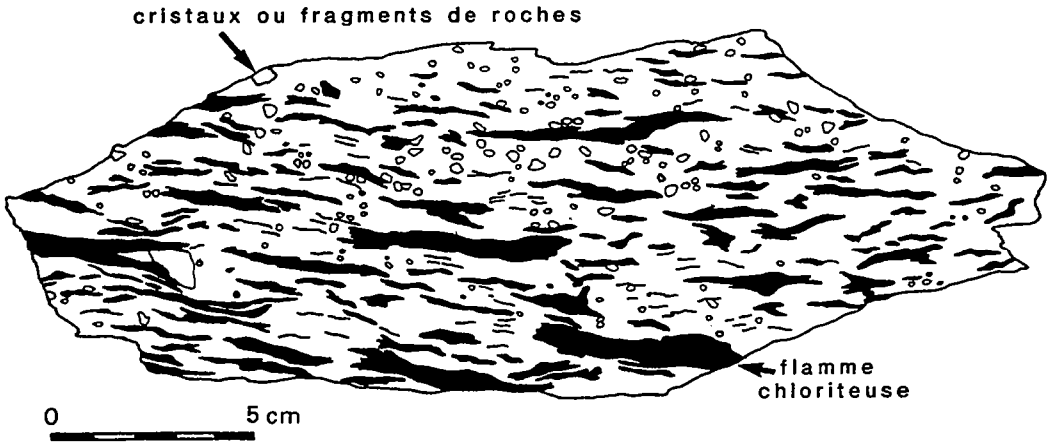


Fig. 28 : Faciès d'ignimbrite flammée situé au sommet de la "brèche bleue" de la carrière de la Kabylie

Des couches de **cinérites grises** recouvrent la surface supérieure de la brèche bleue en épousant ses irrégularités et en y remplissant les paléocreux. D'une puissance maximale métrique, ces cendres fines contiennent de nombreux lits à **pisolithes volcaniques** non remaniés par l'eau. Leur nucléus, telle la matrice dans laquelle ils baignent, renferme de multiples **fragments vitreux non vésiculés** (fig.29) (Pl. IV, ph. 3). Des cristaux éclatés de quartz et de feldspaths (orthose et plagioclases), quelques lambeaux de ponces et de rares fragments de laves complètent l'inventaire pétrographique.

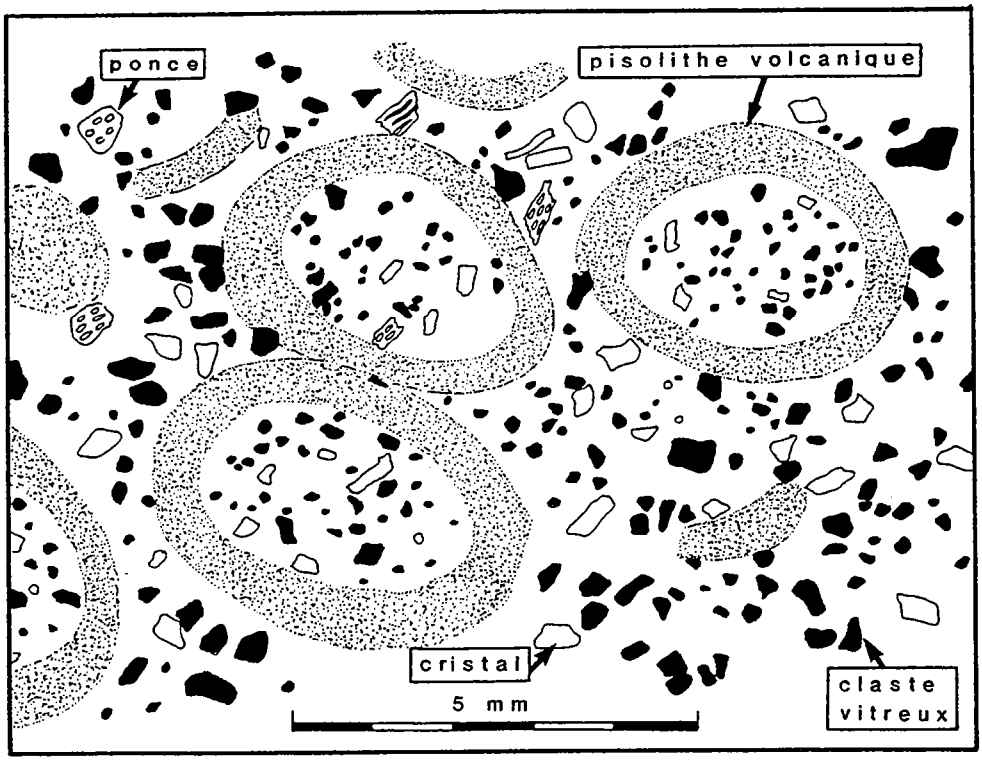


Fig. 29 : Faciès microscopique des cinérites à pisolithes volcaniques recouvrant la "brèche bleue" de la carrière de la Kabylie

Les cinérites à pisolithes volcaniques sont entaillées par des **chenaux** dans lesquels s'accumulent des **tuffites et des brèches stratifiées.** L'importance du creusement est telle que, par place, les cinérites sont entièrement érodées et que les brèches stratifiées reposent directement sur les termes sommitaux de la brèche bleue (fig.20).

Interprétation génétique de l'ensemble "brèche bleue" - "cinérites à pisolithes volcaniques".

Le mode de formation de la brèche bleue a déjà été débattu par Boyer (1969), ainsi qu'en témoignent les lignes suivantes : "La brèche bleue est une formation épaisse à cachet pyroclastique net ... L'abondance de petits fragments anguleux, dont certains présentent un allongement perpendiculaire à la base de la série, ne permet pas d'interpréter cette formation comme une ignimbrite, bien que l'allure générale y fasse songer. D'autre part, l'homogénéité dans la taille des éléments et surtout l'absence de très gros blocs de l'ordre du mètre cube s'opposent à une origine de type péléen si on se trouve près de la source d'émission, tandis que la non stratification s'oppose, elle, à cette même origine si on est loin du centre émetteur. Dans tous les cas, il semble donc difficile d'en faire une nuée ardente. Il ne s'agit pas là non plus, semble-t-il, d'un sédiment normal à éléments volcaniques, d'une part à cause de l'absence de stratification, d'autre part à cause des enclaves dont l'allongement principal est perpendiculaire à la base de l'ensemble. Un mode de formation proche de celui d'une coulée de boue, mais à matériel très fin, pourrait être envisagé".

Si un mécanisme de type **coulée de boue** est en effet envisageable, il est difficile, par contre, d'écarter d'emblée l'**origine ignimbritique** de la brèche pour l'unique et simple raison de la présence de quelques éléments disposés perpendiculairement à la base de la série. La partie basale de la brèche renferme en réalité de multiples clastes volcaniques disposés de façon tout à fait aléatoire au sein d'une matrice cinéritique. Le véritable problème posé à l'interprétation de la brèche, tient en fait à ce que, malgré son apparente uniformité, il est presque sûr qu'elle se compose de **plusieurs unités superposées** aux limites quelque peu floues. L'analyse pétrographique a, en effet, permis de mettre en évidence au moins **deux unités** principales, l'une inférieure, l'autre supérieure, dont les processus de dépôt peuvent largement différer.

Les caractères pétrographiques et structuraux de la **brèche bleue inférieure** obligent à rechercher son origine sous la forme soit d'une **coulée pyroclastique**, soit d'une **coulée laharique**. Nous retrouvons là le même dilemme que celui posé dans l'interprétation génétique de la brèche ponceuse, à cette différence près, qu'ici, les fragments contenus sont essentiellement des **clastes laviques et non des ponces.** Cette pénurie en ponces et plus généralement en fragments vésiculés pourrait témoigner en faveur d'une activité de type nuée ardente (Wright *et al.*, 1980 ; Smith et Roobol, 1982). L'inconvénient majeur de cette hypothèse réside cependant dans le **degré élevé de fragmentation** des clastes laviques qui s'accommode mal d'une telle origine (*cf.* remarque de Boyer). Aussi, et compte-tenu du contexte marin littoral dans lequel se déroulent les éruptions, le rôle d'une fragmentation d'**origine hydroclastique** est probable ; elle pourrait intervenir soit au cours d'une éruption phréato-magmatique, soit lors de l'entrée d'une coulée pyroclastique dans la mer. Cette dernière proposition reste la plus discutable, car les coulées pyroclastiques composées en majorité de fragments denses mêlés de cendres passent sous l'eau sans que leurs caractères essentiels s'en trouvent modifiés (Cas et Wright, 1987; *cf.*contexte aérien ou sous-aquatique de mise en place des ignimbrites; § d; introduction générale).

Pour toutes ces raisons dont la principale réside dans l'absence de structures litées typiques, le principe d'une mise en place de la brèche bleue inférieure sous forme de **coulées boueuses** peut être avancé. Les caractéristiques lithologiques et texturales de ces coulées impliquent malgré tout l'intervention préalable d'une activité volcanique très explosive à cachet **phréato-magmatique.** Les coulées lahariques doivent succéder rapidement aux phases éruptives si bien qu'elles en reflètent assez fidèlement les dynamismes. Les preuves de cet

enchaînement rapide tiennent au défaut d'intercalation de tuffites ou de lentilles conglomératiques dans l'unité bréchique inférieure, qui, par ailleurs, n'est pas "polluée" par des éléments exotiques (galets de roches grenues ou sédimentaires). Remarquons enfin, que ces lahars riches en fragments laviques, andésitiques à dacitiques, viennent directement recouvrir d'autres coulées lahariques, mais chargées elles de fragments ponceux, marquant là une évolution de la dynamique éruptive dont nous retracerons, en conclusion, les grandes étapes.

L'interprétation génétique de la **partie supérieure de la brèche bleue** soulève moins de difficultés. De nombreux indices trahissent, en effet, son irruption sous forme d'une ou de plusieurs **coulées pyroclastiques ponceuses** : - dépôts médiocrement classés, riches en ponces ; - abondante matrice cinéritique, à texture probablement vitroclastique ; - cristaux éclatés avec dispersion des fragments ; -texture flammée soulignant un mécanisme d'écoulement laminaire. Les flammes chloriteuses, très aplaties et à terminaisons effilochées en coupe (fig.28), se présentent en plan sous une forme vaguement elliptique, qui révèle une tendance à l'étirement selon une direction privilégiée. Même si leur structure primitive demeure ambiguë (ponces écrasées ou lambeaux vitreux ?), leur abondance à certains niveaux pourrait désigner des zones à l'origine partiellement ou fortement soudées (*cf.* par exemple Smith, 1960). Dans ce cas, l'éventualité d'un empilement de plusieurs nappes ignimbritiques serait envisageable.

Les couches de **cinérites** grises qui tapissent le toit des coulées pyroclastiques doivent très certainement être produites au cours du même cycle éruptif, ce qui est caractéristique de ce type d'émissions ignimbritiques (Sparks *et al.*, 1973 ; Sparks, 1976). La présence fréquente, dans ces cinérites, de **pisolithes volcaniques** (Sparks, 1975), est souvent interprétée comme le résultat de précipitations pluvieuses à travers le nuage de cendres, avec accrétion de cendres fines autour d'un noyau de particules plus grossières (Moore et Peck, 1962 ; Walker, 1981b). Cependant, l'abondance de clastes vitreux, contenus aussi bien dans le nucléus des pisolithes que dans la matrice cendreuse (fig.29) (Pl. IV, ph. 3) suggère une fois encore l'intervention d'un **dynamisme phréato-magmatique**. En s'appuyant sur des exemples d'éruptions récentes (Self et Sparks, 1978 ; Walker, 1979), l'origine des cinérites grises à pisolithes volcaniques pourrait être recherchée dans les explosions violentes qui se déclenchent lors de l'entrée des coulées pyroclastiques en milieu marin.

f/ <u>les brèches stratifiées</u> (n°6, fig.21)

Une unité **stratifiée** comprenant des termes à dominante granulométrique grossière (tuffites de brèches), vient combler des chenaux creusés dans les cinérites à pisolithes volcaniques et les coulées pyroclastiques (sommet de la brèche bleue). Boyer et Brousse (1967) ont décrit ces phénomènes de ravinement qui résultent "d'une phase d'érosion vraisemblablement continentale et torrentielle, car les vallons sont étroits, en forme de V relativement profonds, et leur géométrie dans le détail est rapidement changeante". Dans les matériaux de comblement de ces chenaux fluvio-lacustres, ils signalent des brèches, des tuffites, des horizons fins silexoïdes à oolithes volcaniques et des conglomérats. En 1969, Boyer va amender quelque peu ces premières observations, en décrivant "des chenaux torrentiels, aux bords à pente douce, installés dans la zone d'épandage d'un delta aquatique, probablement lacustre". Le remplissage de ces chenaux est assuré, poursuit-elle, par des formations conglomératiques qui comportent des intercalations de tufs à pisolithes volcaniques remaniés par l'eau. Si les phénomènes de ravinement ne sont pas contestables, il est plus difficile, par contre, d'adhérer aux vues de Boyer et Brousse (1967) et de Boyer (1969) lorsqu'ils réunissent au sein des matériaux de comblement des chenaux, des unités en réalité très différentes (brèches stratifiées, cinérites à pisolithes volcaniques, nappe de ponces, conglomérats) qui possèdent chacune leur propre dynamique de dépôt et qui seront décrites séparément.

D'une puissance très variable (métrique à décamétrique), l'unité de **brèches stratifiées** débute localement par des horizons fins qui colmatent les irrégularités de la surface d'érosion entamant la brèche bleue. Ces horizons se composent de **tuffites de cendres**, fines

et grossières, assurément remaniées par l'eau : - lits à grains fins très régulièrement disposés en minces lamines ; - lits à grains grossiers, granoclassés, à matrice réduite. La présence, dans ces derniers, de pisolithes brisés et de nombreux clastes acides totalement vitreux atteste que ces tuffites dérivent du remaniement presque sur place des cinérites grises à pisolithes volcaniques.

L'un des horizons de cendres fines remaniées, horizon décimétrique et discontinu, se singularise par le développement de lamines millimétriques très régulièrement espacées. Assimilables à des doublets de couleur différente, ces lamines, bien visibles sur l'échantillon, s'estompent en lame mince faute de discontinuité granulométrique. L'origine de ces structures, assez énigmatiques, pourrait être recherchée dans la **déflation** des cendres meubles recouvrant les ignimbrites et leur dépôt au sein de petites cuvettes aquatiques par adhérence des fines particules éoliennes au contact de l'eau.

Par le biais d'un **contact érosif** entaillant les tuffites, vient l'unité des brèches stratifiées proprement dite. Elle apparaît constituée de lits plus ou moins bien individualisés, dans lesquels se concentrent des éléments mal calibrés (de 1 mm à 20 cm), le plus souvent très peu usés, et contenus dans un ciment résiduel, fin, riche en cristaux brisés (Pl. IV, ph. 4). La nature de ces éléments est particulièrement variée ; Boyer (1969) dénombre jusqu'à vingt types de laves, différant par leur structure. Sans reprendre ici leur énumération, voici, regroupées par grandes familles, le recensement des principales volcanites :

- laves acides représentées par : 1/ des rhyolites à mésostase vitreuse finement dévitrifiée, très porphyriques (quartz automorphe, plagioclase acide chargé d'épidote, orthose perthitique accessoire, biotite chloritisée) ; 2/ des verres obsidienniques, parfois rubanés, à fissures curvilignes de retrait (perlites), dont la dévitrification felsitique s'orne de sphérolites. A côté de ces deux types très répandus et des variétés qui s'y rattachent, figurent, mais en moindre quantité, d'autres expressions d'un volcanisme acide : - ponces fibreuses ou bulleuses à rares phénocristaux de quartz et de feldspaths ; - ignimbrites à texture vitroclastique soudée.

- laves andésitiques et dacitiques, microlitiques ou hyalo-microlitiques, moins fréquentes que les termes acides ; ces laves, fluidales ou intersertales, holoplagioclasiques, renferment des pyroxènes entièrement chloritisés.

Quelques fragments de roches sédimentaires (grès-quartzites de la Formation de Sainte-Suzanne ; siltites cambriennes), de roches métamorphiques (cornéenne tachetée), et de granite cadomien complètent l'inventaire pétrographique. Le ciment des brèches, en général réduit et envahi d'épidote, contient de nombreux cristaux de quartz et de feldspaths brisés, quelques biotites chloritisées et de rares grenats.

Les faciès de brèches stratifiées résultent du **démantèlement d'appareils volcaniques aériens**, très certainement composites, bâtis par des empilements de coulées et de projections de nature variée : andésitique, dacitique et surtout rhyolitiques. Comme l'a déjà signalé Boyer (1969), la présence, parmi les éléments remaniés, d'ignimbrites à texture vitroclastique **soudée**, indique l'émission préalable de coulées pyroclastiques dont l'origine est sans doute à rechercher dans les puissantes nappes qui composent les complexes volcaniques des massifs septentrionaux (Assé-le-Boisne; Pail; *cf*. Ch. III).

Le dépôt de l'ensemble bréchique stratifié succède à une période marquée par un regain d'activité volcanique, période au cours de laquelle d'importants édifices voient le jour. A peine érigés, ces reliefs sont soumis à une intense érosion qui, jusqu'alors, se manifestait surtout par la mise en œuvre de spectaculaires phénomènes de glissements en masse de type lahar. Compte-tenu de leurs caractéristiques sédimentaires - litage plan, tri médiocre des éléments, passées grossières à matrice réduite - , il est sûr que les brèches ont subi un transport dans un milieu aquatique fortement chargé de particules. Leur origine pourrait être recherchée dans le lessivage de coulées lahariques bréchiques situées plus en amont à l'image des coulées de débris bréchiques ("debris flow breccias") dévalant des reliefs dans les Andes colombiennes

(Van Houten, 1976). De telles transitions entre des coulées boueuses et des décharges grossières, chenalisées ("stream flow") ou débordantes en nappes ("sheet flow"), sont décrites lorsque le rapport entre la quantité d'eau et celle de la boue augmente soudainement à la suite, par exemple, de fortes précipitations (*cf.* Hogg, 1982). L'hypothèse de **coulées boueuses lessivées** puis piégées dans des chenaux pourrait donc être retenue si l'on se réfère aux rapides variations d'épaisseur de l'unité bréchique stratifiée et au caractère érosif de sa surface basale.

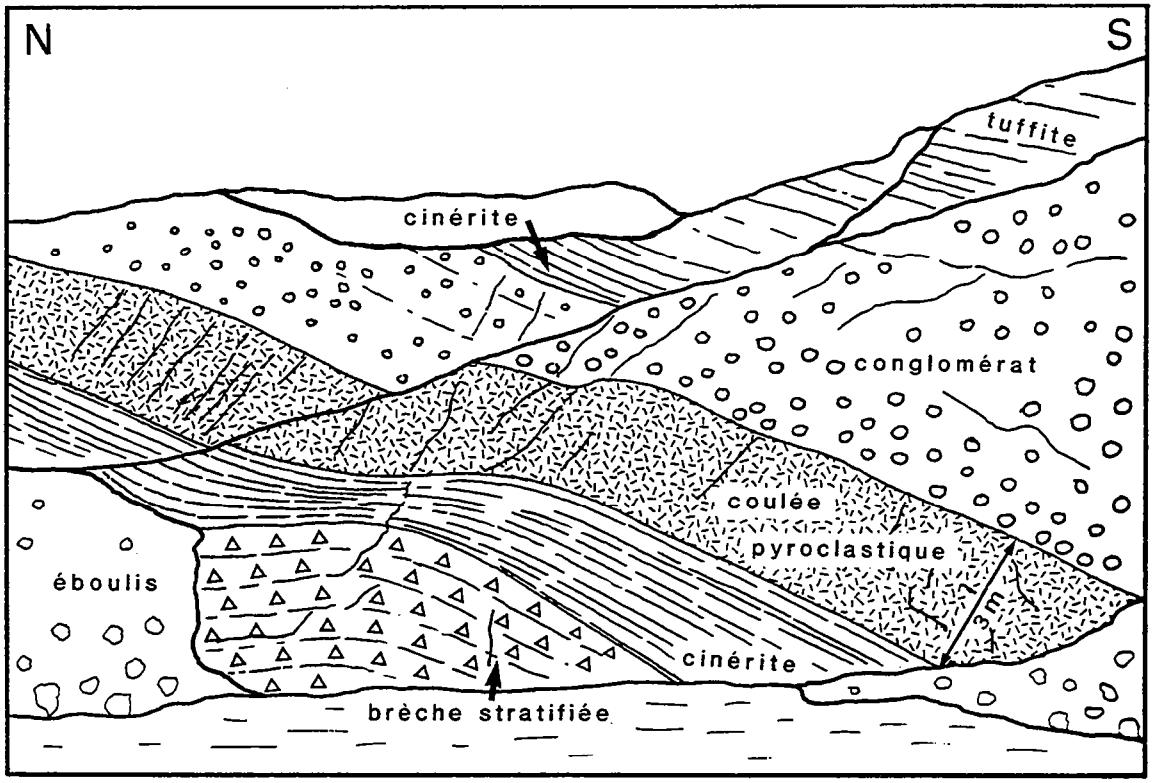


Fig. 30 : Relations entre les conglomérats, les coulées pyroclastiques, les cinérites vertes à pisolithes volcaniques et les brèches stratifiées dans la partie sommitale de la Formation des Pyroclastites de Voutré (carrière de la Kabylie, front de taille sud-est)

g/ les cinérites vertes à pisolithes volcaniques (n°7-1 ; fig.21)

Des lits de **cinérites vertes** et de tufs clairs revêtent les brèches stratifiées en moulant les irrégularités de leur surface supérieure. Même en intégrant les effets d'une compaction différentielle, il apparaît que cette surface topographique exerce un contrôle sur l'épaisseur des cinérites qui, de 6 mètres dans les paléocreux, passe à moins de 4 mètres à l'aplomb des reliefs (fig.30). La variation d'épaisseur s'effectue par la diminution de puissance de certains bancs et leur biseautage latéral selon des figures qui évoquent des stratifications obliques à angle très faible.

L'ensemble cinéritique est composé d'une alternance irrégulière de deux termes lithologiques principaux , stratifiés en lits parallèles et plans :

1/ des **cinérites vertes** associant, elles-mêmes, plusieurs faciès (fig.31) :

- niveaux **homogènes** à matrice cendreuse très fine, accueillant quelques cristaux brisés, des petits lambeaux de ponce et des clastes vitreux ;

- niveaux **finement stratifiés** avec films très réguliers et continus dans lesquels se concentrent des cristaux;

- niveaux riches en **pisolithes volcaniques** ; ces derniers de forme ovoïde et de taille centimétrique, sont dispersés de façon quelconque dans la matrice cendreuse. La similitude de composition entre leur nucleus et cette matrice exclut qu'ils aient subi un transport en dehors de leur lieu de genèse. Lorsqu'ils reposent sur les lits finement stratifiés, les pisolithes provoquent le développement de petites figures de charge (fig.31), analogues à celles décrites dans les cinérites de la succession pyroclastique du ruisseau de Rocher Reine (massif d'Assé-le-Boisne *cf.* Ch. III).

2/ des **cinérites grossières et des tufs** clairs composés pour l'essentiel de fragments de **ponces** et de verres acides perlitiques plus ou moins vésiculés, voisinant avec de rares éléments microlitiques (laves andésitiques et dacitiques) et sédimentaires (siltites cambriennes). L'épidote, en flocons disséminés dans la matrice fine, imprègne de préférence les fragments ponceux leur conférant une patine blanchâtre caractéristique à l'affleurement. Ces lits décimétriques, à grain grossier (taille maximum des ponces : 1 cm), surmontent, sans discontinuité apparente de la matrice fine, les couches de cendres à pisolithes volcaniques. Il apparaît ainsi des séquences à granoclassement inverse où, au sommet, se rassemblent les plus gros fragments ponceux.

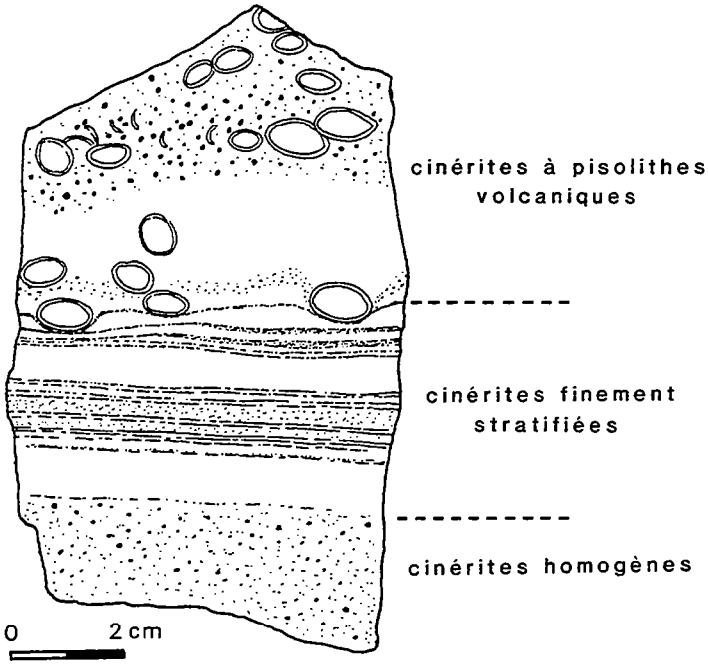


Fig. 31 : Lithofaciès des cinérites vertes à pisolithes volcaniques recouvrant l'unité des brèches stratifiées de la carrière de la Kabylie

* Interprétation de l'ensemble cinéritique

Boyer (1969) voyait dans cette unité de tufs finement stratifiés, des projections déposées sous une nappe d'eau : "cendres volcaniques... tombées directement (dans l'eau) ou triées par un courant". Elle considérait les pisolithes volcaniques comme des objets "arrachés par l'érosion aux cendres du cône volcanique" puis redéposés, après un transport par flottaison, dans les criques d'un rivage bordant un domaine lacustre.

S'il est vrai que quelques indices plaident en faveur du dépôt de cendres en **milieu aquatique** (litage fin et régulier de certaines passées cinéritiques évoquant une décantation sous l'eau ; aptitude de ces lits à se déformer de manière souple, preuve d'une cohésion partielle acquise par mélange des cendres avec de l'eau) (Pl. V, ph. 1), rien, en revanche, ne permet de conclure à un éventuel transport des éléments en dehors de leur milieu de dépôt : - absence d'usure et tri médiocre des éléments ; - défaut de figures sédimentaires (rides, stratification oblique...) ; - parfaite identité lithologique entre les cendres piégées au coeur des pisolithes volcaniques et celles des lits les renfermant. A toutes ces remarques, s'ajoutent plusieurs critères qui étayent l'hypothèse d'**éruptions phréato-magmatiques** à l'origine des cinérites à pisolithes volcaniques et des tufs ponceux :

- environnement marin littoral dans lequel s'exercent les éruptions ;
- degré de fragmentation élevé des pyroclastites (les plus gros fragments de ponce ne dépassent pas 1 cm) ;
- éléments juvéniles comportant à la fois des pyroclastes vitreux et des ponces bien vésiculées (*cf.* remarque concernant les pyroclastites ponceuses stratifiées "infra - brèche bleue") ;
- empilement plurimétrique de lits peu épais (centimétriques à décimétriques), résultant d'un grand nombre de brèves pulsations éruptives (Fisher et Schmincke, 1984) ;
- abondance de lits cinéritiques à pisolithes volcaniques ; ce caractère, particulièrement typique des éruptions phréato-magmatiques (Moore *et al.*, 1966 ; Fisher et Waters, 1970 ; Heiken, 1971 ; Waters et Fisher, 1971 ; Self et Sparks, 1978...), s'explique par au moins deux facteurs (Fisher et Schmincke, 1984) : 1/ abondance d'eau et de vapeur dans la colonne éruptive ; 2/ production d'un grand volume de particules fines lors des éruptions hydroclastiques.

Si la **nature phréato-magmatique** des éruptions semble bien établie, le mécanisme de transport et de dépôt des pyroclastites fines demeure posé : **retombées aériennes** ou **"base surge"** (= déferlantes basales ; Boucarut et Crévola, 1972). Selon Cas et Wright (1987 ; p. 126), les dépôts stratifiés sur plusieurs mètres d'épaisseur et comprenant de nombreux niveaux à pisolithes volcaniques appartiennent, plus volontiers, à des **déferlantes basales**. Les seuls arguments qui soutiennent ici un tel mécanisme sont les quelques stratifications obliques à très faible angle et le contrôle topographique exercé par le toit des brèches stratifiées. S'il s'agit bien de déferlantes basales, le défaut de structure sédimentaire de type dune ou antidune, oblige à considérer ces dépôts lités comme des faciès à "stratification parallèle plane" (Crowe et Fisher, 1973 ; Schmincke *et al.*, 1973 ; Sheridan et Updike, 1975). Ces faciès, dont le **caractère distal** (Wohletz et Sheridan, 1979) expliquerait l'absence de chute de blocs déformant les couches plastiques ("bomb sag" des auteurs anglo-saxons), correspondent en général à la fraction **"humide et froide" des déferlantes**. Chez cette dernière, le transport des particules, initialement en suspension dans un mélange à trois phases (gaz, solide, eau), s'effectue par traction lorsque, par refroidissement, la vapeur se condense (Cas et Wright, 1987). Ce changement des conditions de transport se concrétise par la séparation entre des couches de particules denses humides, déposées par adhérence sur un substrat lui-même imprégné d'eau, et des couches de particules plus légères véhiculées en suspension dans la partie supérieure de la déferlante (Cas et Wright, *op. cit*). Ainsi s'expliquerait le développement des multiples séquences à granoclassement inverse observées dans l'ensemble cinéritique : - strates basales finement laminées (= couches de cendres humides, collantes, déposées par adhérence) ; - strates à pisolithes volcaniques (= couches dans lesquelles la vapeur se condense ; les pisolithes en se déposant s'enfoncent dans les strates sous-jacentes bien plastiques) ; - strates supérieures où se concentrent les fragments de ponces plus légers.

Faute de preuves irréfutables en faveur des déferlantes basales (par exemple figures de transport latéral des particules), on ne peut écarter l'hypothèse de **projections aériennes** (chutes répétées de cendres humides) dont les séquences de dépôt seraient contrôlées par la

gravité. Seule la remarquable homogénéité lithologique latérale des lits cinéritiques, et ce sur plusieurs dizaines de mètres, est un argument convaincant à l'appui de cette hypothèse (*cf.* étude récente de Branney, 1991, sur les tufs d'origine phréato-plinienne dans l'Ordovicien du Lake District en Angleterre). En définitive, quel que soit le mode de transport et de dépôt retenu, il faut admettre à l'origine de l'ensemble cinéritique stratifié, une **succession rapide de phases éruptives phréato-magmatiques**, expulsant des nuages de cendres et de ponces riches en vapeur d'eau.

h/ la nappe de ponces massive (n°7-2, fig.21)

Une unité massive de tufs ponceux surmonte en **parfaite continuité** les lits de cinérites et de tufs à pisolithes volcaniques (Pl. V, ph. 1). La puissance exacte de cette unité est difficile à chiffrer (de 3 à 7 m au maximum), car son sommet est tronqué par la surface de base ravinante des chenaux conglomératiques (fig.30). Localement, toutefois, cette surface épargne un mince placage de cinérites à pisolithes volcaniques qui représente le témoin d'une nouvelle unité stratifiée coiffant les tufs ponceux.

Très vaguement stratifiés, les tufs ponceux massifs ne montrent aucun granoclassement des fragments de ponces, ni direct, ni inverse. La composition des tufs reste très **homogène** à travers toute l'épaisseur de la nappe. En moyenne, les éléments figurés, toujours très anguleux et de taille centimétrique, se répartissent entre les **ponces** bien vésiculées (51,5 % de ponces fibreuses ou bulleuses, plus ou moins chargées d'épidote), les **clastes** totalement **vitreux ou très peu vésiculés** (41 %) et les cristaux de quartz et de feldspaths à **façonnement pyroclastique** (7,5 %). La matrice fine qui occupe près de la moitié (49 %) du volume de la roche, se révèle constituée d'une mésostase finement vésiculée dans laquelle flottent de minuscules **fragments de ponce aux bulles éclatées** (Pl. V, ph. 2).

*** mécanisme de mise en place de la nappe de ponces**

Plusieurs arguments justifient l'assimilation de la nappe de ponces à une **coulée pyroclastique ignimbritique** :

- absence de stratification interne nette ;
- pas de tri des éléments ;
- concentration extrême en fragments juvéniles (verres acides et ponces montrant tous les stades d'une vésiculation progressive) ;
- matrice composée de fragments de ponces éclatés (vitroclastes) et de plages vitreuses encore vésiculées. La sphéricité parfaite des cavités de bulles non éclatées et l'absence d'aplatissement des vitroclastes prouvent que cette ignimbrite tufacée n'a subi aucune déformation postérieure à son dépôt. De même, tout processus de remaniement, même en masse (lahar ponceux) paraît ici totalement exclu. Si l'on souscrit à l'interprétation de la genèse des nappes ignimbritiques développée par Caillat *et al.* (1982), l'absence de flamme dans cette ignimbrite tufacée indiquerait que l'acquisition de la texture vitroclastique ait été réalisée brutalement, en l'absence de pression lithostatique (partie distale ou supérieure d'une coulée ?). En outre, l'orientation quelconque des fragments de ponce signale que la propagation de la nappe s'est effectuée selon un mécanisme d'écoulement surtout **turbulent** et non pas **laminaire**.

Rappelons que lorsqu'elles sont complètes, les coulées pyroclastiques ponceuses se composent de trois unités superposées qui définissent une séquence verticale idéale (*cf.* fig.6):

- **unité basale** (couche 1) représentée par des dépôts fins lités d'un type de déferlante basale particulier, appelé "ground surge" (Sparks et Walker, 1973). D'une puissance maximum n'excédant pas 1 m, ces dépôts sont intimement associés au mécanisme de mise en

place de la nappe ignimbritique ; ils recouvrent parfois d'autres dépôts de déferlante basale qui eux témoignent d'un événement précurseur ;

- **unité principale** (couche 2) représentant le corps de l'ignimbrite et qui peut elle-même être scindée en plusieurs sous-unités ;

- **unité supérieure** (couche 3) composée de cendres fines (= cendres co-ignimbritiques ; Sparks et Walker, 1977) transportées dans le nuage turbulent qui surmonte la coulée pyroclastique. Ces cendres, issues de projections aériennes, contiennent souvent des pisolithes volcaniques.

La nature ignimbritique de la nappe de ponces invite à rechercher si certains faciès de ses enveloppes encaissantes ne cachent pas des unités de la séquence ignimbritique définies ci-dessus. La transition entre les cinérites litées inférieures et la base de la nappe de ponces s'effectue de façon graduelle, la matrice fine des couches cinéritiques se prolongeant sans véritable hiatus à l'intérieur de l'ignimbrite. Cette observation semble indiquer que le sommet des cinérites litées à pisolithes volcaniques correspond à des couches de déferlante ou au dépôt de projections précédant la progression de la coulée pyroclastique. Le cachet "froid et humide" de ces strates d'origine phréato-magmatique n'est pas en contradiction avec les caractères de la nappe ignimbritique qui, eux-aussi, témoignent du **caractère hydroclastique de l'éruption**, en plus sans doute, d'une certaine distalité de la nappe (ignimbrite "froide") : aspect tufacé de l'ignimbrite ; abondance de matrice fine; absences de soudure des éléments, de débit prismé et de conduits fumerolliens.

De même, le saupoudrage du sommet de l'ignimbrite par des cendres fines à pisolithes volcaniques n'est pas fortuit et paraît bien correspondre à la chute des cendres transportées par les nuages tournoyant au-dessus de la coulée pyroclastique. Mis à part les relations géométriques existant entre ces cendres et l'ignimbrite, le seul critère à l'appui de cette hypothèse serait l'extrême finesse de la matrice cinéritique, par ailleurs pratiquement dépourvue de cristaux. Or, Sparks et Walker (1977) ont bien démontré que l'enrichissement en cristaux constaté chez de nombreuses ignimbrites résultait de la perte d'une fraction substantielle de particules fines vitreuses, extraites de la nappe pyroclastique par élutriation, et se retrouvant dans les cendres "supra-ignimbritiques".

i/ les conglomérats (n°8, fig.21)

Les principales données morphologiques et lithologiques obtenues par Boyer (1969) sur les conglomérats se résument ainsi :

- existence de trois niveaux conglomératiques d'épaisseur variable (1,5 à 10 m) séparés par des tufs plus ou moins fins. La base des conglomérats est ravinante tandis que leur sommet passe progressivement aux tufs ;
- la taille des galets varie de 2 à 50 cm (taille moyenne 6 à 10 cm) ; leur forme est ovale et le degré d'aplatissement est maximum pour les plus petits d'entre eux ;
- nature des galets : rhyolites aphanitiques rubanées dominantes ; nombreuses ignimbrites et quelques ponces ; laves microlitiques ; rares éléments de tufs, schistes et grès. Dans une zone déterminée du conglomérat il y a souvent une nette dominance d'un type de galet ;
- ciment peu abondant, très fin, de nature quartzo-feldspathique et tufacée.

Quelques précisions supplémentaires méritent d'être jointes à ces données :

- dans certaines coupes analysées (*cf.* coupe fig.21), il n'existe qu'un seul niveau conglomératique principal, épais au maximum de 12 à 15 m ;

- une stratification fruste, plane ou oblique avec des feuillets se recoupant sous un angle faible, se décèle. Elle est localement soulignée par des lentilles sableuses ou graveleuses à galets épars ;

- les galets des conglomérats, enrobés d'une matrice fine ou grossière, sont rarement en contact entre eux ("matrix-supported conglomerate"). Aucun granoclassement ni figure d'imbrication des galets ne s'observent ;

- l'analyse morphométrique des galets appartenant à la classe la mieux représentée (4 à 6 cm) conduit aux résultats suivants (moyenne des indices de Cailleux et Tricart, 1963) : émoussé (285), aplatissement (1,5), dissymétrie (580). Les faibles valeurs de l'indice d'aplatissement et à moindre mesure de celui d'émoussé suggèrent un transport fluviatile sur de courtes distances (Carrara, 1981) ;

- les rhyolites rubanées, si fréquentes en galets, se composent de bandelettes vitreuses alternant avec des films à mésostase vésiculée (Pl. V, ph. 3). Leur abondance n'est pas étrangère à leur très grande dureté qui résulte en partie d'une silicification secondaire : les teneurs en SiO2 pouvant dépasser 80 % (Ech K 34, tabl.4).

*** Interprétation des conglomérats**

La **faible maturité** de texture des conglomérats est soulignée par nombre de caractères : usure moyenne et taille parfois énorme des galets ; classement médiocre ; matrice graveleuse omni-présente ; structures toujours très vagues, voire absentes. Ils permettent d'envisager pour les conglomérats un mode de **transport torrentiel** sur de courtes distances, à la faveur de brèves débâcles charriant une forte charge sédimentaire. Si cette interprétation rejoint celle de Boyer (1969), par contre, l'hypothèse de leur épandage sous-aquatique au niveau d'un delta lacustre est plus difficile à accepter. En effet, et comme l'attestent les observations réalisées dans la carrière de la Massottrie (*cf.* § 3), les conglomérats emplissent des chenaux creusés dans des nappes ignimbritiques dont la mise en place aérienne est très probable. Il semble donc plus logique d'interpréter les conglomérats comme des **épandages grossiers** piégés dans des vallées assez larges débouchant en **domaine fluvio-marin**, vallées ayant déjà servi d'**exutoire aux coulées pyroclastiques.**

j/ les cinérites et tufs de lapilli à pisolithes volcaniques (n°9, fig.21)

Dans la partie orientale de la carrière de la Kabylie, les conglomérats, organisés en un seul corps, sont recouverts par un ensemble de **cinérites et de tufs de lapilli**, épais de 7 à 8 m, et qui se décompose en plusieurs termes, avec de bas en haut :

- cinérites brun-vert (20 à 60 cm) reposant en parfaite concordance sur l'unité conglomératique dont le sommet est représenté par une dizaine de centimètres de grès grossiers stratifiés, dépourvus de galets. Les cinérites finement litées renferment plusieurs horizons à pisolithes volcaniques qui, par leurs caractères lithologiques, évoquent tout à fait ceux coiffant les brèches stratifiées (Pl. V, ph. 4) (*cf.* n°7-1) ;

- banc massif (1,30 à 1,40 m) brunâtre dont la base ravine légèrement les cinérites sous-jacentes et qui contient de multiples fragments de ponces (tailles maximum 3 à 5 mm), quelques éléments vitreux et de nombreux cristaux de quartz et de feldspaths éclatés. Aucune figure de remaniement par l'eau ne s'y observe ;

- alternances de cinérites fines et grossières bien stratifiées et de petits bancs de tufs de lapilli. Les niveaux cinéritiques abritent de nombreux pisolithes volcaniques (diamètre maximum 1,5 cm) qui, tels ceux contenus dans les cinérites basales, ne correspondent pas à des objets détritiques extraits de leur milieu de genèse. Ces alternances de cinérites et de tufs passent insensiblement à un ensemble de tuffites (grès et siltites tufacés) remaniées par l'eau.

*** Interprétation**

Les nombreuses similitudes tant lithologiques que texturales relevées entre les cinérites et tufs de lapilli à pisolithes volcaniques et les pyroclastites fines recouvrant les brèches stratifiées (n°7-1, fig.21), conduisent à la définition d'un mode de genèse comparable. Sans reprendre ici les arguments développés lors de l'analyse des cinérites à pisolithes volcaniques (*cf.* § g), le dynamisme volcanique retenu est celui de **brèves éruptions phréato-magmatiques**, contemporaines de la mise en place d'une **mince coulée pyroclastique** (banc massif de tufs ponceux).

k/ les termes volcano-sédimentaires et sédimentaires sommitaux (formation des Grès feldspathiques) (n°10, fig.21).

Rangées dans la formation des Grès feldspathiques, les assises sommitales de la carrière de la Kabylie débutent par des **tuffites** (grès tufacés) qui, petit à petit, perdent leur composante volcanogène pour passer à une série de termes à cachet franchement sédimentaire.

Les premiers mètres (2,80 m environ) de cette succession se composent de grès tufacés, fins ou grossiers, en bancs décimétriques le plus souvent à stratification oblique. Dans les niveaux les plus grossiers, la fraction volcanogène très peu évoluée se reconnaît aisément : quartz rhyolitique à golfes de corrosion, feldspaths potassiques et plagioclases, fragments de volcanites (verres rhyolitiques felsitiques et laves microlitiques). Le ciment verdâtre quartzo-chloriteux contient de grandes biotites décolorées, des grains d'épidote et des oxydes ferro-titanés.

Les grès tufacés sont surmontés par quelques mètres (4 m environ) de grès plus fins, gris-verdâtre, à minces horizons de siltites violacées, déformés par des figures de charge. Les surfaces de banc sont parcourues de rides d'oscillation et de courant et supportent plus rarement des polygones de dessiccation. Au sommet de cet ensemble, prend place un banc repère, épais de 40 à 50 cm, constitué de siltites et grès fins violacés dans lesquels flottent de nombreux pseudo-nodules de grès jaunâtres (fig.32). L'interprétation de ces structures doit tenir compte d'un certain nombre de faits :

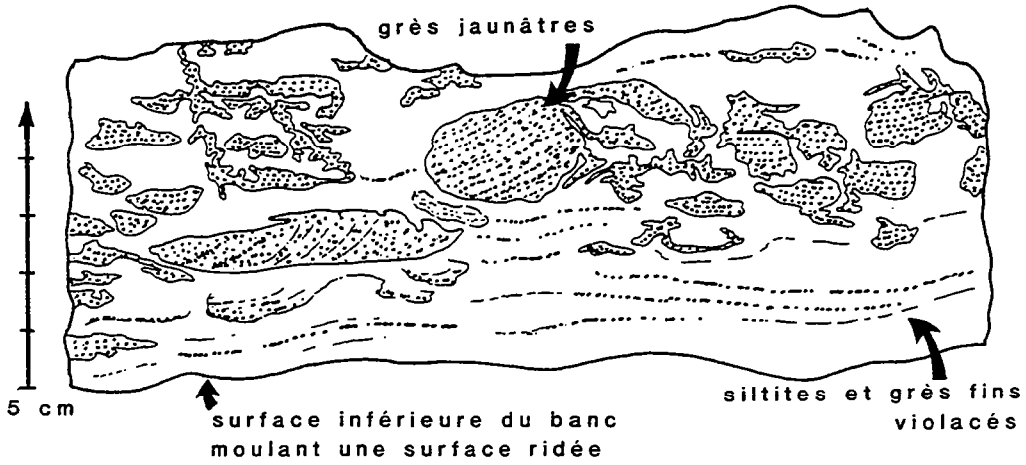


Fig. 32 : Lithofaciès du banc à pseudo-nodules (Formation des Grès feldspathiques ; sommet de la succession de la carrière de la Kabylie)

- il s'agit de structures d'échelle centimétrique (5 cm de long sur 2 à 3 cm de haut au maximum) pour lesquelles la contrainte verticale descendante joue un rôle prépondérant ;
- au sein du même banc, le morcellement des strates gréseuses se répète à plusieurs niveaux ;
- le contraste granulométrique entre les strates gréseuses et l'encaissant silto-gréseux demeure faible, mais suffisant pour expliquer une différence de comportement thixotropique ;
- hormis quelques petites figures de charges relevées dans les enveloppes sédimentaires du banc repère, seul ce dernier est affecté à ce point par les déformations syn-sédimentaires ;
- le banc repère à pseudo-nodules est retrouvé à la même altitude stratigraphique dans la paroi est de la carrière de la Massottrie, soit à environ 1,8 km de la carrière de la Kabylie.

L'origine de ces déformations est à rechercher dans une **liquéfaction** temporaire des sédiments dont la cause est soit d'origine **hydrodynamique** (tempête ; tsunami) soit d'origine **sismique**. L'absence, au sein de la Formation des Grès feldspathiques, de figures sédimentaires propres aux tempêtes, conduit à favoriser l'hypothèse de **tremblements de terre**, liés eux-mêmes à une activité volcanique encore persistante. Ainsi que l'a montré Dugué (1989) au sujet de déformations syn-sédimentaires d'origine sismique dans le Jurassique de Normandie, cette hypothèse expliquerait simplement et simultanément : - la contrainte verticale dominante et l'extension latérale des déformations syn-sédimentaires ;- le caractère électif de la déformation ; - la répétition des déformations au sein d'une même unité.

Les derniers mètres du front de taille oriental de la carrière exposent un ensemble d'argilites et de grès violacés recouvert de grès verdâtres feldspathiques. La colonisation rapide des substrats de la part des organismes fouisseurs indique le retour progressif à un environnement marin littoral au sein d'un bassin offrant une certaine stabilité. Les niveaux d'argilites violacées apparaissent les plus propices au développement de l'activité organique en abritant de nombreuses traces de **bioturbation** (pistes de type *Gyrichnites* et terriers de vers). Les fouisseurs doivent toutefois s'accommoder des derniers spasmes volcaniques qui rejettent dans l'atmosphère des cendres retombant soit directement dans le bassin soit sur le continent proche où elles seront vite décapées et resédimentées sous forme d'horizons centimétriques de tuffites vertes. Ces niveaux volcanogènes, hostiles aux organismes, seront épargnés par les fouisseurs qui se contenteront de les traverser pour gagner des horizons plus riches en matières organiques (fig.33).

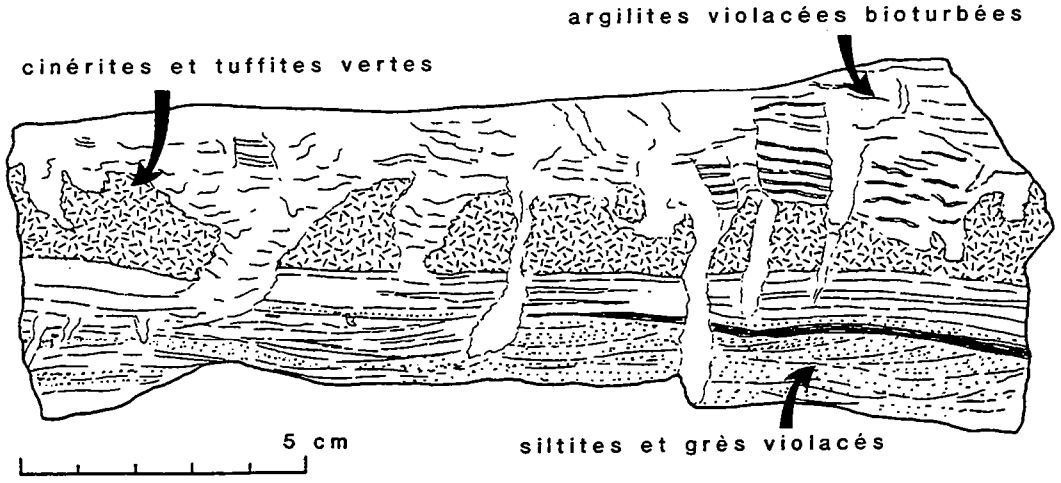


Fig. 33 : Figures de bioturbation et de désenfouissement dans les niveaux volcano-sédimentaires du sommet de la carrière de la Kabylie
(Formation des Grès feldspathiques)

3.- Les unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la carrière de la Massottrie ; comparaisons avec celles de la Kabylie.

L'ouverture de l'exploitation de la Massottrie à 500 m à l'Est de la Kabylie (fig.19) a permis d'étendre latéralement les observations, en particulier celles concernant les unités supérieures de la succession volcanique à partir de la brèche bleue. Les levers détaillés des fronts de taille ouest et est ont été établis respectivement en 1983 et 1989, la coupe occidentale faisant en outre l'objet d'un échantillonnage systématique aux fins d'analyses granulométriques et modales (comptages sur 500 points au minimum par lame ; éléments < 125 µm répertoriés en matrice) (fig.34).

Les différentes unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la carrière de la Massottrie peuvent être regroupées en **trois grands ensembles** :

- un **ensemble bréchique inférieur** (brèche bleue au sens large) qui repose sur quelques horizons de pyroclastites (cinérites, tufs et brèches) ;
- un ensemble médian dans lequel alternent **décharges conglomératiques** et **coulées pyroclastiques** ;
- un ensemble supérieur constitué de **tuffites** évoluant de façon graduelle vers des **faciès strictement sédimentaires.**

a/ le complexe bréchique inférieur (n° 1, fig.34)

Les niveaux les plus bas de la succession volcanique entamés actuellement en carrière correspondent à des brèches sombres à patine claire recouvertes par 0,60 m de tufs et cinérites stratifiés. les brèches contiennent des fragments bleu-violacé de nature lavique et de nombreux éléments plus clairs (verres acides vésiculés) aux contours rendus quelquefois diffus par une imprégnation d'épidote. Dans les lits de tufs de lapilli et de cinérites grossières se concentrent des verres acides brunâtres vésiculés, des flammèches ponceuses et des cristaux brisés de quartz et de feldspaths. **Aucune trace d'un remaniement par l'eau** ne s'y observe. Ces quelques strates pyroclastiques peuvent être mises en parallèle avec celles appartenant à l'unité de tufs et brèches ponceux de la Kabylie (n°4-1, fig.21).

D'une puissance totale avoisinant **50 mètres**, le complexe bréchique proprement dit (**"brèche bleue"** au sens large) se compose de plusieurs membres, définis sur la base de critères lithologiques et texturaux.

* *brèche ponceuse inférieure* (1a, fig.34).

Directement au-dessus des pyroclastites stratifiées, vient un ensemble plurimétrique de brèches à patine claire, parsemées de petits lambeaux de ponces vert-foncé, grossièrement orientés. Les éléments figurés, d'une taille maximum ne dépassant guère 1 cm, se distribuent entre les ponces (en moyenne près de 50 % de ponces bulleuses ou fibreuses aux extrémités effilochées), les fragments lithiques (35 % de verres acides perlitiques plus ou moins vésiculés et de laves microlitiques) et les cristaux (15 % de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases et biotites). La matrice fine (56 % du volume de la roche) est envahie de microfragments ponceux, voisinant avec des plages à mésostase finement vésiculée.

* *brèche bleue inférieure* (1b, fig.34).

Les brèches ponceuses inférieures évoluent de façon graduelle vers des brèches plus sombres, beaucoup plus pauvres en fragments de ponces. Ces brèches renferment des éléments non usés, d'une taille maximum de 2 à 3 cm, noyés dans une abondante matrice fine cinéritique (54 % en moyenne), apparemment dépourvue de clastes ponceux. Les pourcentages moyens en fragments lithiques, ponces et cristaux se fixent respectivement autour de 80, 10 et 10 %. Parmi les éléments lithiques dominent les laves (laves hyalomicrolitiques fluidales aphyriques ; laves

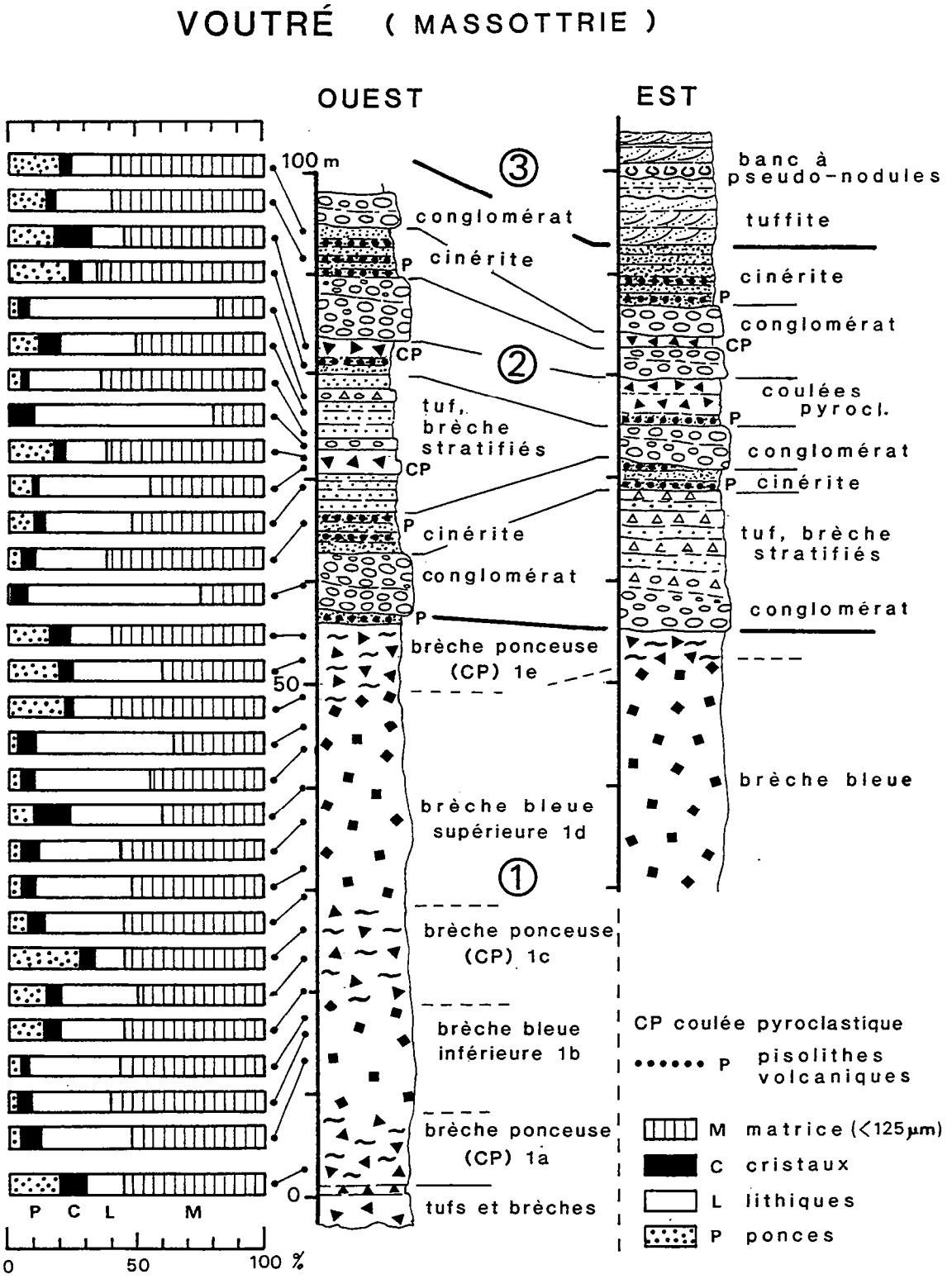


Fig. 34 : Le sommet de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la carrière de la Massottrie à Voutré
(colonnes lithologiques détaillées et analyses modales des principaux faciès)

microlitiques plagioclasiques à phénocristaux de pyroxènes transformés en un mélange de chlorite, épidote et calcite ; laves acides vitreuses brunâtres), tandis que les fragments de roches demeurent accessoires (tuffites et siltites cambriennes ; cornéennes tachetées).

* *brèche ponceuse médiane* (1c, fig.34)

Au sein du complexe de brèche bleue, d'apparence massive et homogène, existe un niveau médian, épais de 7 à 8 m, qui se singularise par ses fortes concentrations en **ponces** atteignant au maximum 57 % des éléments figurés, contre 32 % de fragments lithiques et 11 % de cristaux. Contrairement aux brèches ponceuses inférieures et surtout supérieures, ces termes ne montrent aucune figure d'écoulement laminaire. En revanche, leur matrice fine, toujours volumétriquement prépondérante (> 50 % de la brèche), demeure chargée de microfragments ponceux.

* *brèche bleue supérieure* (1d, fig.34)

Le complexe bréchique se termine par une vingtaine de mètres de brèches bleues supportant une ultime unité de brèches ponceuses.

Les brèches bleues supérieures possèdent des caractéristiques lithologiques et texturales semblables à celles de l'ensemble inférieur : même cachet massif sauf au sommet où se décèle un vague litage, même granulométrie des fragments (3 à 5 cm au maximum, 5 à 7 mm en moyenne), même répartition des éléments figurés (pourcentages respectifs moyens de lithiques, ponces et cristaux ; 78, 10 et 12 %). Les seules différences portent sur la matrice cinéritique ici plus réduite (46 % contre 54 %) et sur la nature des lithoclastes rencontrés au sommet de la brèche où se concentrent de nombreux fragments de verres obsidienniques rubanés aux côtés de laves microlitiques plus accessoires et de quelques éléments ignimbritiques à texture vitroclastique soudée.

* *brèches ponceuses supérieures* (1e, fig.34)

Epaisse de 2 à 3 m à l'Est et de 7,50 m à l'Ouest, cette unité bréchique se remarque à l'affleurement par sa richesse en **flammèches ponceuses** verdâtres, vaguement orientées. Même si la longueur des ponces n'excède pas 2 cm, ce faciès évoque celui qui subsiste occasionnellement au toit de la brèche bleue de la Kabylie.

Les ponces fibreuses illitisées aux extrémités fourchues atteignent un pourcentage maximum de 23 % dans les faciès de base de la coupe ouest (fig.34), ce qui représente près de 60% des éléments figurés. Ces ponces baignent dans une matrice fine (40 à 60 % du volume de la roche) dont la texture est délicate à déchiffrer mais qui paraît composée de parois de bulles éclatées et de petits lambeaux de mésostase vésiculée. A côté de cristaux de quartz et de feldspaths à nette facture pyroclastique, se rencontrent des fragments de roches : verres acides dévitrifiés, laves hyalomicrolitiques et cornéennes tachetées.

Si dans la coupe orientale une unité conglomératique ravine directement les brèches ponceuses, à l'Ouest subsiste un mince placage (1,30 m) de **cinérites à pisolithes volcaniques** dont la genèse est assurément liée à celle des brèches ponceuses supérieures.

*** Interprétation du complexe bréchique (brèches bleues et brèches ponceuses)**

L'interprétation génétique du complexe bréchique doit avant tout s'appuyer sur les critères essentiels qui ressortent de l'analyse pétrographique et texturale, à savoir :

- caractère très **massif** du complexe bréchique qui, sur près de 50 m d'épaisseur, ne montre aucune discontinuité franche ;

- mise en évidence de plusieurs unités superposées aux limites diffuses avec alternances de **brèches ponceuses** et de **brèches** riches en fragments **lithiques** ;
- si la nature des fragments varie, leur taille moyenne demeure **faible** (autour de 5 mm) et ne dépasse jamais **5 cm** ;
- les fragments sont dispersés au sein d'une **matrice fine cinéritique** qui occupe environ la **moitié** du volume de la brèche ;
- les trois unités de **brèches ponceuses** renferment une matrice à **texture vitroclastique**, riche en microfragments ponceux. L'unité supérieure est, en outre, recouverte par des **cinérites à pisolithes volcaniques.**

L'absence d'horizons de tuffite ou de cinérite au sein du complexe bréchique indique que les différentes unités qui le compose dérivent de phases éruptives se succédant en de courts laps de temps. Ces phases éruptives appartiennent à **un seul événement majeur** dont le dynamisme est avant tout de type **ignimbritique.** En effet, et ainsi que l'attestent leurs caractères lithologiques et texturaux, les trois unités de brèches ponceuses correspondent à des **coulées pyroclastiques** dans lesquelles se concentrent les clastes juvéniles vésiculés. L'intercalation des unités de brèches lithiques reflète un changement **momentané** du dynamisme ignimbritique, provoqué soit par l'écroulement des parois du conduit éruptif, soit par l'intrusion d'un bouchon de lave dans l'évent. Les phases explosives qui suivent entraînent le rejet de brèches caractérisées par l'abondance des **clastes lithiques non vésiculés.** Ces événements éruptifs s'enchaînent rapidement et aboutissent à la formation de séquences ignimbritiques composites à l'image de celles présentées par les complexes ignimbritiques de la Primavera au Mexique (Wright, 1981). Ces derniers se composent non seulement de nombreuses coulées pyroclastiques entrecoupées d'unités de brèches lithiques, mais aussi de projections pliniennes et de coulées lahariques.

Si le dynamisme ignimbritique s'avère être le moteur des éruptions à l'origine du complexe bréchique, il reste à élucider la raison du **très fort degré de fragmentation des brèches,** exprimé par le volume important de matrice fine et l'absence totale de clastes ponceux ou lithiques excédant 5 cm. D'ailleurs, sur un plan strictement granulométrique, les brèches devraient, en toute rigueur, être qualifiées de tufs de lapilli. **Deux causes** peuvent être avancées :

i) le caractère distal des coulées pyroclastiques

Les études granulométriques menées sur les coulées pyroclastiques récentes ont révélé l'existence de variations latérales de la taille moyenne des clastes transportés (Sparks 1975; Walker 1980; Walker et Wilson, 1983). A titre d'exemple, dans l'ignimbrite de Taupo en Nouvelle-Zélande, depuis les faciès proximaux à ceux distaux, soit en 80 km, le grain moyen diminue d'un facteur 100 (Walker et Wilson, 1983). Cette diminution touche en premier lieu les clastes lithiques plus denses puis finit par affecter les fragments de ponces, au fur et à mesure que le rôle du phénomène de fluidisation s'atténue (*cf.* expériences de Wilson, 1980, 1984). Il est nécessaire également de signaler que les caractéristiques granulométriques déduites d'observations ponctuelles peuvent parfois largement différer de celles propres à l'ensemble de la coulée pyroclastique; cette dernière est en effet hétérogène et se décompose en trois parties -tête, corps, traîne- qui possèdent toutes leur spécificité du point de vue granulométrie, composition, et épaisseur (Wilson et Walker, 1982). En tenant compte de ces remarques, la **nature distale** des coulées composant le complexe bréchique de la Massottrie semble étayée par le défaut de soudure à chaud des vitroclastes et par l'absence de débit prismé et de conduits fumerolliens. En revanche, la morphologie des clastes ponceux, en fragments allongés aux contours déchiquetés, ne paraît pas compatible avec un transport sur de longues distances. En effet, les ponces entraînées dans la masse de particules turbulentes y subissent une abrasion mécanique et acquièrent un contour arrondi (Walker et Wilson, 1983).

ii) le caractère phréato-magmatique des éruptions

L'un des mécanismes les plus aptes à expliquer le taux de fragmentation élevé des brèches reste celui d'**éruptions phréato-magmatiques**. A l'appui d'une telle hypothèse citons l'environnement marin littoral dans lequel se déroule les éruptions, le caractère "froid" des coulées pyroclastiques, et enfin, la présence, à certains niveaux du complexe bréchique, de clastes acides non vésiculés qui attesteraient d'un brusque refroidissement du magma lors de son contact avec l'eau de mer (éruption sous-aquatique ou pénétration de la mer dans l'évent). Ces éruptions phréato-magmatiques se déroulent en général selon des séquences complexes, responsables de la genèse d'édifices pyroclastiques composites qui hébergent de nombreux niveaux de cinérites à pisolithes volcaniques (Self, 1983; Cas et Wright, 1987). A l'exception cependant des niveaux recouvrant la nappe pyroclastique supérieure, il n'existe pas, dans le complexe bréchique de la Massottrie, d'autres intercalations de cinérites à pisolithes volcaniques.

En résumé, sans nier le **caractère distal** des coulées pyroclastiques et les conséquences granulométriques qui en découlent, il semble préférable, au vu de la nature de certains clastes et de la morphologie des ponces, de retenir le **dynamisme phréato-magmatique comme principal vecteur de fragmentation du magma acide.**

*** Comparaison du complexe bréchique avec les unités de la Kabylie (brèche ponceuse et brèche bleue).**

La coulée pyroclastique ponceuse située à la base du complexe bréchique représente l'équivalent latéral des brèches ponceuses de la Kabylie (unité 4-2, fig.21). La seule différence tient à l'absence, dans ces dernières, de textures propres aux ignimbrites ce qui nous a conduit à les interpréter comme des lahars ponceux, correspondant à la partie distale des coulées pyroclastiques de la Massottrie. De même, les brèches lithiques du complexe de la Massottrie ressemblent en tout point à celles rencontrées dans la brèche bleue inférieure de la Kabylie. Si, dans la genèse de ces brèches le concours d'une activité phréato-magmatique paraît au préalable nécessaire, l'intervention ultérieure d'un remaniement en masse de type lahar est envisagé chez les brèches inférieures de la Kabylie. Comme déjà mentionné, ces phénomènes de glissement succèdent très rapidement aux phases éruptives et ne permettent pas à des horizons de tuffites ou de conglomérats de s'y intercaler. Enfin, la nappe pyroclastique ponceuse supérieure de la Massottrie se prolonge par celle recouvrant le toit de la brèche bleue de la Kabylie. L'apparente discontinuité de cette nappe provient de son ablation partielle ou totale par une unité ravinante de brèches stratifiées. Ces dernières épargnent localement des couches tout à fait sommitales de cinérites à pisolithes volcaniques qui marquent la fin de ce cycle éruptif.

b/ <u>les conglomérats et les coulées pyroclastiques de l'ensemble médian</u> (n°2, fig.34).

L'ensemble médian de la succession de la Massottrie se compose d'une alternance de **conglomérats, brèches stratifiées** et **coulées pyroclastiques** (nappes de ponces et projections cinéritiques associées) dont la puissance varie de **40 à 50 m.**

** les conglomérats et les brèches stratifiées*

Au nombre de quatre au maximum et d'épaisseur variable (3 à 15 m), les unités conglomératiques se caractérisent par leur **très faible maturité de texture** : - mélange de galets roulés et de blocs mal équarris ; - classement très médiocre illustré par le voisinage de galets atteignant jusqu'à 1 m de long et d'éléments de la taille des graviers (exemple du 3ème niveau conglomératique de la coupe orientale) ; - abondante matrice fine qui enrobe les galets, ceux-ci étant rarement en contact entre eux (fig.35). L'inventaire des galets souligne le rôle prépondérant joué par les matériaux volcaniques dans l'alimentation des conglomérats. Parmi les galets, figurent essentiellement des volcanites acides (verres fluidaux à texture perlitique ; rhyolites porphyriques à mésostase vitreuse homogène ou rubanée ; ignimbrites à texture

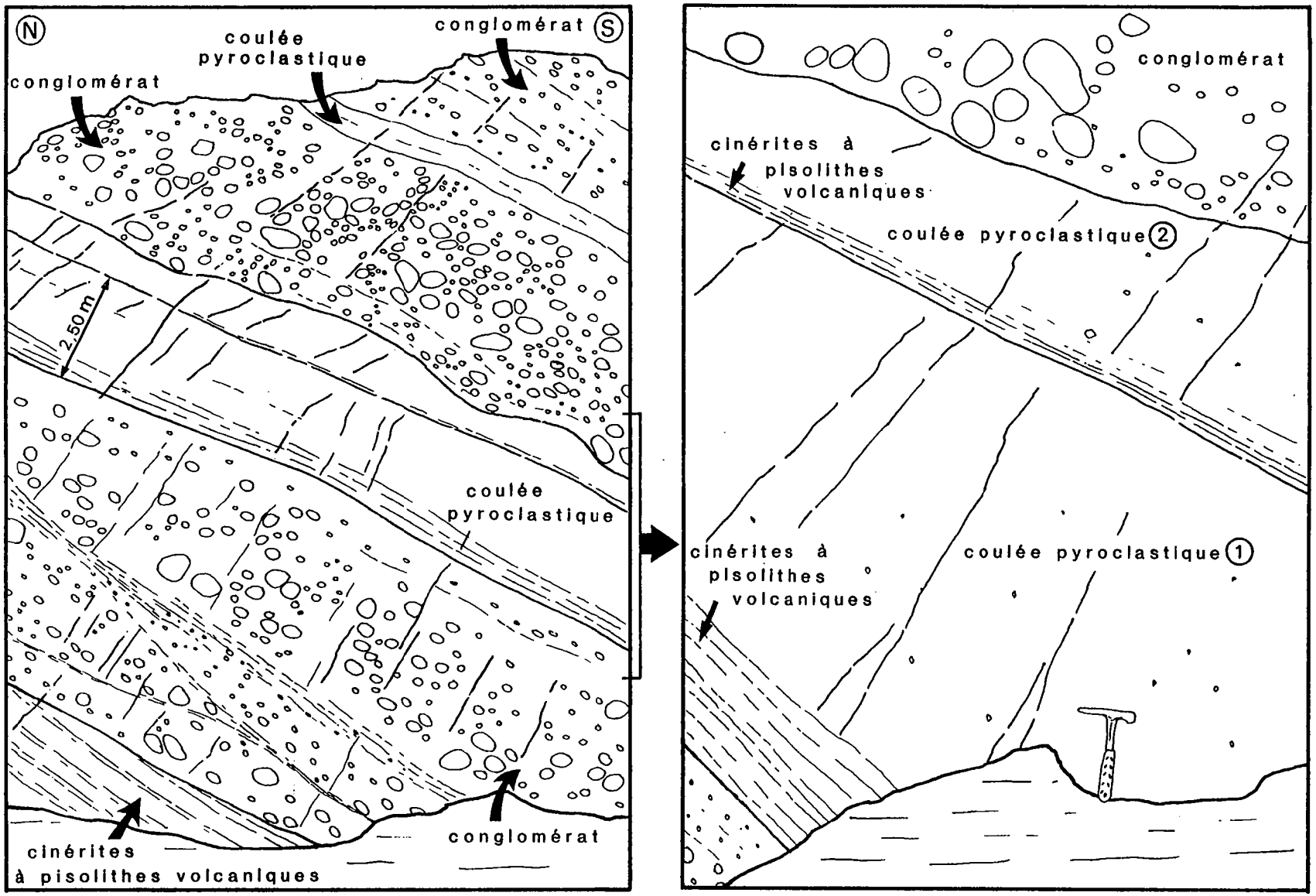


Fig. 35 : Alternances entre décharges conglomératiques et coulées pyroclastiques au sommet de la Formation des Pyroclastites de Voutré (carrière de la Massottrie)

vitroclastique) à côté de quelques laves hyalomicrolitiques fluidales et des tuffites (Pl. VI, ph. 1). Si aucun granoclassement direct ou inverse ne s'observe, il se développe quelquefois de grandes stratifications obliques se recoupant sous un angle faible (2ème niveau conglomératique de la coupe est ; fig.34). On retrouve donc là, les caractéristiques déjà énumérées lors de l'étude des conglomérats de la Kabylie et qui sont symptomatiques de dépôts dont la mise en place est contrôlée par un mécanisme de type **"debris-flow"** (Lowe, 1982). Ces décharges conglomératiques, à base ravinante, colmatent des chenaux creusés dans les coulées pyroclastiques.

Par place, les unités conglomératiques évoluent verticalement ou latéralement vers des ensembles de **tufs et de brèches stratifiés** qui admettent quelques récurrences de conglomérats (fig.34). Les passées grossières (tuffites de brèche) renferment, au sein d'une matrice riche en cristaux (quartz surtout, feldspaths subordonnés), des fragments anguleux de volcanites analogues à celles décrites dans les conglomérats. Les seules différences portent sur l'incorporation de quelques ponces et sur l'existence d'horizons bréchiques particulièrement chargés en laves dacitiques et andésitiques à phénocristaux de plagioclases et pyroxènes chloritisés. Les passées plus fines (cinérites remaniées par l'eau) contiennent de nombreux lambeaux de ponce et des clastes acides vitreux noyés dans une matrice cinéritique qui représente de 50 à 60 % du volume de la roche. Ces horizons dérivent du démantèlement quasi sur place des coulées pyroclastiques intercalées entre les conglomérats. Les unités de brèches stratifiées tirent leur source de l'érosion d'édifices volcaniques peut-être plus éloignés, et bâtis en partie par des coulées de laves acides et andésitiques. Le mode de transport de ces unités grossières, très proche de celui des conglomérats, doit s'effectuer sous forme de **coulées de débris** plus ou moins **lessivées par l'eau.**

** les coulées pyroclastiques et les projections cinéritiques associées*

Intercalées au sein des conglomérats et des ensembles de tufs et brèches stratifiés, plusieurs **coulées pyroclastiques ponceuses** ont été identifiées : trois dans la coupe orientale dont deux directement superposées ; deux dans la coupe occidentale (fig.34). En raison de leur fragilité, aggravée par le défaut de soudure de la matrice, l'éventualité de l'épanchement d'autres nappes pyroclastiques n'est pas à exclure. Les vestiges de leur démantèlement se retrouvent en partie incorporés dans les horizons de tuffites ponceuses appartenant aux unités de brèches stratifiées. Les coulées pyroclastiques sont intimement associées à des projections de **cendres** dont la caractéristique essentielle est l'omni-présence de **lits à pisolithes volcaniques.**

L'analyse des deux ensembles pyroclastiques superposés de la coupe orientale (fig.34 et 35) permet de mieux cerner les mécanismes de mise en place des nappes ignimbritiques et des projections cinéritiques.

Le **premier ensemble pyroclastique** débute par 0,50 à 0,70 m de cinérites vertes à pisolithes volcaniques qui recouvrent une unité conglomératique en épousant les irrégularités de sa surface. Vers le haut, les cinérites passent insensiblement à la nappe pyroclastique sans que s'observe une rupture apparente dans la continuité de la matrice fine. Le litage plan des cinérites est souligné par des films chloriteux, un peu schistosés, surmontés de minces strates où se concentrent des cristaux brisés de quartz et de feldspaths. Légèrement elliptiques (grand axe 7 mm à 1 cm), les pisolithes sont dispersés dans une matrice de même nature que celle composant leur nucleus. Cette matrice, envahie de flammèches ponceuses illitisées (Pl. VI, ph. 2), contient quelques cristaux et des petits fragments lithiques parmi lesquels dominent les verres acides non vésiculés. Dans les lits de cinérites grossières, ces éléments figurés se répartissent en moyenne entre les ponces (65 %), les lithiques (20 %) et les cristaux (15 %), la matrice occupant un volume compris entre 60 et 70 % de la roche.

La **coulée pyroclastique** proprement dite, épaisse de 1,80 m, se caractérise par sa très grande homogénéité : pas de texture d'écoulement, pas de granoclassement direct ou

inverse des ponces ou des fragments lithiques, taille maximum des fragments ne dépassant pas 1 à 2 cm. Les **ponces** illitisées, finement crénulées par la schistosité, se présentent en longues flammèches aux extrémités déchiquetées. Elles voisinent avec des **fragments lithiques** qui, par ordre de fréquence décroissante, sont des verres acides entièrement vitreux ou peu vésiculés, des laves microlitiques variées et des roches sédimentaires ou métamorphiques. Les **cristaux** les plus répandus sont des quartz, accompagnés de feldspaths (orthose perthitique et plagioclase) et de quelques biotites chloritisées. Quartz et feldspaths, en éclats anguleux sont dispersés dans une **matrice** qui représente environ 55 % du volume de la roche. La répartition moyenne entre les éléments figurés est la suivante : ponces (75 %), clastes lithiques (15 %), cristaux (10 %) ; seuls s'en écartent certains faciès dans lesquels les cristaux se concentrent jusqu'à atteindre 35 % des éléments. Malgré la dévitrification et le léger débit schisteux de la matrice, les textures sont parfaitement conservées et se rattachent au type **vitroclastique non soudé**. La morphologie des parois de bulles éclatées (fig.36) écarte l'intervention de tout phénomène de tassement ou de déformation intense postérieurement au dépôt de l'ignimbrite (Pl. VI, ph. 3 et 4).

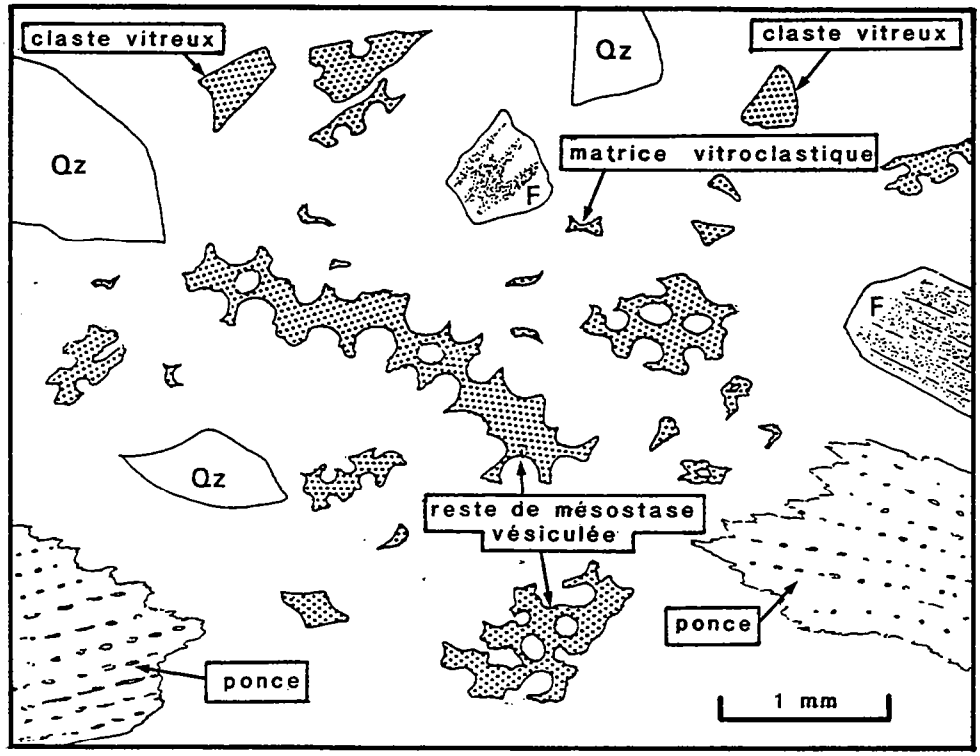


Fig. 36 : Faciès microscopique d'une coulée pyroclastique à texture vitroclastique non soudée (carrière de la Massottrie)

Le **second ensemble pyroclastique** débute, lui aussi, par quelques décimètres de cinérites vertes à pisolithes volcanique qui reposent sur le toit de l'ignimbrite précédente par l'intermédiaire d'un contact tranché (fig.35). Ces cinérites appartiennent bien à une seconde phase éruptive ainsi que l'atteste leur passage graduel vers la coulée pyroclastique sus-jacente. Cette dernière, en tout point identique à celle de l'ensemble inférieur, est ravinée par une unité conglomératique qui en épargne une épaisseur de 1,50 m au maximum.

L'**interprétation génétique** de ces ensembles pyroclastiques rejoint et confirme celle proposée pour l'association cinérites vertes à pisolithes volcaniques - nappe de ponces de la carrière de la Kabylie (n°7-1 et 7-2, fig.21). Sans revenir sur l'argumentation déjà développée, le dynamisme éruptif envisagé est celui-ci :

- **éjection de cendres fines** lors d'éruptions pliniennes ou mieux **phréato-pliniennes**. La présence systématique, dans les cendres, de pisolithes volcaniques indique, en effet, que leur genèse s'effectue directement à l'intérieur de nuages chargés de vapeur d'eau et non indirectement à la suite de précipitations à travers des nuages de cendres "sèches". Contrairement aux cinérites de la carrière de la Kabylie (n°7-1, fig.21), rien ne nous autorise ici à soupçonner un transport des cendres par un processus de déferlantes basales. Aussi, seul est retenu un transport des particules dans le panache aérien, suivi de la **retombée de cendres humides**, "collantes", ressemblant à celles décrites lors de l'éruption phréato-magmatique d'Askja en Islande (Self et Sparks, 1978);

- **émission**, au cours de la **même phase éruptive**, d'une **coulée pyroclastique ponceuse**. Ainsi que le souligne le passage progressif entre les cinérites à pisolithes volcaniques et les coulées pyroclastiques, il est vraisemblable que ces dernières naissent de l'**effondrement** de la colonne éruptive phréato-plinienne. Les ignimbrites produites par un tel mécanisme possèdent un certain nombre de critères distinctifs (Self, 1983) : ignimbrite "froide" non soudée ; fort degré de fragmentation des éléments ; existence de clastes vitreux en fragments anguleux. Par contre, la présence de pisolithes volcaniques à l'intérieur même des nappes ignimbritiques n'a pas été reconnue. Les niveaux enrichis en cristaux, signalés dans la coulée pyroclastique inférieure, paraissent résulter de la perte d'une fraction fine qui se retrouve à l'état de cendres dans les nuages coiffant les ignimbrites. La nature érosive des contacts limitant le sommet des nappes ignimbritiques n'a pas permis, comme dans la carrière de la Kabylie (n°7-2, fig.21), de repérer ces horizons de cendres "supra-ignimbritiques".

Outre les deux ensembles pyroclastiques mixtes, qui réunissent cinérites à pisolithes volcaniques et ignimbrites, il existe, interstratifiées dans les conglomérats ou les brèches remaniées, des unités composées uniquement de l'un ou l'autre de ces deux termes volcaniques. Tous deux, cependant, possèdent les mêmes caractères texturaux et pétrographiques que ceux des ensembles mixtes. Ces observations suggèrent une **activité phréato-magmatique discontinue** ponctuée de brèves crises éruptives au cours desquelles sont rejetées des pluies de cendres à pisolithes volcaniques, synchrones ou non de l'émission de nappes ignimbritiques. Pendant les phases de quiescence, les édifices volcaniques construits en amont sont livrés à l'érosion, et leurs produits viennent nourrir les unités de tufs et brèches stratifiés ainsi que les conglomérats piégés dans un lacis de chenaux.

c/ <u>les tuffites et les termes sédimentaires de l'ensemble supérieur</u> (n°3, fig.34)

La coupe orientale de la carrière de la Massottrie permet l'examen des termes volcano-sédimentaires et sédimentaires sommitaux (Formation des Grès feldspathiques), termes tout à fait comparables à ceux décrits dans l'exploitation de la Kabylie (n°10, fig.21). Ainsi, les ultimes projections cinéritiques sont surmontées par un ensemble de tuffites (grès et siltites tufacés) à stratification plane et oblique. Ces tuffites évoluent graduellement vers des formations sédimentaires au sein desquelles, et à la même altitude stratigraphique, se reconnaît l'horizon repère affecté de déformations syn-sédimentaires d'**origine sismique** (banc à pseudo-nodules).

4.- Les termes de base de la succession volcanique

Par suite de l'important recouvrement par les formations superficielles (coulées de solifluxion), les données recueillies sur les termes constituant toute la série de base de la succession pyroclastique de Voutré (près de **100 m** d'épaisseur) demeurent très fragmentaires.

Dans le compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, tenue dans la Sarthe et la Mayenne en 1909, Oehlert (1912) signale au sommet de la Formation

des Grès de Sainte-Suzanne, exploités dans la carrière des Sources (Ouest de la ferme des Grandes Sources, fig.19), des "pétrosilex zonés de jaune et de vert, alternant avec des bandes violacées, auxquels succèdent des brèches éruptives". Ces "pétrosilex" correspondent à des **cinérites** envahies de **pisolithes volcaniques**, associées à des **tufs** et des **brèches** riches en fragments de **ponces** (Le Gall, 1976). Grâce à des travaux prospectifs de surface, Boyer (1969) décrit également, dans les niveaux volcaniques de base, "des tufs verts, parfois même à pisolithes et des brèches stratifiées et granoclassées. Cependant les brèches présentent une particularité remarquable : elles sont excessivement riches en fragments de ponces bulleuses ou fibreuses". Après s'être interrogée sur le caractère remanié ou non des projections ponceuses, Boyer mentionne encore l'existence de termes purement sédimentaires, psammites violacés et grès microconglomératiques qui lui semblent plus abondants qu'en carrière.

S'il est difficile de se prononcer sur l'apparente abondance des termes sédimentaires, il est sûr, en revanche, que l'activité volcanique débute par une **phase éruptive paroxysmale** qui rejette d'énormes volumes de cendres à pisolithes volcaniques. Ces horizons cinéritiques sont en effet retrouvés à la même altitude stratigraphique, non seulement à l'échelle de tout le synclinal des Coëvrons, mais également au Nord-Est dans le massif d'Assé-le-Boisne et au Sud-Ouest en Charnie. Cette phase est accompagnée de l'éjection d'un volume important de tufs et de brèches ponceux dont le mécanisme de mise en place est assimilé à une **coulée pyroclastique**. Il est fort probable que cette activité entre dans un même cycle éruptif de nature essentiellement plinienne ou mieux **phréato-plinienne** (cycle V3).

5.- Essai de reconstitution des cycles d'activité volcanique dans la carrière de Voutré.

Grâce à l'étude détaillée des coupes des carrières de Voutré (la Kabylie et la Massottrie) et aux données de surface recueillies sur les termes inférieurs de la succession volcanique non entamés en carrière, il est possible de tenter une reconstitution des cycles d'activité volcanique qui provoquent l'accumulation de matériaux pyroclastiques et de faciès volcano-sédimentaires, sur une épaisseur de 250 m.

Trois grands cycles peuvent ainsi être dégagés (fig.37):

a/ cycle initial de nature phréato-plinienne (n°1, fig.37)

Cette première étape se marque par un enchaînement de phases explosives qui expulsent un volume important de cendres recouvertes de tufs et brèches ponceux. Les manifestations volcaniques se déclenchent directement en milieu marin peu profond et mettent fin, momentanément, au dépôt des grès littoraux de la Formation de Sainte-Suzanne. Le dynamisme retenu est celui d'**éruptions phréato-pliniennes** rejetant des **cendres humides** à pisolithes volcaniques, suivies de l'émission de **coulées pyroclastiques ponceuses** et probablement de projections aériennes également riches en **ponces**. Cette transition entre une activité hydromagmatique et une activité purement magmatique est contrôlée par un système éruptif qui s'affranchit du rôle de l'eau (éruptions sous-aquatiques passant à des éruptions aériennes).

b/ cycle intermédiaire de nature volcano-sédimentaire (n°2, fig.37)

Faute d'affleurements, les faciès composant la base de ce second cycle volcanique n'ont pu être caractérisés avec précision ; cependant, les quelques observations réalisées sur des blocs volants permettent de supposer que ces faciès sont en grande partie représentés par des tuffites et des pyroclastites remaniées. Ces dernières peuvent donc être rattachées aux faciès volcano-sédimentaires situés à la partie inférieure de la carrière de la Kabylie (ensembles 1 à 3, fig.21), faciès qui forment le corps principal du deuxième cycle éruptif.

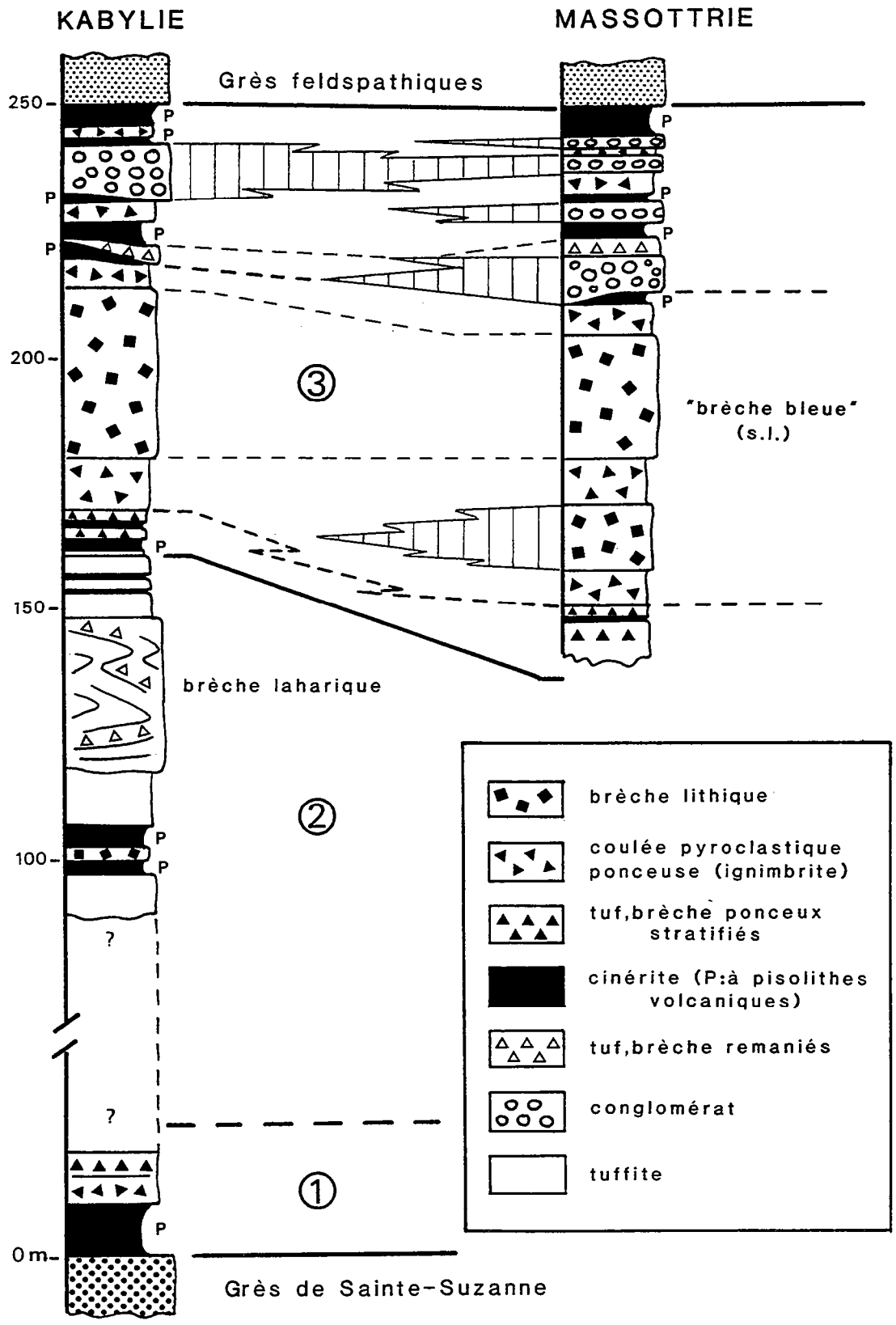


Fig. 37 : Les grands cycles d'activité volcanique composant la Formation des Pyroclastites de Voutré.
Corrélation des unités du cycle 3 entre les carrières de la Kabylie et de la Massottrie

Le cycle éruptif intermédiaire se rapporte essentiellement à une **période de démantèlement des reliefs volcaniques**, suivie de l'**accumulation** des débris au sein d'un bassin marin peu profond, fortement subsident. Le faible degré de maturité des éléments constituant les pyroclastites et les tuffites plaide en faveur de leur transport sur de courtes distances ou de leur déplacement en masse dans des **coulées de boue de type lahar.** En raison du grand volume d'apports, il est possible aussi que ces éléments soient vite soustraits à l'action des vagues et des courants, par suite d'un enfouissement rapide. Ces conditions de sédimentation expliqueraient également la pénurie des traces d'activité animale. Les édifices volcaniques, livrés à l'érosion, demeurent encore **actifs** comme l'attestent les retombées de cendres se mêlant aux tuffites (ensembles 1 et 3, fig.21) et surtout la mise en place de brèches rhyolitiques et de cinérites à pisolithes volcaniques, lors d'une éruption phréato-magmatique contemporaine du dépôt des tuffites de l'ensemble infra-lahar (n°1, fig.21).

Si le volume des produits de destruction reflète *a posteriori* l'importance des phases éruptives péné-contemporaines du second cycle, l'identification des fragments permet en plus de cerner les diverses expressions prises par le volcanisme. Parmi celles-ci, dominent celles se rapportant au **dynamisme acide** : éruptions pliniennes ou phréato-pliniennes rejetant des ponces et des cendres quelquefois à pisolithes volcaniques (*cf.* pisolithes remaniés dans les tuffites de l'ensemble 1 de la Kabylie ; fig.21) ; coulées pyroclastiques ponceuses ; coulée de lave ou extrusion de dômes rhyolitiques. Ces phases pourraient s'inscrire dans la continuité de celles reconnues au sein du premier cycle volcanique. La présence fréquente de fragments de laves à chimisme andésitique et dacitique dans les brèches lahariques de l'ensemble 2 (fig.37), résulte, soit du démantèlement de coulées de lave ou d'extrusions de type dôme et aiguille, soit de la fragmentation directe du magma lors de manifestations explosives.

La **position des centres éruptifs**, source potentielle des volcanites remaniées dans les tuffites, est possible à situer avec plus ou moins de précision. Ainsi, l'occurrence de fragments de laves andésitiques et dacitiques peut servir de guide dans cette recherche, en admettant que ces clastes dérivent surtout de la **destruction de coulées ou de dômes.** Les dômes dacitiques les plus proches sont logés à 5 km au NE dans le complexe de Vimarcé (fig. 10), mais leur mise en place paraît résulter d'un cycle volcanique antérieur, contemporain du dépôt des sédiments appartenant à la Formation des Schistes et calcaires. A l'exception d'un corps andésitique (dôme, coulée ?) découvert en forage sous la couverture secondaire près de Saint-Jean-d'Assé, à 25 km à l'Est de Voutré (Juignet *et al.*, 1984 ; *cf.* Ch. V), les seuls témoins, vraiment volumineux, d'une activité volcanique émettant des laves à chimisme intermédiaire, se localisent dans les massifs paléozoïques situés au N-NE des Coëvrons (cluse de la Sarthe dans le massif d'Assé-le-Boisne et panneau du Merdereau dans le massif de Pail, fig.3). La distance actuelle séparant ces massifs de la carrière de Voutré varie de 20 à 25 km, distance qui peut paraître excessive au vu du faible degré de remaniement des matériaux entrant dans les pyroclastites, mais qui s'explique par les nombreux phénomènes de **glissement en masse.** En raison des quelques critères basés sur les directions de transits sédimentaires (slumps, paléocourants) et sur la nature de certains clastes composant les tuffites (cornéenne, granite cadomien), l'origine septentrionale des volcanites est très probable et l'emplacement des édifices est à rechercher au Nord du synclinal des Coëvrons, à l'**intérieur de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail** (fig. 51). Cette hypothèse est soutenue par un dernier argument: l'absence de tout conduit d'alimentation dans le domaine briovérien compris entre les Coëvrons et les massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne.

c/ le cycle éruptif terminal : activité phréato-magmatique et mise en place des nappes ignimbritiques (n°3, fig.37)

La liaison entre le cycle éruptif terminal, essentiellement pyroclastique, et le précédent de nature surtout volcano-sédimentaire, est assurée par des projections ponceuses stratifiées qui dérivent d'une **activité explosive phréato-plinienne.** Déclenché en milieu marin peu profond, le dynamisme éruptif se poursuit par l'émission de coulées pyroclastiques ponceuses

dont les caractéristiques suggèrent leur naissance à partir de l'effondrement de colonnes phréato-pliniennes. L'insertion au sein des nappes ignimbritiques d'unités de brèches lithiques ("brèche bleue") indique l'intervention de phases explosives **hydroclastiques** au niveau du conduit éruptif (pulvérisation de bouchon lavique ou écroulement des parois de l'évent). Postérieurement à leur rejet, les coulées pyroclastiques ponceuses et les brèches lithiques peuvent subir de vastes glissements en masse de type **lahar**, tels ceux suspectés dans l'ensemble brèche ponceuse-brèche bleue de la Kabylie.

Dans la partie sommitale du cycle, alternent des unités pyroclastiques (coulées pyroclastiques ponceuses et projections cinéritiques) et des unités composées de conglomérats et de brèches stratifiées. Une nouvelle fois, la genèse des unités pyroclastiques réclame le concours d'un **dynamisme phréato-magmatique**, seul apte à rendre compte simultanément du taux de fragmentation élevé du magma, de la fréquence des niveaux de cendres à pisolithes volcaniques, enfin du caractère "froid et humide" des ignimbrites dont la texture vitroclastique demeure invariablement **non soudée** (les températures de mise en place de telles ignimbrites peuvent décliner jusqu'à 350° ; Self, 1983). Le passage continu entre les niveaux à gouttes de cendres pisolithiques et les coulées pyroclastiques ponceuses soutient également l'hypothèse d'**éruptions initiales phréato-pliniennes**, suivies de **la formation des ignimbrites par affaissement du panache de cendres et de ponces.**

La recherche de l'**emplacement des centres éruptifs** est guidée essentiellement par la nature de certains clastes incorporés dans les brèches lithiques ou les conglomérats, et par le cachet distal ou proximal des coulées pyroclastiques. C'est ainsi que la présence, au sein des éléments remaniés, d'ignimbrites à texture vitroclastique **soudée**, de laves andésitiques et dacitiques, de cornéennes et de granite cadomien, conduit à situer les centres éruptifs au Nord du synclinal des Coëvrons, à l'emplacement de la **caldera d'Assé-le Boisne - Pail**, comme lors du cycle précédent. La distance séparant ces édifices du lieu actuel des carrières de Voutré est difficile à estimer car, même si l'ensemble des critères texturaux et granulométriques plaide en faveur de la **nature distale** des ignimbrites (absence de faciès à coup sûr proximaux telles les brèches "co-ignimbritiques", Druitt et Sparks, 1982 ; granulométrie fine ; défaut de soudure des vitroclastes..), certains de ces critères dépendent aussi largement de la **nature phréato-magmatique** des éruptions. Ces deux causes ne sont peut-être pas antagonistes, ni exclusives l'une de l'autre, mais complémentaires.

La répétition des dynamismes hydroclastiques tout au long du cycle volcanique terminal indique que le milieu dans lequel se déroule les éruptions reste sous l'**emprise du facteur aquatique** même si des émersions surviennent temporairement. La reconstitution paléogéographique la plus probable est celle d'un **domaine marin littoral** s'étendant au pied de reliefs volcaniques situés vers le Nord au niveau de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (fig. 38). Vite érigés, ces reliefs, bâtis pour l'essentiel de pyroclastites meubles et de quelques ensembles laviques (coulées et dômes), sont la proie de l'érosion. Leur démantèlement rapide alimente les unités conglomératiques et brèchiques piégées dans des systèmes de chenaux fluviatiles et transportées sous forme de coulées de débris vers la plaine côtière. La superposition de nombreux cycles où alternent coulées pyroclastiques et conglomérats suggère la **permanence d'un système de paléovallées fluvio-marines** servant périodiquement d'exutoire aux nappes ignimbritiques puis soumis à une érosion fluviatile qui restaure le drainage initial. Ces successions d'ignimbrites et de conglomérats fluviatiles au sein d'une même vallée sont décrites dans les éruptions récentes du Nouveau-Mexique (Bandelier Tuff ; Smith et Bailey, 1966) et d'Italie (Vulsini ; Sparks, 1976) ainsi que dans des séries volcaniques anciennes, telles celles du Crétacé de la Jamaïque (Roobol, 1976) ou du Carbonifère d'Australie (Mc Phie, 1983).

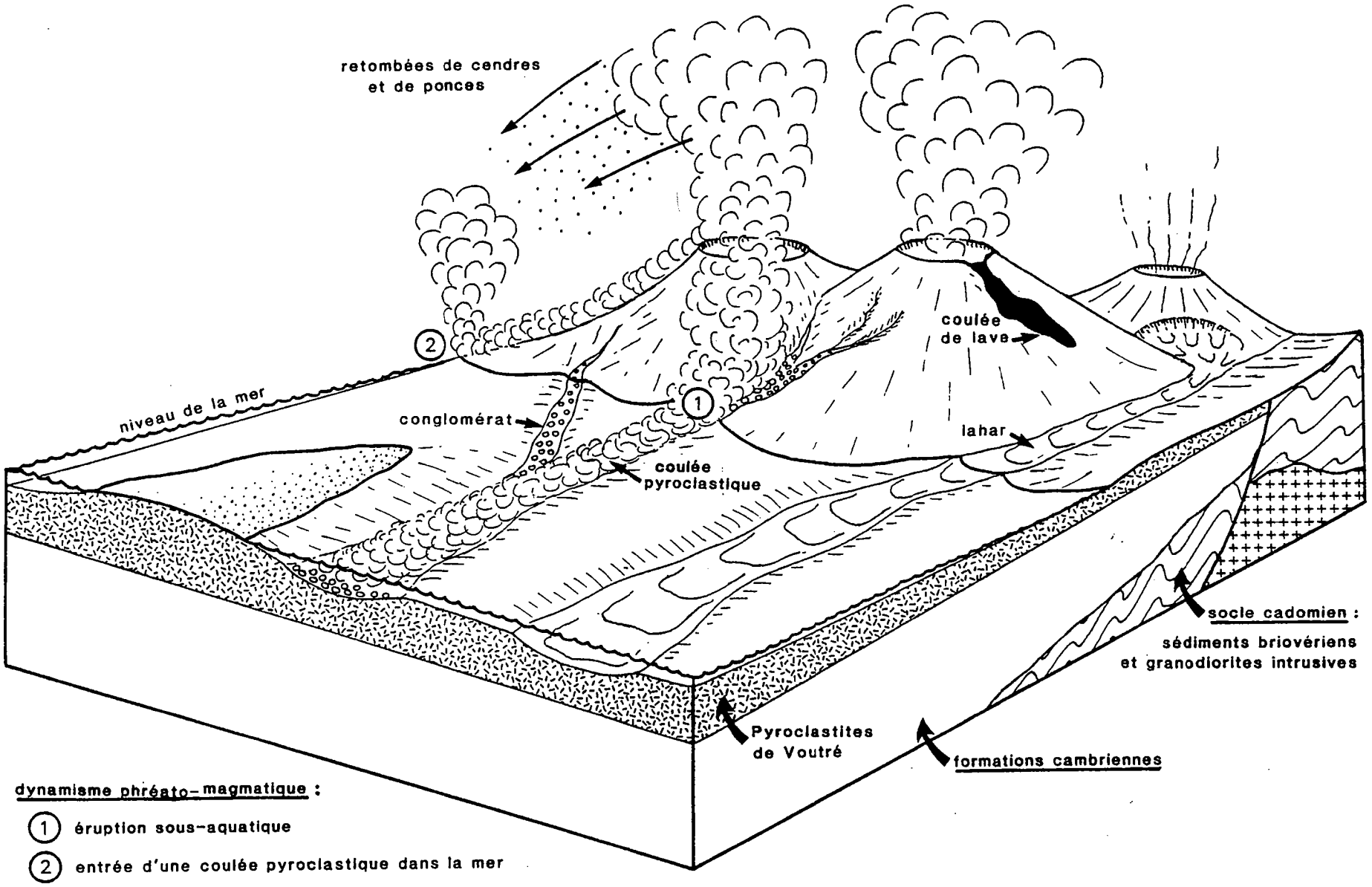


Fig. 38 : Reconstitution du cadre paléogéographique des éruptions volcaniques à l'origine de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons

III.- La Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons centraux

1.- Les complexes volcaniques du secteur de Rouessé-Vassé

Sur le flanc sud des Coëvrons, dans tout le secteur s'étendant à l'Ouest de Rouessé-Vassé, la Formation des Pyroclastites de Voutré est supprimée par un accident directionnel majeur (faille inverse à rejeu senestre F1 ; Dupret et Le Gall, 1978). Juste avant leur disparition, les volcanites s'examinent sur trois coupes transverses, situées au Nord de Rouessé-Vassé (fig.39) :

- coupe des Chauvinières établie le long du chemin d'accès à cette ferme et dans un chemin creux désaffecté qui conduisait à la Frette ;
- coupe du Plessis dressée le long de la D 103 bis menant à Vimarcé ;
- coupe de Bertras levée dans une ancienne carrière et dans un petit chemin au Nord-Ouest de cette ferme.

D'une puissance globale estimée à **60-80 m**, la Formation des Pyroclastites de Voutré se compose de plusieurs unités volcaniques et volcano-sédimentaires dont seules les épaisseurs relatives figurent sur les coupes lithologiques (fig.40), en raison de la discontinuité et de la qualité souvent médiocre des affleurements.

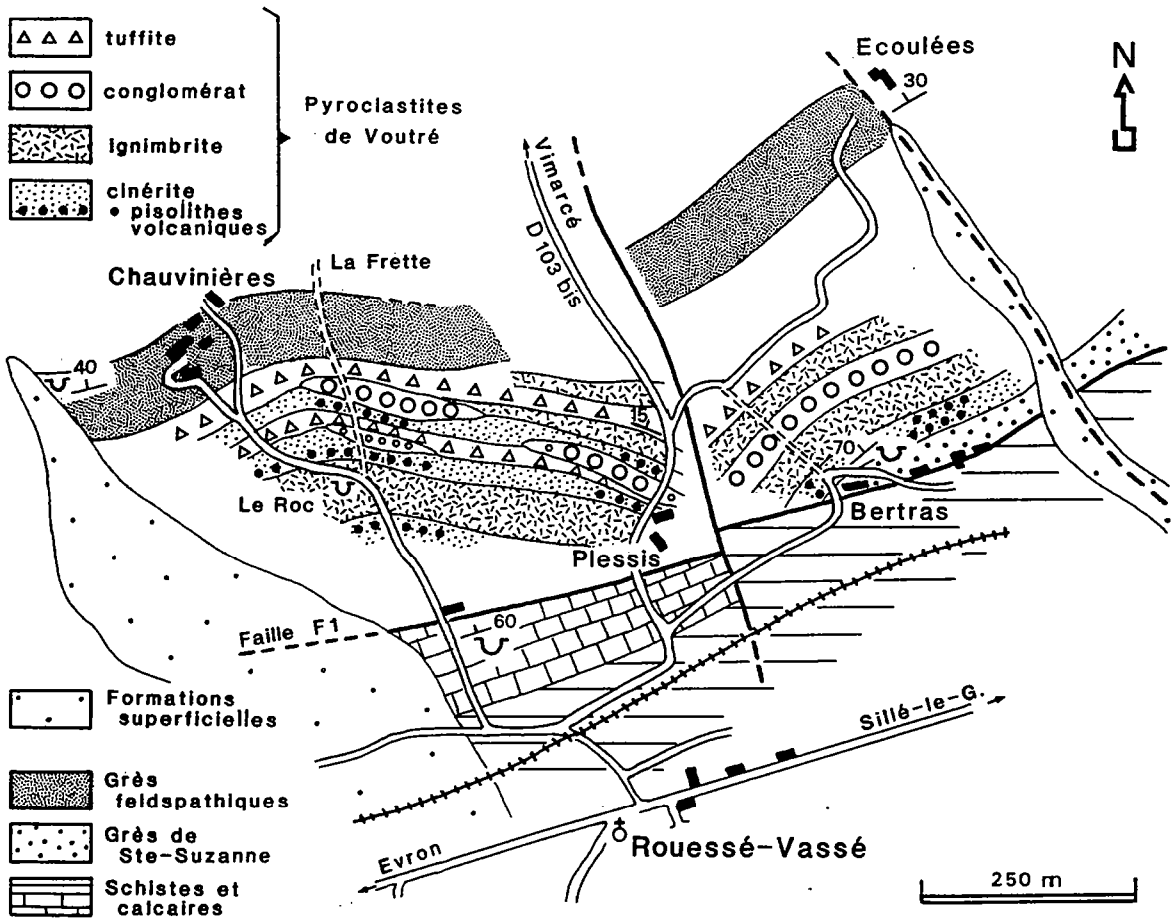


Fig. 39 : La Formation des Pyroclastites de Voutré dans le secteur de Rouessé-Vassé (flanc sud-ouest des Coëvrons ; *cf.* fig.10)

** les cinérites à pisolithes volcaniques et les ignimbrites de la séquence volcanique inférieure* (n°1, fig.40)

La base du complexe volcanique est exposée dans l'ancienne carrière de Bertras (fig.39) où quelques mètres de cinérites vertes ("tufs pétrosiliceux en plaquettes" ; Delaunay, 1955) reposent sur un ensemble de grès grossiers tufacés et de grès feldspathiques appartenant au sommet de la Formation de Sainte-Suzanne. Les cinérites, disposées en petits bancs centimétriques à décimétriques, présentent plusieurs faciès, tout à fait identiques à ceux décrits dans la carrière de la Kabylie (*cf.* unité 7.1; fig. 21), avec alternances de niveaux finement lités et d'horizons non lités, chargés de **pisolithes volcaniques** de taille centimétrique. La matrice des cinérites, comme le nucleus des pisolithes, renferme des éclats de quartz, des lambeaux de ponce, quelques biotites et feldspaths, auxquels s'ajoutent de nombreux petits clastes vitreux (Pl. VII, ph. 1). Au sein des cinérites, à environ 3 m de leur base, un banc décimétrique plus massif, à cachet tufacé, est envahi de clastes montrant tous les stades d'évolution entre des verres non vésiculés et des ponces bulleuses ou fibreuses. La matrice fine, pétrie de microfragments ponceux, contient des quartz à facture pyroclastique, quelques feldspaths et micas, enfin de rares fragments de lave microlitique. Ce banc, intercalé entre des niveaux de cinérites à pisolithes volcaniques, correspond à une mince **nappe ignimbritique**.

L'unité cinéritique basale, qui s'observe également plus à l'Ouest dans la coupe des Chauvinières, est recouverte d'une **coulée pyroclastique ponceuse**, très massive, dépourvue de stratification, et anciennement exploitée dans une petite carrière au Sud-Est des Chauvinières (carrière dite du Roc dans laquelle de Lapparent reconnaissait une rhyolite écrasée ; Delaunay, 1955). Cette nappe ignimbritique plurimétrique qui se suit vers l'Est jusqu'au Plessis et au-delà au Nord-Ouest de Bertras, renferme des flammèches verdâtres (ponces) et des fragments blanchâtres (lithoclastes) d'une taille maximum centimétrique. Selon les faciès analysés, la proportion entre les ponces, toujours prédominantes, et les lithoclastes varie. Par ordre de fréquence décroissante ces derniers sont représentés par des laves acides rhyolitiques, des laves hyalo-microlitiques, des siltites et tuffites cambriennes, des roches métamorphiques et grenues (granite cadomien). Les nombreux cristaux à facture pyroclastique (quartz, orthose, plagioclase) baignent dans une matrice cendreuse riche en petits fragments ponceux limités par des parois de bulles éclatées (Pl. VII, ph. 2).

Dans les coupes des Chauvinières et du Plessis, une seconde unité de cinérites vertes à lits de pisolithes volcaniques surmonte la nappe ignimbritique. Bien que les contacts soient masqués, la remarquable similitude de texture et composition entre leur matrice et celle de l'ignimbrite sous-jacente, permet d'intégrer ces cinérites dans la séquence volcanique inférieure.

** les conglomérats et les tuffites de l'ensemble volcano-sédimentaire inférieur* (n°2, fig.40)

Une unité **conglomératique**, associée à des tuffites, ravine les termes volcanogènes inférieurs. A l'image de ceux de Voutré, les conglomérats se caractérisent par leur faible maturité de texture exprimée surtout par le mélange de galets roulés et de blocs non usés. Ces derniers abondent dans l'unité de la coupe de Bertras lui conférant un cachet plus bréchique que conglomératique. Les éléments remaniés sont avant tout des volcanites (laves acides vitreuses et hyalo-microlitiques) associées à quelques roches métamorphiques et plutoniques et à de rares ignimbrites et fragments de ponces.

Les tuffites accompagnant les conglomérats (coupes des Chauvinières et du Plessis) possèdent en général une granulométrie grossière et renferment les mêmes éléments que ceux énumérés dans les conglomérats. Si le remaniement ne fait pas de doute, son degré demeure faible : classement médiocre et usure presque nulle des fragments (Pl. VII, ph. 3).

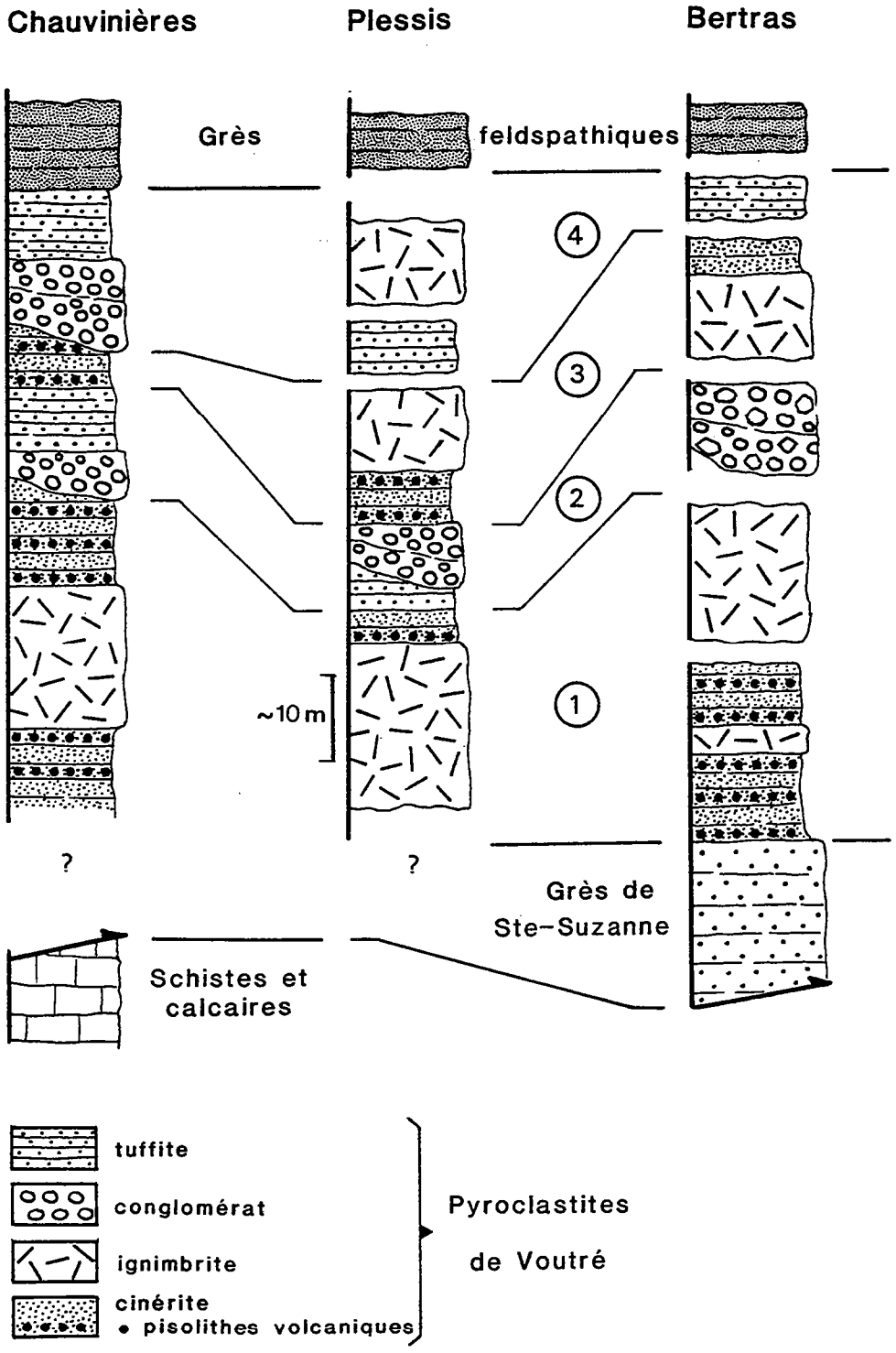


Fig. 40 : Successions lithologiques des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la Formation des Pyroclastites de Voutré (flanc sud-ouest des Coëvrons; secteur de Rouessé-Vassé)

* *les cinérites et les ignimbrites de la séquence volcanique supérieure* (n°3, fig.40)

Dans la coupe des Chauvinières, au-dessus de l'unité volcano-sédimentaire composée de tuffites bien stratifiées, viennent quelques mètres de cinérites à pisolithes volcaniques dont le sommet est entaillé par la base ravinante d'une seconde unité conglomératique. Vers l'Est (coupe du Plessis), ces cinérites précèdent la venue d'une nappe ignimbritique qui, elle-même, est coiffée de quelques horizons de cendres (coupe de Bertras). Les lithofaciès de cette nappe et des cinérites qui l'encadrent sont analogues à ceux des volcanites de la séquence inférieure. A titre d'exemple, mentionnons la richesse en ponces et le défaut de soudure des éléments dans l'ignimbrite de la coupe du Plessis (Pl. VII, ph. 4).

* *les niveaux volcano-sédimentaires supérieurs* (n°4, fig.40)

Le sommet de la formation des Pyroclastites de Voutré, exposé dans la coupe des Chauvinières, comporte une puissante unité conglomératique recouverte d'une série de tuffites fines ou grossières, chargées d'une importante fraction volcanogène peu évoluée. Le degré de remaniement s'accentuant, cette série volcano-sédimentaire passe insensiblement à la formation des Grès feldspathiques qui admet quelques récurrences tufacées (petite carrière à l'Ouest des Chauvinières). Plus à l'Est, dans la coupe du Plessis, le sommet de la Formation de Voutré, n'est pas accessible à l'observation. Les deux dernières unités sont représentées par :

- une série volcano-sédimentaire affleurant en face du chemin d'accès aux Ecoulées (fig.39) et dont les termes grossiers (grès tufacés) renferment de nombreux fragments de lave microlitique à côté de cristaux de quartz et de feldspaths d'origine volcanique (Pl. VIII, ph. 1) ;
- une nappe ignimbritique terminale, à texture vitroclastique non soudée, particulièrement riche en cristaux de quartz éclatés.

2.- Les séquences volcaniques du secteur de Le Grez

A l'Ouest du synclinal des Coëvrons, sur le flanc nord, la Formation de Voutré arme une étroite ligne de crête entaillée par les carrières de la Kabylie et de la Massottrie. Plus à l'Est, un large glacis de solifluxion émanant des reliefs gréseux de la Formation de Sainte-Suzanne masque les volcanites qui ne réapparaissent que dans le secteur du Grez. Là, elles s'observent le long de la petite vallée sub-méridienne du ruisseau des Essarts coulant vers le Sud (fig.41).

a / Les unités volcaniques du flanc nord

Les différentes unités composant les séquences volcaniques et volcano-sédimentaires offrent les mêmes caractéristiques lithologiques et texturales que celles décrites dans les coupes du secteur de Rouessé-Vassé. Sans reprendre ici leur description détaillée, voyons leur organisation au sein de la succession volcanique dont la puissance globale avoisine les 200 mètres (fig.42).

* *cinérites à pisolithes volcaniques* (unité A, fig.42) :

Bien que le contact avec les grès de la Formation de Sainte-Suzanne ne soit pas visible, la première unité volcanique paraît correspondre à une unité plurimétrique de cinérites à pisolithes volcaniques. Celles-ci s'observent dans le chemin d'accès à la Cheminée ainsi que dans un sentier est-ouest, situé à 500 m au Sud-Ouest de l'endroit précédent (Pl. VIII, ph. 2).

* *tuffites et grès tufacés* (unité B, fig.42) :

Dans le sentier pré-cité, à une vingtaine de mètres à l'Est de l'affleurement des cinérites, quelques bancs de tuffites grossières et de grès tufacés signalent l'existence d'une seconde unité, de nature volcano-sédimentaire, dont la puissance est difficile à estimer.

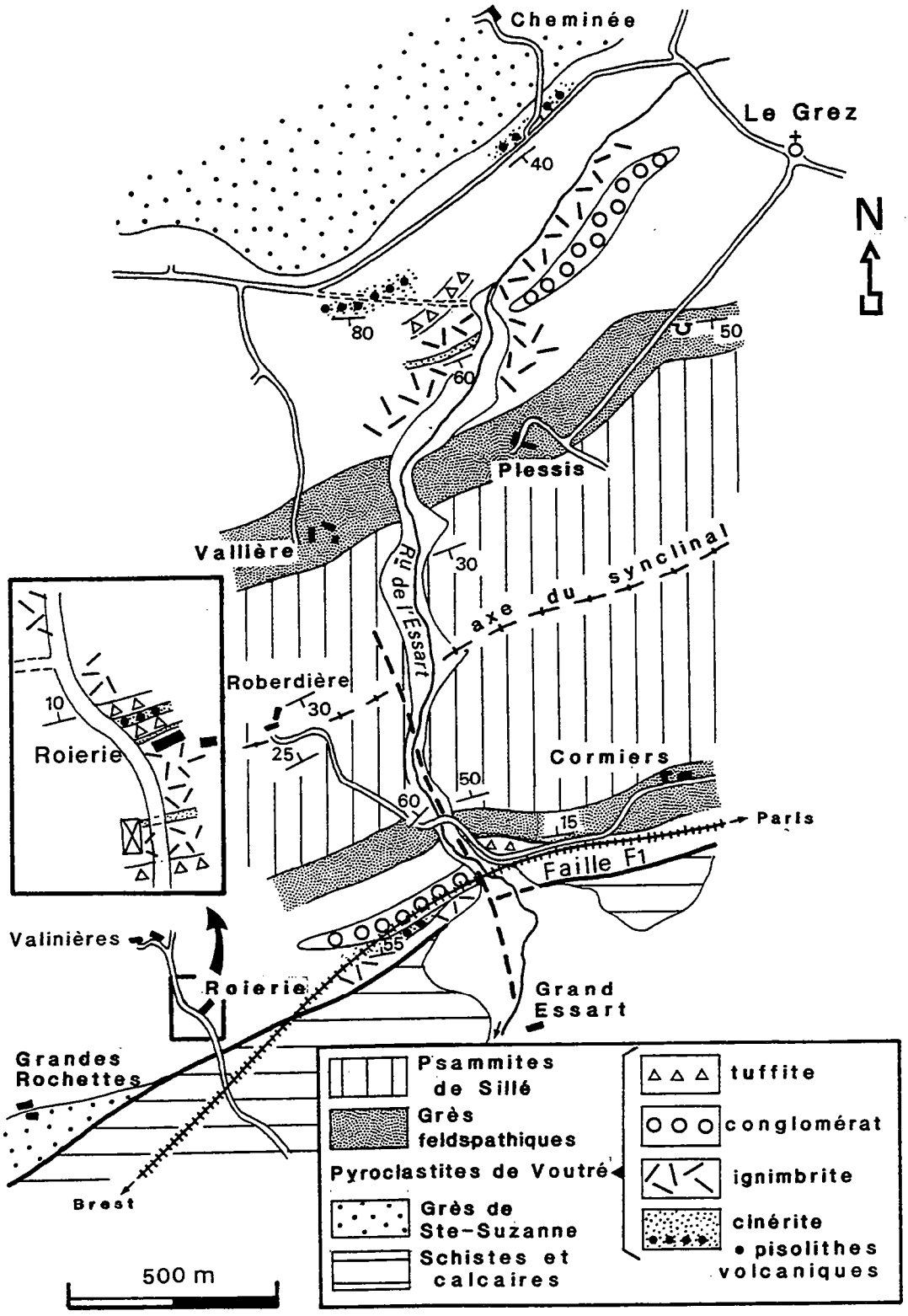


Fig. 41 : Carte d'affleurement de la Formation des Pyroclastites de Voutré sur les deux flancs du synclinal des Coëvrons dans le secteur du Grez (*cf.* fig. 10)

* *complexe de nappes ignimbritiques* (unité C, fig.42) :

Toute la moitié supérieure de la succession volcanique est constituée par un complexe de nappes ignimbritiques, exposé sur les rives - rive droite surtout - du ruisseau de l'Essart. Les volcanites montrent un faciès très constant, caractérisé par :

- une absence de stratification et de granoclassement ;
- une abondance de ponces (taille maximum 3 à 5 cm) ;
- des cristaux de quartz, feldspaths et micas à façonnement pyroclastique ;
- des lithoclastes constitués de rhyolite fluidale, laves hyalo-microlitiques et microlitiques, ignimbrites à texture vitroclastique soudée (Pl. VIII, ph. 3 et 4), tuffites, cinérites et cornéennes ;
- une matrice cinéritique invariablement non soudée.

L'intercalation d'une unité conglomératique et de cinérites indique que les ignimbrites se disposent en, au moins, **trois nappes principales**, la dernière épaisse de plus de 50 m.

* *unité conglomératique* :

Compris entre deux nappes ignimbritiques, ce conglomérat volcanogène s'observe au Sud-Ouest de Le Grez. Barrois et Pruvost (1931) le décrivent comme "tuf de Grez" et mentionnent la présence de "fragments de 20 à 30 cm, de forme arrondie, sub-arrondie, ou anguleuse, polyédrique, à angles émoussés, passant ainsi des poudingues à des brèches".

* *unité cinéritique ponceuse* :

En rive droite du ruisseau de l'Essart, une intercalation de cinérites vertes (2 à 3 m) marque la transition entre les deux dernières nappes ignimbritiques. Ces cinérites, non remaniées par l'eau, se caractérisent par leur richesse en fragments de ponces et leur stratification plane ou oblique (Pl. IX, ph. 1).

* *tuffites et grès feldspathiques* :

Le sommet des nappes ignimbritiques est recouvert par une unité de tuffites (unité D, fig.42) dont les termes (grès tufacés) évoluent graduellement vers ceux de la Formation des Grès feldspathiques (Pl. IX, ph. 2). Cette dernière affleure en rive droite du ruisseau de l'Essart et dans une petite carrière au Sud-Ouest de Le Grez.

b/ <u>les unités volcaniques du flanc sud</u>

Au flanc sud des Coëvrons, le passage de la faille directionnelle F1, définie au Nord de Rouessé-Vassé, entraîne l'ablation des grès de la Formation de Sainte-Suzanne et des termes de base de la Formation de Voutré. Les unités volcaniques préservées peuvent s'analyser, d'une part, dans le chemin d'accès aux fermes de la Roierie et des Valinières (unités volcaniques inférieures) et, d'autre part, dans la tranchée de la voie ferrée Paris-Brest et la cluse du ruisseau de l'Essart (unités volcaniques supérieures) (fig.41). De la faille basale au sommet, se rencontrent successivement (fig.42) :

- des **tuffites** vertes, à grain fin, remaniées par l'eau (unité n°1, fig.42) ;

- deux ensembles massifs de **tufs** et de **brèches** contenant des clastes anguleux (taille maximum : 7 à 8 cm) à patine claire et texture fluidale (unité n°2, fig.42). Ces clastes, tous de même nature, sont constitués d'un verre acide qui diffère uniquement par son degré de vésiculation. Les fragments peu vésiculés, de loin les plus abondants, se signalent par leur texture perlitique et leur dévitrification en grands cristaux enchevêtrés de quartz et de feldspaths. Seuls quelques clastes évolués offrent les caractéristiques des ponces. La matrice fine renferme des éclats de quartz et de feldspaths (Pl. IX, ph. 3 et 4). Ces deux ensembles, recouverts chacun par 1 à 2 m de cendres fines remaniées par l'eau, peuvent s'interpréter comme des **coulées pyroclastiques se propageant en milieu sous-aquatique** ;

- des **tuffites** à grain moyen dont la surface de base développe des figures de charge dans les cinérites fines sous-jacentes (Pl. X, ph. 1). Ces tuffites sont bourrées de clastes

acides peu vésiculés, analogues à ceux contenus dans les ignimbrites de la seconde unité, auxquels se mêlent des fragments de laves hyalo-microlitiques. Le médiocre classement des éléments et leur défaut d'usure plaident en faveur d'un remaniement de faible ampleur. Les strates volcano-sédimentaires sont recouvertes par quelques mètres de cinérites grises à pisolithes volcaniques qui, outre des fragments de verre acide plus ou moins vésiculé, renferment de nombreuses flammèches ponceuses et des cristaux éclatés de quartz et de feldspaths. D'un diamètre moyen de 5 mm, les pisolithes piègent dans leur nucleus les mêmes éléments que ceux décrits dans la matrice. Ces strates, non lessivées, sont elles-mêmes surmontées par des tuffites fines verdâtres, assurément remaniées par l'eau (sommet de l'unité n°3, fig.42) ;

- une **nappe ignimbritique non soudée**, puissante d'au moins 20 m, constituant la dernière unité affleurante de la coupe de la Roierie (n°4, fig.42). Cette nappe, identique à celles décrites au sommet de la succession du flanc nord (coupe du Grez, fig.42), se relie vers l'Est à la nappe exposée au Sud de la voie ferrée (coupe de l'Essart) (Pl. X, ph. 2). En ce lieu, l'ignimbrite est coiffée de quelques mètres de **cendres à pisolithes volcaniques**, paraissant avoir subi un remaniement par l'eau. De plus, en rive droite du ruisseau de l'Essart, juste au Sud-Ouest du pont de chemin de fer, un mince niveau conglomératique est intercalé au sommet de l'ignimbrite, révélant que cette dernière se décompose en au moins **deux** nappes successives ;

- une **unité conglomératique** (n°5, fig.42) qui ravine les nappes ignimbritiques. Découvert par Delaunay (1955), ce conglomérat, épais d'une vingtaine de mètres, est largement entaillé par la tranchée de la voie ferrée Paris-Brest. Il renferme de très gros galets (jusqu'à 20 à 30 cm) de volcanites variées dont de nombreuses laves andésitiques et dacitiques, correspondant "aux noyaux de roche microlitique", signalés par Menchikoff dans la grauwacke du ravin de l'Essart (*in* Delaunay, 1930).

Le sommet de la Formation des Pyroclastites de Voutré s'observe en rive gauche du ruisseau de l'Essart où des tuffites grossières, mal stratifiées, riches en clastes acides, ponces et fragments de laves (unité n°6, fig.42), évoluent progressivement vers des termes mieux lités, à grain plus fin, rangés dans la Formation des **Grès feldspathiques**.

3.- Interprétation des unités volcaniques

En dépit du rôle de la tectonique et des conditions d'observation souvent précaires, l'analyse des coupes levées, tant au flanc nord que sud des Coëvrons centraux, permet de reconstituer les grands cycles d'activité volcanique et de les relier à ceux définis à l'Ouest dans les carrières de Voutré.

L'activité volcanique débute par un cycle de nature **phréato-plinienne** (unité 1, coupe de Bertras, fig.40; unité A, coupe du Grez, fig.42), responsable du rejet de **cendres humides à pisolithes volcaniques** ensevelissant le toit des grès de la Formation de Sainte-Suzanne. Cette phase, synchrone de celle reconnue à l'Ouest, s'accompagne de l'émission d'une ou de plusieurs **coulées pyroclastiques ponceuses, non soudées**, dont l'origine paraît résulter de l'effondrement des colonnes éruptives pliniennes.

Contrairement à la succession des carrières de Voutré où un cycle de nature volcano-sédimentaire très puissant recouvre les volcanites inférieures, seuls, dans ce secteur central, quelques mètres de **tuffites** associés à une unité **conglomératique** (unités 2, coupes de Rouessé-Vassé, fig.40; unité B, coupe du Grez, fig.42) attestent d'une pause de l'activité volcanique, propice à un début de **démantèlement** des édifices érigés.

Le cycle éruptif terminal (unités 3, coupes de Rouessé-Vassé, fig.40; unité C, coupe du Grez, unités 2 à 5 coupe de L'Essart, fig.42), à l'image de celui des carrières de Voutré, est marqué par l'expulsion de plusieurs **nappes ignimbritiques** dont le lithofaciès (degré de fragmentation élevé, absence de soudure à chaud de la matrice, abondance de clastes vitreux...) et l'association étroite avec des horizons de cinérites à pisolithes volcaniques, indiquent

l'intervention de **phases explosives phréato-magmatiques**. Ces nappes, généralement peu épaisses et à cachet distal, sont piégées dans un système de paléovallées fluvio-marines utilisé également par les décharges conglomératiques. Certaines ignimbrites, encaissées entre des strates pyroclastiques remaniées par l'eau (*cf.* nappes de la coupe de l'Essart, fig.42), ont pu constituer des **épanchements sous-aquatiques**.

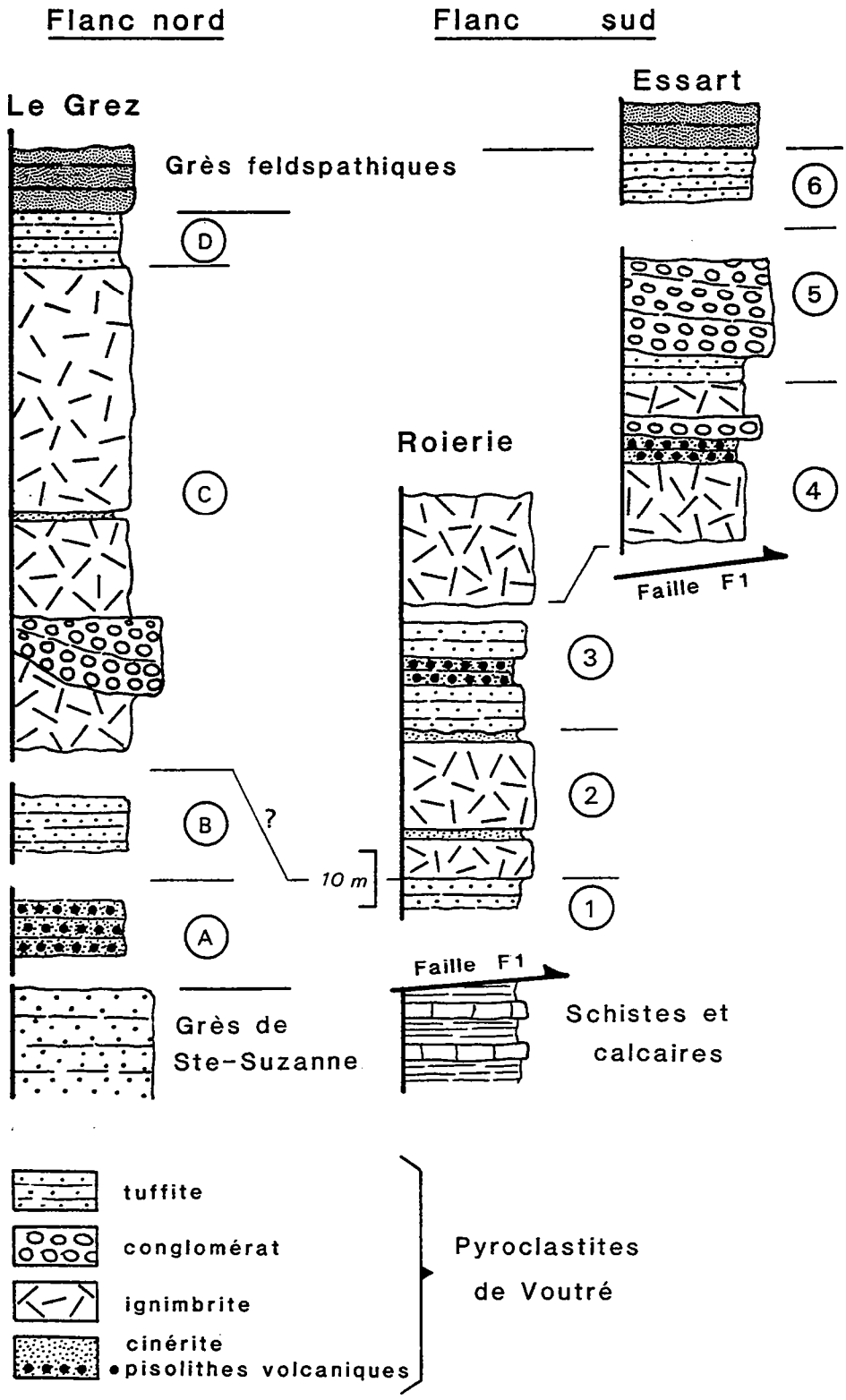


Fig. 42 : Successions lithologiques des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans le secteur du Grez (synclinal des Coëvrons)

IV.- La Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons orientaux

A l'Est des Coëvrons, les unités volcaniques composant la Formation des Pyroclastites de Voutré évoluent de façon sensible d'un flanc à l'autre du synclinal (fig. 10).

1.- Les unités volcaniques du flanc nord

a/ la coupe de l'étang de Jouteau

Située au flanc nord des Coëvrons, le long de la D. 105 entre Sillé-le-Guillaume et Mont-Saint-Jean (fig.43), la coupe des volcanites de l'étang de Jouteau a été initialement dressée par Berthois (1939). Celui-ci reconnaissait à la base "des bancs schisto-gréseux jaunâtres et des schistes sériciteux verdâtres" (en réalité des cinérites) et au sommet "une brèche typique à gros éléments telle qu'on la rencontre à la carrière de la Kabylie en Voutré". Le lever détaillé de cette coupe met en évidence un complexe volcanique (Formation des Pyroclastites de Voutré) puissant d'au moins 25 m et se décomposant en plusieurs unités (fig.44).

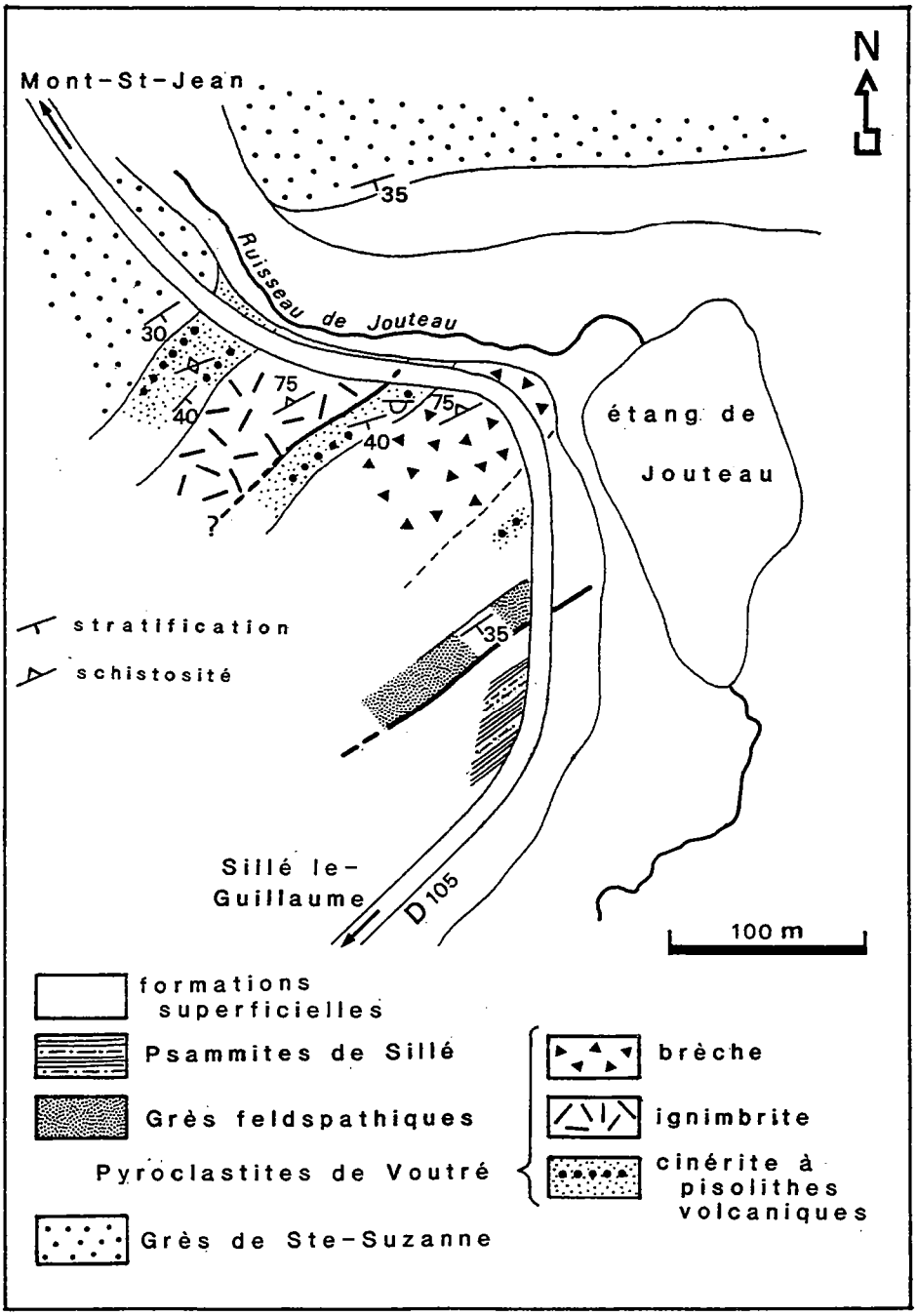


Fig. 43 : La Formation des Pyroclastites de Voutré au flanc nord des Coëvrons (étang de Jouteau ; *cf.* fig. 10)

UNIVERSITE DE RENNES
INSTITUT DE GEOLOGIE
BIBLIOTHEQUE

** cinérites inférieures à pisolithes volcaniques*

Quelques mètres de cinérites, rougeâtres à la base et brunâtres au sommet, recouvrent directement le toit des Grès de Sainte-Suzanne. Elles contiennent plusieurs horizons à pisolithes volcaniques, de taille centimétrique, dont le nucleus piège de petits lambeaux de ponces, des éclats de quartz et des fragments de verre acide finement dévitrifié (Pl. X, ph. 3). Ces éléments figurés se retrouvent dans la matrice fine de la cinérite en compagnie de quelques petits fragments de siltites et de tuffites.

** ignimbrite*

Epaisse de 4 à 5 m, une coulée pyroclastique riche en flammèches ponceuses illitisées surmonte, sans contact visible, les projections cinéritiques. Outre les fragments de ponces de taille centimétrique, cette ignimbrite à texture vitroclastique **non soudée** contient des cristaux de quartz à facture pyroclastique, quelques feldspaths potassiques perthitiques, des plagioclases et des biotites chloritisées (Pl. X, ph. 4). Les lithoclastes sont représentés par des siltites, des tuffites et des laves (verres acides rhyolitiques surtout).

** cinérites supérieures à pisolithes volcaniques*

Un second ensemble de projections cinéritiques (au moins 2,50 m car la base n'est pas exposée), à lits de pisolithes volcaniques, s'observe dans une ancienne petite carrière en bordure de la D.105 (fig.43). Si ces cinérites, comme celles de l'unité inférieure, hébergent quelques lambeaux de ponces, elles en diffèrent par la quasi absence de cristaux de quartz et la concentration extrême en fragments de laves: rhyolites vitreuses et laves à mésostase chloriteuse. Ces dernières peuvent, dans certains lits, constituer les seuls éléments figurés de la matrice fine à côté de rares cristaux de **grenats** (Pl. XI, ph. 1). Les cinérites verdâtres, de granulométrie fine et grossière, sont surmontées, sans hiatus de la matrice, par un épais complexe bréchique.

** complexe bréchique*

Puissant d'au moins 14 m, le complexe de tufs et de brèches se caractérise par son apparence massive et homogène, résultant en grande partie d'un défaut de stratification et de l'absence de rupture granulométrique franche. Les fragments anguleux hétérométriques, de teinte verdâtre plus ou moins claire, sont noyés dans une matrice fine toujours volumineuse. Leur taille moyenne tourne autour d'1 cm, tandis que les plus gros fragments, localisés plutôt à la base du complexe, n'excèdent jamais 7 à 8 cm. Malgré une apparente homogénéité, des variations lithologiques, liées à la nature des clastes, s'enregistrent au sein du complexe bréchique :

- dans les 4 à 5 mètres inférieurs, les fragments se composent presqu' exclusivement de laves hyalo-microlitiques à verre chloriteux affecté d'une texture perlitique. Ces fragments de nature rhyo-dacitique à dacitique, réunis par une matrice cinéritique renfermant de rares quartz, des feldspaths brisés et quelques grenats (grenat almandin selon Berthois, 1939), sont identiques à ceux décrits dans les cinérites à pisolithes volcaniques de l'unité sous-jacente. Les brèches lithiques inférieures admettent une intercalation, aux limites floues, caractérisée par la présence de nombreux fragments de ponces illitisées.

- dans toute la moitié supérieure du complexe bréchique, les ponces deviennent abondantes et confèrent à certains faciès, tels les tufs sommitaux, un **cachet ignimbritique.** Parmi les éléments lithiques dominent les laves hyalo-microlitiques, porphyriques ou aphyriques, dont certaines renferment de gros **grenats** roses (2,5 mm de long ; Pl. XI, ph. 2). A côté de ces laves rhyodacitiques à dacitiques, se rencontrent des laves andésitiques microlitiques, à plagioclases et résidus de pyroxènes, et des laves acides rubanées. Les autres fragments demeurent accessoires : siltites et tuffites cambriennes, grauwackes briovériennes,

cornéennes tachetées. La matrice cinéritique, envahie de petits fragments de ponce étirés dans la schistosité, contient des cristaux brisés de quartz et de feldspaths ainsi que quelques grenats.

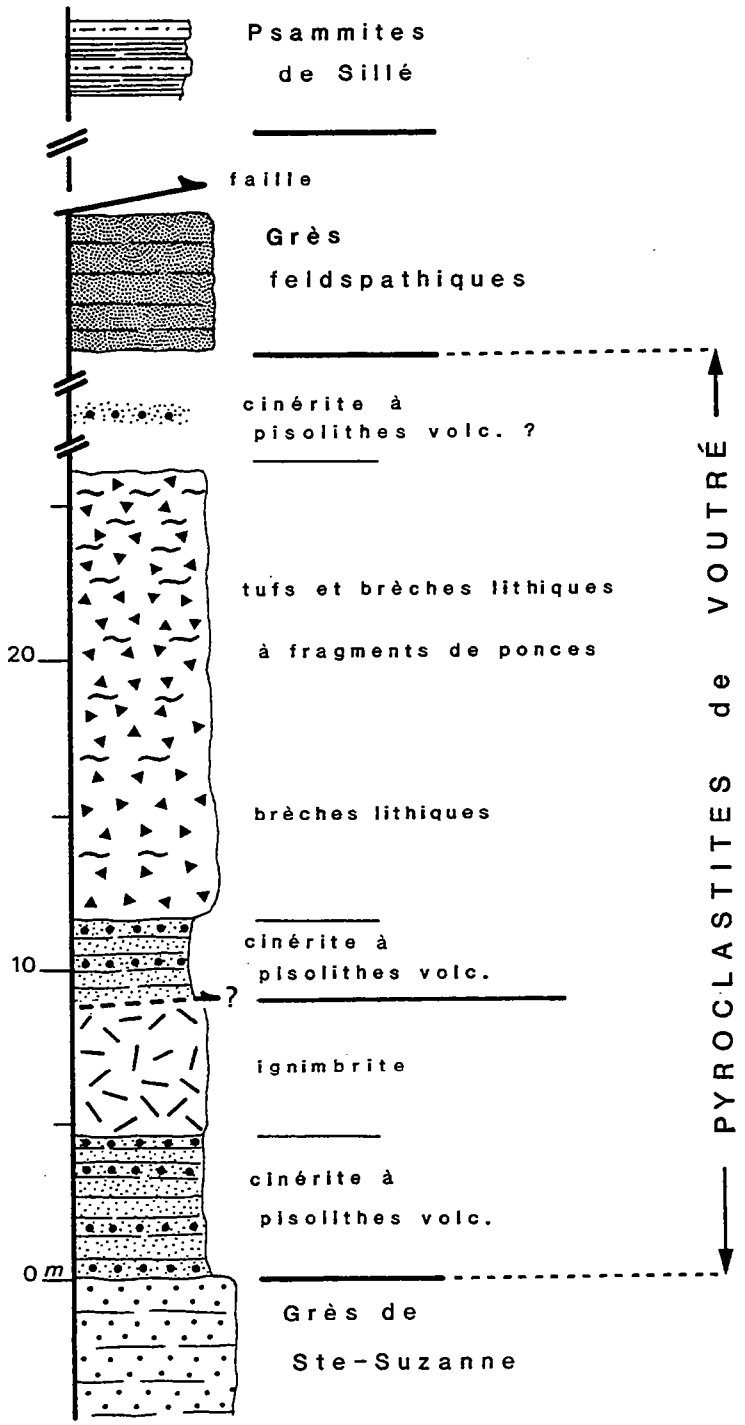


Fig. 44 : Les unités volcaniques de la Formation des Pyroclastites de Voutré ; coupe de l'étang de Jouteau, flanc nord des Coëvrons orientaux

Faute d'affleurement, le sommet du complexe bréchique n'est pas accessible à l'observation. Seules quelques plaquettes de cinérites vertes à pisolithes volcaniques se recueillent en pierres volantes dans la dépression qui sépare les brèches de la Formation des Grès feldspathiques (fig.43). Cette dernière, réduite à quelques mètres, est interrompue vers le Sud par un accident directionnel à jeu décrochant senestre qui la met en contact avec une unité de grès argileux et de siltites verdâtres rapportée à la Formation des Psammites de Sillé.

*** Interprétation du complexe volcanique de l'étang de Jouteau**

Deux unités volcaniques principales composent le complexe de l'Etang de Jouteau : l'une **inférieure** englobe les cinérites supra Grès de Sainte-Suzanne et la nappe ignimbritique, l'autre **supérieure** regroupe le second ensemble cinéritique et le complexe bréchique. Même s'il n'est pas exclu que leur contact soit faillé, ces unités attestent de deux crises éruptives majeures dont les centres actifs se localisent probablement au Nord des Coëvrons dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail :

- l'activité volcanique débute par une phase explosive paroxysmale **phréato-plinienne**, déclenchée en milieu marin peu profond, et responsable du rejet de cendres humides à pisolithes volcaniques. Par effondrement de la colonne éruptive phréato-plinienne, est produite une coulée pyroclastique ponceuse qui présente, outre un degré de fragmentation élevé, tous les caractères d'une **nappe ignimbritique froide** .

- une seconde crise éruptive, peut-être très éloignée dans le temps de la première, entraîne le rejet de **cendres à pisolithes volcaniques** qui, contrairement aux précédentes, s'avèrent riches en **fragments lithiques**. Cet épisode explosif est suivi de la mise en place d'un important complexe bréchique, associant brèches lithiques à la base et tufs et brèches ponceux au sommet. La genèse de cette unité volcanique composite rappelle celle des unités bréchiques (type brèche bleue) des carrières de Voutré. Elle fait appel à l'intervention de phénomènes explosifs **hydroclastiques** déclenchés lors d'un contact entre un magma rhyodacitique et le milieu marin (pénétration de la mer dans la bouche éruptive ou coulée aérienne entrant dans la mer ?). Ces éruptions se poursuivent par l'émission de **coulées pyroclastiques ponceuses** incorporant de nombreux fragments de lave et qui viennent recouvrir, sans discontinuité, les cinérites à pisolithes volcaniques et les brèches lithiques inférieures.

b/ <u>la coupe du Saut du Serf</u>

Au Nord-Est des Coëvrons, au lieu-dit le Saut du Serf, la cluse du ruisseau de Roullée permet une bonne observation de la succession cambrienne, depuis la Formation des Grès de Sainte-Suzanne jusqu'à celle du Grès armoricain, première formation datée de l'Ordovicien inférieur (fig.45). Ces séries plongent fortement vers le Sud (70 à 85°) et sont affectées d'un débit schisteux orienté sensiblement E-W, à pendage nord, bien exprimé dans les volcanites de la formation de Voutré. Les volcanites constituent **deux unités** (V3 et V4, fig.46), séparées par une formation rapportée à un membre supérieur de la Formation de Sainte-Suzanne (G2), sur la base de critères uniquement lithologiques : alternance de grès argileux verdâtres, de grès quartzites et de siltites vertes micacées, sur une épaisseur d'au moins 50 m.

** les cinérites à pisolithes volcaniques et l'ignimbrite de l'unité V3*

L'**unité V3** débute par un ensemble de cinérites fines rougeâtres (10 m), à lits de pisolithes volcaniques, qui recouvre une puissante masse de grès appartenant à la Formation de Sainte-Suzanne (contact visible le long d'un chemin forestier perpendiculaire à la Grande Ligne, fig.45). Les cinérites possèdent une matrice fine riche en petits éclats de quartz et en microfragments ponceux. Aplatis dans le plan de la schistosité, les pisolithes (diamètre maximum : 1 cm) sont cernés d'un cortex de cendres très ténues emballant un cœur constitué

des mêmes éléments que la matrice (Pl. XI, ph. 3). Les cinérites sont recouvertes d'une nappe ignimbritique homogène, ne présentant ni granoclassement, ni stratification, épaisse au minimum de 25 m, et envahie de flammèches ponceuses vert-pâle. Les ponces, aux extrémités effilochées, d'une longueur moyenne d'ordre centimétrique, baignent dans une volumineuse matrice fine, dans laquelle se soupçonne une **texture vitroclastique non soudée**. Toujours abondants, les cristaux de quartz en éclats anguleux ou en individus parfaitement ronds voisinent avec de rares feldspaths et des fragments de roche (cinérite, tuffite, siltite).

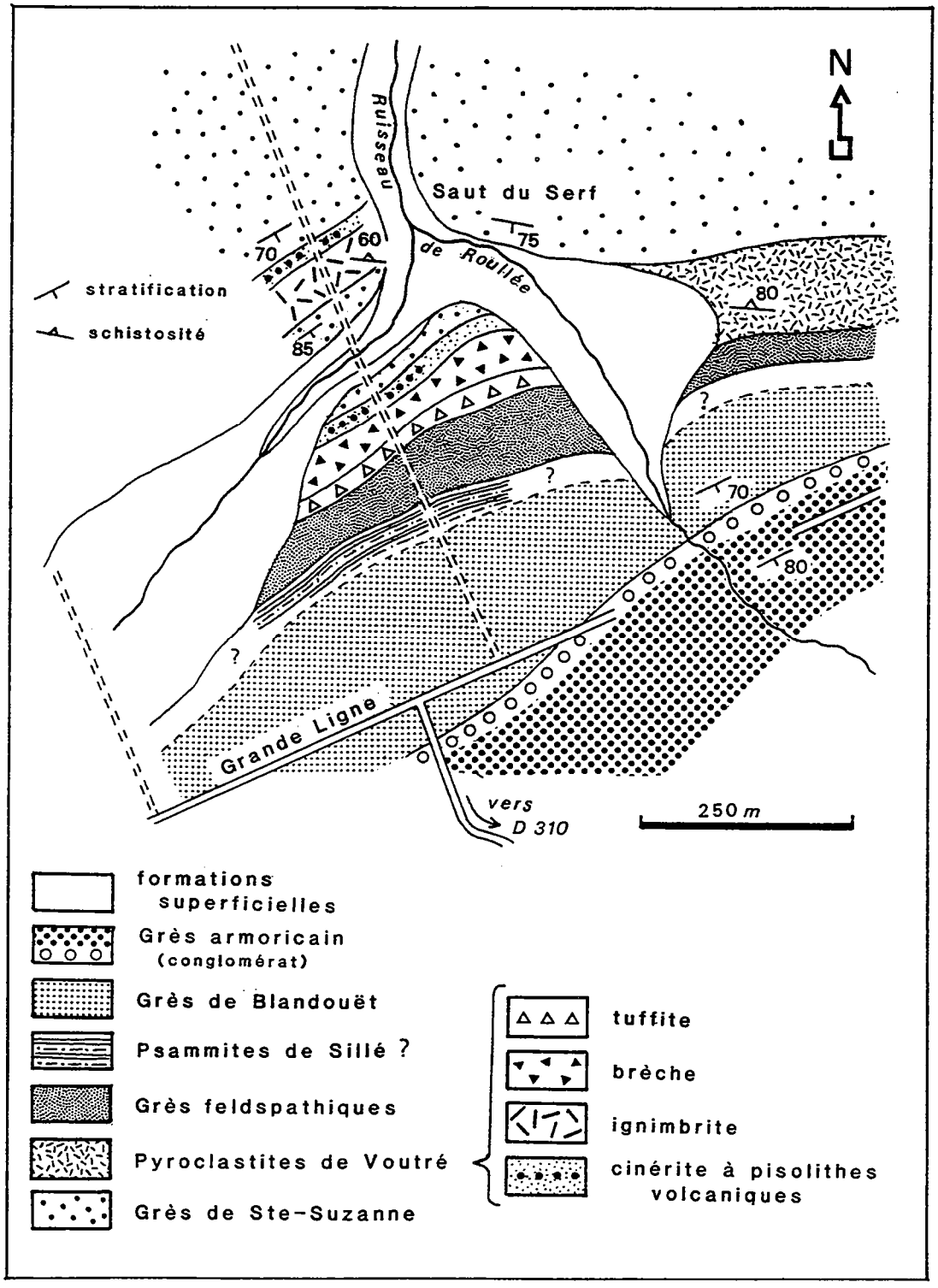


Fig. 45 : Les Pyroclastites de Voutré au flanc nord des Coëvrons; carte géologique détaillée du secteur du Saut du Serf (*cf.* fig. 10)

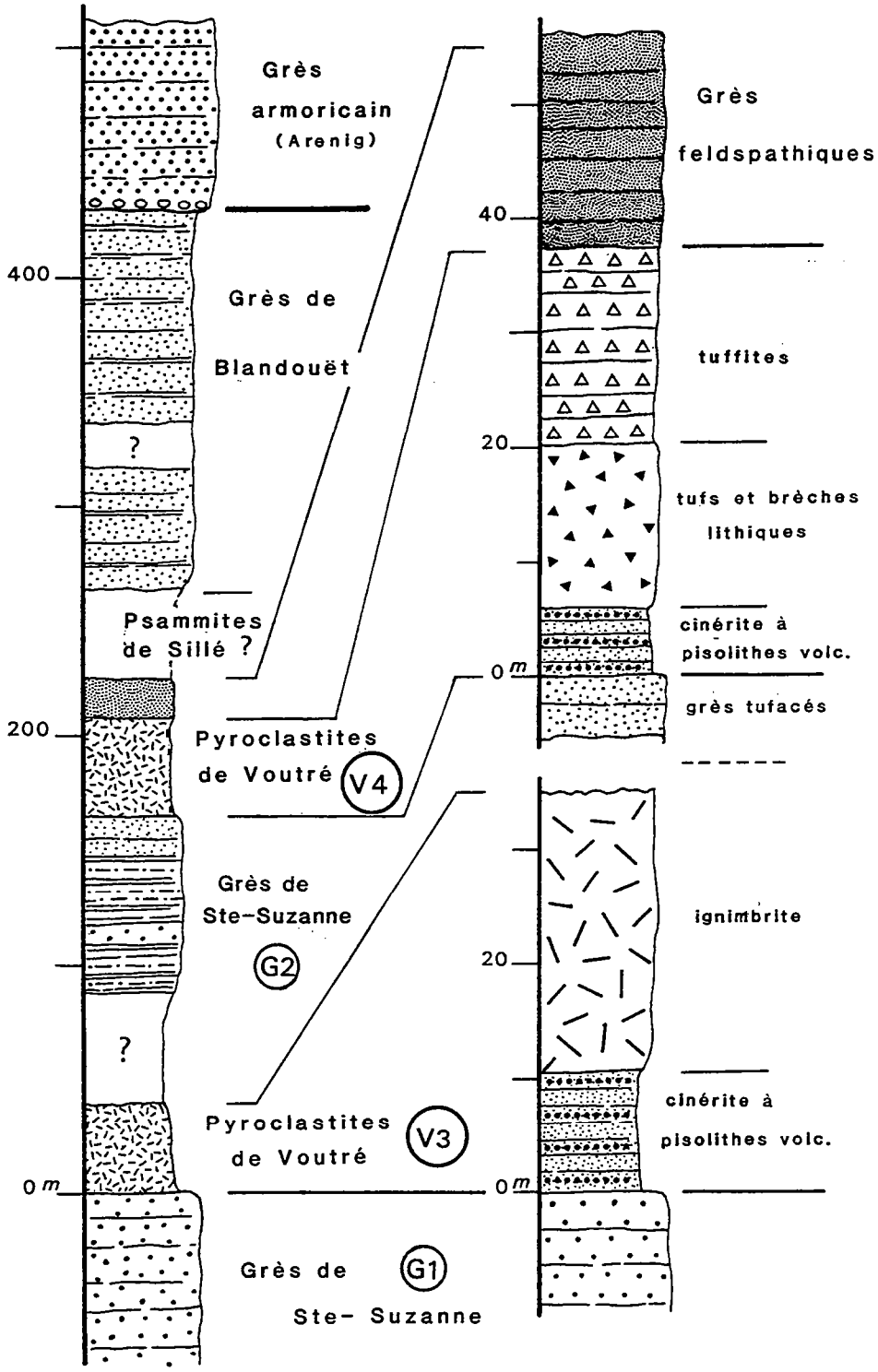


Fig. 46 : Colonne lithostratigraphique de la coupe du Saut du Serf (flanc nord-est des Coëvrons)

** les cinérites, brèches et tuffites de l'unité V4*

Le sommet de la formation sédimentaire, attribuée aux Grès de Sainte-Suzanne (G2), comporte quelques bancs de grès tufacés qui supportent un ensemble de cinérites vertes et brunes à pisolithes volcaniques (6 m). Dans leur matrice particulièrement fine se reconnaissent quelques petits quartz anguleux et de rares paillettes de mica chloritisées. Les pisolithes très étirés sont souvent tronçonnés par la schistosité.

Les cinérites sont recouvertes par un ensemble (10 m environ) de tufs et de brèches verdâtres chargés de fragments lithiques variés : abondantes laves acides, vitreuses à l'origine, discrètement vésiculées, et à texture rubanée, sphérolitique ou perlitique ; laves acides hyalo-microlitiques fluidales ; laves intermédiaires microlitiques riches en chlorite et en minéraux opaques ; fragments de cinérite, tuffite, siltite, cornéenne et granite cadomien à cordiérite. La matrice cinéritique, dépourvue de ponces, renferme de nombreux quartz brisés, quelques feldspaths et des minéraux opaques parfois abondants.

Les tufs et les brèches lithiques passent de manière insensible à un ensemble de tuffites grossières riches en fragments centimétriques blanchâtres. Les indices d'un remaniement ne s'expriment que par des horizons de concentration en quartz, mal classés et non usés. Les lithoclastes sont essentiellement des laves acides identiques à celles contenues dans les tufs et les brèches sous-jacentes (Pl. XI, ph. 4). Cet ensemble plurimétrique basal de tuffites grossières, mal stratifiées, évolue graduellement vers un ensemble à cachet franchement volcano-sédimentaire, composé de grès tufacés, lités, à coup sûr remaniés par l'eau. Ces faciès annoncent l'entrée dans la Formation des Grès feldspathiques qui, dans cette coupe, atteint une quinzaine de mètres.

Après une lacune d'affleurement dans laquelle se loge sans doute la Formation des Psammites de Sillé, la succession cambrienne se termine par une puissante succession de grès, siltite et argilite violacés appartenant à la Formation des Grès de Blandouët, recouverte elle-même par la transgression arénigienne de la Formation du Grès armoricain.

*** interprétation des complexes volcaniques de la coupe du Saut du Serf**

Dans cette coupe, **deux séquences volcaniques**, bien séparées dans le temps par le dépôt d'un corps sédimentaire, ont été identifiées. La **première** (V3) correspond à l'événement paroxysmal, enregistré dans tout le synclinal des Coëvrons et en Charnie, dont le dynamisme phréato-plinien est responsable des retombées de cendres à pisolithes volcaniques et de l'émission d'une coulée pyroclastique ponceuse. La **seconde** crise volcanique V4, probablement contemporaine du cycle éruptif supérieur de Jouteau, s'exprime postérieurement au dépôt d'une série sédimentaire silto-gréseuse (membre G2 des Grès de Sainte-Suzanne). Déclenchée en domaine marin littoral, cette **éruption hydroclastique** expulse des cendres humides à pisolithes volcaniques, puis des tufs et des brèches lithiques. La variété des éléments rencontrés dans ces derniers laisse supposer l'intervention de phénomènes de remaniement en masse (lahar) postérieurement à leur éjection. Construits beaucoup plus au Nord, les édifices volcaniques, en partie émergés, sont rapidement livrés à l'érosion et leurs produits vont alimenter les unités de tuffites et de grès feldspathiques supra-volcaniques.

c/ extension vers l'Est des complexes volcaniques

En se dirigeant vers l'extrémité orientale du flanc nord des Coëvrons, les informations partielles recueillies à la faveur du lever de la coupe de Montreuil-le-Chétif confirment l'existence, au sein de la Formation des Pyroclastites de Voutré, de **deux cycles volcaniques** séparés par une unité surtout **gréseuse** appartenant à la formation de Sainte-Suzanne (fig.47). Cette coupe, établie le long de la petite vallée sub-méridienne débouchant dans l'Orthe, a également révélé la présence d'une nappe ignimbritique épanchée à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (crise volcanique V1).

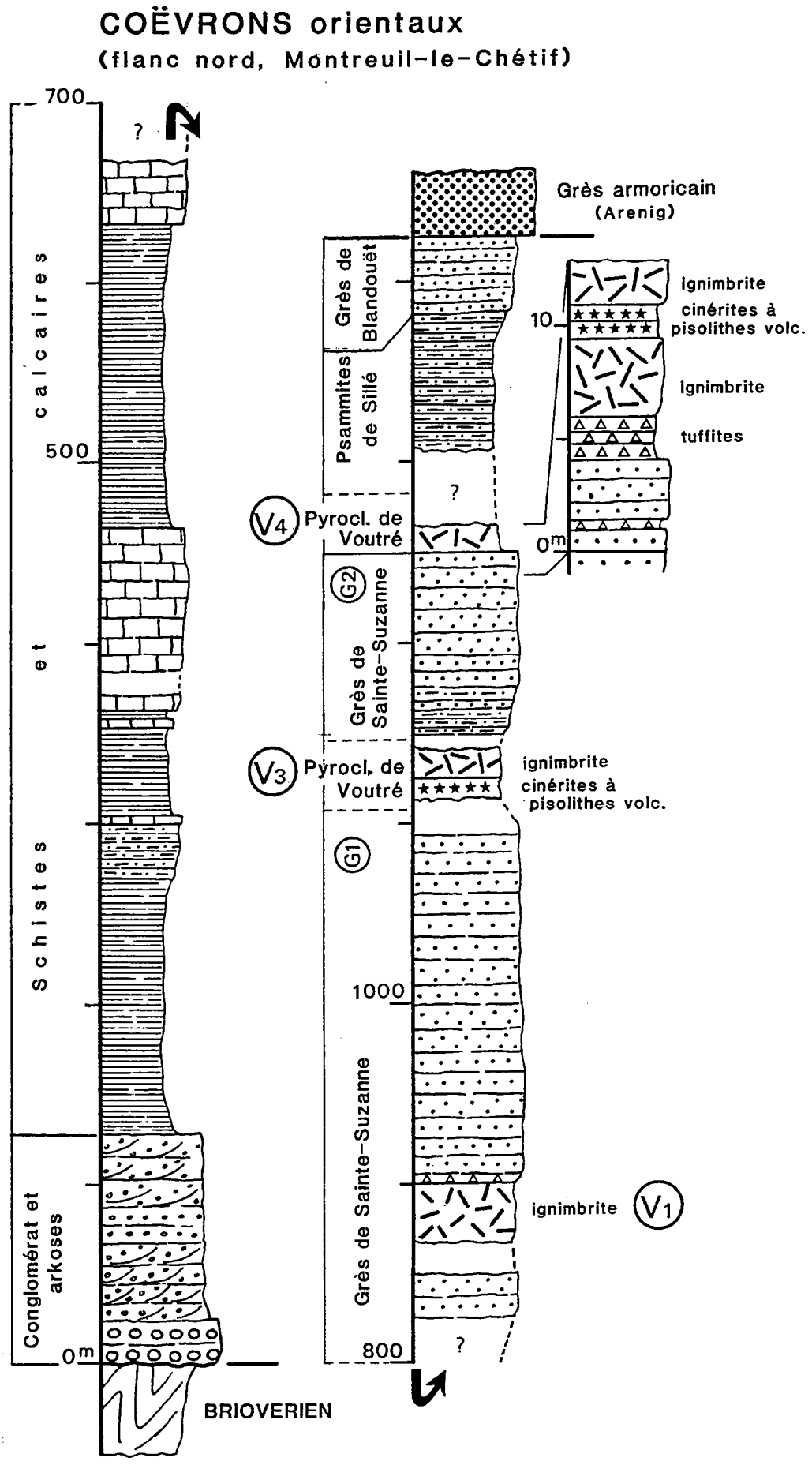


Fig. 47 : Position des complexes volcaniques (cycle V1 et cycles V3-V4) dans la succession lithostratigraphique cambrienne des Coëvrons orientaux (coupe de Montreuil-le-Chétif)

Les manifestations volcaniques appartenant au cycle initial des Pyroclastites de Voutré (V3, fig.47) s'accompagnent du rejet de cendres à pisolithes volcaniques et d'une nappe ignimbritique ponceuse dont les témoins s'examinent en blocs épars au flanc nord d'une petite dépression E-W en rive droite de la vallée de Montreuil-le-Chétif. Le dynamisme éruptif à l'origine de ce cycle est encore ici de **nature phréato-plinienne** ainsi que l'attestent l'abondance des niveaux cendreux à pisolithes volcaniques et l'incorporation de quelques pisolithes à l'intérieur même de la napppe ignimbritique qui, par ailleurs, montre un degré de fragmentation élevé (Pl. XII, ph. 1 et 2). Les faciès volcanogènes sont recouverts par des horizons de remaniement (tuffites violacées), puis par des bancs de siltites micacées admettant des intercalations de grès quartzites. Ces derniers envahissent petit à petit toute la série qui acquiert le lithofaciès des grès de la Formation de Sainte-Suzanne. Les grès de ce membre G2 supportent les volcanites du second cycle des Pyroclastites de Voutré (V4) dont seule la base est accessible à l'observation dans une petite carrière située au Nord-Est de Montreuil-le-Chétif. Elles se composent de niveaux de pyroclastites remaniées recouverts par au moins deux minces coulées pyroclastiques ponceuses séparées de strates cinéritiques à pisolithes volcaniques.

2.- les unités volcaniques du flanc sud

a/ <u>la coupe de la carrière du Coq</u>

Située au Nord-Est de Sillé-le-Guillaume, le long de la petite route reliant Saint-Rémy-de-Sillé aux Bourdaines (fig.48), l'ancienne carrière du Mont-du-Coq ou du Coq expose presque totalement la moitié supérieure de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, puissante ici d'environ 400 m. Lors de l'établissement de la succession lithostratigraphique des formations cambriennes des Coëvrons orientaux (Le Gall, 1971), l'examen de cette carrière avait permis de reconnaître, interstratifié dans les grès à 50 m de leur sommet, un faisceau métrique de tuffites vertes renfermant de nombreux quartz d'origine rhyolitique et des fragments volcanogènes (cinérites, verres acides). En outre, recouvrant directement le toit des grès, était signalé un ensemble cinéritique, déposé en milieu aquatique, d'une puissance d'environ 20 m, et riche en horizons à pisolithes volcaniques (Le Gall, 1971). Le nouveau lever détaillé de la formation volcanique supra Grès de Sainte-Suzanne (= Pyroclastites de Voutré), réalisé dans la carrière du Coq et au Nord de celle-ci (fig.48), a permis, en réalité, de reconnaître plusieurs unités volcaniques et volcano-sédimentaires dont la puissance cumulée atteint **plus de 100 m.**

* *la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et les cinérites à pisolithes volcaniques de l'unité inférieure* (n°1, fig. 48)

Le contact entre les grès et les volcanites s'observe dans la paroi nord de l'étage inférieur de la carrière. La Formation de Sainte-Suzanne se compose de grès-quartzites gris-rose, à grain grossier ou localement plus fin, déposés en **milieu marin peu profond** comme l'attestent les figures sédimentaires (litage plan et oblique, structures chenalisées, rides de vague et probablement de tempête), les bancs à fins skolithes et la présence de Dinobolidés (lingules découvertes dans cette carrière par Barrois et Pruvost, 1931). Les interlits verdâtres à grain fin, d'apparence pélitique, correspondent en fait à de minces niveaux de tuffites fines qui incorporent une fraction cinéritique, difficile à estimer quantitativement.

C'est directement sur le toit de ces grès marins que prend place la **première unité volcanique** représentée par une dizaine de mètres de **cinérites** dont seuls les quatre premiers mètres affleurent en carrière. Les cinérites grises à vertes, de composition chimique rhyolitique (tabl.4), renferment de nombreux horizons à pisolithes volcaniques (Pl. XII, ph. 3), tout à fait identiques à ceux décrits, à la même altitude stratigraphique, au flanc nord du synclinal (coupes de l'étang de Jouteau et du Saut du Serf) ou plus à l'Ouest (coupe de Bertras à Rouessé-Vassé, fig.40). De plus, à 20 cm au-dessus du plan de contact avec les grès, il existe un banc plus massif, épais de 30 cm, assimilable à une **mince coulée pyroclastique ponceuse.** Les

fragments de ponces, longs de 5 mm au maximum, présentent une texture fibreuse, encore distincte malgré le fort débit schisteux (Pl. XII, ph. 4). Ils baignent dans une matrice cinéritique parsemée de microfragments ponceux et de cristaux de quartz en éclats anguleux ou arrondis. Les lithoclastes peu nombreux vis-à-vis des ponces, sont constitués de laves acides dévitrifiées, laves hyalo-microlitiques, cinérites, tuffites et cornéennes tachetées.

Bien que l'ensemble cinéritique inférieur se soit déposé en milieu marin peu profond, soumis à l'influence des vagues, **aucune trace d'un remaniement par l'eau** ne s'y décèle. Ceci suggère que l'énorme volume de cendres, expulsé lors de l'événement paroxysmal de type phréato-plinien, s'est très rapidement accumulé en ne permettant pas son lessivage par la dynamique tidale.

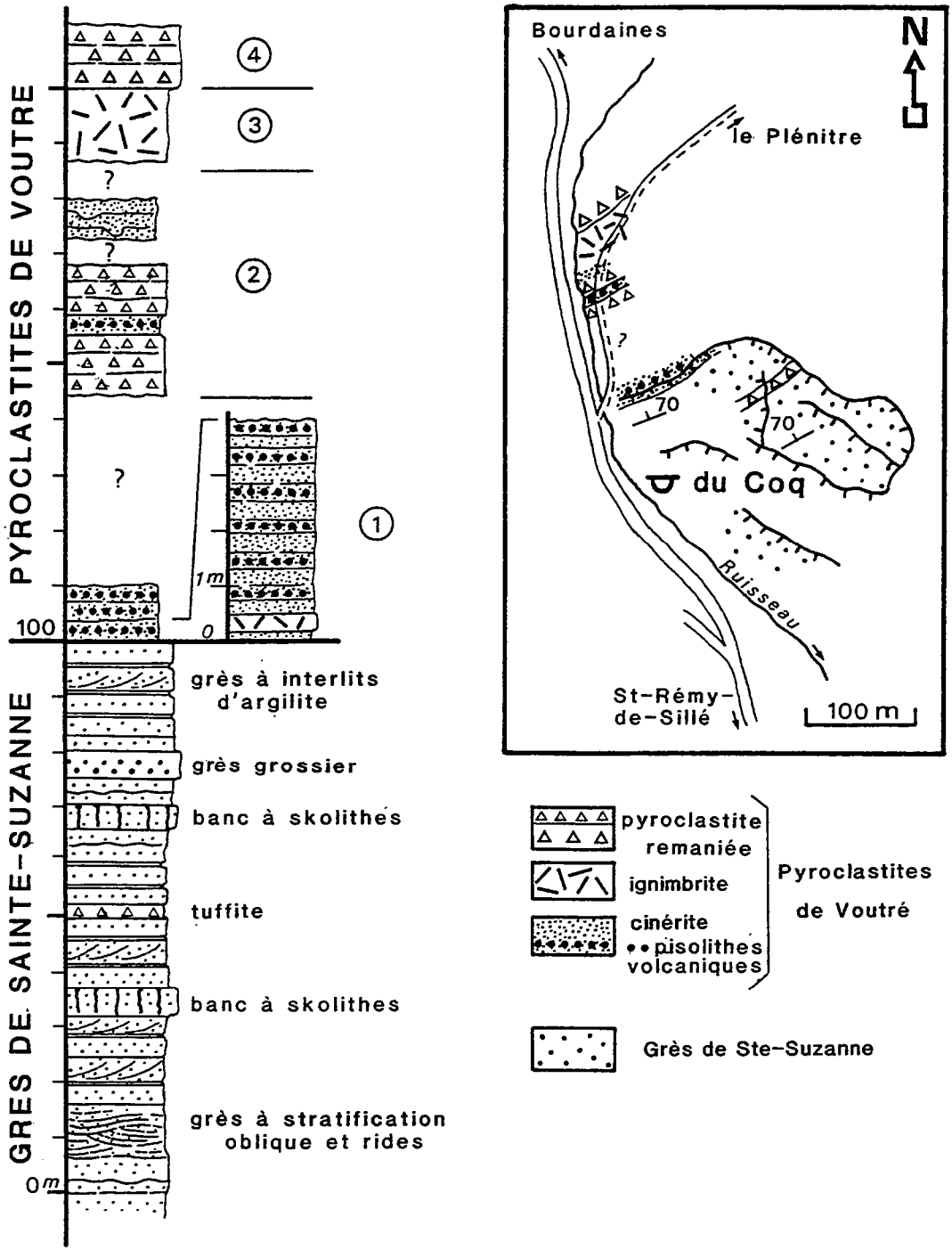


Fig. 48 : La Formation des Pyroclastites de Voutré dans la coupe de la carrière du Coq (flanc sud-est des Coëvrons ; *cf.* fig. 10)

** les cinérites et les pyroclastites remaniées de la seconde unité*

Après une large zone couverte de végétation, masquant une trentaine de mètres de dépôts, vient une **seconde unité volcanique** qui débute par des cinérites brunâtres, nettement remaniées par l'eau et dans lesquelles se concentrent des cristaux de quartz anguleux, des feldspaths et quelques biotites. Ces pyroclastites renferment des horizons à pisolithes volcaniques, observables dans le petit chemin conduisant au Plénitre (fig.48). Les pisolithes, aplatis dans le plan de la schistosité, sont affectés par un second débit, oblique sur la S1. L'hypothèse d'**éruptions phréato-magmatiques** à l'origine de ces horizons est suggérée par leur association avec des niveaux de cinérites silexoïdes, vertes et violacées, qui se singularisent par leur richesse en **clastes anguleux**, totalement **vitreux** ou fort peu vésiculés (Pl. XIII, ph. 1), éléments tenus pour caractéristiques d'une fragmentation hydroclastique (Heiken, 1972 ; Wohletz, 1983). Vers le sommet de cette seconde unité, sans relation visible avec les termes précédents, se rencontrent des strates de cinérites vertes, à grain particulièrement fin, et qui s'avèrent remaniées par l'eau : litage fin et régulier, quelquefois déformé de load-casts et de petits slumps ; minces films où se concentrent des cristaux de quartz et des lambeaux de ponces.

** la nappe ignimbritique supérieure* (unité 3, fig.48)

Une **coulée pyroclastique ponceuse**, épaisse d'une dizaine de mètres, surmonte sans contact visible l'ensemble volcano-sédimentaire décrit ci-dessus. Cette nappe massive se signale par ses nombreuses flammèches verdâtres qui correspondent à des ponces fibreuses illitisées. Les lithoclastes sont abondants (laves acides rubanées, laves hyalo-microlitiques, granite, cornéenne) de même que les cristaux de quartz et de feldspaths à facture pyroclastique. **Aucune trace d'un remaniement par l'eau** ne s'y observe.

** les tuffites violacées supérieures* (unité 4, fig.48)

Le sommet de la nappe ignimbritique est raviné par un ensemble de **tuffites** violacées dont seule la base affleure en contrebas du chemin du Plénitre. Ces termes, à stratification fruste, contiennent des fragments d'une taille maximum de 2 à 3 cm de nature surtout lavique (laves acides hyalines, laves intermédiaires hyalo-microlitiques et microlitiques). La matrice, réduite, héberge des cristaux de quartz, des feldspaths, quelques opaques, de la calcite et de la chlorite (Pl. XIII, ph. 1).

b/ <u>le prolongement vers l'Ouest et l'Est des unités volcaniques de la coupe du Coq</u>

Quelques coupes partielles, levées au flanc sud des Coëvrons orientaux permettent de saisir l'extension des unités volcaniques reconnues dans la coupe du Coq.

Vers l'Ouest, l'ancienne carrière de grès de la Formation de Sainte-Suzanne, ouverte à la sortie de Sillé-le-Guillaume sur la route de Fresnay-sur-Sarthe (carrière dite du Thabor), permet l'observation de deux unités volcanogènes, affectées par des accidents chevauchants et décrochants (Dangeard, 1951 ; Dupret et Le Gall, 1978) (fig.49). La première unité, logée à une vingtaine de mètres du toit des grès, se compose :

- à la base, de 8 m de cinérites rougeâtres, faiblement remaniées par l'eau, à horizons de pisolithes volcaniques et à niveaux grossiers riches en ponces et cristaux de quartz (Pl. XIII, ph. 3);
- au sommet, de 4 m de tuffites vertes et rougeâtres qui, bien que lessivées, renferment toujours de nombreux fragments de ponces, à côté de cristaux de quartz.

La seconde unité, exposée dans la paroi nord de la carrière et dont seuls les premiers mètres inférieurs sont accessibles, comprend, à la base, une mince nappe à cachet ignimbritique

ne paraissant pas remaniée par l'eau, surmontée de cinérites et de tuffites litées, vertes et rouges, analogues à celles situées au sommet de la première unité (Pl. XIII, ph. 4).

Ces unités volcanogènes, **riches en fragments ponceux** et situées au sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, se relient avec les termes cinéritiques de l'unité inférieure de la carrière du Coq.

Encore plus à l'Ouest, dans la partie occidentale de l'agglomération de Sillé-le-Guillaume, une nappe pyroclastique ponceuse, coiffée de cinérites à pisolithes volcaniques, a été repérée au Nord du boulevard de Bellevue (fig.52). Cette nappe, localisée au sommet de la Formation de Voutré, se parallélise avec celle reconnue à la même altitude stratigraphique dans la coupe du Coq (unité n°3).

Enfin vers l'Est, dans la carrière au Nord-Ouest de Ségrie (fig.10), le toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne est recouvert d'une dizaine de mètres de cinérites vertes à nombreux horizons à pisolithes volcaniques (Juignet *et al.*, 1989), identiques à celles de l'unité n°1 de la carrière du Coq.

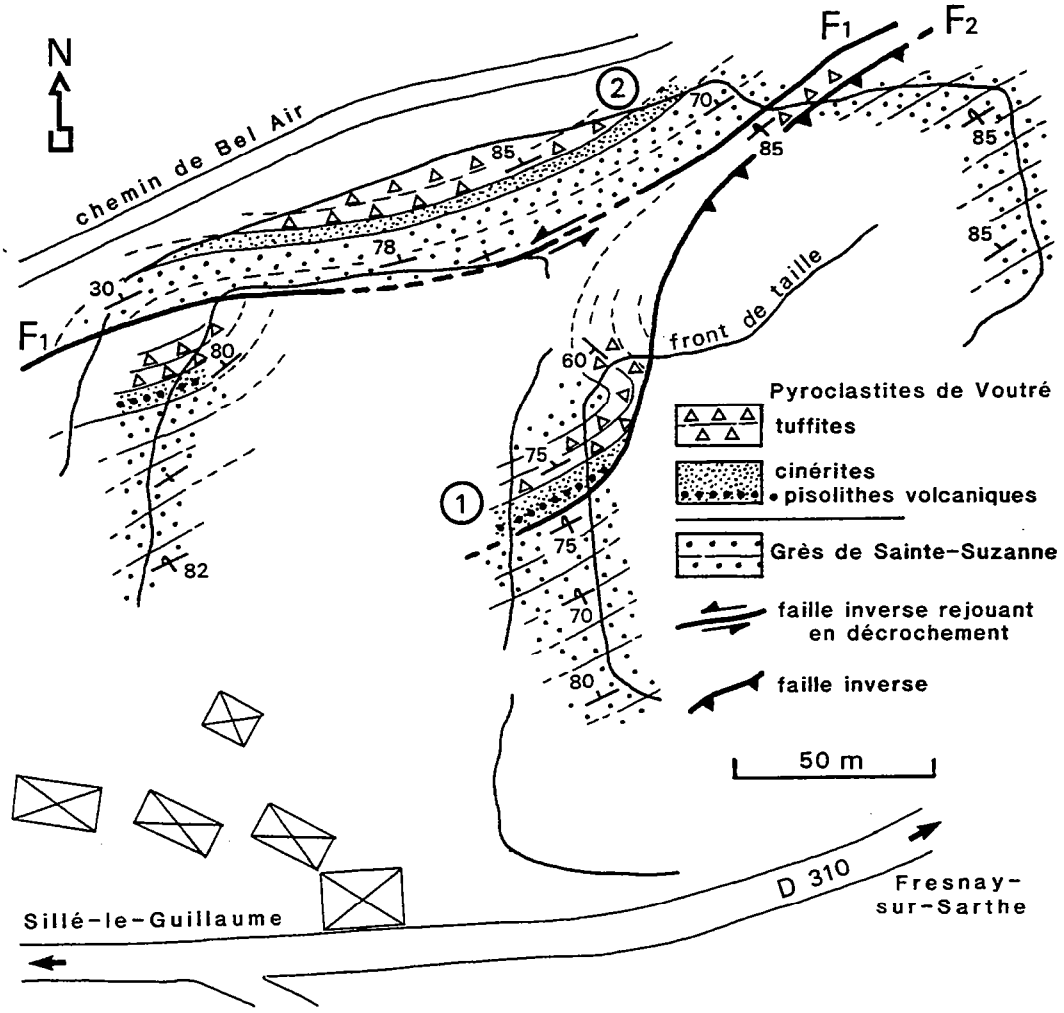


Fig. 49 : Schéma détaillé de l'ancienne carrière du Thabor à Sillé-le-Guillaume, entamant le sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et les Pyroclastites de Voutré (*cf.* fig. 52)

V.- Conclusion : les caractéristiques essentielles de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons

A l'échelle de l'ensemble du synclinal des Coëvrons, la synthèse des informations recueillies sur les complexes volcaniques et volcano-sédimentaires constituant la Formation des Pyroclastites de Voutré peut se résumer ainsi (fig.50) :

- Quel que soit le secteur envisagé, l'activité volcanique débute **partout** dans les Coëvrons par un **cycle de nature phréato-plinienne** responsable du rejet de cendres humides à pisolithes volcaniques et de minces nappes ignimbritiques ponceuses, à cachet distal, dont l'origine paraît résulter de l'**effondrement de colonnes éruptives pliniennes**. Cet événement **paroxysmal**, qui met fin au dépôt des grès littoraux de la Formation de Sainte-Suzanne, est ressenti également plus au Sud, en Charnie, et surtout plus au Nord dans le massif d'Assé-le-Boisne où il est contemporain d'une crise éruptive (cycle V3) directement associée à l'évolution d'**une caldera** (*cf.* conclusion générale sur le volcanisme du Maine).

- Au flanc nord des Coëvrons, des dépôts volcano-sédimentaires, surtout puissants à l'Ouest du synclinal, recouvrent les volcanites du cycle inférieur. Ils correspondent, en partie, aux **produits de démantèlement de centres éruptifs encore actifs**, situés plus au Nord, à l'emplacement de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. L'abondance, au sein de ces matériaux, de fragments de laves andésitiques à dacitiques suggère que parmi les reliefs volcaniques livrés à l'érosion figurent des édifices de **type strato-volcan**, comme ceux reconnus dans le massif de Pail. Le faible degré de maturité des pyroclastites remaniées implique, en outre, qu'avant leur accumulation dans un bassin marin peu profond, ces pyroclastites ont été transportées principalement par le biais de **coulées boueuses lahariques**. Toujours au flanc nord des Coëvrons, mais cette fois-ci à l'Est, l'équivalent du complexe de tuffites et de pyroclastites remaniées est probablement à rechercher dans le corps sédimentaire à dominante gréseuse, rangé dans la Formation de Sainte-Suzanne (G2), et qui sépare les deux principaux cycles éruptifs. Cet éclatement de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne en **plusieurs membres** séparés par des complexes volcaniques prendra un maximum d'ampleur dans les massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail.

- Dans toute la partie centrale et occidentale des Coëvrons, tant au flanc nord que sud, le cycle éruptif terminal V4 se concrétise par l'expulsion, lors de phases explosives hydroclastiques, de plusieurs **nappes ignimbritiques** accompagnées de la retombée de cendres à pisolithes volcaniques. Ces nappes **distales**, issues de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, sont canalisées dans un réseau de **chenaux fluvio-marins** utilisé également par des décharges conglomératiques et bréchiques de type **debris-flow**. D'épaisses coulées boueuses charriant de grandes quantités de cendres mêlées de ponces et de fragments de laves se déclenchent également. Ces **lahars**, qui représentent des faciès de remaniement en masse de coulées pyroclastiques ou d'unités bréchiques, se concentrent tout particulièrement au flanc nord des Coëvrons occidentaux.

- Les unités **conglomératiques** du cycle terminal occupent, dans les Coëvrons, tout le domaine du synclinal situé à l'Ouest du méridien de Sillé-le-Guillaume, domaine dans lequel se rencontrent également les **coulées lahariques**. Les coulées pyroclastiques, en revanche, débordent largement de ce domaine tant vers l'Est qu'au Sud où elles atteignent la Charnie (fig.51). Ceci révèle l'**indépendance** de certaines nappes ignimbritiques, aptes à se propager librement en dehors du système principal de paléovallées. De même, une importante fraction du nuage de cendres, souvent chargé de pisolithes volcaniques, se sépare de ces nappes et vient recouvrir toute la surface des Coëvrons.

- Enfin, la répétition des phénomènes hydroclastiques, la multiplication des couches de cendres à pisolithes volcaniques, le caractère froid et humide des nappes ignimbritiques, le fort degré de fragmentation des unités pyroclastiques, l'intercalation de niveaux de tuffites

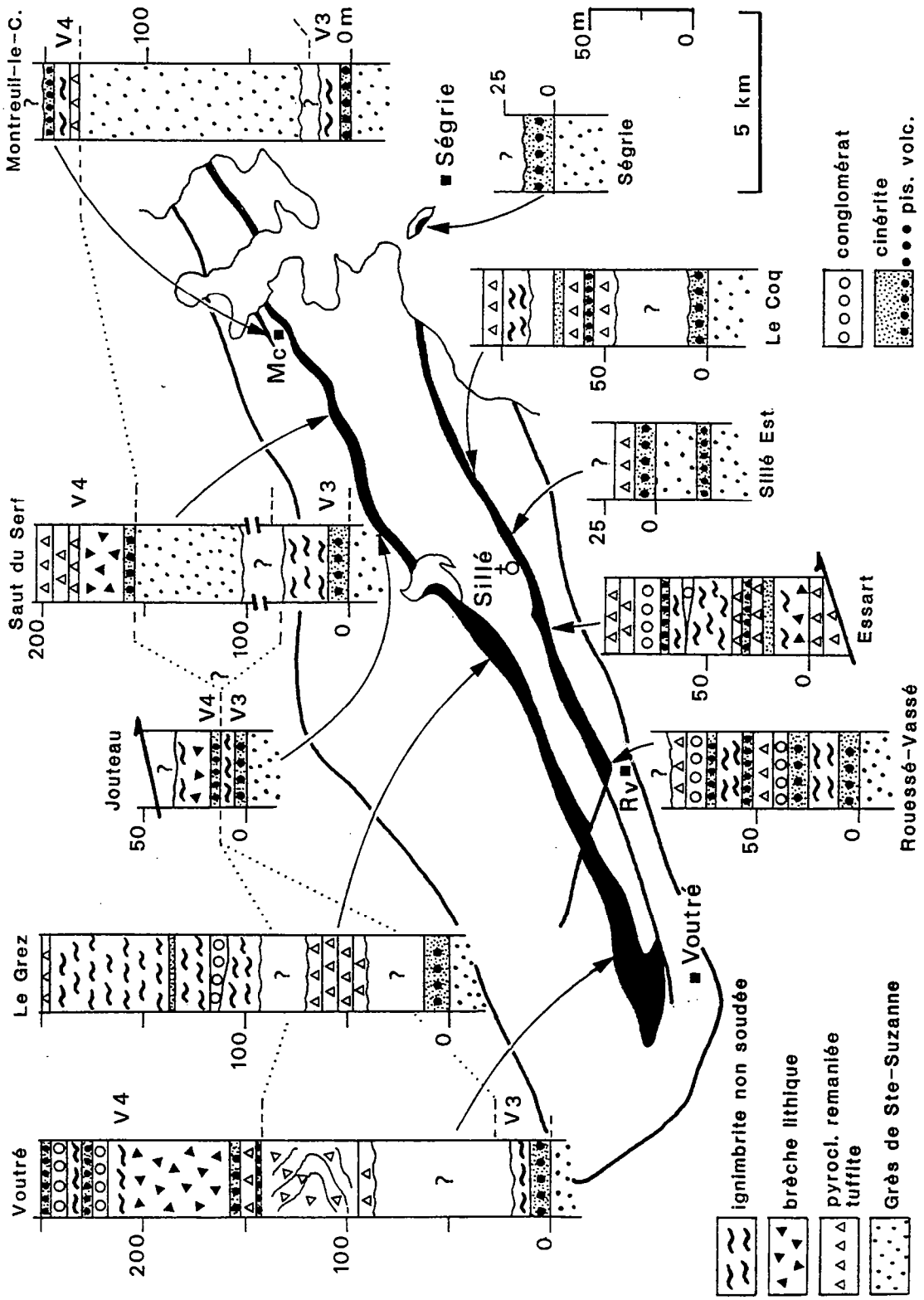


Fig. 50: Les successions lithologiques de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons

remaniées par l'eau, tous ces facteurs indiquent que, quel que soit le cycle éruptif envisagé, les crises volcaniques à l'origine de la formation des Pyroclastites de Voutré définie dans les Coëvrons, se déroulent sous **l'influence directe ou indirecte du facteur aquatique.**

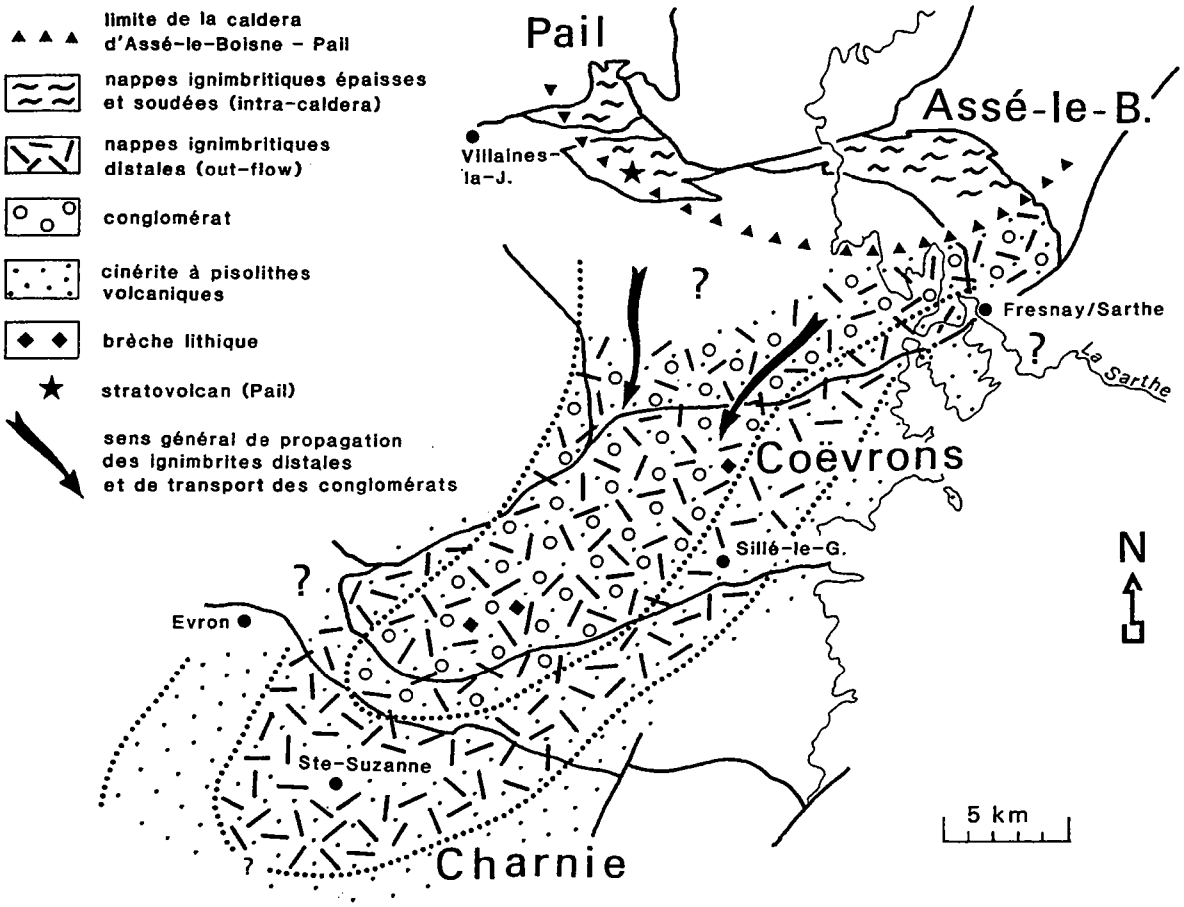


Fig. 51 : Répartition dans les Coëvrons et en Charnie des unités volcaniques (ignimbrites distales, brèches lithiques, cinérites à pisolithes volcaniques) **et sédimentaires** (conglomérats volcanogènes) **appartenant au cycle éruptif terminal de la Formation des Pyroclastites de Voutré (cycle V4). Les centres volcaniques actifs se situent au Nord du synclinal des Coëvrons dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail**

E.- LA RHYOLITE PORPHYRIQUE DE SILLÉ-LE-GUILLAUME : DES DÔMES ACIDES, CONTEMPORAINS DE LA SÉDIMENTATION DES PSAMMITES DE SILLÉ.

I.- Introduction

On doit à Maulny (1806) (*in* Delaunay, 1955) la première mention de la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume décrite comme "une espèce de syénite formée d'assez gros cristaux de feldspath rouge". Dans le compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, tenue au Mans en 1850, Triger (1851) signale à son tour à Sillé-le-Guillaume des "blocs magnifiques de porphyre protoginique à pâte verte avec de larges cristaux rouges de feldspath". La théorie des porphyres de soulèvement, en vigueur à l'époque, l'amène à considérer l'intrusion du porphyre postérieurement aux terrains stratifiés paléozoïques au cours de la formation de la chaîne des Coëvrons. C'est encore Triger qui réalise la toute première cartographie du porphyre de Sillé lors du lever de la carte géologique du département de la Sarthe à 1/40000 publiée en 1874. Le porphyre y apparaît en plusieurs masses, bien distinctes des autres assises volcaniques qualifiées de "pétrosilex rubanés".

L'étude pétrographique initiale du "porphyre truité de Sillé" revient à Michel-Lévy (*in* Guillier, 1886) qui le décrit "comme une micropegmatite à fins étoilements passant au porphyre à quartz globulaire ; cette roche a la composition suivante :

I.- quelques zircons, quartz bipyramidé, mica noir, orthose, oligoclase ; accessoirement apatite ; le mica est très chloritisé ;

II.- quartz granulitique, microlites raccourcis d'orthose et d'oligoclase ; puis, autour des quartz anciens, beaux sphérolites à extinctions, parfois décomposables en fins étoilements de micropegmatite".

Sur la carte de Mayenne à 1/80 000 (Oehlert et Bigot, 1899), sont figurés trois filons de porphyre allongés en direction SW-NE, conformément à la disposition générale des assises cambriennes. Oehlert (1912) considère en effet le porphyre comme "intercalé au milieu des Psammites de Sillé" et ajoute que ces filons "enclavent parfois des fragments arrondis d'une porphyrite à structure variolitique".

Pour Barrois et Pruvost (1931), les filons de porphyre qui traversent les psammites de la Formation de Sillé sont plus récents que celles-ci et représentent les dernières phases volcaniques cambriennes des Coëvrons. La même opinion sur l'âge relatif du porphyre de Sillé sera défendue par Berthois (1939) qui précise en outre, mais sans preuve, que sa période d'intrusion est antérieure à la Formation des Grès de Blandouët. Berthois (*op. cit.*) publie également la première analyse chimique du porphyre de Sillé et fournit une description microscopique très précise de cette "rhyolite akéritique". "La roche est composée au premier temps : d'albite-oligoclase à 10 % d'An., de quartz et de biotite. Au deuxième temps on distingue : orthose, albite-oligoclase en cristaux très courts, quartz. Minéraux accessoires : zircon et apatite. La structure est habituellement porphyroïde, la structure micropegmatique signalée par Michel-Lévy est exceptionnelle. Le quartz est en grands cristaux souvent corrodés. L'orthose est en très grands cristaux souvent faculé d'albite secondaire avec parfois de la chlorite en sphérolites. L'albite-oligoclase se présente en phénocristaux maclés seulement suivant la loi de l'albite. La biotite est presque totalement transformée en chlorite que l'on voit parfois recoupée par des filonnets d'épidote secondaire".

Postérieurement à ces travaux, tous très anciens - 50 ans ou plus -, seule une mise au point concernant le mécanisme d'intrusion de la rhyolite au sein de la Formation des Psammites de Sillé existe (Le Gall, 1981), publication dont nous reprendrons ici, tout en les complétant, les principaux résultats.

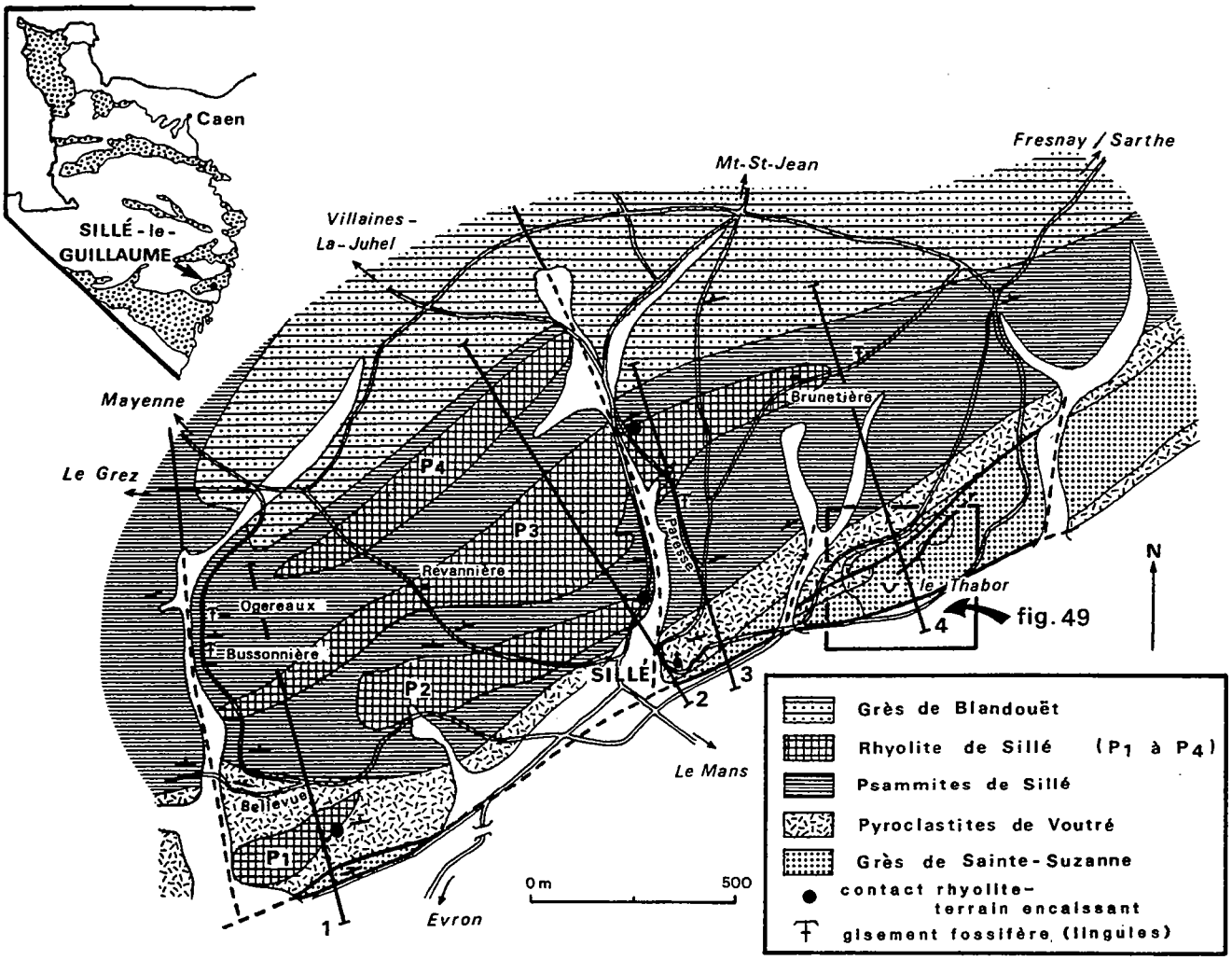


Fig. 52: Carte géologique de la région de Sillé-le-Guillaume, indiquant l'emplacement des quatre "filons" de rhyolite de Sillé (P1 à P4) (d'après Le Gall, 1981)

II.- Analyse pétrographique et géochimique de la rhyolite de Sillé-le-Guillaume

En complément à la description pétrographique de Berthois (1939), nous pouvons ajouter que le fond de la rhyolite, finement dévitrifié (felsitique), est parcouru de traînées et de niches chloriteuses. Les phénocristaux de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite constituent en moyenne respectivement 10,4 - 11,1 - 14,7 et 5,7 % du volume total de la roche ; la mésostase occupant un volume de 58,1 %. Les cristaux de feldspaths potassiques, rose-vif, quelquefois gainés de plagioclase verdâtre, atteignent 5 cm de long ; ils ne présentent pas d'orientation préférentielle. Ils développent des structures perthitiques dont les plus fréquentes se traduisent par l'apparition de plages informes, non orientées (perthites en taches). Parfois, ces perthites prennent un aspect en échiquier sous l'effet d'une albitisation secondaire. L'analyse radiocristallographique sur poudre (Wright, 1968) décèle un feldspath à structure proche de celle d'un microcline intermédiaire dont la phase potassique est estimée à 85 %. Le

plagioclase est une oligoclase à 12 % An, à structure ordonnée de basse température. Parmi les minéraux accessoires, signalons la présence de **grenat almandin** et surtout de **cordiérite**, en grands prismes automorphes entièrement pinitisés (Pl. XIV, ph. 1 et 2); ces derniers peuvent être localement abondants (affleurement de la Revannière). La mésostase est essentiellement constituée de quartz, feldspaths et chlorite. Le degré d'arénisation de cette rhyolite porphyrique est le plus souvent élevé, sauf dans la tranchée de l'ancienne route de Mayenne à la Revannière (fig.52) où la roche présente une exceptionnelle fraîcheur.

Nous disposons de deux analyses chimiques en éléments majeurs de la rhyolite, dont une réalisée par Berthois (1939) (tabl.4), et d'un dosage des éléments en trace et des terres rares (tabl.19). Sans aborder ici les problèmes de pétrogenèse, discutés ultérieurement (*cf.* 2ème partie), les résultats analytiques permettent de caractériser une lave à composition rhyolitique (SiO_2 voisin de 70 %), pauvre en fer total, magnésium et calcium, riche en alcalins (la somme $Na_2O + K_2O$ oscille entre 7 et 8 %). Il s'agit donc strictement d'une **rhyolite**, dont les caractères chimico-minéralogiques sont ceux des **ignimbrites cambriennes du Maine** (Chalot-Prat et Le Gall, 1978 ; Le Gall et Cabanis, 1985).

Les **enclaves** demeurent rares et, hormis un faciès leucocrate à grain fin de lave acide hyalomicrolitique, recueilli dans le corps éruptif P3 entamé par le chemin de la Paresse (fig.52), elles sont constituées de laves microlitiques sombres en fragments arrondis, centimétriques à décimétriques ("porphyrite à structure variolitique" de Oehlert, 1912). Ces dernières renferment des plagioclases (albite pure An 0, chargée de calcite et d'épidote) et des minéraux ferro-magnésiens résiduels, totalement chloritisés, dont l'habitus évoque des pyroxènes. Ces laves présentent des affinités tant minéralogiques que chimiques avec les volcanites andésitiques du Maine (tabl.4, analyse 695 C).

III.- Mécanisme de mise en place des laves rhyolitiques

Ainsi que nous l'avons mentionné dans l'historique des travaux, tous les auteurs précédents se sont accordé, parfois implicitement tel Oehlert (1912), pour considérer le porphyre comme **injecté en sills** dans la Formation des Psammites de Sillé. L'analyse des rares contacts visibles entre les corps rhyolitiques et leurs épontes dans l'agglomération de Sillé-le-Guillaume (fig.52) permet, compte-tenu des observations suivantes, de mieux comprendre le mécanisme d'intrusion des laves acides.

- au sud du Boulevard de Bellevue, une masse rhyolite (P1) est insérée au sein de la Formation des Pyroclastites de Voutré. Un contact, exposé temporairement dans les fondations d'un pavillon, a montré que cette lave recoupe des cinérites et des tuffites fines, bien stratifiées. Il s'agit probablement d'une **cheminée** qui alimentait les venues sus-jacentes.

- le long de la rue de Villaines-la-Juhel, les relations entre la rhyolite (P2) et la Formation des Psammites de Sillé sont visibles. Le toit de la rhyolite passe à une roche issue de la désagrégagion de cette lave. Les feldspaths sont séricitisés, les biotites chloritisées. Cette arène s'enrichit en quartz par élutriation d'une fraction des éléments tandis qu'apparaît une amorce de litage. Des siltites vertes (Psammites de Sillé) recouvrent ce niveau, né du remaniement de la rhyolite. Localement, le passage aux sédiments s'effectue par l'intermédiaire d'une mince brèche sédimentaire composée de fragments de siltites vertes bioturbées, de grès argileux et de rares éléments rhyolitiques (fig.53). La matrice renferme des grains de quartz éruptifs roulés, accompagnés de restes de verre felsitique. Les siltites de la Formation de Sillé sont interrompues à environ 1 mètre au-dessus du contact précédent par un niveau bréchique, grossièrement lité, riche en débris de verre volcanique chloriteux mimant des loupes schisteuses. Ces fragments, non usés, voisinent avec des grains de quartz rhyolitiques et des restes de verre felsitique (Pl. XIV, ph. 3).

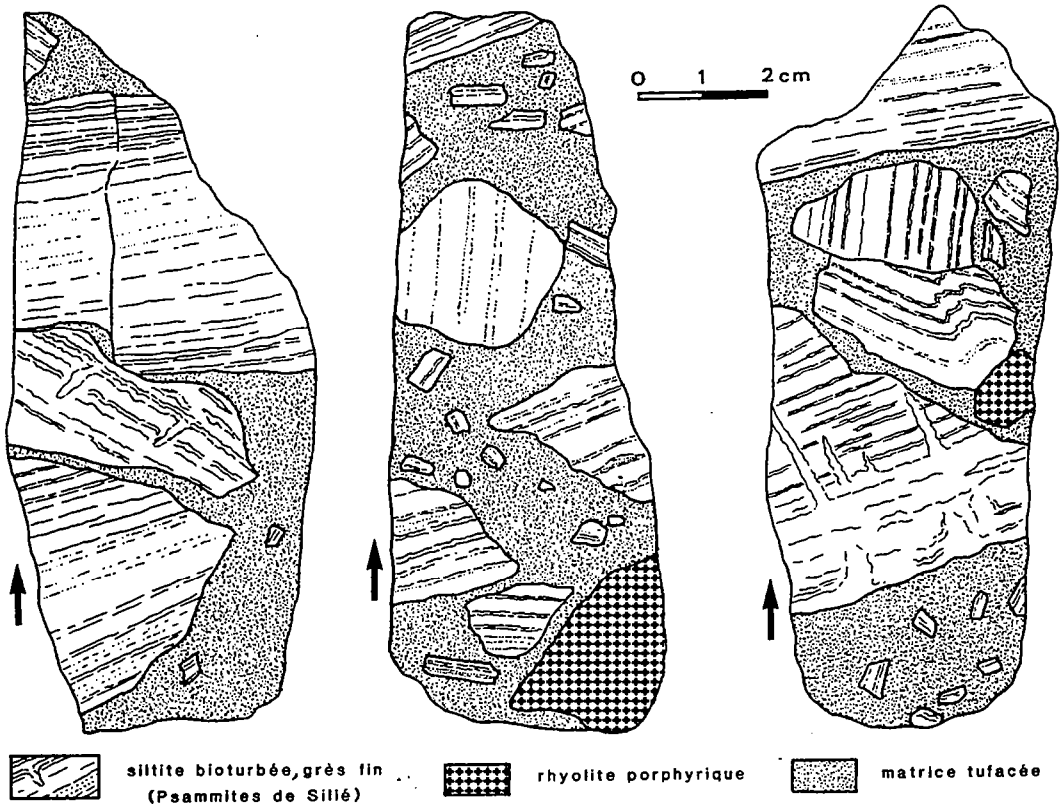


Fig. 53 : Brèche sédimentaire à matrice tufacée développée au contact de la rhyolite de Sillé et des siltites de la Formation de Sillé
(Sillé-le-Guillaume, rue de Villaines-la-Juhel)

L'origine des fragments vitreux chloritisés est certainement locale, aussi sommes-nous enclins à la relier à la mise en place de la rhyolite sous-jacente. Ces fragments pourraient dériver du fendillement et du démantèlement d'une croûte vitreuse formée par le brusque refroidissement de la lave dans le milieu marin, soit **directement** sous la forme d'une émission sous-aquatique, soit **indirectement** par l'intermédiaire de sédiments imprégnés d'eau. Le décapage de la pellicule vitreuse fournit les éléments à une brèche qualifiée de **hyaloclastite acide** (Pichler, 1965; fig.54). Dans cette hypothèse, le corps éruptif P2 s'est épanché en partie sous l'eau ou est demeuré sous une mince couverture sédimentaire à l'état de **cryptodôme**. La brèche à éléments de siltites coiffant la rhyolite apparaît dès lors soit au cours de l'extrusion de la lave dans le milieu marin, soit au cours d'une ablation ultérieure qui met à nu le toit de la rhyolite. La lave est en outre érodée superficiellement avant que la sédimentation détritique fine ne la recouvre.

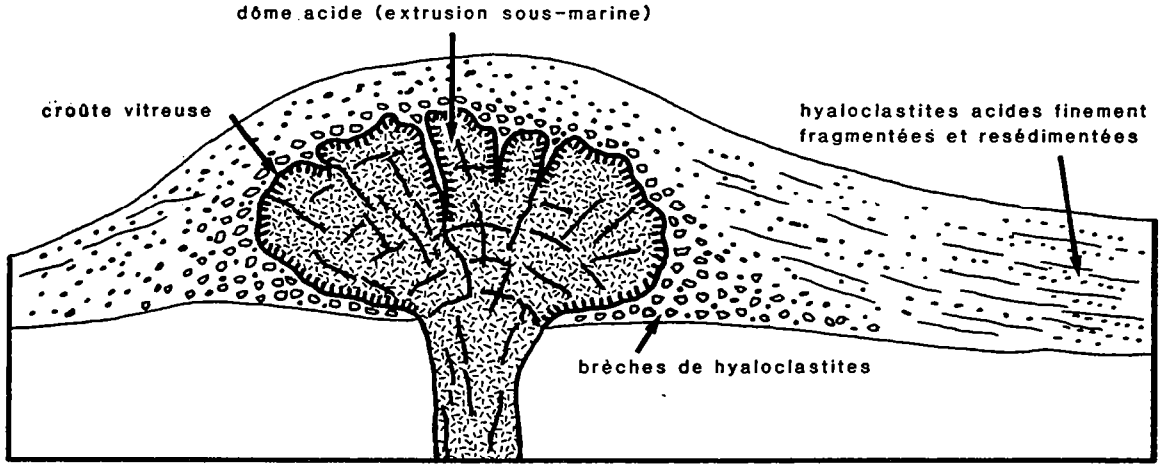


Fig. 54 : Schéma d'une extrusion sous-marine rhyolitique.
Au contact de l'eau ou de sédiments imprégnés d'eau, se développe une pellicule vitreuse qui, démantelée, fournit les éléments aux **brèches de hyaloclastites** (d'après Pichler, 1965)

- la rhyolite P3, entamée par le chemin de la Paresse, doit être interprétée non comme un sill, mais comme une **lave interstratifiée** dans la Formation des Psammites de Sillé. La série sédimentaire sus-jacente débute par des arkoses grossières, à grains de quartz rhyolitiques (Pl. XIV, ph. 4), évoluant vers des grès feldspathiques à grain moyen, puis vers des grès fins à passées argileuses (fig.55). Ce contact est semblable à celui qui est décrit à l'Est, près de la butte du Coq, où une venue acide ("Porphyre de Sillé") est intercalée entre la Formation des Psammites de Sillé et celle des Grès de Blandouët (Le Gall, 1971). Signalons qu'à l'Ouest, le corps éruptif P3 devient intrusif dans les sédiments. Des niveaux-repères (horizon fossilifère à lingules, intercalation de tuffite), situés sous la masse principale de la rhyolite à l'Est (fig.56), surmontent cette même lave à l'Ouest. Ce fait nous conduit à regarder l'ensemble volcanique P3 comme un **dôme** dont seul le toit perce la couverture sédimentaire. Latéralement, la puissance de la colonne lavique s'amenuise tandis que la rhyolite **demeure intrusive** dans la Formation des Psammites de Sillé.

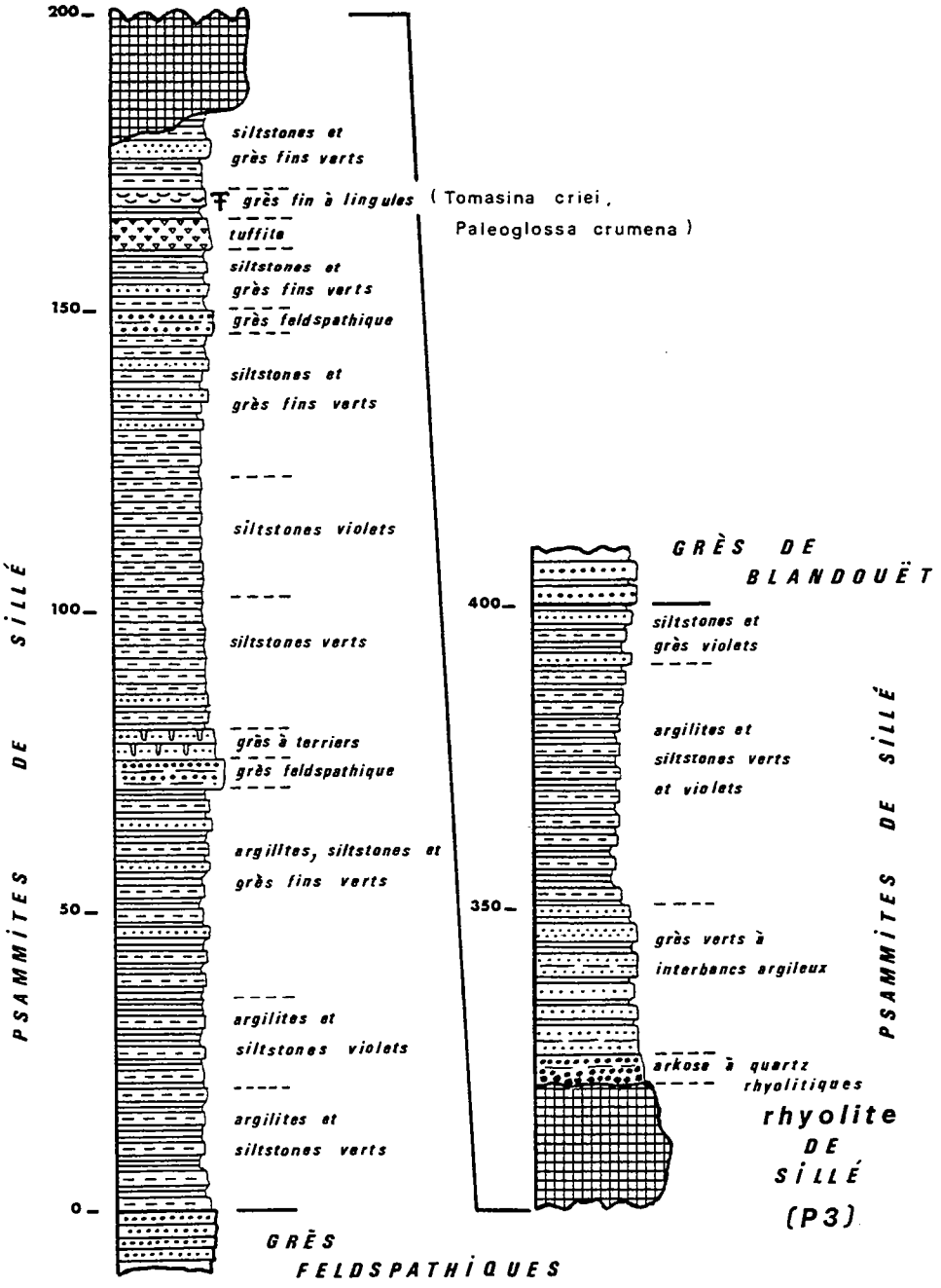


Fig. 55 : Lithologie de la Formation des Psammites de Sillé dans la localité-type (coupe n° 3, fig. 52). Cette formation renferme un dôme rhyolitique (P3) dont le toit érodé alimente en quartz un niveau d'arkoses grossières

- postérieurement à l'épisode P3, un ultime "filon" rhyolitique précède le dépôt de la Formation des Grès de Blandouët. Aucune observation n'a pu être faite sur les relations de cette venue P4 avec les terrains encaissants, aussi bornons-nous à remarquer que l'**activité volcanique** s'est poursuivie au moins jusqu'à **la base de la Formation de Blandouët** .

Les diverses modalités de contact volcanites-épontes suggèrent que la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume constitue une suite d'édifices en **dômes** ou **coupoles**, épais au maximum de 100 m, insérés dans la Formation des Psammites de Sillé (fig.56). Les laves acides ont pu former des **extrusions sous-marines** sous faible tranche d'eau, localisées au toit des corps éruptifs. Certaines venues (**cryptodôme**), se sont probablement arrêtées sous une couverture sédimentaire, qui sera néanmoins ultérieurement décapée pour laisser affleurer temporairement la lave. Ainsi, la thèse d'un gisement en sills ne peut plus être retenue pour cette rhyolite qui est **contemporaine du dépôt de la Formation des Psammites de Sillé d'âge cambro-trémadocien**. Elle se met en place au cours de plusieurs venues successives (P2, P3, P4) qui terminent le cycle des manifestations volcaniques se déroulant tout au long du Cambrien dans la région (Le Gall *et al.*, 1975). Par l'analogie de ses caractères chimico-minéralogiques avec les ignimbrites du Maine, cette rhyolite sodi-potassique paraît dériver du **même magma acide dégazé**. La grande viscosité de ce magma, renforcée par la concentration importante en phénocristaux (plus de 40 % du volume de la roche), explique l'extrusion de la rhyolite de Sillé-le-Guillaume sous forme de dômes et non de coulées, dômes qui, à l'image de ceux dacitiques de Vimarcé, seront ultérieurement déformés et étirés dans le sens général du plissement varisque des Coëvrons.

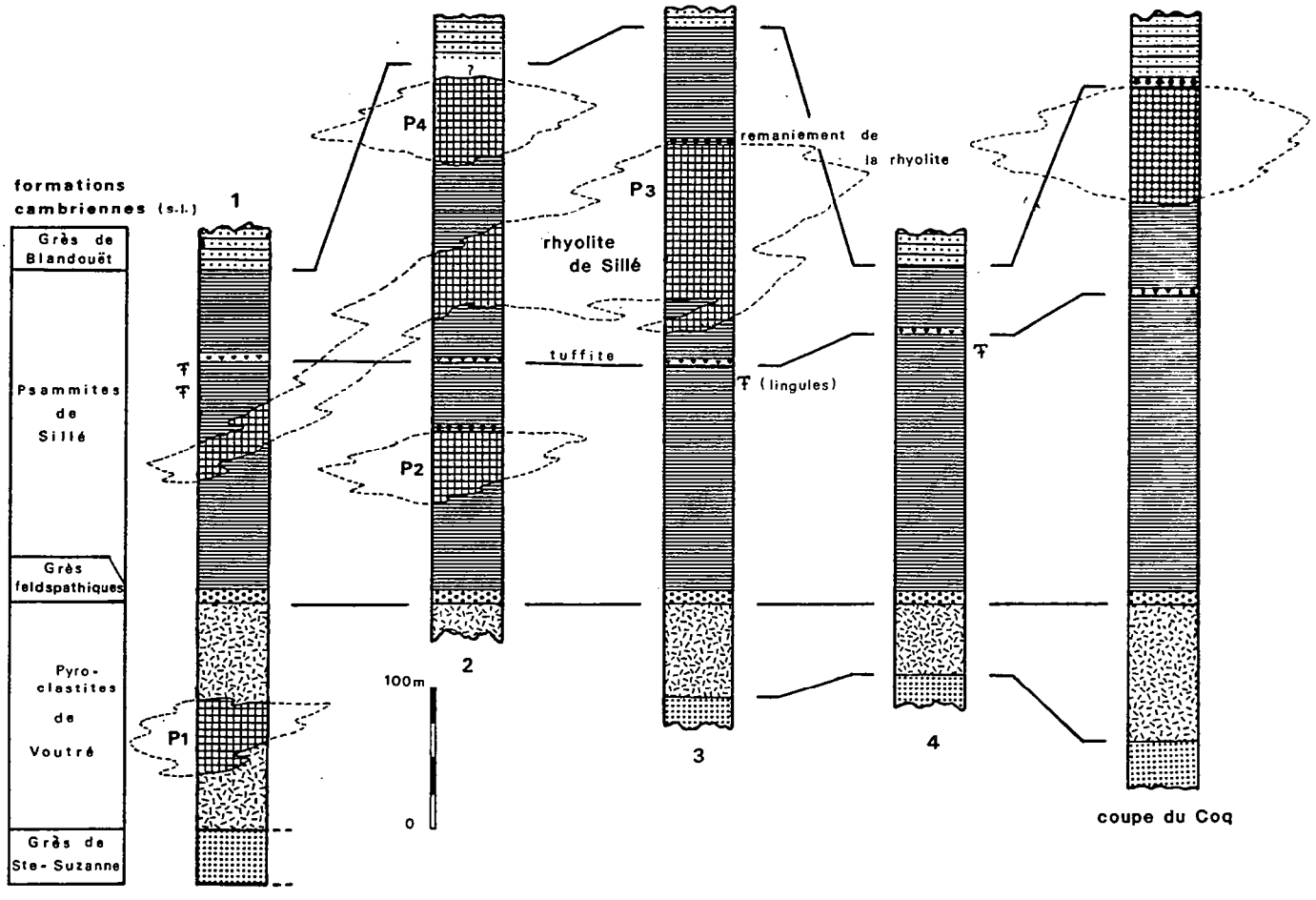


Fig. 56 : Corrélation entre les différents corps rhyolitiques intercalés dans la Formation des Psammites de Sillé à Sillé-le-Guillaume (emplacement des coupes, *cf.* fig. 52) (d'après Le Gall, 1981)

Chapitre II

La Formation des Pyroclastites de Voutré dans le Cambrien de la Charnie

Le Paléozoïque de la Charnie, domaine s'étendant au Nord-Est du synclinorium de Laval (fig.3), est constitué pour l'essentiel d'assises cambriennes (s.l.), assises comprises entre le socle cadomien (flysch du Briovérien supérieur) et la Formation du Grès armoricain d'âge arénigien. Sur la carte géologique de Mayenne à 1/80000 (Oehlert et Bigot, 1899), est figurée, entre Livet et Chemiré-en-Charnie, une bande continue de "brèches pétrosiliceuses et de tufs de porphyrite" reposant sur la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et coiffée par celle des Grès feldspathiques. Des pointements de "rhyolite akéritique" et de "porphyrite andésitique" sont étroitement associés aux pyroclastites. Postérieurement à ces travaux cartographiques, seuls quelques compléments pétrographiques seront fournis par Berthois en 1939. Boyer dans sa thèse (1974) établit cependant une "carte des affleurements de volcanites en Charnie", carte hélas très éloignée de la réalité ; elle signale que le volcanisme y est représenté uniquement sous des faciès pyroclastiques remaniés, ce qui n'est pas tout à fait exact, et publie une analyse chimique (n°72) d'une volcanite répertoriée, curieusement, en tant que "kératophyre" de Livet.

Dans ce chapitre, seront reprises les analyses préliminaires des volcanites, réalisées en majeure partie sur les matériaux de la cluse de l'Erve à Sainte-Suzanne (Le Gall, 1978). Elles seront complétées par des observations nouvelles provenant des secteurs situés d'une part à l'Ouest de Sainte-Suzanne (volcanites affleurant sur le territoire de la feuille Evron à 1/50000; Mary et Giordano, 1983) et d'autre part à l'Est (forêt de la Grande Charnie ; feuille Sillé-le-Guillaume à 1/50000 ; Le Gall *et al.*, 1993) (fig.57).

I.- Encadrement lithostratigraphique des volcanites cambriennes : documents de la cluse de l'Erve (fig.58).

Dans cette coupe de l'Erve, comme sur tout le flanc nord du massif de la Charnie, le Paléozoïque inférieur est en **contact anormal** avec le socle cadomien. Ce dernier est représenté par des sédiments fins de type flysch, où s'intercalent plusieurs niveaux conglomératiques associés à des argilites à galets disséminés. Ces niveaux, dont l'origine glacio-marine était admise antérieurement ("tillites du Maine" ; Graindor, 1957), dérivent de glissements en masse ("debris flow") dans des chenaux ravinant des éventails sous-marins profonds (Safa, 1980 ; Doré *et al.*, 1985 ; Garlan, 1985).

La série cambrienne débute par la formation continentale des Conglomérats et arkoses, disposée en lambeaux discontinus le long de la faille limite nord de la Charnie. L'un des pointements conglomératiques, non reconnu dans le travail précédent (Le Gall, 1978), affleure au Nord-Est de la Bouterie (fig.58). Vient ensuite une masse compacte de calcaires dolomitiques clairs, stromatolitiques (carrières au Nord des Erves et de Torcé-en-Charnie ; Doré, 1969 a), épaisse de 250 mètres environ, et qui constitue le premier membre de la Formation des Schistes et calcaires ("Calcaires dolomitiques d'Evron"). Ces calcaires, d'âge cambrien inférieur probable (Doré, 1969 a), sont surmontés d'une puissante série d'argilites et de siltites qui renferme, vers le sommet (Nord de Château-Neuf), des bancs à nodules calcaires. Ceux-ci représentent probablement l'équivalent latéral du deuxième membre carbonaté : "les calcaires bleu-noir de Châtres-la-Forêt" (feuille Evron à 1/50000 ; Mary et Giordano, 1983). Le passage aux Grès de Sainte-Suzanne est assuré par le développement de strates gréseuses qui envahissent progressivement la série détritique fine et dont l'un des faisceaux est entamé par le chemin d'accès aux fermes de Beaulieu. L'apparition de bancs massifs de quartzites gris-rosé à stratification oblique marque l'entrée dans la troisième formation cambrienne des Grès de

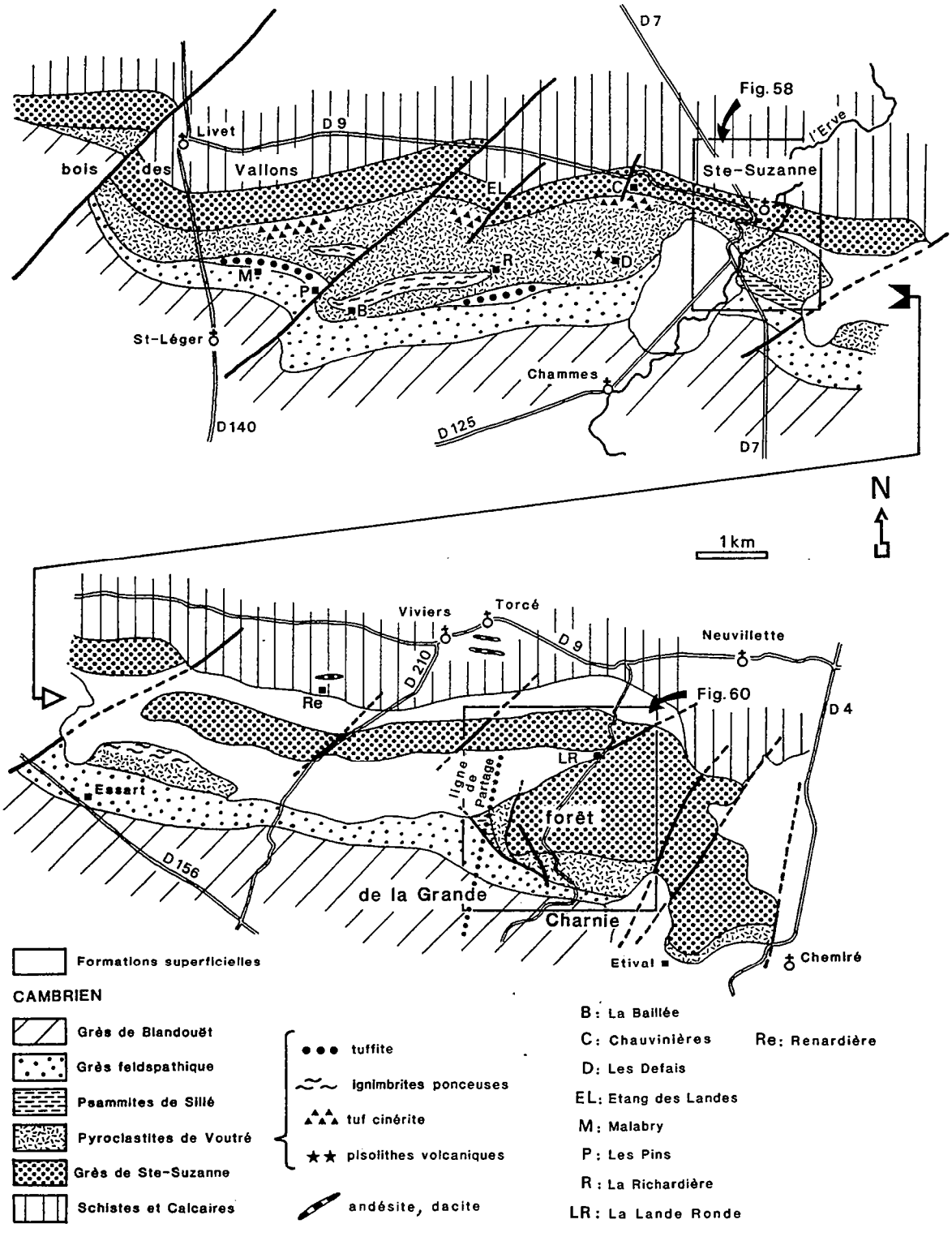


Fig. 57 : Le complexe volcanique des Pyroclastites de Voutré en Charnie (d'après les cartes à 1/50 000 d'Evron et de Sillé-le-Guillaume ; Mary et Giordano, 1987 ; Le Gall *et al.*, 1993)

Sainte-Suzanne. Vers la base, existent des intercalations de grès à ciment ferrugineux (rive gauche de l'Erve, au Nord-Ouest de la Saltière) qui ont livré des lingules (*Lingulella* sp.), malheureusement dénuées de réelle valeur stratigraphique.

C'est au-dessus des 350 mètres de grès que prend place l'**épisode pyroclastique acide**, synchrone de celui de Voutré dans le synclinal des Coëvrons. Les pyroclastites, bien exposées sur la rive gauche de l'Erve, ainsi que, partiellement rive droite, sont directement recouvertes d'argilites et de siltites violacées appartenant à la Formation des Psammites de Sillé. La coupe se termine dans des grès violacés à passées feldspathiques (grès tufacés) qui représentent l'ultime formation de la succession cambrienne. Il s'agit des Grès de Blandouët dont l'âge trémadocien est possible, compte-tenu du cachet ordovicien des ichnites (*Cruziana* et *Daedalus* de Chemiré-en-Charnie) et du cortège des minéraux lourds (Doré, 1969 a).

II.- Les produits de l'activité volcanique

1. La coupe référence de l'Erve

Dès 1909, au cours de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Oehlert (1912) décrit succintement les volcanites de la rive gauche de l'Erve, en descendant la série vers la Formation des Grès de Sainte-Suzanne : "En côtoyant l'Erve sur sa rive gauche, se montrent des blocs et fragments de porphyre pétrosiliceux et d'albitophyres dont les affleurements indiquent la présence de coulées éruptives ; puis, ce sont des roches bréchoïdes, avec éléments éruptifs, à structure nettement stratiforme, parfois même à stratification entrecroisée, montrant quelle similitude frappante existe entre ces divers faciès et ceux observés dans les exploitations de la Kabylie au Nord de Voutré".

Les observations effectuées le long des deux rives de l'Erve permettent de scinder le complexe volcanique en **quatre ensembles**, en fonction de la nature des produits émis.

a/ Les pyroclastites inférieures (n°1,fig.59)

Cet ensemble, épais de près de **100 mètres**, est constitué d'un empilement de tufs, fins et grossiers, à litage plan et oblique. Le contact avec les grès de la Formation de Sainte-Suzanne n'est pas visible mais, compte-tenu des informations recueillies à l'Ouest de la cluse de l'Erve (*cf.* ci-dessous), il est vraisemblable que l'activité volcanique débute par le rejet d'un important volume de cendres. De telles projections fines, souvent barrées d'horizons à pisolithes volcaniques, sont retrouvées à la même altitude stratigraphique dans tout le synclinal des Coëvrons (Le Gall, 1971 et 1976 ; Le Gall et Pottier, 1973 ; *cf.* Ch. I).

- *Pétrographie des pyroclastites inférieures*

Ces termes affleurent en rive gauche de l'Erve, au Nord-Est des Choiseaux ainsi qu'également dans la cour de cette ferme. Ils renferment de multiples fragments de teinte verte ou violacée, atteignant 1 à 2 cm, à contours généralement anguleux ou grossièrement arrondis.

L'examen microscopique révèle une grande variété de laves microlitiques à texture trachytique fluidale et de laves hyalo-microlitiques. La nature des phénocristaux - plagioclases albitiques chargés de granules d'épidote ; fantômes de minéraux ferro-magnésiens, totalement chloritisés, à habitus de pyroxène - et les concentrations d'épidote et de chlorite dans la pâte microlitique permettent de rapprocher ces éléments de laves andésitiques et/ou dacitiques. A l'inverse, les fragments de laves acides dévitrifiées à texture felsitique ou granophyrique demeurent rares, tout comme les éléments sédimentaires et volcano-sédimentaires. Des phénocristaux de quartz automorphes et de feldspaths (orthoses perthitiques et plagioclases) se rencontrent dans la matrice cinéritique, par ailleurs riche en épidote et en chlorite (Pl. XV, ph.1).

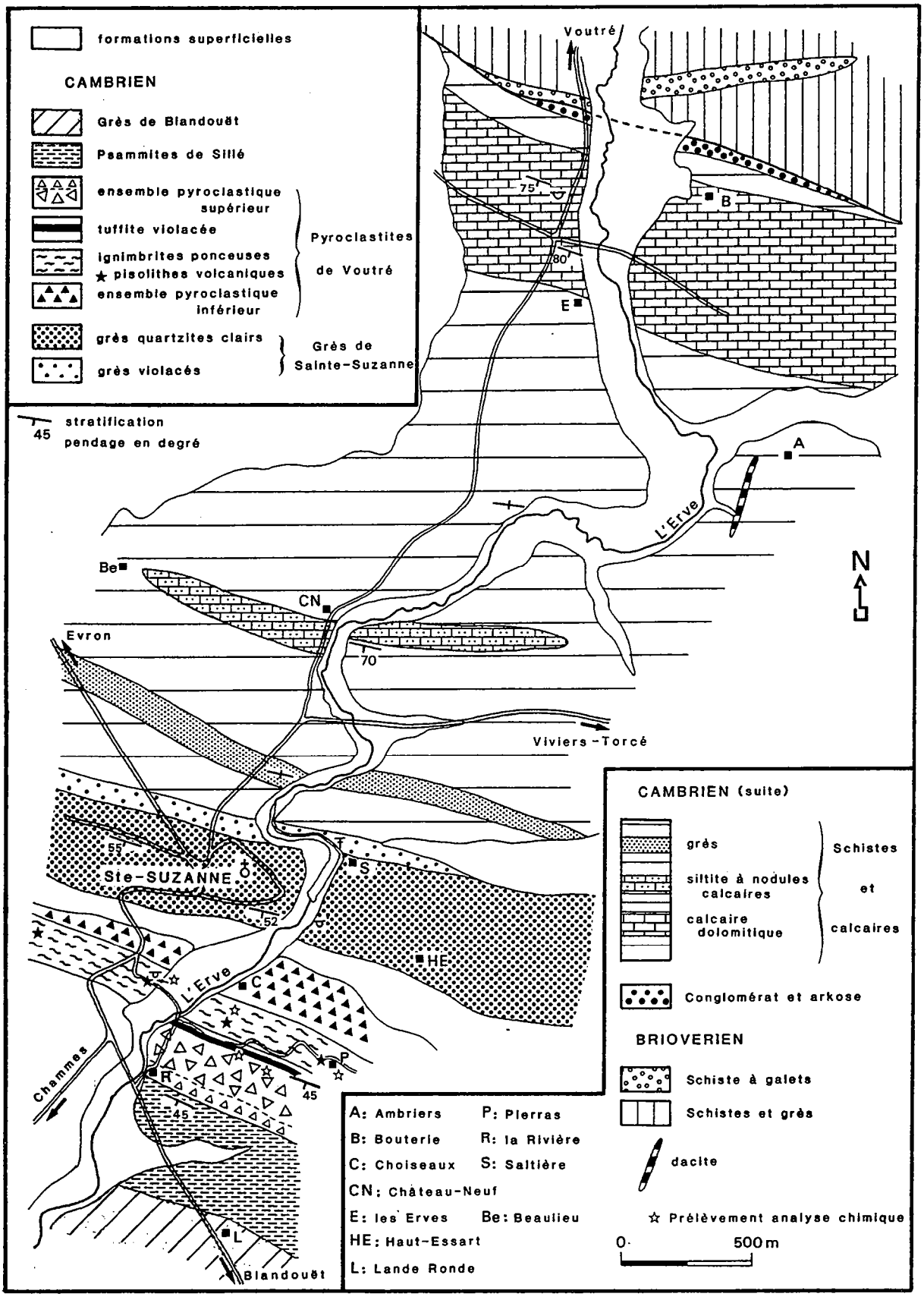


Fig. 58 : La Formation des Pyroclastites de Voutré et les formations cambriennes de la coupe de l'Erve à Sainte-Suzanne (*cf.* fig. 57)

Cette série pyroclastique correspond-elle à des **projections directes ou remaniées** ? La variété des éléments volcaniques rencontrés, la présence de fragments légèrement émoussés, le litage oblique localement développé, inclinent à chercher l'origine de ces tufs dans le démantèlement d'un ou de plusieurs édifices volcaniques composites, associant coulées et éjecta. Le médiocre classement des matériaux, leur manque d'usure révèlent de plus que le transport s'est surtout effectué en masse, à la faveur de **coulées de débris** (lahars). La retombée de projections directement en milieu aquatique n'est pas exclue, car localement vers le sommet de la séquence, s'observent des horizons de tufs constitués de fragments volcaniques de même nature, dépourvus de toute trace d'usure.

b/ Les coulées pyroclastiques ponceuses (n°2, fig.59)

Les tufs de base sont surmontés d'une puissante série (**100 m environ**) de **pyroclastites ponceuses** (tufs et brèches) organisées en unités plurimétriques, séparées par des lits de **cinérites** vertes parfois à **pisolithes volcaniques**. Les fragments de ponce, blanchâtres et pulvérulents, ont une taille s'échelonnant entre le millimètre et plusieurs centimètres. Ces roches d'allure massive, mais néanmoins grossièrement stratifiées, ont été confondues avec des laves ("porphyre pétrosiliceux et albitophyres"; Oehlert, 1912), puis décrites comme "tufs à pâte schisteuse silicifiée" (Berthois, 1939) et comme des projections ponceuses (Le Gall, 1978). Elles sont exposées rive gauche de l'Erve au Sud des Choiseaux, ainsi que rive droite, dans une petite carrière située au Nord de la Rivière (fig.58).

* *Description micrographique des pyroclastites ponceuses* (Pl. XV, ph. 2 et 3) :

- multitude de fragments ponceux ; ponces de canaux à texture fibreuse ou microvésiculée selon le plan de section;
- éléments hyalins abondants, de forme anguleuse, qui développent tous les stades de vésiculation depuis l'élément totalement vitreux à sphérolites de dévitrification et structure perlitique jusqu'à des verres vésiculés puis des ponces de bulles;
- cristaux de quartz à facture pyroclastique (échardes fréquentes) et feldspaths (orthoses perthitiques et plagioclases) ; Berthois (*op. cit..)* mentionne en outre quelques grenats almandins, en rhombododécaèdre de 2 à 4 mm, cristaux que l'on recueille dans la carrière précitée en rive droite de l'Erve;
- rares fragments de laves microlitiques;
- matrice cendreuse, dévitrifiée, felsitique.

Les cinérites vertes silexoïdes sont pétries de microfragments ponceux. Certains bancs renferment en outre des pisolithes volcaniques de taille centimétrique qui piègent en leur nucleus des ponces fibreuses et bulleuses (ferme des Pierras; fig.58) (Pl. XV, ph. 4).

Compte-tenu de leur lithofaciès et de leur organisation verticale, ces pyroclastites ponceuses doivent être interprétées comme des **ignimbrites distales** dont la genèse est identique à celle des nappes de ponces décrites dans les carrières de Voutré (*cf.* unité 7-2 de la carrière de la Kabylie). L'abondance des clastes vitreux, les niveaux à pisolithes volcaniques, et le fort degré de fragmentation attestent du **caractère hydroclastique des éruptions**. L'influence d'un environnement aquatique ressort également du remaniement par l'eau de certaines nappes ignimbritiques et des figures de ruissellement imprimées sur des bancs cinéritiques (carrière rive droite de l'Erve).

* *Données chimiques :*

Six analyses de pyroclastites ponceuses (cinq ignimbrites et une cinérite à pisolithes volcaniques; fig.58) ont été réalisées (tabl.5). L'identité de leur composition en éléments-majeurs est remarquable. Les tendances moyennes s'énumèrent ainsi : roches acides (SiO_2 : 76,33 %), pauvres en calcium (CaO : 0,68 %), en fer total (FeO + Fe_2O_3 : 2,09 %) et en

magnésium (MgO : 0,28 %), riches en alcalins (K2O : 3,24 % ; Na2O : 2,95 %). Excepté une légère augmentation en SiO2 et une légère baisse en alcalins, ces caractéristiques de rhyolite sodi-potassique sont celles des ignimbrites régionales *(cf.* moyenne des ignimbrites du Maine, tabl.15).

	656	507A1	605	507A2	507A3	510	X	507D	507C
SiO2	72,84	76,20	76,60	76,64	79,09	76,60	76,33	71,60	68,00
Al2O3	14,51	12,50	12,30	13,44	11,64	11,20	12,60	14,60	15,00
Fe2O3	2,08	0,00	0,00	1,07	1,50	0,00	2,09	2,10	5,19
FeO	*	2,35	2,30	*	*	3,25	*	0,95	*
MnO	0,04	0,02	0,02	0,02	tr	0,03	0,03	0,03	0,05
MgO	0,34	0,40	0,25	0,01	0,13	0,55	0,28	0,70	0,63
CaO	2,31	0,30	0,55	tr	0,24	0,65	0,68	1,75	1,62
Na2O	1,87	3,70	4,00	3,01	2,77	2,35	2,95	4,90	4,36
K2O	3,45	2,70	3,25	3,13	3,40	3,50	3,24	1,65	1,89
TiO2	0,28	0,05	0,07	0,06	0,03	0,13	0,10	0,35	0,58
P2O5	0,25	0,02	0,04	tr	0,08	0,13	0,09	0,09	nd
H2O-	-	0,10	0,15	-	-	0,15		0,10	0,22
H2O+	-	1,30	0,75	1,86	-	1,20		1,40	1,57
PF	2,15	-	-	-	1,37	-		-	-
Total	100,12	99,64	100,28	98,24	100,25	99,74		100,22	99,11

Tabl. 5 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites de la Charnie.
656 à 507 A3: ignimbrites riches en ponces; 510: cinérite à pisolithes volcanites; X : moyenne des 6 analyses précédentes; 507 D: tuffite violacée; 507 C: lave rhyodacitique dans les brèches supérieures.
Localisation des échantillons : 656: la Richardière; 507 A1 à A3: carrière rive droite de l'Erve, Nord de la Rivière; 605: Sud des Choiseaux; 510: les Pierras; 507 C et D: Ouest des Pierras.

c/ les tuffites violacées (n°3,fig.59)

Des niveaux fins de couleur violacée recouvrent, sans contact visible, le complexe de pyroclastites ponceuses. Ces roches tendres, **remaniées par l'eau**, sont des **tuffites fines** (argilites tufacées) compte-tenu de l'importance de la fraction pyroclastique cendreuse entrant dans leur constitution. Elles affleurent dans les talus de la petite route conduisant à la ferme des Pierras. Au sein de cette série, existe un horizon silexoïde, très dur, tout à fait identique au niveau repère (**"pierre violette"**) de la carrière de Voutré (Boyer, 1969) : même stratification fine, plane et oblique, mêmes figures de charge et de slumping. En lame mince, le grain de la roche apparaît particulièrement fin. La stratification est soulignée par une pigmentation ferrugineuse d'où s'en détachent de petits bâtonnets d'épidote croissant perpendiculairement. Des amas d'épidotes (pistacite et zoïsite) en flocons sombres parsèment également la matrice fine. L'analyse chimique est comparable à celles réalisées sur la "pierre violette" de la carrière de Voutré (tabl.5; ech. 507 D) : elle en diffère par une moins grande teneur en SiO2, un taux plus élevé de CaO et MgO, une diminution de Na2O compensée par un accroissement en K2O.

d/ le complexe pyroclastique supérieur (n°4, fig.59)

Les tuffites violacées sont surmontées par un puissant **édifice pyroclastique** de brèches à la base et de tufs au sommet. Les **brèches**, entamées par la route menant aux Pierras, recèlent en quasi-totalité des fragments de laves violacées porphyriques, d'une taille maximum de 4 à 5 cm (Pl. XVI, ph. 1). Il s'agit de laves hyalo-microlitiques fluidales à phénocristaux de

plagioclases envahis d'épidote et de séricite, accompagnés de ferro-magnésiens (pyroxène et amphibole probable) totalement déstabilisés en un mélange de chlorite, serpentine, épidote et oxydes de fer. Des cristaux d'apatite schillérisée, des minéraux opaques et des plages de quartz secondaire complètent l'inventaire minéralogique. Les concentrations en éléments majeurs de ces laves (tabl.5) sont très proches de celles relevées en moyenne chez les laves rhyodacitiques du Maine, à l'exception d'une teneur légèrement plus basse en K2O (*cf.* tabl.15).

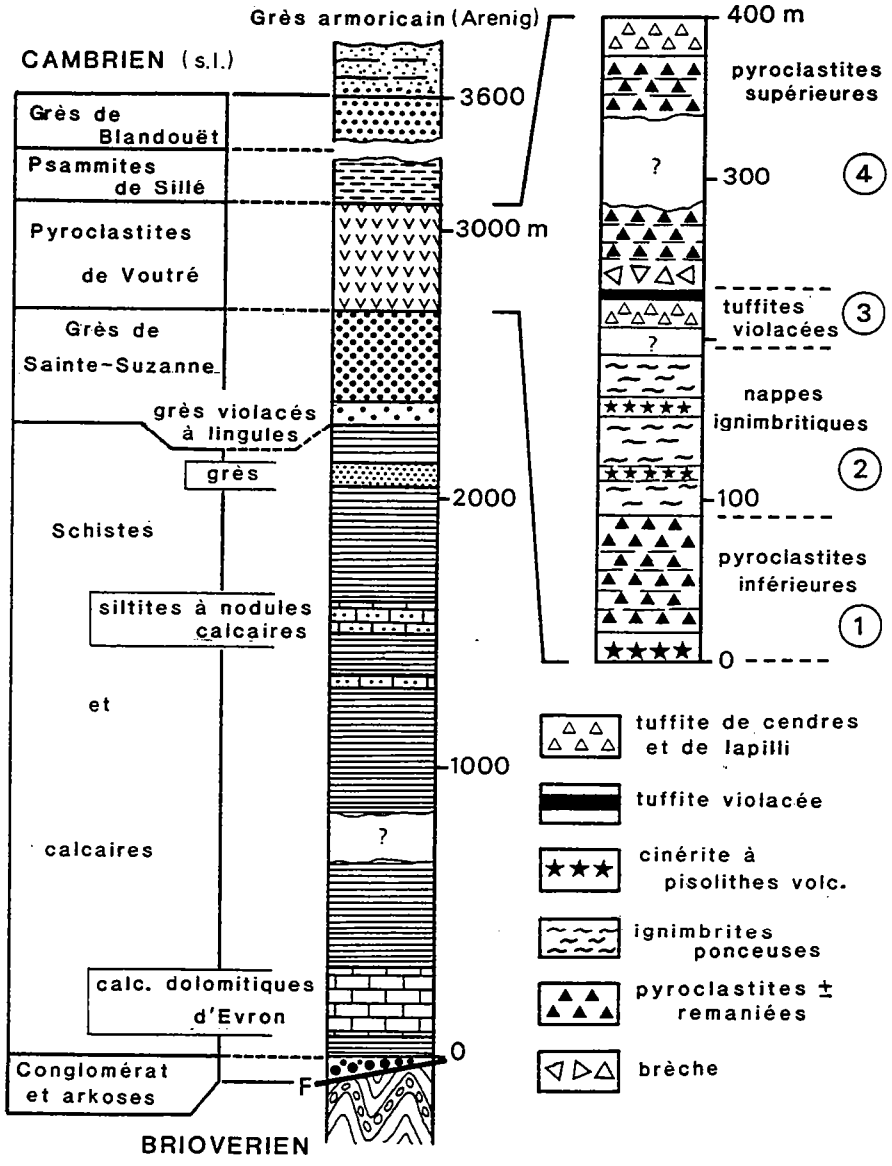


Fig. 59 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes de la Charnie avec colonne détaillée des faciès volcanogènes composant la Formation des Pyroclastites de Voutré

Les brèches, épaisses d'une trentaine de mètres et très massives, évoluent vers des **tufs** dont les constituants demeurent strictement identiques au type décrit ci-dessus. Les éléments laviques sont réunis par un ciment siliceux d'origine secondaire, largement cristallisé, et localement riche en épidote. Une récurrence d'argilite tufacée de couleur violette interrompt momentanément le complexe de tufs. Ceux-ci, après une zone sans affleurement se rencontrent encore jusqu'au lieu-dit la Rivière où des argilites et siltites violacées (Psammites de Sillé) viennent les recouvrir. Les tufs sommitaux se distinguent de ceux sous-jacents par un litage mieux exprimé, ainsi que par l'introduction de laves acides dévitrifiées, felsitiques et granophyriques, aux côtés des laves microlitiques. Des quartz automorphes, fréquemment brisés, envahissent en outre la matrice fine.

Les brèches et tufs formant la base du complexe pyroclastique dérivent d'une activité explosive, de type probablement **hydroclastique**, qui provoque la pulvérisation et la projection de laves microlitiques. Une amorce d'usure sur les éléments de la brèche révèle que ces matériaux ont subi un **faible remaniement** postérieurement à leur dépôt. Mais ce facteur n'implique évidemment pas la proximité des centres éruptifs, car, à l'image des pyroclastites du complexe inférieur, le transport des matériaux s'effectue pour l'essentiel par le biais de **coulées en masse lahariques** ultérieurement retouchées par l'eau. Les phénomènes de remaniement s'accentuent vers le toit de l'édifice où se rencontrent des pyroclastites bien stratifiées, aux éléments plus variés.

2/ Le complexe volcanique occidental de la Charnie

De Sainte-Suzanne au bois des Vallons à l'Ouest de Livet (fig.57), s'allonge sur près de 10 km, entre les barres de Grès de Sainte-Suzanne au Nord et celles de Grès feldspathiques au Sud, le complexe des volcanites cambriennes. La pénurie des affleurements ne permet pas d'en dresser une coupe continue ni d'en calculer la puissance exacte, cependant dans sa partie centrale (méridien des fermes de l'Etang des Landes et de la Richardière), l'épaisseur maximum des volcanites dépasse certainement la centaine de mètres.

La **base du complexe volcanique** est représentée par des cinérites et des tufs qui recouvrent directement le toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, ainsi qu'en témoignent les pointements situés au Nord-Ouest des fermes des Chauvinières et de l'Etang des Landes, et les pierres volantes recueillies au Nord de Malabry, dans le bois des Vallons (fig.57). Les multiples fragments de ponce fibreuse et les éclats de quartz, dispersés en tout sens dans la matrice cendreuse, attestent qu'il s'agit bien de projections directes **non remaniées par l'eau.**

Après une large zone dépourvue de toute information, vient un ensemble de **termes ignimbritiques**, symbolisé par une indication ponctuelle de "rhyolite akéritique" sur la feuille de Mayenne à 1/80000 (Oehlert et Bigot, 1899). Ces ignimbrites, situées vers le tiers supérieur du complexe volcanogène, s'observent sporadiquement entre la Richardière et la Baillée ainsi qu'au Nord-Est des Pins (fig.57). Le faciès le plus répandu est celui d'une ignimbrite à texture **vitroclastique peu ou non soudée**, dont les échardes vitreuses peuvent être soulignées d'un voile d'épidote (Ouest de la Richardière) (Pl. XVI, ph.2). Dans la matrice vitroclastique se rencontrent des fragments de ponces fibreuses, des quartz à façonnement pyroclastique, des feldspaths potassiques perthitiques, des plagioclases, des biotites chloritisées, enfin quelques enclaves de rhyolite fluidale.

Dans le prolongement oriental des nappes ignimbritiques, sensiblement à la même altitude stratigraphique, des travaux réalisés au Nord-Ouest des Defais (fig.57) ont mis à jour des **cinérites à pisolithes volcaniques**. Les pisolithes, d'un diamètre maximum de 5 à 8 mm et piègeant dans leur nucléus des fragments de ponce, sont enrobés de cendres fines, elles-mêmes riches en microfragments ponceux et en petits éclats de quartz. La similitude de ces cinérites avec celles des pyroclastites ponceuses de la cluse de l'Erve, suggère leur appartenance au **même cycle éruptif** dans lequel intègrent également les émissions ignimbritiques.

Une nouvelle zone dépourvue d'affleurement sépare les nappes ignimbritiques des **termes volcano-sédimentaires** constituant le toit du complexe volcanique. Ces termes s'observent le long des rives de l'étang des Pins entre les fermes de Malabry et des Pins, ainsi que plus ponctuellement au Sud de la Richardière (fig.57) . Ils se composent de **tuffites** (grès tufacés) dont le degré de remaniement augmente de façon progressive jusqu'au passage avec les grès feldspathiques de la formation sus-jacente. Cette évolution se traduit surtout par un meilleur classement et un plus fort degré d'usure des éléments et par une raréfaction des fragments de lave microlitique au profit des laves acides dévitrifiées. Au Nord-Ouest de l'étang des Pins, les tuffites grossières de la base du complexe volcano-sédimentaire renferment, dans leur matrice cinéritique, de nombreux petits **grenats** limpides aux côtés de minéraux opaques et d'épidote (Pl. XVI, ph. 3). L'origine de ces grenats pourrait être recherchée dans le démantèlement des nappes de ponces qui, localement (*cf.* carrière en rive droite de l'Erve à Sainte-Suzanne), contiennent de tels minéraux.

3/ Les volcanites cambriennes en forêt de Grande Charnie

La longue crête de grès de la Formation de Sainte-Suzanne qui s'étire en direction E-W de Sainte-Suzanne jusqu'au Sud-Ouest de Neuvillette-en-Charnie est bordée sur son revers méridional d'un large glacis de solifluxion, recouvert d'un manteau forestier, masquant presque totalement le complexe volcanique. De la cluse de l'Erve jusqu'à la ligne de Partage (fig.57), seuls quelques blocs épars de cinérite et tuf ponceux, recueillis au Nord-Est de l'Essart, permettent de saisir l'extension orientale des nappes de ponces.

A l'Est de la ligne de Partage (fig.60), l'ensemble des Grès de Sainte-Suzanne et des volcanites est engagé dans une vaste structure sigmoïde, accidentée de nombreuses fractures transverses. Ainsi, au Sud-Ouest de la Lande Ronde, le complexe volcanique, plaqué par faille contre le toit des Grès de Sainte-Suzanne, est réduit en une étroite bande presque N-S, dans laquelle seul est épargné le passage des volcanites aux sédiments surincombants. Les couches de passage, visibles le long de l'allée de Perrine dans son parcours entre les lignes de Partage et de Viviers, sont formées de **tuffites** (grès tufacés) qui couronnent l'édifice pyroclastique supérieur (Pl. XVI, ph. 4). Ces tuffites sont elles-mêmes progressivement envahies de minces strates d'argilites violacées, percées de terriers verticaux ou en U. La sédimentation terrigène devenant exclusive, la série développe une alternance de niveaux d'argilites violacées et verdâtres, très caractéristique de la Formation des Psammites de Sillé.

A l'exception de quelques fragments non enracinés de cinérites et de tuffites recueillies entre Etival et Chemiré (fig.57), les témoins les plus orientaux du complexe volcanique de Charnie s'observent à l'Est de la route forestière de la Lande Ronde. Ils constituent deux ensembles: à la base, des **coulées pyroclastiques ponceuses** surmontant sans contact visible les grès de la Formation de Sainte-Suzanne ; au sommet, des **tufs** plus ou moins **remaniés** qui évoluent progressivement vers des **tuffites**, recouvertes à leur tour par les grès feldspathiques de la formation sus-jacente.

Les **coulées pyroclastiques**, identiques à celles décrites dans la coupe de l'Erve, se composent essentiellement de tufs ponceux massifs qui admettent quelques intercalations de cinérites à pisolithes volcaniques. Ces faciès s'observent dans la ligne de Bercé à l'Est du carrefour de la ligne de Rosée, et dans la ligne des Maillets dans son tronçon entre les lignes de Bercé et des Cordeliers (fig.60).

Les **tufs** surmontant les coulées pyroclastiques s'examinent dans de petites excavations situées à l'intersection de la route forestière de la Lande Ronde et de la ligne de Bercé, ainsi que le long de la ligne des Cordeliers à l'Ouest du croisement avec celle des Maillets (fig.60). Il s'agit de roches à stratification plane ou oblique, renfermant des éléments variés d'une taille moyenne comprise entre 0,5 et 5 mm. S'y rencontrent: - **laves** microlitiques, andésitiques et/ou dacitiques, à phénocristaux de plagioclases envahis d'épidote et de pyroxènes chloritisés ; - **volcanites acides** à mésostase dévitrifiée, quelquefois à texture vitroclastique ;

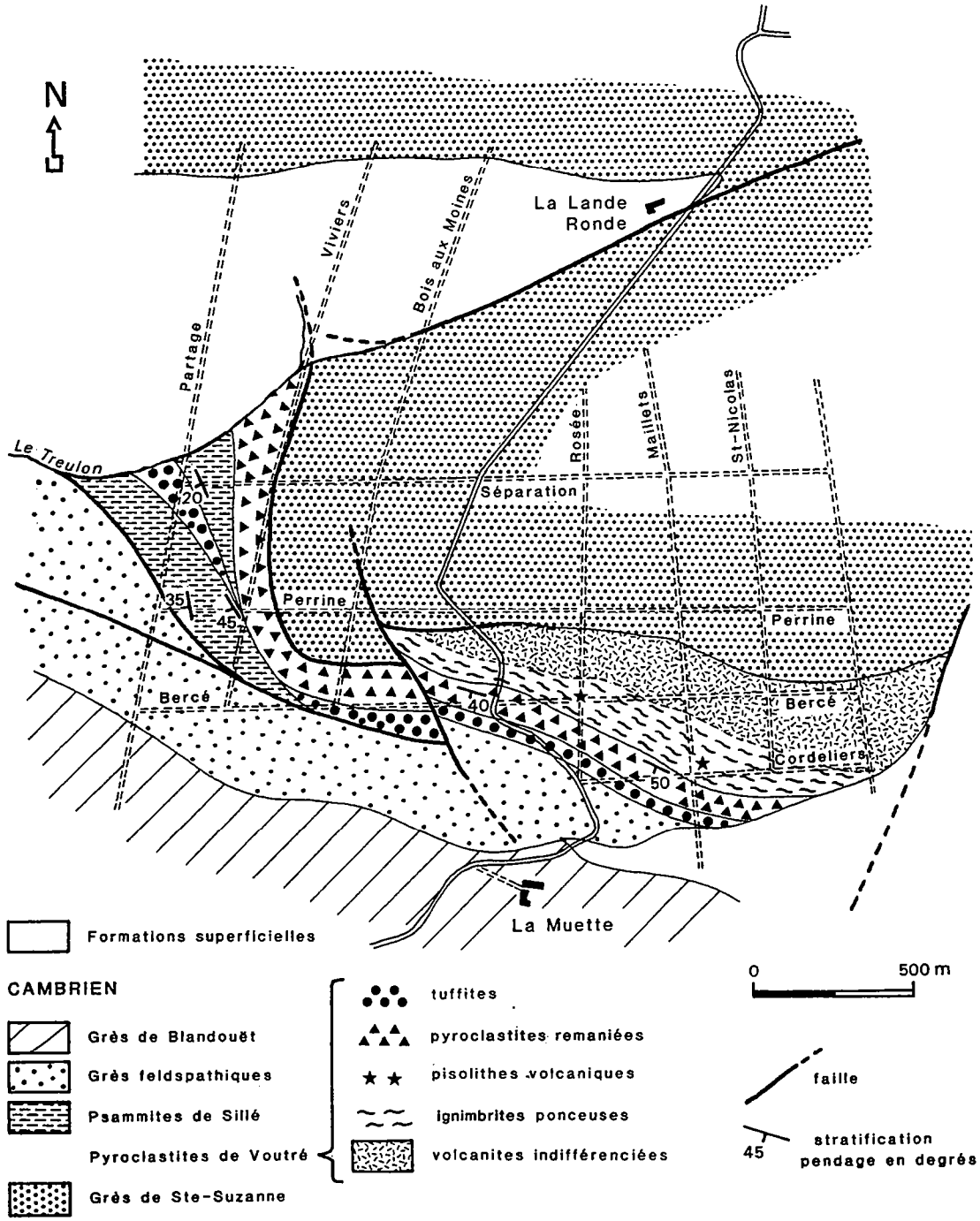


Fig. 60 : Carte détaillée de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la forêt de la Grande Charnie (*cf.* fig. 57)

- **ponces** abondantes, vésiculées et fibreuses, - **cristaux** de quartz automorphes, plagioclases et feldspaths potassiques, accompagnés de quelques minéraux opaques, épidotes et grenats. La composition de ces tufs indique qu'ils dérivent non seulement de l'érosion des coulées pyroclastiques suivie d'un bref transport des fragments, eu égard à la fragilité des ponces, mais aussi du démantèlement d'édifices pyroclastiques, andésitiques et dacitiques, dont les emplacements sont certainement à rechercher beaucoup plus au Nord, au niveau de la **caldera d'Assé-le Boisne - Pail** (*cf.* discussion sur ce sujet dans l'essai de reconstitution des cycles d'activité volcanique dans les carrières de Voutré; Ch. I). L'existence locale d'un magmatisme andésitique et dacitique n'infirme pas cette proposition car les filons qui injectent en dyke (exemple du filon dacitique d'Ambriers, fig.57) ou en sill (exemples des deux filons andésitiques au Sud de Torcé ou du sill andésitique de la Renardière, fig.57) la formation des Schistes et calcaires appartiennent au **magmatisme varisque** de la limite dévono-carbonifère, bien développée plus au Sud dans le bassin de Laval (Plaine, 1976; Le Hérissé et Plaine, 1982; Mary et Le Gall, 1985).

III.- Conclusions: reconstitution du cycle des activités volcaniques en Charnie

Une **seule grande période d'activité volcanique** intéresse, au Cambrien, le massif de la Charnie. Elle se situe postérieurement au dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, soit à la même altitude stratigraphique que les éruptions paroxysmales enregistrées dans le synclinal des Coëvrons. Ces crises, dont les centres éruptifs se situent au Nord des Coëvrons dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (cycles V3 et V4), provoquent l'accumulation de plusieurs centaines de mètres de cendres, tufs, brèches et ignimbrites à chimisme surtout rhyolitique.

Le déroulement des éruptions peut être reconstitué grâce à l'identification des produits émis :

1/ Une **première phase explosive**, écho de l'éruption de nature **phréato-magmatique** identifiée dans les Coëvrons (cycle V3), rejette de grandes quantités de cendres, quelquefois chargées de pisolithes volcaniques, qui ensevelissent le toit des Grès de Sainte-Suzanne. L'absence de remaniement par l'eau des cinérites suggère que ces grès, déposés en milieu marin très littoral, étaient déjà émergés ou, plus probablement, que l'énorme volume de cendres s'est déposé sous l'eau très rapidement en étant, pour l'essentiel, soustrait à la dynamique tidale (*cf.* cinérites de la carrière du Coq dans les Coëvrons; Ch. I).

2/ Par la nature de leurs éléments remaniés, les pyroclastites de l'ensemble inférieur témoignent d'un cycle de **démantèlement d'édifices volcaniques** mixtes composés de projections et de coulées à chimisme surtout andésitique et dacitique. Edifiés plus au Nord dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, ces centres actifs sont soumis à une érosion vigoureuse et leurs produits, transportés en masse par des **coulées lahariques**, progressent vers le Sud jusqu'en Charnie où ils s'accumulent. Lors de leur transport et/ou postérieurement à leur dépôt, les coulées peuvent subir un remaniement par l'eau qui demeure cependant toujours de faible intensité.

3/ Une deuxième activité explosive, celle-ci **paroxysmale**, provoque l'éjection d'un énorme volume de **ponces**, sous forme de coulées pyroclastiques ponceuses associées à des chutes de cendres. Les éruptions qui s'enchaînent rapidement réunissent tous les caractères de type plinien ou mieux **phréato-plinien** : - production d'une grande quantité de magma juvénile à viscosité élevée (magma strictement rhyolitique ici); - très large dispersion des éléments ponceux qui présentent par ailleurs un degré de fragmentation élevé (importance des cendres et des tufs vis-à-vis des brèches); - abondance de clastes vitreux; - niveaux à gouttes de cendres pisolithiques. Le passage graduel entre les niveaux cinéritiques à pisolithes volcaniques et les coulées pyroclastiques suggère que ces dernières prennent naissance lors de l'**effondrement** du nuage chargé de cendres humides et de ponces. Ce mécanisme est en tout

point semblable à celui décrit pour les ignimbrites distales des carrières de Voutré (*cf.* unités 7-1 et 7-2 de la Kabylie ou ensemble médian de la Massottrie; Ch. I). Se succédant avec célérité, les coulées pyroclastiques se déposent en **milieu marin peu profond**, et échappent pour la plupart d'entre elles aux phénomènes de remaniement. Toutes ces ignimbrites distales, accumulées sur près de 100 m en Charnie, dérivent très probablement d'éruptions phréato-magmatiques déclenchées lors de l'envahissement de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail par la mer (*cf.* conclusion générale sur le volcanisme du Maine).

4/ La fin du cycle éruptif est marquée par une nouvelle période de **démantèlement** des édifices volcaniques septentrionaux au cours de laquelle se déposent, en Charnie, des **tuffites** à granulométrie parfois très fine (exemple des tuffites violacées de la coupe de l'Erve) et surtout un puissant complexe pyroclastique dont seuls les termes sommitaux seront efficacement remaniés par l'eau.

Chapitre III

Les complexes volcaniques cambriens de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail

L'analyse des complexes volcaniques cambriens des massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail révèle l'existence d'une structure volcano-tectonique majeure de type **caldera**, bordée d'un large domaine **externe** s'étendant vers le Sud jusqu'au synclinal des Coëvrons et la Charnie.

A.- LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES CAMBRIENNES DU MASSIF D'ASSÉ-LE-BOISNE

Occupant la fermeture anticlinale du Pays de Gaultier (fig.3 et 61), le massif d'Assé-le-Boisne se relie vers le Sud au synclinal des Coëvrons tandis qu'à l'Est il disparaît sous la couverture secondaire et tertiaire du bassin de Paris. La succession cambrienne, bien développée au Sud-Est, est affectée vers le Nord-Ouest (cluse de la Sarthe, par exemple) par un **accident majeur** qui supprime son sommet. Cet accident entraîne l'affrontement de deux domaines de la paléogéographie cambrienne, **Mancellia** au Nord et **Normannia méridionale** au Sud (Doré et Giordano, 1972) ; l'unité nord **allochtone**, dépourvue de Cambrien (unité de Saint-Pierre-des-Nids) vient chevaucher vers le Sud le flanc nord de l'**unité autochtone d'Assé-le-Boisne** (Doré *et al.*, 1987 ; Gresselin, 1990).

L'important développement des termes volcaniques dans le Cambrien du massif d'Assé-le-Boisne a suscité, depuis plus d'un siècle, de nombreuses études dont nous rappellerons en préambule les principales acquisitions.

I.- Rappel des études consacrées aux volcanites du massif d'Assé-le-Boisne

1.- les travaux anciens

Les premières études cartographiques et pétrographiques des roches volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne reviennent à Triger (1874) et Guillier (1886). Ce dernier, aidé par Michel-Lévy pour les déterminations microscopiques, signale de nombreux filons de porphyre pétrosiliceux, analogues à ceux de la forêt de Perseigne, et affleurant à Gesnes-le-Gandelin, Saint-Victeur et Saint-Ouen-de-Mimbré ; mention est faite également d'un très puissant filon de porphyre andésitique (6,5 km de long sur 1,4 de large) à structure microlitique et texture bréchiforme. Ce filon, localisé au Sud-Est de Saint-Léonard-des-Bois, correspond certainement aux brèches andésitiques, exposées en rive gauche de la Sarthe, au sommet du complexe volcanique (fig.68).

Sur la carte au 1/80 000 de Mayenne (Oehlert et Bigot, 1899) sont figurés plusieurs complexes de brèches pétrosiliceuses, tufs et conglomérats (Saq) dans lesquels sont logées des rhyolites akéritiques, équivalent des porphyres pétrosiliceux (par exemple sous l'agglomération de Saint-Ouen-de-Mimbré). Déjà, et uniquement d'après la remarquable précision des tracés cartographiques, il est possible de mettre en évidence, dans le secteur compris entre Assé-le-Boisne et Saint-Victeur, **trois épisodes volcaniques** successifs, **intercalés au sein des Grès de Sainte-Suzanne**, antérieurement au dépôt des termes de base de la série

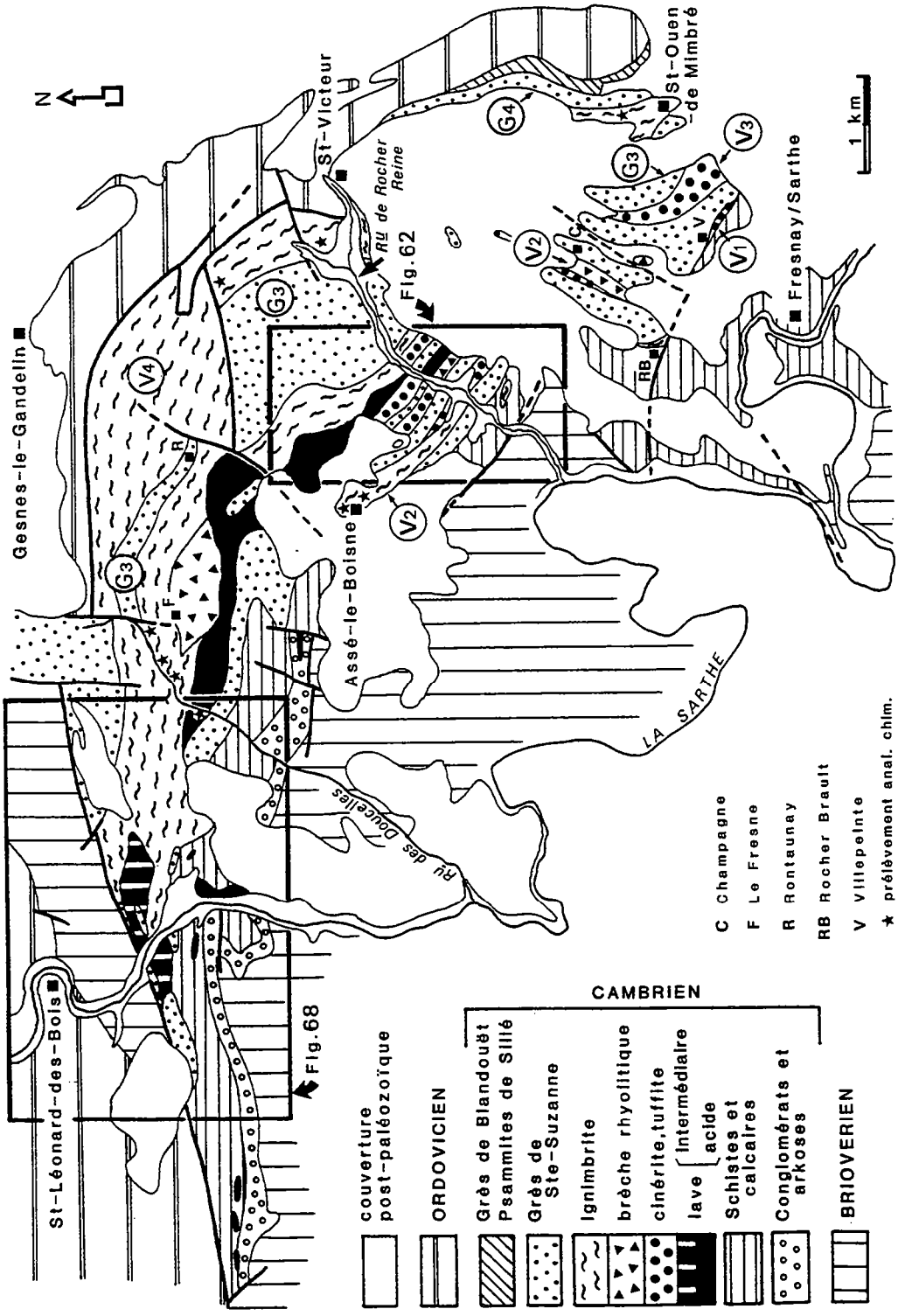


Fig. 61 : Carte géologique simplifiée du massif d'Assé-le-Boisne
(d'après les cartes à 1/50 000 de Fresnay-sur-Sarthe et de Villaines-la-Juhel ; Juignet *et al.*, 1984 ; Doré *et al.*, 1987)

ordovicienne (Grès armoricain). Un petit pointement de "microgranulite" est même indiqué au Sud-Ouest de la Cohue (fig.62), au sommet de la formation des Schistes et calcaires ; ce faciès correspond en réalité aux vestiges d'une nappe ignimbritique, témoin d'une toute première manifestation volcanique (épisode V1).

Postérieurement à ces premiers travaux, Berthois en 1939 fournit une description micrographique de la rhyolite akéritique à biotite de Saint-Ouen-de-Mimbré : "roche composée au premier temps de quartz, d'orthose, d'albite oligoclase à 8-10 % An et de biotite, et au deuxième temps d'un plagioclase à 8 % An, de quartz parfois en éponges dans une pâte silicifée. Minéraux accessoires : rutile, brookite, épidote, apatite parfois très abondante. la structure est porphyrique...". A cette description est jointe une analyse chimique (tabl.7), qui révèle le caractère acide de la lave (SiO_2 = 70,64 %) et son cachet alumineux : 3,28 % de corindon normatif provenant, selon Berthois, du degré d'altération de la roche.

2.- les travaux récents

Il faudra attendre 1967 pour que soit publiée, par Boyer, une étude pétrographique et géochimique limitée aux laves des massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne. Dans ce travail, dénué de tout support cartographique, les laves sont scindées en deux groupes :

1/ les rares laves microlitiques, composées de phénocristaux d'albite An 2-3, quelquefois recouverts de granules d'épidote, de quelques anciens minéraux ferro-magnésiens entièrement chloritisés et de minéraux opaques. La pâte microlitique, feldspathique et chloriteuse, contient des minéraux opaques, de l'apatite et une poussière de sphène et d'épidote. Trois caractéristiques fondamentales sont communes à toutes ces laves : structure microlitique, pas de quartz automorphe, et absence de feldspath potassique en phénocristaux.

2/ les abondantes laves recristallisées, à l'origine hémi-hyalines, caractérisées par la présence de gros quartz automorphes, de feldspaths (surtout albite An 2-3, plus rarement feldspath potassique) et de biotite chloritisée. La pâte finement cristallisée est de nature quartzo-feldspathique et chloriteuse.

	70	65	63	66	64	67	71	69	68
SiO_2	58,54	58,86	63,84	65,30	68,70	67,60	67,90	70,78	74,22
Al_2O_3	12,11	12,87	17,03	14,16	14,06	15,16	12,80	15,14	11,88
Fe_2O_3	6,13	6,50	2,49	3,94	4,38	2,83	2,87	2,24	3,02
FeO	2,91	1,72	1,60	1,57	0,14	1,00	1,51	0,47	0,05
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	<0,01	<0,01
MgO	3,61	2,80	1,70	0,00	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00
CaO	2,98	3,90	3,13	5,76	2,18	3,03	2,51	2,06	1,59
Na_2O	7,06	6,96	6,88	5,31	7,72	4,75	4,94	4,09	4,50
K_2O	1,12	1,25	0,63	2,13	1,88	3,13	4,22	3,97	3,75
TiO_2	0,82	0,73	0,78	0,25	0,47	0,17	0,17	0,11	0,14
P_2O_5	0,14	0,15	0,14	0,10	0,14	0,06	0,09	0,03	0,04
H_2O+	3,04	3,17	0,91	1,31	0,92	2,00	1,36	1,43	1,12
H_2O-	0,59	0,23	0,38	0,05	0,10	0,19	0,11	0,14	0,28
Total	99,08	99,17	99,54	99,90	100,69	99,93	99,06	100,43	100,59

Tabl. 6 : Analyses chimiques en éléments majeurs des laves "kératophyriques" des massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne (d'après Boyer, 1967, 1974)

D'après leur composition chimique (9 analyses en éléments majeurs ; tabl.6), les laves microlitiques sont considérées soit comme des kératophyres sodiques pour celles renfermant de l'albite primaire, soit comme des dacites pour celles contenant de l'albite secondaire. Quant aux laves recristallisées, en fonction une nouvelle fois du caractère primaire ou secondaire de l'albite, elles sont désignées respectivement par les termes de quartz-kératophyre sodi-potassique ou de rhyodacite.

Enfin, en fonction de la disposition des laves sur le terrain, Boyer (1967) considère que les termes microlitiques, souvent associés à des brèches, correspondent plutôt à d'anciennes cheminées, tandis que les laves recristallisées représentent de larges épanchements.

Dans sa thèse (1974), Boyer n'apporte aucun complément à l'étude des volcanites des Alpes mancelles (massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne). Au contraire, elle admet que les **laves microlitiques** sont **toutes** des **kératophyres** et même des **quartz-kératophyres** ; "deux exceptions cependant pour des échantillons renfermant 58,54 et 58,86 % de SiO_2 ; leurs teneurs très voisines de 60 % de SiO_2 et leur association avec des termes sursaturés justifient d'en faire aussi des quartz-kératophyres". Ces laves sont associées à des **ignimbrites** qui, toujours selon Boyer, présenteraient un **volume inférieur** à celui des kératophyres.

Les autres travaux consacrés aux volcanites du massif d'Assé-le-Boisne vont concerner, en premier lieu, l'analyse de leurs relations avec les terrains encaissants afin de démontrer l'**interstratification** de plusieurs épisodes volcaniques au sein de la sédimentation cambrienne. Cette démonstration, soutenue par l'établissement de cartes et de coupes détaillées (Giordano, 1974 ; Pottier, 1974), a servi à l'élaboration de synthèses sur la position stratigraphique des volcanites cambriennes est-armoricaines (Doré *et al.*, 1972 ; Le Gall *et al.*, 1975). A la suite de cette première étape, une étude systématique des matériaux volcaniques a été entreprise à l'échelle du massif d'Assé-le-Boisne dans le cadre des levers des cartes à 1/50 000 de Fresnay-sur-Sarthe (Juignet *et al.*, 1984) et de Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1987). Nous nous proposons ici de reprendre en détail l'analyse des volcanites de **deux coupes types** du massif d'Assé-le-Boisne, l'une située au Sud-Est (coupe du ruisseau de Rocher-Reine ; fig.62), l'autre au Nord-Ouest (coupe de la Sarthe, fig.68).

II.- Les complexes volcaniques du secteur sud-est : la coupe du ruisseau de Rocher-Reine entre Fresnay-sur-Sarthe et Assé-le-Boisne

En raison de la pénurie d'affleurements et du recouvrement partiel des séries paléozoïques par la couverture jurassique, seule, dans ce secteur sud-est, la cluse du ruisseau de Rocher-Reine offre une **coupe relativement continue** de la succession cambrienne (fig.62), justifiant les nombreuses études qui lui ont été consacrées (Doré et Le Gall, 1972 ; Doré *et al.*, 1971 ; Le Gall et Pottier, 1973 ; Pottier, 1974 ; Le Gall *et al.*, 1975). L'analyse détaillée du complexe d'Eclopard (fig.62) résulte de levers effectués en 1979 et demeurés inédits; depuis cette date la qualité des affleurements s'est hélas dégradée, contrariant l'éventualité de nouvelles observations.

Malgré l'ablation de la formation basale (Conglomérats et arkoses) c'est dans ce secteur oriental que s'examine la **succession cambrienne la plus complète**. Puissante de près de **2000 m**, celle-ci comporte une alternance de barres gréseuses et de volcanites qui repose par faille sur des calcaires à stromatolites (carrière rive droite du ruisseau de Rocher Reine au Nord-Ouest du Moulin de Rance; Doré, 1963), eux-mêmes en contact anormal avec les turbidites du Briovérien supérieur.

La première barre gréseuse, qui par sa lithologie représente l'équivalent des Grès de Sainte-Suzanne, est en **position anormale** car une assise de siltites straticulées appartenant à la formation des Schistes et calcaires y fait suite. C'est au sommet de cette dernière formation que s'exprime le **premier épisode volcanique V1** (fig.62).

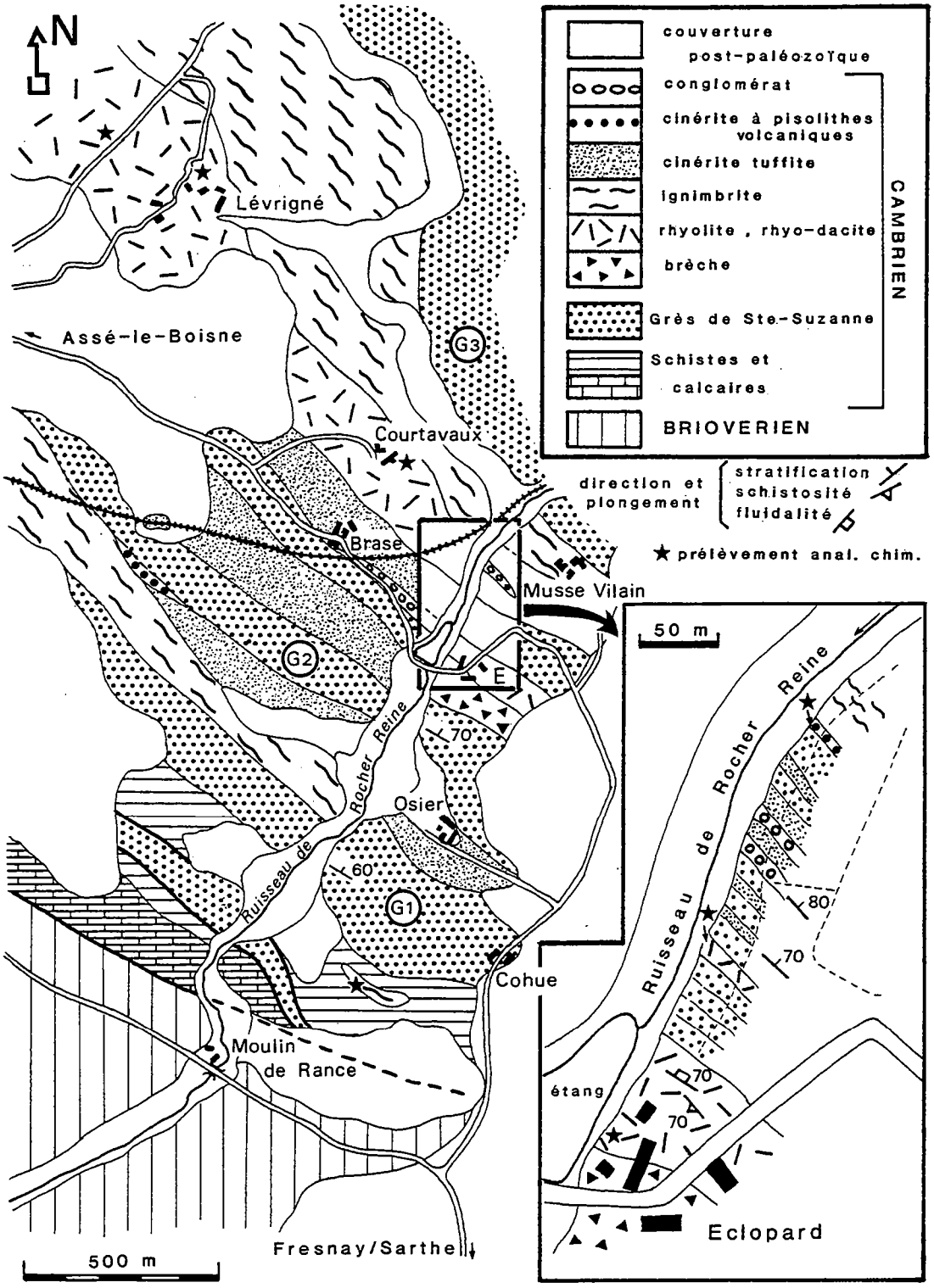


Fig. 62 : Carte détaillée des complexes volcaniques du ruisseau de Rocher Reine dans le massif d'Assé-le-Boisne
(d'après la carte à 1/50 000 de Fresnay-sur-Sarthe ; Juignet *et al.*, 1984) (cf. fig.61)

1.- les ignimbrites et les cinérites à pisolithes volcaniques de l'épisode V1

Les premières traces d'une activité volcanique sont représentées par l'épanchement d'une volcanite acide porphyrique vert-clair qui affleure au Sud-Ouest de la Cohue, en rive gauche du ruisseau de Rocher Reine (fig.62). A l'origine qualifiée de microgranulite (Oehlert et Bigot, 1899), puis considérée comme une lave (Le Gall et Pottier, 1973 ; Pottier, 1974), cette volcanite correspond en réalité aux restes d'une **mince coulée pyroclastique ponceuse.** Elle se compose de phénocristaux de quartz souvent éclatés et corrodés, de feldspaths particulièrement dégradés et de rares biotites chloritisées. La matrice, envahie de lambeaux de **ponces** illitisées, présente **une texture vitroclastique non soudée.** Une partie de cette nappe ignimbritique se trouve **remaniée** dans les siltites sus-jacentes sous forme de lits grossiers à quartz éruptifs et rares fragments ponceux.

Un deuxième témoin de l'activité ignimbritique précoce existe au Nord de Fresnay-sur-Sarthe, au lieu-dit le Rocher Brault (fig.61), toujours au sommet de la Formation des Schistes et calcaires (Le Gall et Pottier, 1973 ; Pottier, 1974). L'**ignimbrite**, riche en ponces, enclave ici de gros fragments de cinérite verte silexoïde ; elle est surmontée par les grès du membre G1 de la Formation de Sainte-Suzanne dont les premiers bancs sont envahis de débris de verres acides finement dévitrifiés et de quartz éruptifs, preuve du **démantèlement** d'une fraction de la nappe ignimbritique.

Les deux analyses chimiques en éléments majeurs réalisées sur les ignimbrites ponceuses de la Cohue et de Rocher Brault (tabl.7) révèlent que ces termes, outre leur caractère franchement acide (SiO_2 : 75 à 77 %), présentent des teneurs anormalement basses en Na_2O (0,15 à 0,25 %). Ce lessivage du sodium, constaté chez plusieurs ignimbrites du Maine, semble lié à l'intervention de processus hydrothermaux (Le Gall et Cabanis, 1985 ; *cf.* 2ème partie).

Une dernière preuve d'une activité volcanique aérienne, antérieure au dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, est fournie par l'horizon de **cinérites à pisolithes volcaniques** découvert lors de travaux dans un lotissement de Villepeinte à la sortie nord-est de Fresnay-sur-Sarthe, sur la route de Saint-Ouen-de-Mimbré (Pottier, 1974). Les cinérites qui surmontent directement des siltites riches en chlorite de la Formation des Schistes et calcaires sont elles-mêmes recouvertes par des tuffites et des grès grossiers à éléments volcaniques, puis par des quartzites blancs, appartenant au membre G1 des Grès de Sainte-Suzanne. Aucun indice de remaniement par l'eau ne se décèle dans les niveaux cinéritiques ; le noyau des pisolithes présente les mêmes constituants que la matrice fine : éclats de quartz à faces concaves ou en échardes et petits lambeaux de ponces.

Il est sûr que les ignimbrites ponceuses non soudées et les cinérites à pisolithes volcaniques appartiennent au **même cycle éruptif (V1)** qui prend place au sommet de la Formation des Schistes et calcaires, formation **marine déposée sous faible tranche d'eau.** Compte-tenu de cet environnement et des caractéristiques des volcanites, le dynamisme retenu pourrait être de type **hydroclastique**, l'épanchement de la nappe ignimbritique s'effectuant en partie sous l'eau.

2.- les ignimbrites et les cinérites de l'épisode V2

A l'origine, seuls composants reconnus du second épisode volcanique V2, les termes porphyriques affleurant en rive droite du ruisseau de Rocher Reine furent interprétés comme des laves rhyodacitiques injectées dans les grès de la Formation de Sainte-Suzanne (Doré et Le Gall, 1971 ; Doré *et al.*, 1972). La réinterprétation de ces laves en **ignimbrites** et la découverte de leur association avec des **projections aériennes cinéritiques** obligent à réunir ces termes au sein d'une **deuxième crise volcanique aérienne majeure.**

	564	1122	377	378A	880A	880B	880C	1121	276A	276C	1243	276G
SiO2	74,88	77,50	75,42	73,71	75,06	74,22	74,07	74,84	70,24	71,12	70,04	70,24
Al2O3	14,94	14,20	13,37	14,59	13,07	13,03	13,10	13,27	14,96	15,35	15,08	15,80
Fe2O3	0,64	1,09	2,10	1,80	2,10	2,16	2,20	2,20	3,98	3,37	3,18	3,51
FeO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	0,43	*	*
MnO	0,05	0,08	0,05	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,19	0,03	0,05
MgO	0,40	0,42	0,10	0,40	0,29	0,66	0,55	0,30	0,50	0,57	0,25	1,06
CaO	0,10	0,10	0,34	0,27	0,30	0,09	0,27	tr	0,34	0,26	0,52	0,18
Na2O	0,25	0,15	3,06	1,57	3,55	0,80	2,41	5,79	5,50	3,93	4,65	1,84
K2O	4,01	4,06	4,10	5,81	3,84	5,46	4,15	0,50	2,52	3,67	3,84	4,87
TiO2	0,35	0,42	0,24	0,24	0,26	0,12	0,17	0,15	0,52	0,46	0,59	0,39
P2O5	0,10	nd	0,14	0,14	nd	nd	nd	tr	0,15	0,15	0,34	0,10
H2O+	2,19	2,33	1,16	1,47	-	-	-	-	1,38	1,00	-	2,32
H2O-	0,01	0,12	0,01	0,01	-	-	-	-	0,02	0,12	-	0,11
PF	-	-	-	-	1,36	2,29	1,99	2,38	-	-	1,10	-
Total	97,70	100,47	99,90	100,00	99,85	98,86	98,94	99,47	100,10	100,62	99,62	100,30

	874	881A	881 B	868	869	870	871	872	A	875	304	305
SiO2	66,90	67,59	66,46	74,20	74,40	74,80	73,00	74,00	70,64	71,40	66,74	71,44
Al2O3	14,20	14,86	14,39	13,25	12,40	12,20	13,25	12,85	15,09	14,40	17,12	14,24
Fe2O3	0,00	4,45	4,13	0,70	1,05	1,60	0,00	0,30	0,00	0,85	3,18	3,02
FeO	5,35	*	*	1,30	2,25	2,10	3,10	2,50	3,67	2,55	*	*
MnO	0,06	0,05	0,06	0,03	0,05	0,02	0,06	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05
MgO	1,40	1,35	1,54	0,55	0,90	0,35	0,40	0,40	0,39	0,70	0,68	0,79
CaO	2,35	1,87	2,61	0,25	0,35	0,35	0,20	0,60	1,40	0,65	0,88	0,19
Na2O	2,70	5,16	2,75	4,40	4,60	4,45	4,90	3,70	4,29	4,40	4,13	3,63
K2O	4,40	1,93	4,32	4,05	2,80	3,20	3,85	4,30	2,95	3,45	3,63	3,36
TiO2	0,50	0,82	0,55	0,25	0,30	0,25	0,19	0,21	0,62	0,34	0,63	0,31
P2O5	0,23	nd	nd	0,08	0,10	0,08	0,06	0,07	0,24	0,14	0,18	0,11
H2O+	1,35	-	-	0,75	1,00	0,65	0,65	0,45	0,77	1,15	2,10	1,74
H2O-	0,05	-	-	0,10	0,10	0,05	0,10	0,60	0,35	0,05	0,13	0,03
PF	-	1,81	2,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,49	99,89	98,86	99,91	100,30	100,10	99,79	100,02	100,44	100,11	99,40	98,90

Tabl. 7: Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif d'Assé-le-Boisne (secteurs central et oriental)
564 et 1122: ignimbrites du cycle V1; 377 à 880 C: ignimbrites du cycle V2; 1121: brèche du cycle V2; 276 A à 1243: rhyolites du cycle V3; 276 G: cinérite du cycle V3.
874 à 881 B: rhyodacites du cycle V3; 868 à 872: ignimbrites du cycle V3; A à 305: ignimbrites du cycle V4.
Localisation des échantillons : 564: Rocher-Brault; 1122: Ouest de la Cohue; 377 à 880 C: Assé-le-Boisne; 1121: Champagne; 276 A, C, G: Eclopard; 1243: Courtavaux; 874 à 881 B: Lévrigné; 868 à 872: rive gauche du ruisseau des Doucelles; A: Saint-Ouen-de-Mimbré (*in* Berthois, 1939); 875: Nord de Saint-Ouen-de-Mimbré; 304 et 305: Nord et Nord-Ouest de Saint-Victeur.

Les nappes ignimbritiques, entamées par l'ancienne ligne Assé-le-Boisne - Saint-Victeur, s'observent surtout dans cette première agglomération où elles y constituent le soubassement (fig.61). **Deux faciès principaux** se dégagent, sans que leur relation puisse être éclaircie :

- le faciès le plus répandu est celui d'une **ignimbrite** particulièrement riche en phénocristaux de quartz, feldspath potassique perthitique (perthites secondaires en taches informes), plagioclase (albite BT, An 0-5%) et biotite chloritisée ; quartz et feldspaths offrent une facture typiquement pyroclastique. La mésostase à **texture vitroclastique** partiellement **soudée** renferme de nombreuses **flammes** vitreuses microvésiculées. Ces flammes aux extrémités déchiquetées contiennent quelques phénocristaux de quartz et de feldspath

parfaitement automorphes; parmi les minéraux accessoires, aux côtés de zircon et d'apatite schillérisée, signalons la présence de quelques **grenats** ;

- le second faciès, plus localisé, se distingue du précédent par son caractère moins porphyrique, par la disparition des flammes vitreuses au profit de petites flammèches ponceuses, enfin par une mésostase très finement dévitrifiée qui semble de nature **vitroclastique non soudée.**

Les cinq analyses chimiques réalisées sur les différents faciès ignimbritiques du secteur d'Assé-le-Boisne (tabl.7) se révèlent très homogènes, tout du moins en ce qui concerne certains éléments majeurs, dont les valeurs moyennes (SiO_2 : 74,50 % ; Al_2O_3 : 13,43 % ; Fer total : 2,07 %; MgO : 0,40 %; TiO_2 : 0,20 %) sont très proches de celles de la moyenne globale des ignimbrites du Maine (tabl.15). En revanche, d'importantes fluctuations affectent les éléments les plus mobiles, tels le calcium (CaO: 0,09 à 0,34 %) et le sodium (Na_2O : 0,80 à 3,55 %). Les teneurs en potassium les plus élevées (5,46 à 5,81 %) se rencontrent dans les ignimbrites chez lesquelles les teneurs en sodium sont les plus basses (*cf.* 2ème partie).

D'une puissance maximum difficile à estimer (**100 à 200 m au moins**), les nappes ignimbritiques sont recouvertes, en rive droite du ruisseau de Rocher Reine, par des projections fines comprenant des **cinérites à pisolithes volcaniques** ; ces dernières se recueillent en blocs non enracinés à 500 m à l'Ouest de la Brase (fig.62). Les termes ignimbritiques de l'ensemble V_2, bien représentés à l'Ouest (secteur d'Assé-le-Boisne), sont relayés au Sud-Est par des **pyroclastites fines** (cinérites de la dépression de l'Osier, fig.62), voire même **grossières** si l'on admet que les tufs et les brèches situés juste à l'Ouest de Champagne représentent l'équivalent latéral du complexe V_2 (fig.61). Ces pyroclastites, associées elles-mêmes à des cinérites, comportent des faciès de brèches monogéniques acides (*cf.* éch. 1121 ; tabl.7), à fragments de laves hyalo-microlitiques, qui correspondent vraisemblablement à des **brèches d'explosion hydroclastique.**

En limite sud-est du massif d'Assé-le-Boisne, entre Fresnay-sur-Sarthe et Saint-Ouen-de-Mimbré, **aucune trace du second épisode volcanique V_2 ne se décèle.**

3.- la crise volcanique paroxysmale V3

Encadré par les membres G_2 et G_3 de la formation des Grès de Sainte-Suzanne, le troisième complexe volcanique V3 (anciennement V_2 ; Doré et Le Gall, 1971 ; Le Gall *et al.*, 1975), se caractérise par sa **puissance** (au moins **400 m**) et la **variété de ses dynamismes** éruptifs : **coulées** de lave, **projections**, mise en place de **nappes ignimbritiques.** Plusieurs horizons de **pyroclastites remaniées** et de **tuffites** (grès tufacés et conglomérats volcanogènes) s'intercalent au sein des édifices pyroclastiques et traduisent des répits momentanés de l'activité volcanique.

La reconstitution des événements se rattachant à cette phase V3 a été rendue possible grâce à l'analyse détaillée de la coupe d'Eclopard, en rive gauche du ruisseau de Rocher Reine (fig.62), et aux données, plus ponctuelles, recueillies dans les secteurs sud-est (entre Fresnay-sur-Sarthe et Saint-Ouen-de-Mimbré) et nord-ouest (entre Assé-le-Boisne et le ruisseau des Doucelles) (fig.61).

a/ <u>le complexe volcano-sédimentaire V3 de la coupe d'Eclopard</u> (fig.63)

Après une lacune d'observation, les premiers termes du complexe volcanique V3 affleurant en rive gauche du ruisseau de Rocher Reine sont représentés par des **brèches** bien exposées dans la ferme d'Eclopard. Ces brèches lithiques, massives, renferment presqu'exclusivement des fragments de lave rhyolitique à mésostase totalement vitreuse ou microvésiculée et sillonnée d'un réseau de fentes de retrait curvilignes. Les phénocristaux de quartz et de feldspaths (feldspath potassique perthitique et plagioclase) présentent un habitus

parfaitement automorphe. Quelques rares fragments de laves holoplagioclasiques à texture intersertale et de roches sédimentaires (siltite cambrienne) sont contenus dans les brèches. L'interprétation initiale de ces termes en tant que brèches épiclastiques (Doré et Le Gall, 1971) ne peut plus être retenue. L'absence de stratification, le défaut de classement et surtout l'homogénéité des fragments contenus dont la nature est identique à celle des coulées de lave sus-jacentes, conduisent à regarder ces brèches comme des **brèches d'origine pyroclastique**, correspondant à la **semelle bréchifiée des coulées rhyolitiques.**

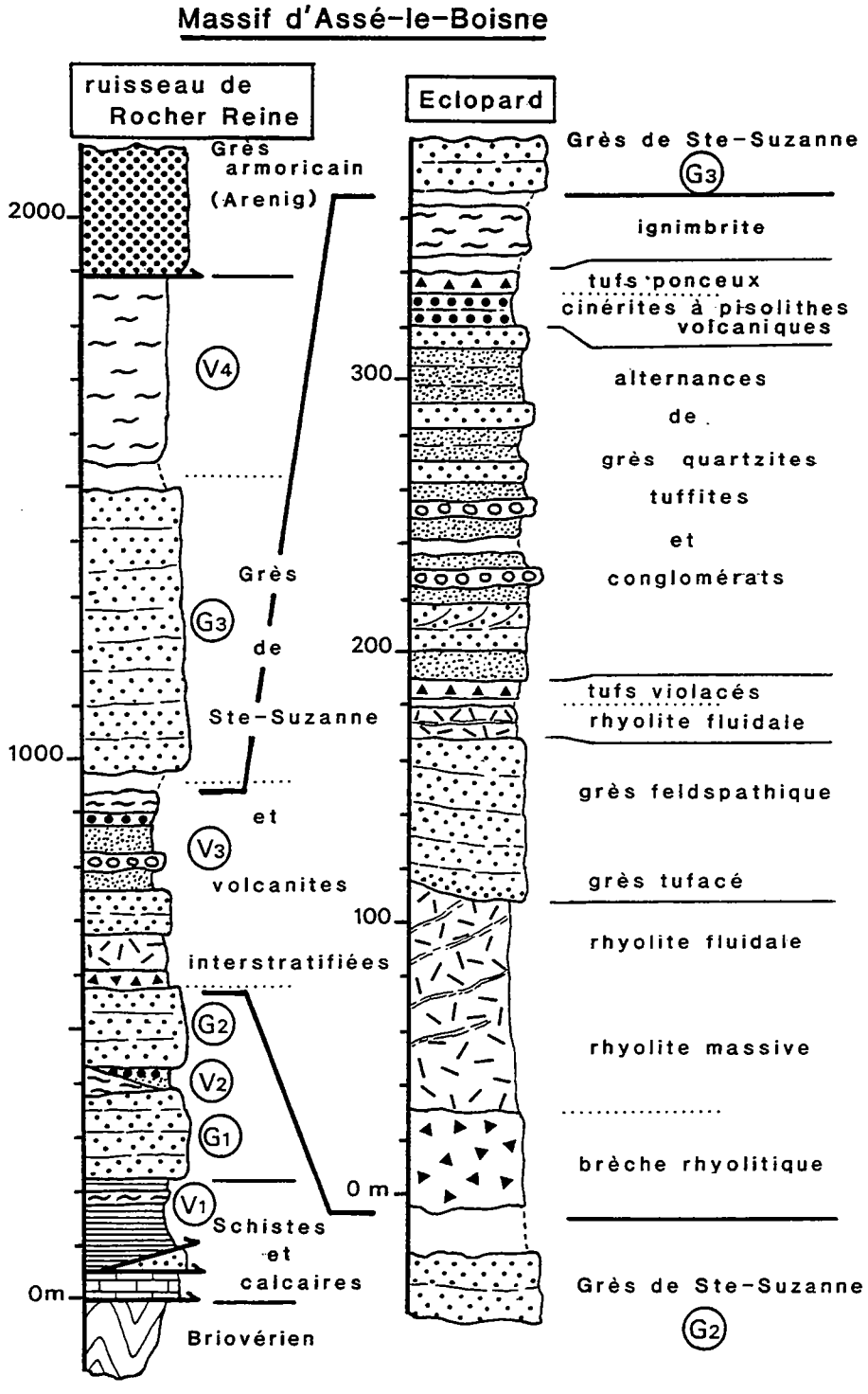


Fig. 63 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes du ruisseau de Rocher Reine (massif d'Assé-le-Boisne) avec coupe détaillée du complexe volcanique d'Eclopard

Puissantes de près de 80 m, les **coulées rhyolitiques** porphyriques d'Eclopard se présentent sous deux faciès principaux :

- un **faciès localisé à la base**, représenté par des laves massives, dépourvues de plan de fluidalité, et qui développent en lame mince une belle **texture perlitique** (fig.64) (Pl. XVII, ph. 1). La mésostase, à l'origine **vitreuse**, renferme des phénocristaux de quartz automorphe, à golfes de corrosion, des plagioclases (albite An 0-5 %), des feldspaths potassiques perthitiques et des biotites chloritisées ;

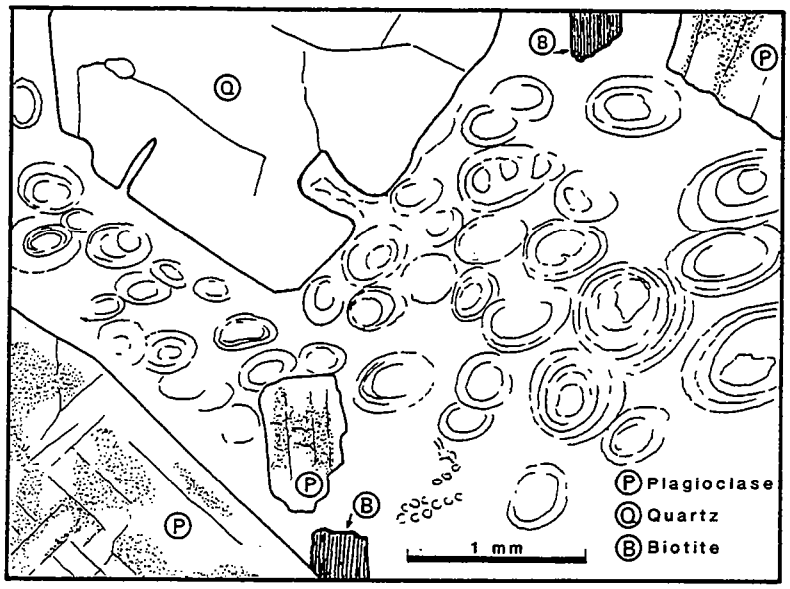


Fig. 64 : Faciès microscopique de la rhyolite porphyrique à texture perlitique d'Eclopard (massif d'Assé-le-Boisne)

- un **faciès principal**, reconnaissable à son caractère **fluidal**, matérialisé par un rubanement millimétrique où alternent des secteurs vésiculés, vitreux et enfin fluidaux (fig.65) (Pl. XVII, ph. 2) ; la fluidalité de ces derniers dérivant de la coalescence de petites vésicules. Les phénocristaux, identiques à ceux du faciès massif, sont accompagnés de quelques minéraux accessoires : apatite schillérisée, zircon, grenat.

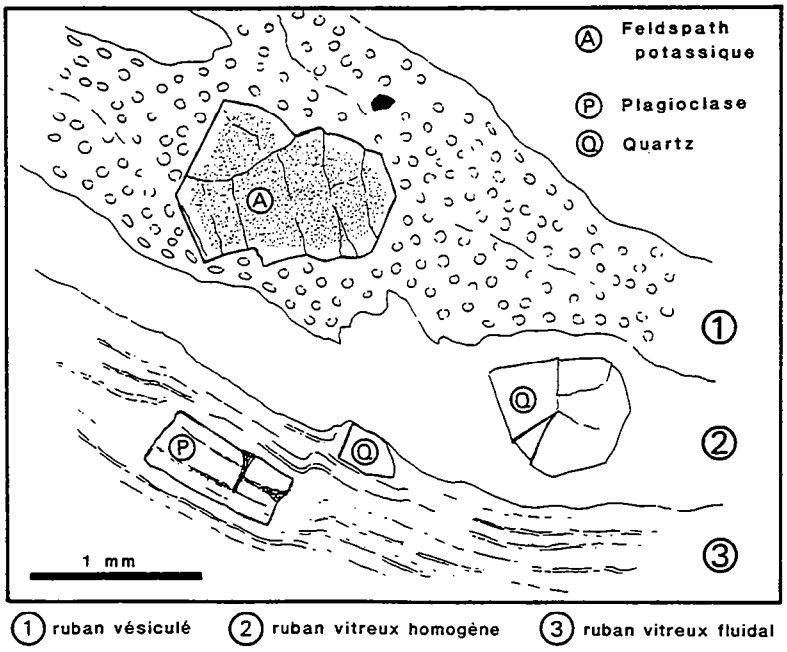


Fig. 65 : Faciès microscopique de la rhyolite à texture fluidale d'Eclopard (massif d'Assé-le-Boisne)

Les coulées rhyolitiques, dont les compositions chimiques attestent du **caractère acide** (SiO_2 > 70 % ; tabl.7), sont recouvertes de **grès tufacés** par l'intermédiaire d'un contact **érosif** qui tronque les plans d'écoulement de la lave (Pl. XVII, ph. 3). La fraction volcanogène s'estompant petit à petit, les grès tufacés évoluent vers des grès feldspathiques sur lesquels repose une mince coulée de lave acide. Cette rhyolite porphyrique fluidale, en tout point identique aux coulées précédentes, est elle-même recouverte par quelques mètres de tufs de lapilli et de cinérites grossières, riches en cristaux de quartz et de feldspaths et en fragments laviques. L'absence apparente de preuves d'un remaniement par l'eau, plaide en faveur du **caractère aérien** de ces projections.

Le retour à des **conditions sous-aquatiques marines** est attesté par le dépôt d'une puissante formation (>100 m) où alternent des grès quartzites, des grès feldspathiques et des tuffites. Cet ensemble est raviné par **deux niveaux conglomératiques** à galets pugilaires ("poudingue d'Eclopard", Doré et Le Gall, 1971) dans lesquels se trouvent remaniées, non seulement des roches volcaniques, mais également des roches sédimentaires à faciès de grès de la Formation de Sainte-Suzanne. Dans le stock de galets de nature volcanique, aux côtés des roches acides prédominantes, entre une faible proportion de termes andésitiques, représentés par des laves porphyriques, hyalomicrolitiques, à phénocristaux de plagioclases, opaques et résidus de ferro-magnésiens (pyroxènes probables).

L'ensemble volcano-sédimentaire est recouvert par des horizons de **cinérites à pisolithes volcaniques** qui, dans le détail, se décomposent en plusieurs unités élémentaires superposées (Chalot-Prat et Le Gall, 1978; fig.66) :

- alternances centimétriques de cinérites fines et grossières, stratifiées en bancs parallèles (A ; fig. 66) ;
- lit de cinérites grossières à pisolithes volcaniques (diamètre maximum 1 cm) dont la base s'enfonce sur 2 à 3 cm dans l'unité sous-jacente. La matrice, granoclassée par tri gravitationnel, est constituée de cendres analogues à celles contenues dans le nucléus des pisolithes (B ; fig. 66) ;
- cinérites fines, disposées en minces lamines planes et obliques. Ces figures sédimentaires évoquent un dépôt des particules cendreuses sous contrôle aquatique (C ; fig.66);
- lits, non classés, de cinérites fines et grossières à pisolithes volcaniques (D et E ; fig. 66).

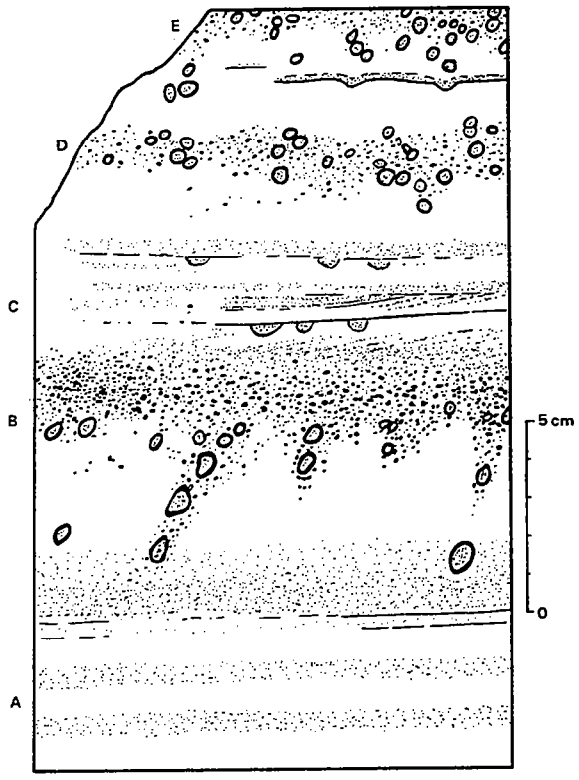


Fig. 66 :
Cinérites à pisolithes volcaniques d'Eclopard
(rive gauche du ruisseau de Rocher Reine, massif d'Assé-le-Boisne)
(d'après Chalot-Prat et Le Gall, 1978)

La genèse de telles séquences cinéritiques à pisolithes volcaniques est à rechercher dans une succession de brèves **éruptions phréato-magmatiques** avec projections aériennes de **cendres humides** retombant sur un substrat meuble, émergé ou recouvert temporairement d'une mince couche d'eau. L'argumentation rejoint celle développée lors de l'analyse de l'ensemble cinéritique à pisolithes volcaniques de la carrière de la Kabylie (*cf.* Ch. I).

Après le rejet de tufs ponceux qui, en une couche métrique, coiffent les 5 à 6 mètres de cinérites à pisolithes volcaniques, la **crise paroxysmale V3** se termine par la mise en place d'une ou plusieurs **nappes ignimbritiques**. Malgré l'intense déformation affectant ces termes (développement de plans C et S), il est possible de reconnaître des phénocristaux éclatés de quartz et de feldspaths, noyés dans une matrice à cachet probablement vitroclastique.

b/ l'extension sud-orientale du complexe V3

En progressant vers le sud-est et en atteignant le secteur compris entre Fresnay-sur-Sarthe et Saint-Ouen-de-Mimbré, la répartition des termes composant le complexe V3 se modifie profondément avec la **disparition complète des ensembles purement volcaniques** : laves et brèches rhyolitiques, ignimbrites, cinérites à pisolithes volcaniques (fig.61). Seuls subsistent les faciès de **démantèlement volcano-sédimentaire**, représentés par des **tuffites** fines et grossières, des **pyroclastites remaniées** et des horizons **conglomératiques**. Les brèches et les tufs signalés antérieurement (Le Gall et Pottier, 1974 ; Pottier, 1974) correspondent en réalité à des pyroclastites remaniées et ne peuvent donc plus témoigner en faveur d'un dynamisme explosif localisé dans ce secteur.

Les **tuffites** qui pointent à l'Est de Villepeinte (fig.61) surmontent des grès grossiers rangés dans le membre G1 + G2 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Elles renferment des éléments variés, de taille millimétrique à centimétrique, noyés dans une matrice de nature quartzo-micacée :

- quartz rhyolitiques, corrodés ou fissurés, en éclats anguleux ;
- micropegmatites abondantes, accompagnées de feldspaths potassiques perthitiques et de plagioclases ; nombreux zircons, apatite et opaques ; grenat accidentel ;
- fragments de granophyre, de roches sédimentaires (siltite cambrienne, grauwacke briovérienne) et de roches métamorphiques (cornéennes tachetées) ;
- roches volcaniques variées, parmi lesquelles dominent les termes acides (rhyolite sphérolitique, rhyolite rubanée, ignimbrite).

Ces tuffites, envahies de micropegmatites, sont entamées par un **conglomérat** dont les galets, avellanaires à pugilaires, baignent dans une matrice tufacée. Leur nature trahit l'activité volcanique cambrienne bien que des éléments d'origine sédimentaire (siltites, grès, cornéennes) s'y mêlent.

L'épisode V3, restreint uniquement à des termes remaniés par l'eau, est recouvert par une nouvelle unité de **grès-quartzites** (G3) qui débute avec des faciès de grès feldspathiques grossiers à fragments volcaniques et micropegmatites.

c/ le prolongement nord-ouest du complexe V3

Vers le Nord-Ouest, soit en direction du ruisseau des Doucelles (fig.61), la distribution des termes composant le complexe V3 change très vite, dans un **sens opposé** à celui constaté lors de la progression vers le Sud-Est. On assiste ici, en effet, à la **disparition des faciès sédimentaires et volcano-sédimentaires** au profit des termes **purement volcaniques** (faciès d'épanchements surtout).

Les **coulées rhyolitiques** d'Eclopard prennent une large extension en se dirigeant vers Courtavaux (fig.62). Dans cette ferme, s'observent des laves acides, à cachet bréchique, identiques au plan géochimique à celles d'Eclopard (tabl.7). Ces laves possèdent une mésostase rubanée, très contournée, où alternent des bandelettes de verre brunâtre en voie de vésiculation et de verre plus clair non vésiculé. Les phénocristaux se répartissent entre les quartz automorphes en individus éclatés, les feldspaths (plagioclases surtout) et quelques grenats. Cette rhyolite qui montre un stade évolutif vers un faciès ignimbritique (rhyolite ignimbritique) embarque des fragments de lave, parmi lesquels des rhyolites à mésostase vitreuse homogène, et à phénocristaux parfaitement automorphes de quartz, feldspaths et micas.

Prolongeant au Nord-Ouest celui de Courtavaux, un autre ensemble lavique, de nature **rhyodacitique**, s'examine autour de Lévrigné (fig.62). Il est constitué de laves hyalo-microlitiques, fluidales, relativement pauvres en phénocristaux : quartz, plagioclases chargés de granules d'épidote, anciens ferro-magnésiens (pyroxènes ?) déstabilisés en un mélange d'épidote et chlorite, **grenat** accidentel (Pl. XVII, ph. 4). La mésostase, à microlites alignés, s'orne en plus d'étroites bandelettes d'un verre plus sombre où se décèle une vésiculation. Proches par leur texture des termes rhyolitiques d'Eclopard et de Courtavaux, ces laves s'en distinguent cependant par leurs caractères géochimiques (trois analyses en éléments majeurs ; tabl. 7) : baisse en SiO_2 (66-67 %, ou 68-69% sans les fluides), augmentation en fer, calcium et magnésium, léger fléchissement des alcalins ($Na_2O + K_2O \approx 7$ %). Ces rhyodacites sont recouvertes par un complexe de **nappes ignimbritiques** qui paraît s'étendre vers le sud-Est jusqu'au ruisseau de Rocher Reine.

Dans le secteur limité entre la faille sub-méridienne de Rontaunay et la vallée du ruisseau des Doucelles (fig.61), le défaut d'affleurements entrave la reconstitution du cycle éruptif V3. Seuls **deux faciès** volcanogènes ont pu être reconnus :

- une **lave rhyolitique**, pointant à 200 m au Sud-Ouest de Rontaunay, riche en phénocristaux parfaitement automorphes de quartz, orthose perthitique (perthites secondaires en échiquier), plagioclase et biotite. De nombreux prismes de **cordiérite** totalement pinitisée se rencontrent également dans la mésostase hyaline, envahie de vésicules coalescentes (Pl. XVIII, ph. 1). Cette rhyolite offre de nombreuses similitudes avec celle de Sillé-le-Guillaume, dans le synclinal des Coëvrons (*cf.* Ch. I) ;

- un **complexe bréchique**, centré au Sud-Est du Fresne (fig. 61), et composé de brèches hétérolithiques à fragments de taille centimétrique (3 à 5 cm au maximum). Ces éléments variés (laves acides vitreuses ; laves intermédiaires hyalo-microlitiques et microlitiques ; grauwacke briovérienne...) sont emballés dans une mésostase pseudo-fluidale, probablement **vitroclastique**, contenant en outre de très nombreux cristaux de quartz à facture pyroclastique, des feldspaths et des micas. Ces caractères suggèrent l'**origine ignimbritique** de la brèche qui représente peut-être un **faciès proximal** des nappes ignimbritiques reconnues latéralement dans la vallée des Doucelles (brèches co-ignimbritiques au sens de Wright et Walker, 1977).

Dans la vallée du ruisseau des Doucelles, en rive orientale, la qualité des affleurements s'améliore et permet de restituer l'enchaînement des faciès volcaniques depuis des **rhyolites** jusqu'à des **ignimbrites**.

Au Sud, s'observent les termes de base, représentés par des laves acides porphyriques (phénocristaux automorphes de quartz, orthose perthitique, plagioclase, biotite) à mésostase hétérogène regroupant des bandelettes boursouflées par coalescence de vésicules et des rubans vitreux. En progressant vers le Nord, ces **rhyolites** évoluent progressivement vers des termes **ignimbritiques** dans lesquels la mésostase se disloque pour conduire à des faciès vitroclastiques contenant encore des restes de mésostase vésiculée. La phase phénocristalline demeure identique, seul l'habitus des cristaux se modifie par fractionnement et dissociation des individus. Quel que soit leur faciès - rhyolite, rhyolite ignimbritique, ignimbrite -, ces

volcanites présentent une composition chimique pratiquement **identique** (5 analyses en éléments majeurs ; tabl. 7).

4.- les complexes ignimbritiques de l'épisode V4

Entre le ruisseau des Doucelles au Nord-Ouest et le village de Saint-Ouen-de-Mimbré au Sud-Est (fig.61), s'étale un large complexe de volcanites acides qui recouvre une unité gréseuse correspondant au membre G3 de la Formation de Sainte-Suzanne. L'épaisseur maximum des volcanites, atteinte dans la partie occidentale du complexe, est délicate à chiffrer avec précision (**5 à 600 m au minimum**) par suite de vigoureux mouvements tangentiels qui, outre le développement d'une intense schistosité dans les volcanites, provoquent le chevauchement vers le Sud de la Formation du Grès armoricain et le recouvrement partiel du toit de la série cambrienne. Seule l'extrémité sud-est du complexe V4 échappe à cette tectogenèse, permettant d'y analyser la transition entre les volcanites - ici d'épaisseur réduite - et la Formation du Grès armoricain autochtone (fig.67). Au-dessus des volcanites acides qui constituent le soubassement de l'agglomération de Saint-Ouen-de-Mimbré, vient une série de siltites micacées à quartz éruptifs et débris de lave dévitrifiée. Ces schistes sont relayés progressivement par des grès grossiers feldspathiques à fragments de volcanites dont la puissance n'excède pas 25 m. Entre cette barre de grès G4 et le Grès armoricain, existent des siltites micacées violacées et verdâtres (Psammites de Sillé) passant à des grès-quartzites gris, feldspathiques, puis à des grès grossiers hétérométriques à grains lithiques. Le net cachet régressif de ces assises terminales du Cambrien conduit à les ranger dans la Formation des Grès de Blandouët. Le Grès armoricain, transgressif, recouvre ces derniers dépôts cambriens émergés par l'intermédiaire d'une semelle microconglomératique à graviers quartzeux.

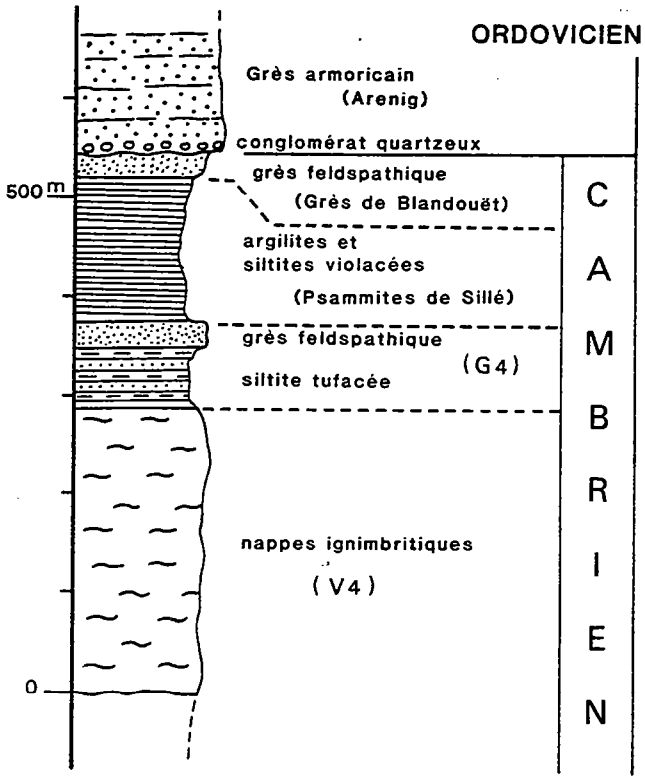


Fig. 67 :
Les nappes ignimbritiques du cycle V4 et le passage cambro-ordovicien dans la coupe de Saint-Ouen-de-Mimbré
(Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne)

Le complexe volcanique V4 se singularise par sa **grande homogénéité** : il se compose uniquement de volcanites acides très porphyriques (phénocristaux de quartz, orthose perthitique, plagioclase et biotite) à l'exclusion de toute intercalation d'éjecta ou de strates volcano-sédimentaires. Les termes rencontrés, chimiquement comparables (tabl.7), relèvent de **deux types principaux** qui diffèrent seulement par l'état d'évolution de leur mésostase :

- un terme, à cachet **hypo-volcanique**, caractérisé par une mésostase microvésiculée et l'habitus bien automorphe des phénocristaux. De telles roches, qualifiées de **rhyolite ignimbritique**, s'observent par exemple à Saint-Ouen-de-Mimbré et au Nord-Ouest de Saint-Victeur (fig.61) ;

- un terme, nettement **ignimbritique**, à mésostase pseudo-fluidale renfermant des lambeaux de ponces et des cristaux à facture pyroclastique. Ces ignimbrites paraissent constituer l'essentiel du complexe s'étendant entre Rontaunay et Gesnes-le-Gandelin (fig. 61).

III.- Les complexes volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne occidental : la cluse de la Sarthe à Saint-Léonard-des-Bois

Au Sud de Saint-Léonard-des-Bois, la Sarthe et l'un de ses petits affluents de la rive gauche (ruisseau de l'Etang Durand) entaillent largement les complexes volcaniques cambriens du massif d'Assé-le-Boisne (fig.68). Rappelons que dans ce secteur occidental, la succession cambrienne est amputée de son sommet à la suite du **chevauchement** vers le Sud de l'unité allochtone de Saint-Pierre-des-Nids. Cette dernière se compose d'un socle cadomien (granite de Saint-Pierre-des-Nids et flysch briovérien) sur lequel repose en discordance les séries ordoviciennes du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois.

Les travaux de Giordano (1974), dont un résumé figure dans les synthèses consacrées à la position stratigraphique des volcanites cambriennes du Maine (Doré *et al.*, 1972 ; Le Gall *et al.*, 1975), ont montré que la série cambrienne du flanc sud de l'unité d'Assé-le-Boisne comprend **trois formations** : Conglomérats et arkoses, Schistes et calcaires puis Grès de Sainte-Suzanne. Ces grès sont répartis en **trois barres** (G1, G2 et G3) que séparent **deux corps éruptifs** (**V2 et V3**). La phase aérienne précoce, V1, définie plus à l'Est, manque ou n'a pu être repérée faute d'affleurement. Enfin, des sills et des dykes de lave acide sont injectés dans la Formation des Schistes et calcaires.

Si cette répartition spatiale des volcanites demeure toujours valide, l'examen détaillé des complexes volcanogènes entrepris lors de l'établissement de la carte Villaines-la-Juhel à 1/50 000 (Doré *et al.*, 1987) a permis, grâce à de nouvelles données pétrographiques et géochimiques, de redéfinir la nature exacte des laves et des projections, d'en montrer la diversité et d'en préciser les mécanismes de mise en place.

1.- le dôme et les sills rhyolitiques intrusifs dans la Formation des Schistes et calcaires

Seconde formation de la succession cambrienne, les Schistes et calcaires (plus de 200 m) se composent de siltites verdâtres straticulées de grès fins et qui admettent localement quelques intercalations de dolomies gréseuses et de brèches intraformationnelles. Plusieurs corps intrusifs, d'importance inégale, sont injectés dans cette formation (fig.68) : - **deux sills** plurimétriques, l'un rive gauche de la Sarthe (Sud de la ferme Vente du Carrefour), l'autre rive droite (Nord-Ouest des Vallées) ; - un corps volumineux correspondant à la rhyolite du Pont de la Folie dont l'extension (200 m de long sur 100 m de large) suggère qu'il s'agit plus probablement d'un gisement de type **dôme rhyolitique** (crypto-dôme) plutôt qu'un dyke ou une cheminée. Seul le contact nord de ce dôme est accessible à l'observation le long d'un petit chemin partant à l'Est du Pont de la Folie. L'analyse du contact entre la lave acide et les siltites cambriennes rejoint celle effectuée par Giordano (1974) aux épontes du sill rhyolitique injecté au Nord-Ouest des Vallées : "La lave renferme quelques éléments centimétriques arrondis, de volcanite porphyrique leucocrate ... elle s'insinue dans des schistes silteux lités sous la forme de filaments à texture fluidale et s'y rétracte, quelquefois, en boules isolées aux contours tantôt francs, tantôt diffus. Les siltites sont morcelées, sur environ un décimètre, en petits éléments

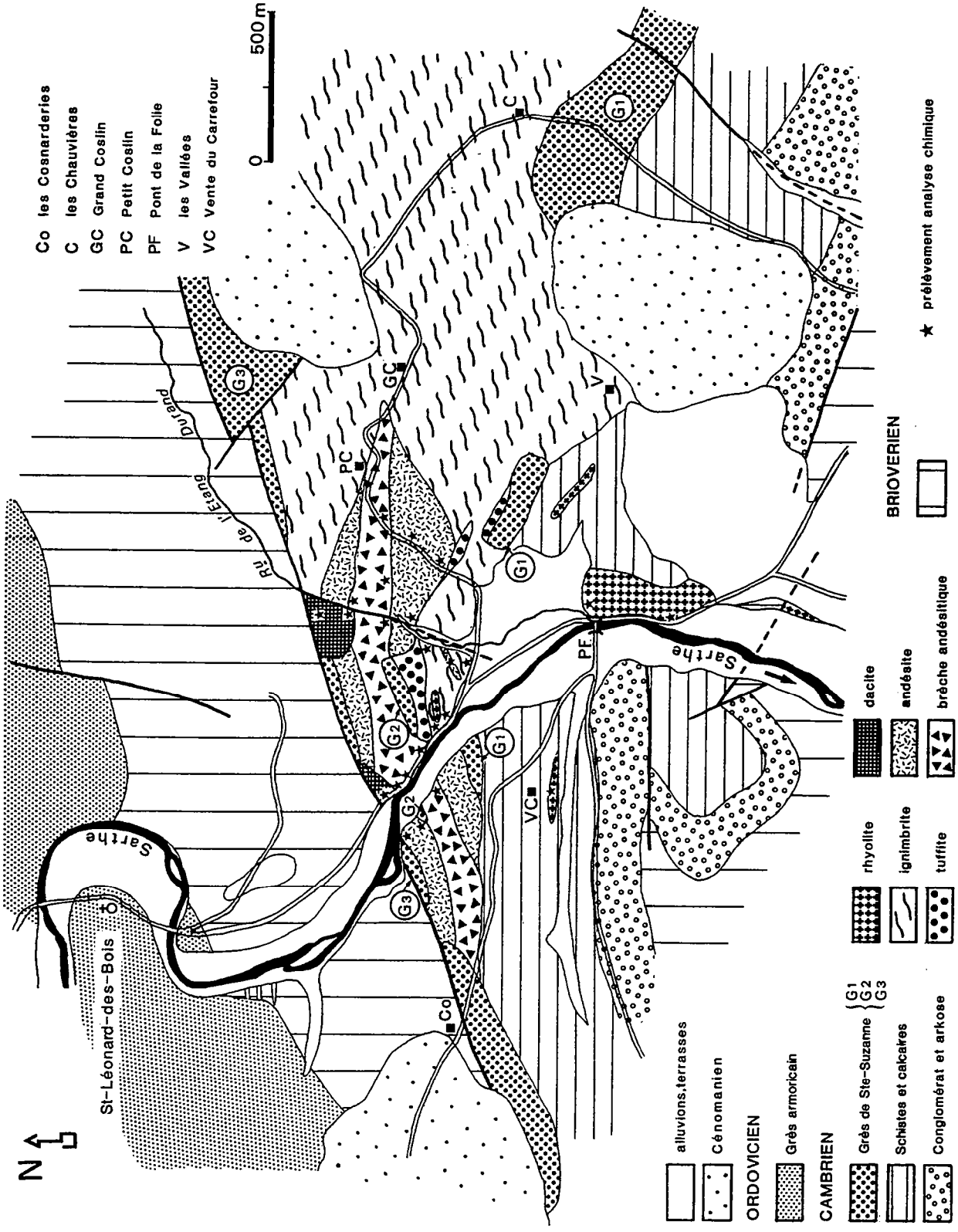


Fig. 68 : Les complexes volcaniques cambriens de la vallée de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois
(d'après la carte à 1/50 000 de Villaines-la-Juhel ; Doré *et al.*, 1987) (*cf.* fig.61)

centimétriques rectangulaires ou arrondis à l'intérieur desquels la stratification rectiligne est parfaitement conservée. L'intrusion de la lave est évidente. Elle s'est faite dans un sédiment déjà compacté mais qui renfermait encore un peu d'eau. Cette eau s'est, au moment de la mise en place du magma, vaporisée morcelant ce sédiment en petits fragment cohérents".

La figure 69 reproduit les textures macroscopiques apparues juste au contact entre la lave acide et les siltites encaissantes. Ajoutons à la description de Giordano, que les nodules de rhyolite claire, à mésostase initialement vitreuse, sont enrobés d'un verre rhyolitique sombre, chloriteux, micro-vésiculé (Pl. XVIII, ph. 3). Cette vésiculation ne conduit jamais jusqu'au stade de l'éclatement des bulles, ce qui prouve que le processus de fragmentation des siltites ou de la lave est initié par la **brusque vaporisation des fluides imbibant les sédiments** et non par ceux contenus dans le magma. Dans les mécanismes d'interaction entre magmas et eau (eau de surface ou eau des sédiments) c'est habituellement l'exemple le plus fréquent (Cas et Wright, 1987).

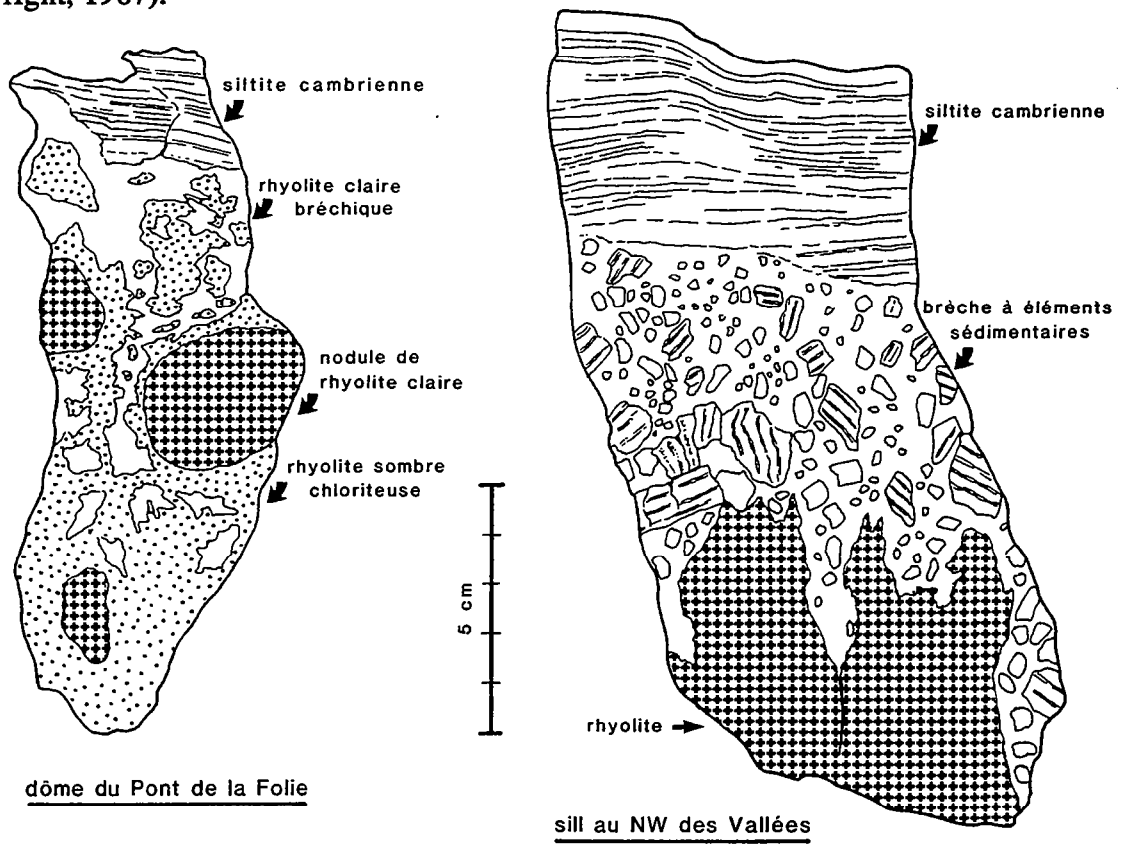


Fig. 69 : Deux aspects des brèches développées au contact entre les intrusions rhyolitiques (dôme du Pont de la Folie et sill au Nord-Ouest des Vallées) et les siltites cambriennes encaissantes

Si l'on excepte les textures spécifiques de leurs épontes, les sills, comme le dôme rhyolitique, sont constitués d'une **lave acide très homogène**, exempte de fluidalité, et d'une grande richesse en phénocristaux : quartz parfaitement automorphe, orthose perthitique (perthites secondaires), plagioclase limpide (An 5 à 8 %), biotite chloritisée (Pl. XVIII, ph. 2). Malgré la dévitrification totale, sous forme sphérolitique ou en une mosaïque quartzo-feldspathique, se décèlent, dans la mésostase, les germes d'une **vésiculation discrète**. Les cinq analyses chimiques (quatre échantillons du dôme du Pont de la Folie et un du sill de la Vente du Carrefour; tabl.8) soulignent le caractère particulièrement **acide** des laves (SiO_2 > 75 %) qui, par ailleurs, renferment en moyenne 3,5 % de Na_2O et 3,8 % de K_2O. Les teneurs en MgO et CaO n'excèdent pas 1 %, celles en fer total 2 %.

2.- les nappes ignimbritiques inférieures (V2) et leur recouvrement volcano-sédimentaire

Les premières manifestations volcaniques **aériennes** reconnues dans ce secteur ouest du massif d'Assé-le-Boisne se soldent par l'émission de puissantes **nappes ignimbritiques**, rangées dans le complexe V2, et qui s'intercalent entre les membres G1 et G2 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (fig.70). Les ignimbrites, bien exposées en rive gauche de la Sarthe, dans la cluse du ruisseau de l'Etand Durand et le long de la route menant aux Coslins (fig.68), reposent sur l'unité gréseuse G1 par l'intermédiaire d'un mince horizon de **tuffites**. D'une puissance cumulée de **plus de 300 m**, ces ignimbrites présentent deux faciès ne différant que par les textures de la mésostase et à moindre mesure par l'habitus des phénocristaux (quartz, orthose perthitique, albite, biotite) :

- un faciès à mésostase **microvésiculée** dans laquelle flottent des loupes de verre à rares bulles de gaz. Ce verre chloriteux est piégé dans les golfes de corrosion des quartz (Pl. XVIII, ph. 4) ;

- un faciès, plus largement répandu, à **texture vitroclastique** (vitroclastes aplatis plus ou moins **soudés**) (Pl. XIX, ph. 1) caractérisé par le développement de flammes à bordures fibroradiées et à cœur sphérolitique. Ces flammes centimétriques, vitreuses à l'origine, côtoient des lambeaux de ponces illitisées. L'éclatement des cristaux et la dispersion des fragments atteignent, dans ce faciès, un développement maximum.

Les cinq analyses en éléments majeurs réalisées sur les ignimbrites s'éloignent de celles obtenues sur les rhyolites intrusives (tabl.8) par des concentrations globalement plus faibles en SiO_2 (68 à 72 %) et plus élevées en Fer total et MgO. Par ailleurs, des fluctuations, parfois importantes, intéressent certains éléments du fait de leur plus grande mobilité chez les ignimbrites que dans les rhyolites. Il s'agit en premier lieu du calcium dont les teneurs varient de 0,3 à 3,5 % environ. La concentration extrême en CaO de l'échantillon 53 provient d'un mélange d'épidote et de calcite venant envahir la mésostase et les feldspaths. L'importance de cette phase minérale secondaire se traduit également par la forte teneur en fluides de la roche (perte au feu ≈ 4 %). Les autres variations portent sur les éléments alcalins, avec des concentrations toujours basses en Na_2O, compensées par des teneurs élevées en K_2O (respectivement 1 et 5,23 % dans l'ignimbrite 823 A, tabl.8).

Lorsque le contact n'est pas recoupé par l'intrusion du complexe andésitique V3, la transition des nappes ignimbritiques vers le membre gréseux G2 est assurée par des **horizons de tuffites**. Dans la cluse du ruisseau de l'Etang Durand, les termes ignimbritiques sommitaux sont affectés d'un phénomène de granulation qui se concrétise par la formation de petits **globules vitreux** noyés dans une matrice cinéritique (Pl. XIX, ph. 2). Ce mécanisme suggère la rétraction de la mésostase ignimbritique au contact d'un **milieu aquatique** (entrée des nappes dans la mer ?). Les premiers strates de tuffites grossières contiennent, outre de multiples cristaux de quartz et de feldspaths et des lambeaux de verre acide, des fragments de volcanites microlitiques chloriteuses indiquant l'éruption préalable de laves à chimisme andésitique ou dacitique. Des projections paraissent même accompagner ces coulées, si l'on se réfère à la présence de **cinérites et de tufs basiques** intercalés dans le mince ensemble de tuffites acides affleurant à l'Est de la route conduisant aux Coslins (fig.68) (Pl. XIX, ph. 3).

Les tuffites coiffant les ignimbrites évoluent progressivement vers des faciès à cachet de plus en plus **sédimentaire** : grès feldspathiques, fins ou grossiers, entrecoupés de siltites et d'argilites (Pl. XIX, ph. 4). Cette série volcano-détritique qui, en rive gauche de la Sarthe, occupe une petite zone déprimée, est elle-même recouverte par 40 mètres de grès quartzites, légèrement feldspathiques, parsemés de dragées de quartz. L'extension de ce membre gréseux G2 est fort réduite (200 m de long) par suite de l'intrusion des brèches andésitiques du complexe V3.

	821	819A	819B	820	50	X	823A	824	53	825	1222A
SiO2	79,69	75,03	76,90	78,15	77,91	77,14	72,22	68,04	67,70	71,08	69,87
Al2O3	12,03	12,47	11,49	11,09	11,24	11,66	14,00	18,23	15,55	14,75	16,70
Fe2O3	1,30	0,62	1,59	1,38	1,61	1,47	2,18	2,75	2,88	2,67	3,35
FeO	*	0,84	*	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0,05	0,19	0,03	0,05	0,04	0,07	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03
MgO	0,40	0,46	0,32	0,30	0,20	0,34	1,25	1,41	1,01	1,22	1,23
CaO	0,10	0,60	0,64	0,29	tr	0,33	0,42	1,67	3,47	0,29	0,67
Na2O	3,57	4,32	3,00	3,32	3,27	3,50	1,00	1,45	1,84	1,16	1,89
K2O	3,74	3,73	4,09	3,54	3,85	3,79	5,23	3,78	3,46	4,19	3,90
TiO2	0,10	0,17	0,11	0,11	0,20	0,14	0,26	0,44	0,40	0,40	0,48
P2O5	0,10	0,07	0,10	0,10	tr	0,07	0,14	0,15	0,11	0,10	nd
H2O+	0,77	1,13	-	0,77	-	-	2,92	2,23	-	2,72	2,12
H2O-	0,10	0,07	-	0,10	-	-	0,36	0,12	-	0,19	0,50
PF	-	-	1,64	-	0,78	-	-	-	3,91	-	-
Total	99,70	99,69	99,84	99,10	99,10	-	100,00	100,32	100,36	98,70	100,74

	823B	1230F	52	822A	829	829T	822B	1225A	1230G	1221C	1224D	1224B
SiO2	53,84	56,25	57,83	58,99	60,67	61,15	61,15	62,36	62,47	62,99	66,10	67,40
Al2O3	20,52	17,90	18,28	16,64	16,55	16,14	16,96	16,39	15,72	16,10	16,50	16,47
Fe2O3	7,00	6,90	6,33	6,03	6,11	5,68	6,64	5,64	5,88	4,99	3,60	4,17
FeO	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	-
MnO	0,10	0,12	0,07	0,05	0,08	0,07	0,08	0,09	0,08	0,09	0,04	0,06
MgO	3,87	2,75	3,49	3,45	2,85	2,55	2,87	1,70	2,57	2,89	1,93	1,40
CaO	1,91	2,62	2,23	2,43	2,14	1,98	1,56	1,95	0,94	1,32	2,58	1,68
Na2O	6,22	4,24	5,60	5,90	6,32	4,30	5,76	5,75	4,81	6,89	5,27	5,53
K2O	1,40	2,99	1,00	1,38	1,50	1,83	1,45	1,56	2,10	1,14	0,58	1,75
TiO2	1,64	1,12	1,01	0,98	0,97	0,86	0,93	0,97	0,91	1,08	0,69	0,80
P2O5	0,20	nd	0,18	0,16	0,15	0,16	0,20	0,22	0,18	nd	nd	nd
H2O+	2,93	2,77	-	2,30	2,91	-	-	-	-	2,34	2,19	1,39
H2O-	0,34	0,63	-	0,31	0,20	-	-	-	-	0,34	0,29	0,22
PF	-	-	3,09	-	-	3,97	2,84	2,64	2,85	-	-	-
Total	99,97	98,25	99,11	98,62	99,56	98,69	100,44	99,27	98,51	100,17	99,77	100,87

	826A	827	828	876B	55	826B	54	1221B	877	1230C	1224E
SiO2	53,27	54,55	58,03	58,54	58,57	60,42	60,54	61,30	62,16	65,00	66,99
Al2O3	19,61	17,25	17,23	16,73	13,57	16,42	17,05	18,10	16,31	15,10	14,30
Fe2O3	8,76	8,65	1,68	6,90	3,54	7,40	7,31	5,64	6,20	5,81	5,01
FeO	*	*	4,32	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0,11	0,14	0,21	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,07	0,08
MgO	4,66	4,69	3,78	3,37	2,36	3,07	2,64	2,33	2,60	2,26	2,12
CaO	2,80	2,46	2,57	3,58	7,52	1,98	1,16	1,03	1,47	1,88	6,88
Na2O	3,99	4,03	2,64	4,77	4,10	3,20	3,57	5,83	4,64	3,13	0,93
K2O	2,98	2,88	4,40	1,48	1,36	2,97	3,12	0,99	1,66	2,79	1,01
TiO2	1,30	1,14	0,99	0,96	0,59	1,04	0,66	1,14	0,98	1,03	0,65
P2O5	0,21	0,17	0,17	0,20	0,05	0,25	0,16	nd	nd	nd	nd
H2O+	3,72	3,43	2,94	-	-	-	-	2,20	-	2,91	2,66
H2O-	0,23	0,17	0,20	-	-	-	-	0,48	-	0,25	0,32
PF	-	-	-	3,64	7,61	3,59	3,88	-	2,91	-	-
Total	101,64	100,45	99,16	100,25	99,34	100,41	100,17	99,06	99,02	100,23	100,95

Tabl. 8: Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif d'Assé-le-Boisne (secteur occidental).
821 à 50: rhyolites en dôme et sills (X: moyenne des 5 analyses); 823 A à 1222 A; ignimbrites du cycle V2.
823 B à 829: laves andésitiques (V3); 829 T à 1221 C: laves dacitiques (V3); 1224 D et B: laves rhyodacitiques (V3).
826 A à 826 B: brèches andésitiques (V3); 54 à 1230 C: brèches dacitiques (V3); 1224 E: brèche rhyodacitique (V3).
Localisation des échantillons : 831: Vente du Carrefour; 819 A à 50: Pont de la Folie; 823 A à 1222 A: escarpements en rive gauche de la Sarthe.
52, 822 A et B, 823 B, 876, 877, 1221 B et C, 1224 B, D, E, 1225 A: complexe volcanique entaillé par le ruisseau de l'Etang Durand et la route menant au Coslin. 54, 55, 826 A et B, 827, 828, 829, 829 T: complexe volcanique en falaise rive gauche de la Sarthe. 1230 C, F et G: complexe volcanique rive droite de la Sarthe.

3.- les laves et les brèches andésitiques à dacitiques du complexe V3

S'étendant depuis les Coslins à l'Est jusqu'aux Cosnarderies à l'Ouest (fig.68), soit sur près de 2 km, le complexe volcanique V3 se compose de **laves et de brèches** à chimisme **andésitique à dacitique**. Ces deux faciès, qui, par leur teinte vert-sombre à violacée, tranchent sur les termes acides leucocrates, sont parfois étroitement imbriqués, rendant leur cartographie détaillée illusoire. Cependant, il semble que se détache une masse principale de brèches encadrée par deux ensembles laviques (fig.68).

En **rive gauche de la Sarthe**, le caractère **intrusif** des laves andésitiques inférieures est suggéré par le fait que ces laves interrompent, vers l'Est, les horizons de tuffites situés sous le membre gréseux G2. Cette intrusion a, néanmoins, été précédée d'une première phase éruptive, **en partie aérienne**, témoin les indices recueillis au niveau du mince ensemble de tuffites recouvrant les nappes ignimbritiques à l'Est de la route des Coslins (*cf.* §2). L'unité de laves inférieures est surmontée d'une puissante masse bréchique venant recouper les barres gréseuses G2. Ces **brèches andésitiques**, exposées en falaise le long de la Sarthe, passent à un ensemble de **coulées andésitiques et dacitiques** qui, à leur tour, sont recouvertes par quelques mètres de grès grossiers (G3), écrasés au contact de l'unité chevauchante de Saint-Pierre-des-Nids.

En **rive droite de la Sarthe**, les laves et les brèches andésitiques occupent tout l'espace compris entre les membres G1 et G3 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (fig.68). Aucune trace des puissants épanchements ignimbritiques et des horizons de tuffites du complexe V2 n'existe sur cette rive de la Sarthe ; cette disparition étant imputable au **caractère intrusif** de l'ensemble andésitique V3. Les **preuves de l'intrusion** sont parfois directement accessibles à l'observation, comme en atteste l'examen de la terminaison occidentale du membre gréseux G2. Ce dernier, réduit à un petit piton dominant la vallée de la Sarthe, est clairement recoupé par une venue de lave andésitique qui, sur quelques centimètres, s'injecte dans le ciment du grès (Giordano, 1974) (Pl. XXI, ph. 3 et 4). Seule la partie supérieure du complexe V3, recouverte par les grès de l'unité G3, pourrait correspondre à des coulées aériennes.

a/ pétrographie des laves et des brèches

Les **laves andésitiques** se caractérisent par leur texture porphyrique, illustrée par l'abondance de phénocristaux de plagioclase. Ces derniers, en individus automorphes pluri-millimétriques, plus ou moins chargés d'épidote et de calcite, ont une composition qui varie de l'albite pure à l'oligoclase An 25 %, BT (détermination aux RX). Ils sont englobés dans une pâte microlitique fluidale, riche en chlorite, épidote et minéraux opaques partiellement transformés en leucoxène. Les andésites renferment également de nombreux phénocristaux de ferro-magnésiens, représentés par des **pyroxènes**, totalement pseudomorphosés en un mélange de chlorite et d'épidote (Pl. XX, ph. 1 et Pl. XXI, ph. 2). A cette liste de minéraux de substitution, s'ajoutent des traces de quartz, de calcite et d'un minéral vert d'eau, dont les caractères optiques sont ceux de la **pumpellyite**, mais qui n'a pu être déterminé en diffractométrie (*cf.* annexe). Des **enclaves à texture doléritique**, associant plagioclase, pyroxène et minéraux opaques, sont communes dans ces laves, de même que des vacuoles et amygdales emplies de chlorite, calcite, épidote et quartz (Pl. XX, ph. 2).

La pétrographie des **laves dacitiques** est sensiblement équivalente à celle des andésites : abondance de plagioclases de type albite BT, pyroxènes déstabilisés et opaques. Les seules différences portent sur la présence de quelques phénocristaux de **quartz** et sur le volume plus important de la mésostase finement dévitrifiée (mélange de quartz, de chlorite et d'illite) (Pl. XXI, ph. 1).

Les **brèches andésitiques** intrusives sont des brèches monogéniques composées de fragments laviques porphyriques à texture doléritique, vert-sombre, de taille très variable

(millimétrique à décimétrique). Les fragments anguleux, aux contours nets ou diffus et dépourvus de bordure figée, sont réunis par un ciment rougeâtre à rares phénocristaux de plagioclase. Ce ciment apparaît constitué d'une mésostase finement dévitrifiée, de nature quartzo-chloriteuse et micacée, qui, par place, montre les signes d'une discrète vésiculation. Décrites comme des brèches de cheminée occupant les conduits d'alimentation des coulées andésitiques supérieures (Giordano, 1974), ces brèches, par leur extension et leur composition, paraissent mieux correspondre à des **faciès de mélange entre deux magmas**, l'un **andésitique**, l'autre de nature **dacitique** (Pl. XX, ph. 3 et 4). Ce type de mélange imparfait ("mingling" des auteurs anglo-saxons) est identique à celui décrit et illustré par Bardintzeff (1992, fig. 5-4) sur l'exemple du dôme du Cerro Chiquito au Guatemala, dôme constitué par une lave andésito-dacitique chargée de nombreuses enclaves andésito-basaltiques. Enfin, certains faciès de brèches andésitiques, envahis de flammèches ponceuses microvésiculées et de rares cristaux de quartz (rive droite de la Sarthe), semblent témoigner en faveur du mélange entre magma andésitique et magma acide.

b/ caractères géochimiques des volcanites andésitiques et dacitiques

Les laves et les brèches du complexe V3 ont fait l'objet de 23 analyses en éléments majeurs, complétées de 5 dosages des éléments traces et des terres rares. Sans anticiper ici sur les problèmes de pétrogenèse du magmatisme andésitique, abordés dans un chapitre spécifique (*cf.* 2ème partie), nous pouvons déjà dégager les principales caractéristiques qui découlent des résultats analytiques en éléments majeurs (tabl.8).

Les laves et les brèches présentent des compositions chimiques très comparables. La composition des brèches reflète la part prépondérante jouée soit par les éléments laviques andésitiques soit par le ciment de nature dacitique. L'évolution de la concentration en SiO_2 est **continue** depuis des andésites basiques (SiO_2 minimum 53,27 %) jusqu'à des dacites (SiO_2 maximum 67,40 %). De nombreuses analyses se situent autour de 63 % de SiO_2, limite retenue pour séparer les andésites des dacites. Selon ce critère, et en utilisant les données corrigées de la teneur en fluides, les analyses effectuées concernent : 5 laves et 6 brèches andésitiques ; 5 laves et 4 brèches dacitiques ; 2 laves et une brèche rhyodacitiques (tabl.8). A l'exception d'une seule analyse (brèche andésitique n°55), les teneurs en fluides n'excèdent pas 4 % et fluctuent entre 1,6 et 3,95 % (3,1 % en moyenne).

Compte-tenu de l'augmentation des concentrations en SiO_2, les comportements des éléments majeurs s'établissent ainsi :

- décroissance des concentrations en MgO très progressive, et de celles en fer et en TiO_2 plus inégale ;
- diminution moins accusée des teneurs en Al_2O_3 ; fortes valeurs (18 à 20 %) traduisent l'abondance des phénocristaux de plagioclase ;
- variations en calcium très irrégulières (1 à 7 %) qui rendent compte de l'extrême mobilité de cet élément ; les concentrations souvent très basses indiquent des processus de lessivage ;
- quel que soit le pourcentage en SiO_2, les teneurs en Na_2O des laves oscillent entre 4,2 et 7 % ; celles des brèches, à l'exception d'un échantillon, varient de 2,6 à 5,8 % ;
- de même que le comportement du sodium, les variations des concentrations en K_2O ne paraissent pas liées à celles de la silice. En revanche, les laves les plus sodiques sont généralement les moins potassiques et vice-versa ; la somme des alcalins se fixant entre 5,8 et 8 %. Une même tendance, mais moins affirmée, s'observe chez les brèches.

En définitive, les laves et les brèches du complexe V3 constituent une **suite continue de termes** depuis des **andésites basiques** jusqu'à des **dacites**. A l'exception des éléments suspects de mobilité, tels le calcium et les alcalins, les variations des concentrations des autres éléments majeurs - et tout spécifiquement le magnésium, le fer, le titane et l'alumine - sont

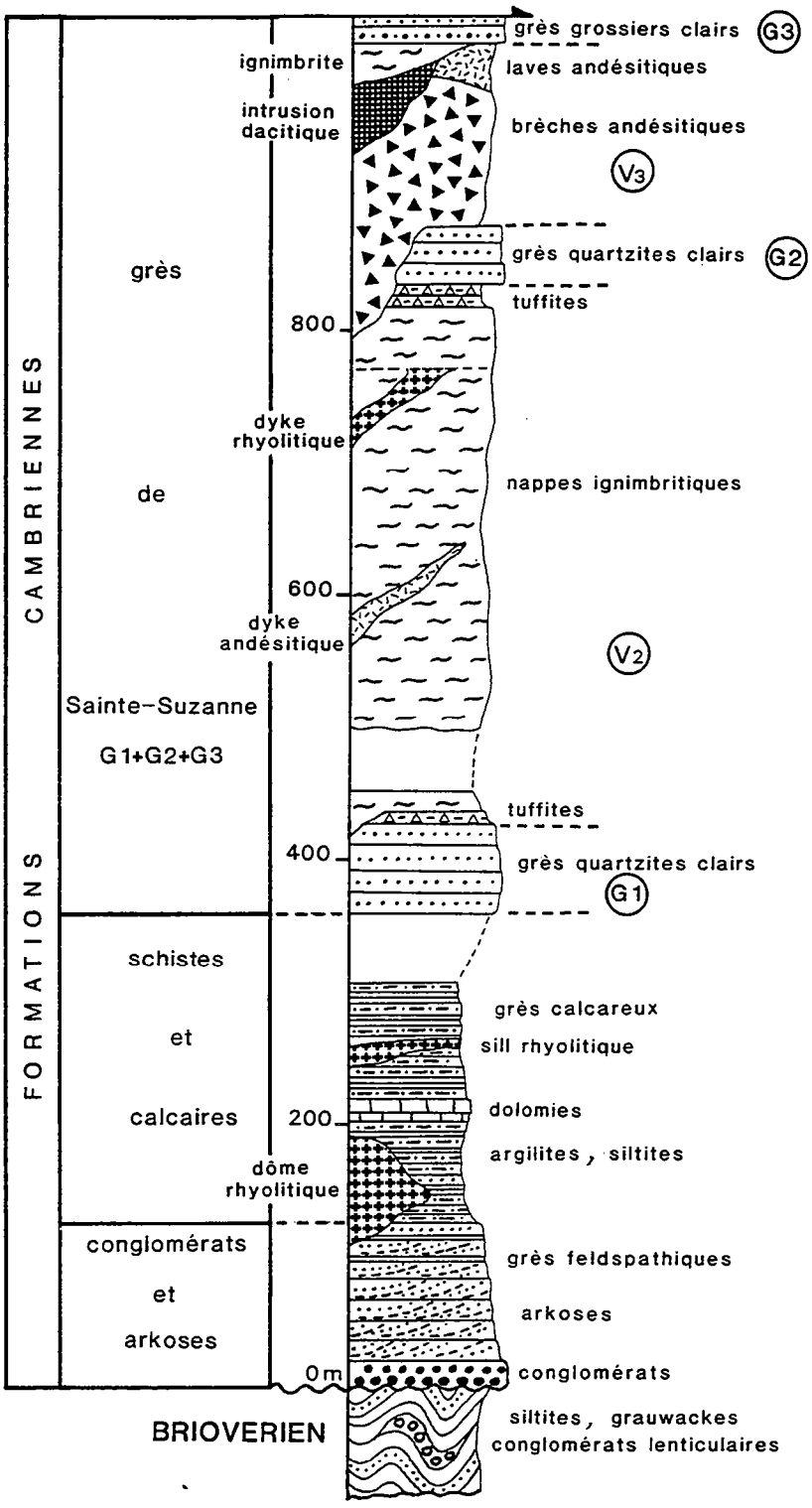


Fig. 70 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes de la vallée de la Sarthe (massif d'Assé-le-Boisne)

dictées par des processus magmatiques qui feront l'objet d'une analyse détaillée dans le chapitre consacré à la pétrogenèse du volcanisme cambrien du Maine (*cf.* 2ème partie).

4.- les nappes ignimbritiques supérieures du complexe V3

Sur la rive gauche du ruisseau de l'Etang Durand, les laves andésitiques et dacitiques du complexe V3 sont directement recouvertes par un ensemble de **nappes ignimbritiques** dont les termes de base incorporent de nombreux fragments de volcanites microlitiques et hyalo-microlitiques. Cette constatation renforce l'hypothèse selon laquelle la partie supérieure du **complexe andésitique V3** correspond à des **épanchements aériens**. Les nappes ignimbritiques sont elles-mêmes recouvertes par le membre G3 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne qui ne subsiste qu'en lambeaux discontinus coincés le long de l'accident majeur (fig.68). Ce dispositif structural des ignimbrites justifie de les ranger au sein du complexe volcanique V3. A l'Est du Grand Coslin, les nappes ignimbritiques supérieures V3 surmontent directement celles du complexe V2 sans que l'on puisse matérialiser la limite cartographique entre ces deux ensembles.

Au plan pétrographique, les ignimbrites du complexe V3 se composent de faciès à **texture vitroclastique soudée**, riches en phénocristaux brisés de quartz, orthose perthitique, plagioclase et biotite chloritisée. A côté des nombreux fragments de laves microlitiques holoplagioclasiques, figurent des tuffites de cendre, des cinérites et des verres rhyolitiques vésiculés. Les ignimbrites bréchiques de base sont surmontées par des termes porphyriques, à cachet fluidal, dépourvus de fragments remaniés. Ces faciès, assimilables à des **rhyolites ignimbritiques**, possèdent une mésostase sphérolitique, parcourue de rubans finement dévitrifiés et d'épaisseur millimétrique. Les phénocristaux automorphes de quartz et de feldspaths sont moulés par ces rubans qui correspondent à des zones en voie de dégazage au sein de la mésostase vitreuse. De tels faciès d'allure lavique se rencontrent également au Nord du Petit Coslin, jusque sous la barre de grès G3 . Cette dernière, réduite à quelques mètres, débute par des grès très grossiers, évoluant vers des grès grossiers à passées riches en minéraux lourds (zircon, tourmaline).

IV.- Conclusion : les manifestations volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne dans leur cadre structural

Au Cambrien, le massif d'Assé-le-Boisne enregistre une très forte activité volcanique, ponctuée de plusieurs crises majeures dont les caractéristiques varient à la fois dans le temps et dans l'espace.

Reconnue uniquement au Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne, la **première manifestation V1** s'exerce antérieurement au dépôt des grès de la Formation de Sainte-Suzanne et se solde par l'émission d'ignimbrites ponceuses à texture vitroclastique non soudée. Ces ignimbrites tufacées, disposées en nappes minces, présentent les propriétés d'**ignimbrites distales "froides"**. Leur épanchement s'accompagne d'une **activité phréato-magmatique**, responsable du rejet de **cinérites à pisolithes volcaniques**.

Au cours du **second épisode V2**, se mettent en place de **puissantes nappes ignimbritiques** qui recouvrent les bancs gréseux du membre G1 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Dépourvues de toute intercalation cinéritique ou volcano-sédimentaire, ces ignimbrites, à texture généralement **soudée**, voient leur épaisseur diminuer d'Ouest en Est du massif d'Assé-le-Boisne : au moins 300 m en rive gauche de la Sarthe contre 100 à 200 m dans le secteur d'Assé-le-Boisne. Encore plus à l'Est, à peu près au niveau de la cluse du ruisseau de Rocher Reine, les ignimbrites sont tout d'abord accompagnées, puis progressivement relayées par des **projections fines et grossières** dont le mécanisme de dépôt nécessite le concours de **phénomènes hydroclastiques**.

La **phase paroxysmale V3** se caractérise par la diversité et le nombre de ses dynamismes éruptifs qui évoluent rapidement d'Est en Ouest du massif d'Assé-le-Boisne :

- à l'Ouest, dans la cluse de la Sarthe, à la phase V3 se rattachent, d'une part, l'intrusion d'un **complexe de laves et de brèches à chimisme andésitique et dacitique**, et, d'autre part, l'épanchement d'un ensemble de **nappes ignimbritiques** et de **rhyolites ignimbritiques** ;

- du ruisseau des Doucelles à la région de Fresnay-sur-Sarthe, **trois secteurs** se dégagent en fonction de la nature et de l'évolution des cycles éruptifs de la phase V3 (fig.71) : 1/ - un secteur ouest (Lévrigné-Doucelles) marqué par l'émission de **coulées rhyolitiques** et l'intrusion de **dômes rhyolitiques et rhyodacitiques**, l'ensemble étant recouvert de puissantes **nappes ignimbritiques à texture soudée** ; 2/ - un secteur central (Lévrigné-Eclopard) dans lequel les complexes laviques et ignimbritiques précédents sont progressivement envahis d'ensembles **sédimentaires** et **volcano-sédimentaires** ; l'intervention de brèves **éruptions phréato-magmatiques** est suggérée par le dépôt de cinérites à pisolithes volcaniques ; 3/ - un secteur est (Eclopard - Fresnay-sur-Sarthe) où ne subsistent que les **faciès de remaniement volcano-sédimentaire** : tuffites et conglomérats volcanogènes.

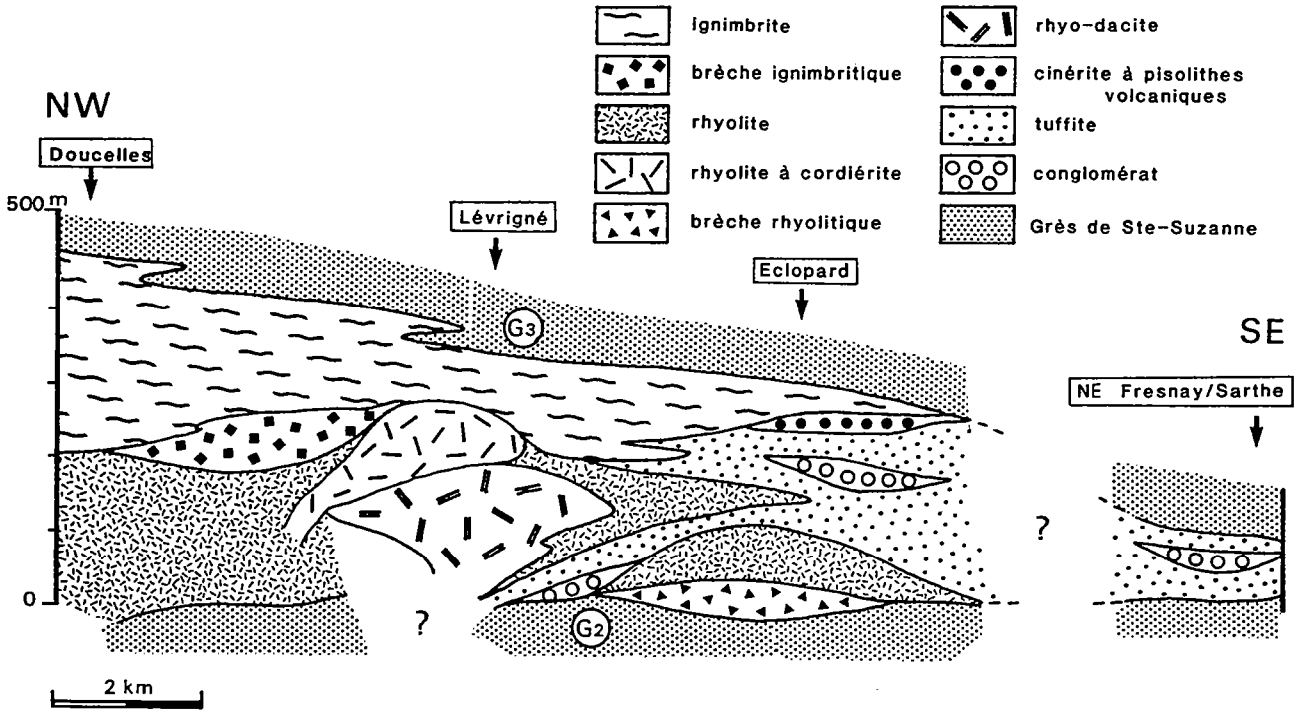


Fig. 71 : Evolution des cycles éruptifs de la crise V3 entre le ruisseau des Doucelles et le Nord-Est de Fresnay-sur-Sarthe (massif d'Assé-le-Boisne)

L'**ultime manifestation volcanique V4**, reconnue uniquement à l'Est du ruisseau des Doucelles, se signale par l'**homogénéité** des produits émis : **ignimbrites et rhyolites ignimbritiques** exemptes d'intercalations pyroclastiques ou volcano-sédimentaires. La puissance estimée de ces complexes acides diminue d'Ouest en Est : de 5 à 600 m entre Assé-le-Boisne et Gesnes-le-Gandelin à 300 m au maximum dans le secteur de Saint-Ouen-de-Mimbré.

Les variations de nature et de puissance des termes composant les successions volcaniques, conjuguées à leur distribution spatiale, permettent de reconstituer le cadre dans lequel se déroulent les manifestations volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne. Dans ce massif, une **limite géographique fondamentale** se dessine à peu près au niveau de la cluse du ruisseau de Rocher Reine (fig.61). Elle sépare **deux domaines** aux caractéristiques bien tranchées :

1/ **un domaine sud-est** marqué par :

- une **puissance réduite** des complexes volcaniques (V3, V4), voire de leur absence (V2) ;
- la présence de nappes ignimbritiques dont le caractère **distal** est bien affirmé (V1) ;
- l'intercalation au sein des édifices volcaniques de termes volcano-sédimentaires (**tuffites**) et sédimentaires, parmi lesquels des **conglomérats** volcanogènes occupant des chenaux fluviatiles ou fluvio-marins (V3) ;
- les nombreux horizons de **cinérites à pisolithes volcaniques** (V1, V2, V3) qui témoignent d'un **dynamisme phréato-magmatique.**

2/ un **domaine nord-ouest** se singularisant par :

- l'**épaisseur maximum** des complexes volcaniques (V2, V3, V4) ;
- le dépôt de **nappes ignimbritiques** très volumineuses, composées de faciès à dominante **soudée**, dépourvues d'intercalations de cinérites ou de tuffites (V2, V3, V4). L'occurrence de brèches ignimbritiques, interprétées comme des brèches co-ignimbritiques (V3), vient renforcer le **caractère proximal des émissions** ;
- la mise en place, lors du cycle V3, de nombreux **complexes laviques** sous forme de **coulées** rhyolitiques, d'injection de **dômes** rhyolitiques et rhyodacitiques, enfin d'intrusion de **laves** et de **brèches andésitiques et dacitiques.**

L'interprétation proposée de la variation rapide des successions volcaniques de part et d'autre d'une ligne située approximativement sur le parcours du ruisseau de Rocher Reine, repose sur l'existence probable d'une **limite volcano-tectonique majeure** correspondant à la bordure d'une **structure de type caldera.** Dans cette perspective, le domaine sud-est, situé à l'**extérieur de la caldera**, correspond à une zone recouverte d'une épaisse couverture de matériaux volcano-détritiques et sédimentaires, disséquée de chenaux dans lesquels sont piégés des conglomérats. Les coulées pyroclastiques débordant de la caldera offrent les particularités d'**ignimbrites distales** de type **"out-flow"** (Mc Phie, 1983). Leur propagation vers le domaine marin ouvert au Sud favorise le déclenchement de phénomènes **phréato-magmatiques** à l'origine des nombreuses intercalations de cendres à pisolithes volcaniques. De plus, les quelques projections remaniées à la base du cycle V2 (*cf.* cluse de la Sarthe) pourraient correspondre au **stade précoce** du fonctionnement de la caldera, stade au cours duquel seul un **très faible volume** de magma peut s'extraire de la chambre en état de surpression magmatique (Druitt et Sparks, 1984; *cf.* fig.72). La nappe ignimbritique distale et les cinérites du cycle V1 paraissent liées au fonctionnement d'**une autre structure de type caldera** centrée sur le **massif de Perseigne** (*cf.* conclusions sur le volcanisme cambrien de la province du Maine).

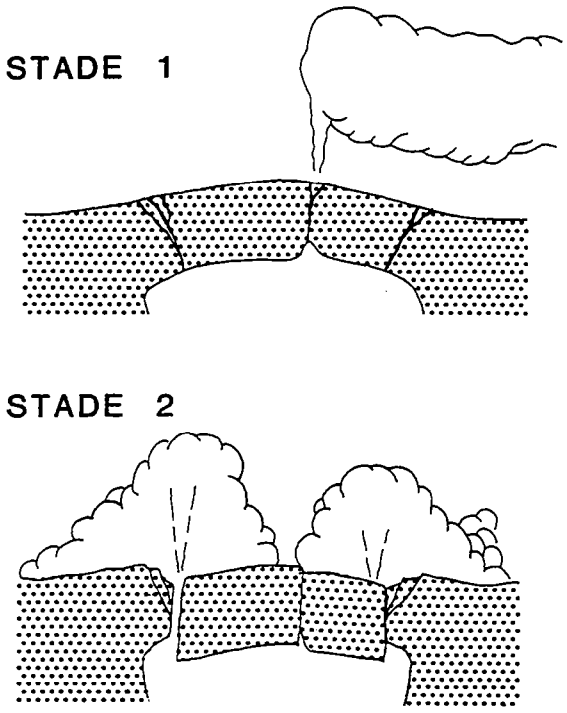


Fig. 72 :
Les deux stades de formation d'une caldera
- au stade 1, seule une faible quantité de magma peut s'extraire de la chambre en état de surpression magmatique
- au stade 2, la pression de la chambre diminue suffisamment pour que son toit puisse s'effondrer en libérant de grandes quantités de magma
(d'après Druitt et Sparks, 1984)

A l'opposé, le domaine nord-ouest, établi à l'**intérieur de la caldera**, est celui dans lequel les nappes ignimbritiques vont s'accumuler sur des épaisseurs considérables (**plus de 1000 m en puissance cumulée**). Selon la phase considérée (V2,V3,V4), la puissance de ces nappes varie de 300 à 600 m, chiffres qui ne tiennent pas compte des effets de la tectogenèse (aplatissement perpendiculaire à la schistosité, ablations mécaniques) ni du rôle de l'érosion qui entraîne le démantèlement partiel de la partie sommitale des nappes. Ces épaisseurs, certainement très inférieures à celles d'origine, dépassent donc largement 200 m. Comme l'a montré Busby-Spera (1984) d'après une compilation des épaisseurs des nappes ignimbritiques récentes, cette valeur de 200 m n'est qu'exceptionnellement atteinte par les nappes externes à la caldera ("out-flow") alors que **celles internes excèdent largement 200 m** jusqu'à atteindre 1500 m au maximum (fig. 73). Ces nappes internes **chaudes**, le plus souvent **soudées**, sont émises au cours de plusieurs crises éruptives, souvent accompagnées, comme ici lors de la phase V3, de la mise en place de brèches co-ignimbritiques (*cf.* Druitt, 1985). A ces périodes de crises, succèdent les phases majeures d'**effondrement de la caldera**, elles-mêmes propices au déclenchement de **brèves incursions marines** qui abandonnent des dépôts sableux intra-caldera (membres G2 et G3 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne).

Enfin, les nombreuses venues rhyolitiques et dacitiques, concentrées en dômes et coulées dans le secteur de Lévrigné (*cf.* phase V3, fig.71), semblent également témoigner de la proximité de la **faille bordière de la caldera**. De telles intrusions jalonnent en effet très communément les failles limites des grandes calderas rhyolitiques récentes (Valles au Nouveau Mexique ; La Primavera au Mexique ; Smith et Bailey, 1968; Walker *et al.*, 1981).

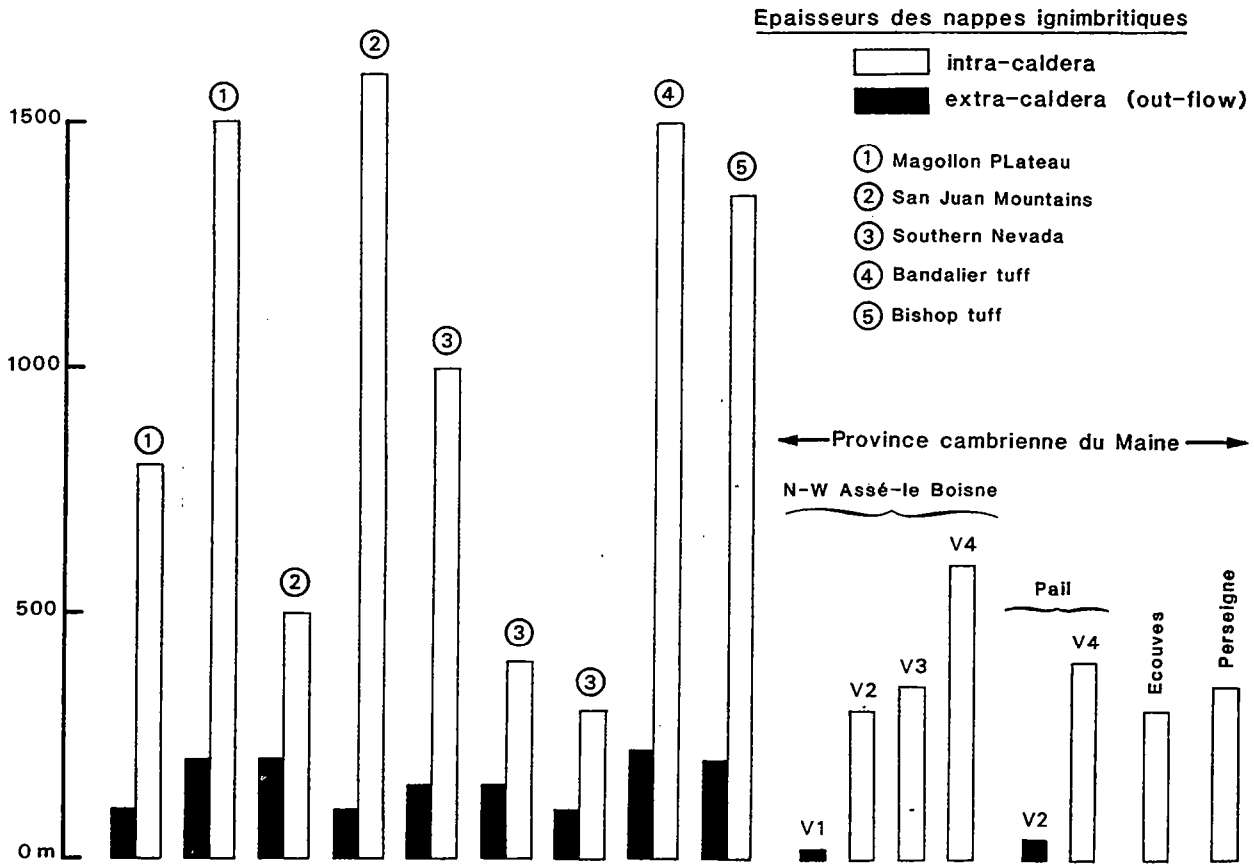


Fig. 73 : Comparaison entre les épaisseurs des nappes ignimbritiques récentes de type intra ou extra-caldera (d'après Busby-Spera, 1984) **et celles des nappes cambriennes de la province du Maine.** Les épaisseurs de ces dernières sont certainement très inférieures à celles atteintes lors de leur mise en place.

B.- LES COMPLEXES VOLCANIQUES CAMBRIENS DU MASSIF DE PAIL

Situé à l'Ouest du massif d'Assé-le-Boisne, le massif de Pail se compose de **deux unités** tectoniquement isolées - **triangle de Pail** au Nord et **panneau du Merdereau** au Sud (fig.74) - appartenant à l'origine à une **même structure cambrienne**. A l'exception de la bordure méridionale de l'unité du Merdereau où les conglomérats et arkoses de la base du Cambrien reposent en discordance sur le flysch du Briovérien supérieur de l'anticlinal du Gaultier, toutes les autres limites des unités cambriennes du massif de Pail sont faillées et correspondent pour deux d'entre elles à des **contacts anormaux majeurs** : - l'accident N 150°E interrompant à l'Est le massif de Pail et qui juxtapose cette unité d'affinité normannienne avec l'unité allochtone de Saint-Pierre-des-Nids d'affinité mancellienne (séries ordoviciennes du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois directement transgressives sur le socle cadomien composé des terrains sédimentaires briovériens et de la granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids) ; - l'accident E-W de Villaines-la-Juhel qui scinde le massif de Pail en deux unités séparées par une étroite lanière de Briovérien le long de laquelle est pincée l'écaille de Grès armoricain de l'Armanderie (fig.74).

Les unités du massif de Pail sont constituées en majeure partie par des terrains cambriens s'échelonnant de la Formation des Conglomérats et arkoses à celle des Psammites de Sillé. Puissante d'au moins **1800 m** dans l'unité du Merdereau, cette succession est largement envahie d'**ensembles volcaniques** dont la mise en place est **synchrone du dépôt des grès de la Formation de Sainte-Suzanne**. Malgré la complexité tectonique et les conditions précaires d'affleurement liées au couvert forestier, l'analyse des complexes volcaniques peut s'entreprendre le long de la **cluse du Merdereau**, seule coupe à peu près continue du massif de Pail. Avant d'examiner en détail cette coupe, rappelons succintement les résultats des quelques travaux concernant le volcanisme de ce domaine.

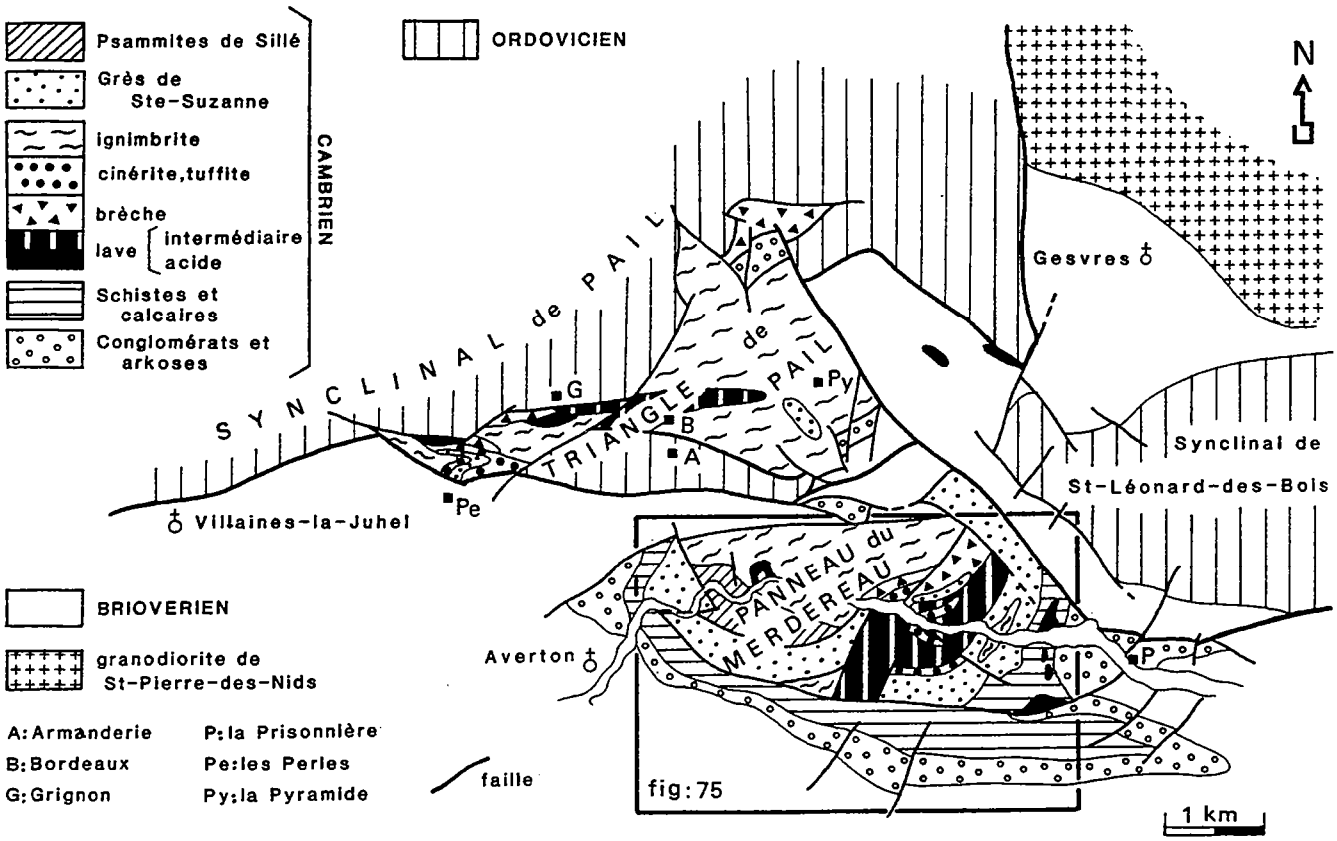


Fig. 74 : Les complexes volcaniques cambriens du massif de Pail
(d'après la carte à 1/50 000 de Villaines-la-Juhel ; Doré *et al.*, 1987)

I.- Rappel des travaux consacrés aux volcanites du massif de Pail

Les premières études cartographiques et pétrographiques des roches volcaniques du massif de Pail ont permis à Oehlert (feuille Mayenne à 1/80 000, Oehlert et Bigot, 1899) de reconnaître de vastes surfaces couvertes par des ensembles de "brèches et de tufs pétrosiliceux" (Saq) dans lesquels existent quelques stocks isolés de rhyolite akéritique ν" et de microgranulite γ3. L'**interstratification** des volcanites dans la succession cambrienne est clairement affirmée. A la suite de Vandernotte (1913) signalant une lave trachytique au moulin du Cormier et des rhyolites à Averton, Berthois (1939) entreprend l'analyse de la rhyolite akéritique d'Averton qui "affleure dans la partie sud de la Forêt de Pail où on peut l'observer dans le talus du chemin coupant transversalement la vallée du Merdereau". Cette roche gris-foncé à phénocristaux de plagioclases (albite-oligoclase An 10%) renferme, dans une pâte à l'origine vitreuse maintenant silicifiée, des microlites d'orthose et un peu de quartz. L'analyse chimique jointe (tabl.9) révèle que cette lave dénommée rhyolite est en réalité une dacite (SiO_2 = 66,02 %) appartenant au complexe des coulées de Chaumont, en rive droite du Merdereau (fig. 75).

Sans revenir sur les travaux de Boyer (1967, 1974) évoqués précédemment (*cf.* volcanites du massif d'Assé-le-Boisne), il faut mentionner les études de Graindor (1959) tendant à démontrer l'âge antécambrien des volcanites du massif de Pail. Son argumentation était basée sur l'existence: 1) de contacts systématiquement anormaux entre les volcanites et la série cambrienne, et 2) d'une forte proportion (75 %) de galets de volcanites dans les conglomérats de base du Cambrien (Graindor et Roblot, 1959). S'il est vrai que des contacts faillés existent au sein des unités cambrienne du massif de Pail, d'autres contacts, en revanche, sont parfaitement normaux comme le prouve le remaniement des volcanites dans des couches de tuffites sus-jacentes. En outre, l'inventaire des galets des conglomérats cambriens, et plus particulièrement celui de la Prisonnière (fig.74), a révélé un pourcentage de rhyolites dévitrifiées ne dépassant pas 7 % (Giordano, 1974). De telles laves sont connues dans le socle cadomien sous forme de sills et de dykes (Doré *et al.*, 1987).

Le travail de Giordano (1974), servant de point de départ à cette étude, révélait l'existence, dans la coupe type du Merdereau, de deux phases éruptives paroxysmales, séparées par le dépôt d'un membre gréseux de Sainte-Suzanne, la première composée de projections et de coulées de laves kératophyriques et dacitiques, la seconde s'accompagnant de deux importantes phases pyroclastiques (cendres, tufs et brèches) séparées par d'épaisses coulées de quartz-kératophyres et de rhyolites. Au cours des levés de la feuille Villaines-la-Juhel à 1/50000 (Doré *et al.*, 1987), une nouvelle étude pétrographique, enrichie d'analyses géochimiques, a été entreprise sur les complexes volcaniques du massif de Pail. Nous en présenterons ici les principaux résultats en essayant de reconstituer les cycles éruptifs tout en les replaçant dans leur cadre structural.

II.- Les complexes volcaniques de la coupe du Merdereau (fig.75 et 76)

Etablie à l'origine par Giordano (1974) et utilisée dans les synthèses sur les volcanites cambriennes de l'Est du Massif armoricain (Doré *et al.*, 1972 ; Le Gall *et al.*, 1975), la coupe type du Merdereau s'étend depuis la Prisonnière à l'Est, jusqu'à Averton à l'Ouest (fig.74). Les **complexes volcaniques** qui s'examinent dans le tronçon compris entre le Nord de la Nommée et le moulin à Papier (fig.75), constituent **quatre ensembles** d'importance inégale.

1.- les rhyolites intrusives dans la Formation des Schistes et calcaires

Dans le secteur est du panneau du Merdereau, la Formation des Schistes et calcaires (200 m), qui recouvre plus de 100 m de conglomérats et arkoses, renferme plusieurs intrusions

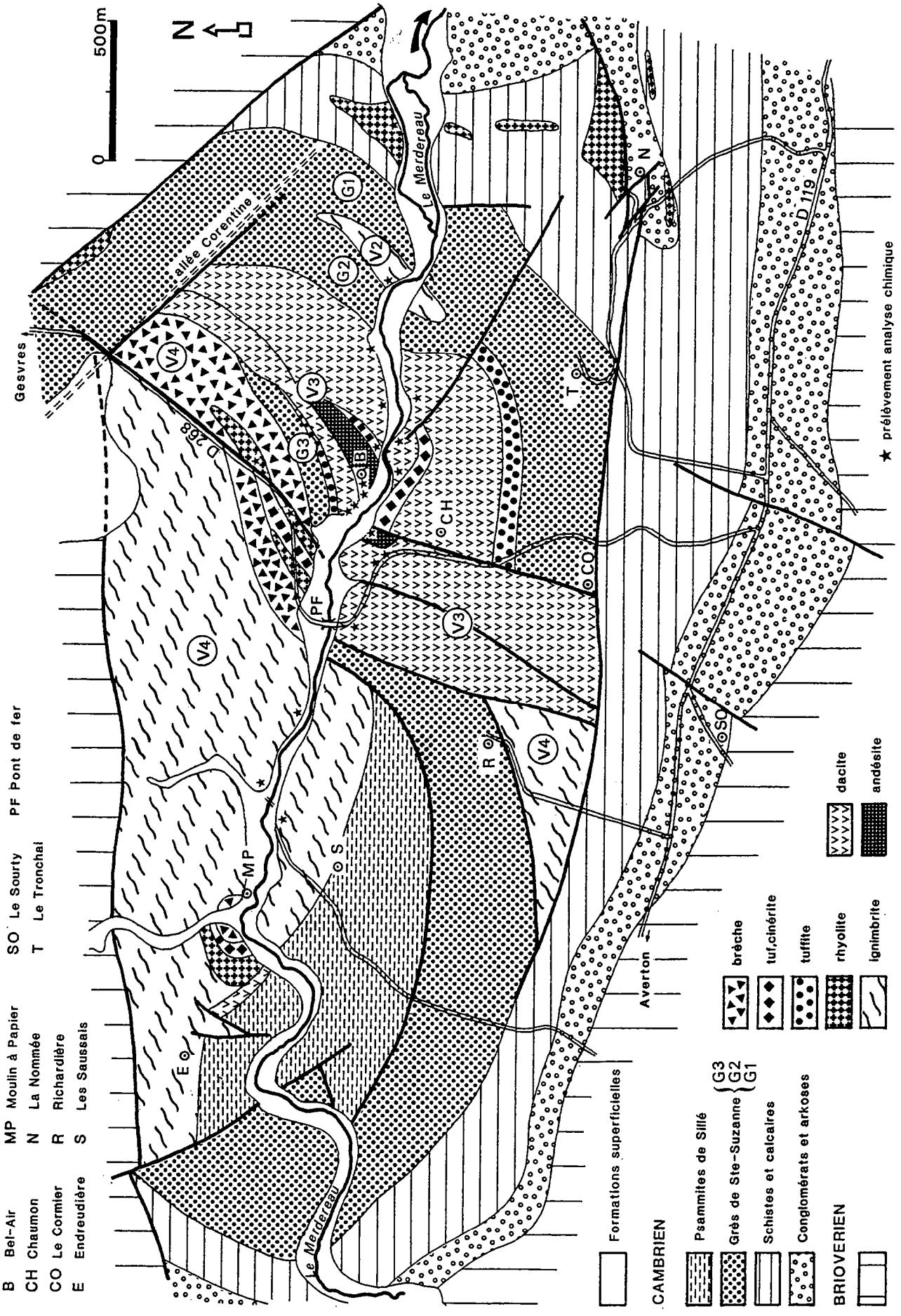


Fig. 75 : Carte détaillée des complexes volcaniques cambriens de la vallée du Merdereau (massif de Pail ; *cf.* fig.74)

de laves acides dont la plus volumineuse (dôme ou cheminée ?) est exposée en rive gauche du Merdereau sur une largeur de 120 m. De nature rhyolitique (SiO_2 = 73,41 % ; tabl.9), la lave verte, plus ou moins porphyrique (phénocristaux bien automorphes de quartz, orthose perthitique, plagioclase, biotite), se caractérise par une mésostase à l'origine vitreuse mais présentant des indices de vésiculation sous forme de boursouflures ou de petites bulles (intrusion rhyolitique au Nord-Est de la Nommée). Quelle que soit sa texture primitive, la mésostase est toujours entièrement dévitrifiée, soit très finement soit en mosaïque.

Aux épontes de l'intrusion, les siltites cambriennes sont morcelées en fragments centimétriques dans lesquels la stratification est parfaitement conservée (Giordano, 1974) (Pl. XXII, ph. 1). Ces structures bréchiques, produites par l'injection de la lave dans un sédiment déjà induré mais encore **imprégné d'eau**, sont tout à fait similaires à celles décrites dans la coupe de la cluse de la Sarthe, au contact, par exemple, du dôme du pont de la Folie.

2.- la nappe ignimbritique intra Formation des Grès de Sainte-Suzanne

La première manifestation volcanique **contemporaine** de la sédimentation des grès de la Formation de Sainte-Suzanne est dénommée ici V2, pour respecter la terminologie utilisée dans le massif d'Assé-le-Boisne, où existe localement une phase volcanique précoce V1, située au sommet de la Formation des Schistes et calcaires. Cette manifestation V2 s'exprime par le rejet d'une **nappe ignimbritique** épaisse d'environ 40 m, dont les témoins s'observent de part et d'autre du Merdereau, au Nord-Ouest du Tronchai (fig.75). L'ignimbrite à chimisme rhyolitique (tabl.9) présente **deux faciès** principaux, difficiles à replacer avec certitude dans l'organisation verticale de la nappe :

- un faciès à **flammes** sombres chloriteuses, largement répandu, riche en phénocristaux de quartz éclatés, feldspaths (orthose perthitique et surtout plagioclase), biotites et enclaves variées. Les flammes (L = 30 mm ; l = 3 mm), aux extrémités effilochées et légèrement aplaties, sont constituées d'un verre vésiculé (flammes ponces). Elles renferment quelques phénocristaux de quartz automorphe à golfes de corrosion et de feldspaths. La mésostase, dévitrifiée et finement recristallisée, possède une texture perlitique qui se superpose sur une **texture vitroclastique plus ou moins tassée.**

- un faciès, localisé vers le sommet de la nappe en rive gauche du Merdereau, qui se signale par l'absence de flammes et une concentration extrême en phénocristaux parmi lesquels figurent quelques grenats. La matrice réduite développe une magnifique **texture vitroclastique non soudée** (Giordano, 1974) et contient des restes de mésostase encore vésiculée (Pl. XXII, ph. 2).

Considérée à l'origine comme injectée en sill dans les grès (Giordano, 1974), cette nappe ignimbritique vitroclastique dérive plus probablement d'une **éruption aérienne**, suivie de son épanchement en **partie sous l'eau.** Quelques critères soutiennent cette hypothèse :

- la nappe est encaissée dans les grès de la Formation de Sainte-Suzanne dont le lithofaciès (grès légèrement feldspathique, à passées conglomératiques ; litage plan ou plus fréquemment en grands feuillets obliques) suggère un **environnement marin** peu profond de haute à moyenne énergie ;

- le développement quasi généralisé d'une **texture perlitique** semble indiquer des conditions de refroidissement rapide ;

- le faciès sommital, enrichi en cristaux, est interprété comme ayant perdu une fraction de cendres fines, lors d'**explosions produites à l'entrée de la nappe dans la mer.**

Des faciès ignimbritiques semblables sont décrits dans une coulée pyroclastique de l'Ordovicien du Pays de Galles (Pitts Head Tuff) dont la progression, aérienne puis sous-aquatique, a pu être reconstituée, grâce aux critères texturaux des volcanites et à l'analyse des environnements sédimentaires des strates encaissantes (Reedman *et al.*, 1987).

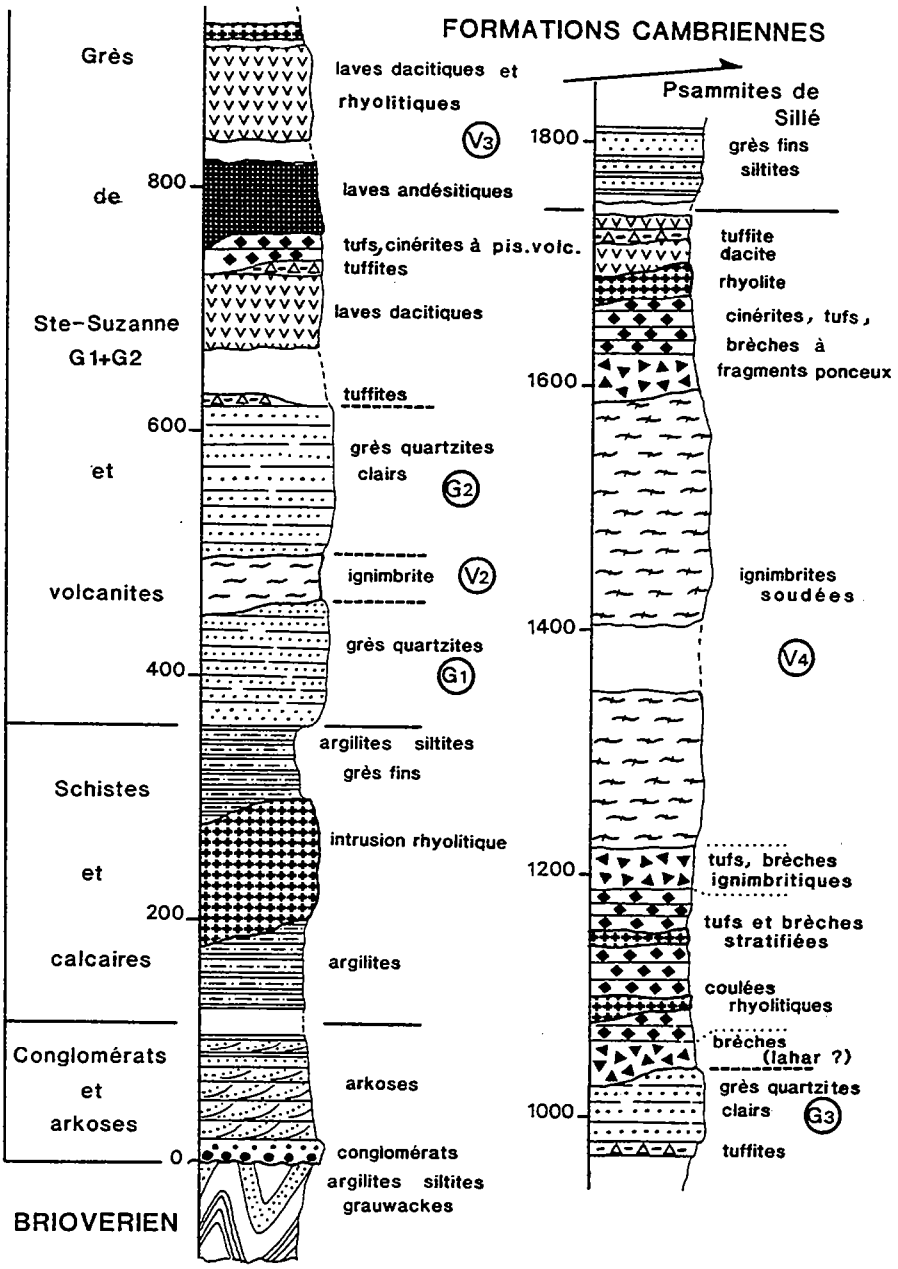


Fig. 76 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes du massif de Pail dans le panneau du Merdereau

3.- Les complexes dacitiques et andésitiques de l'épisode V3

Le **second cycle éruptif** se caractérise par l'émission de puissants complexes de **laves**, de nature essentiellement **dacitique**, dont la base ne peut s'observer dans la cluse même du Merdereau. Le passage entre la sédimentation des Grès de Sainte-Suzanne (membre G2) et les coulées dacitiques inférieures s'effectue probablement par l'intermédiaire de **tuffites** comme en témoignent les faciès extraits d'un puits creusé à mi-distance entre le Tronchai et Chaumon (fig.75; Giordano, 1974). Ces faciès volcano-sédimentaires, stratifiés en petits bancs, renferment de nombreux quartz de nature rhyolitique, des fragments de laves (rhyolites rubanées et laves microlitiques), des lambeaux de ponce ; l'ensemble étant contenu dans une matrice fine riche en chlorite.

** les coulées dacitiques inférieures*

A l'Est de Bel Air (fig.75), le Merdereau entaille un ensemble de laves sombres, gris-bleuté, aphanitiques (puissance estimée > 100 m) qui développent une nette fluidalité. La géométrie des plans d'écoulement laminaire est conforme à celle des strates des Grès de Sainte-Suzanne sous-jacents, exception faite des pendages légèrement plus inclinés (30 à 50° contre 20°). Ce dispositif structural évoque donc un **empilement de coulées**, peut-être en partie sous-aquatiques, reposant sur une surface sableuse par l'intermédiaire, sans doute, de couches tufacées.

Pétrographiquement, les **laves dacitiques** se composent de rares phénocristaux d'albite (An 5-10 %) recouverts de granules d'épidote, et de minéraux ferro-magnésiens totalement déstabilisés dont certains offrent l'habitus de pyroxènes. La pâte hyalo-microlitique fluidale, riche en granules opaques, est fréquemment affectée de **textures perlitiques** qui, dans quelques cas, confère à la lave un cachet variolitique (Pl. XXII, ph. 3). Quelques vacuoles sont envahies secondairement par du quartz et de la chlorite.

Au plan géochimique (9 analyses en éléments majeurs, tabl.9), les laves sont de composition globalement dacitique avec une teneur moyenne en SiO_2 de l'ordre de 64,5 % (*cf.* X1 ; tabl.10). Recalculées sans les fluides (PF en moyenne ≈ 2,5 %), les analyses correspondent strictement à 6 dacites et 3 rhyodacites. Quelle que soit leur concentration en silice, ces laves présentent des teneurs souvent anormalement élevées en Na_2O (4 à 8 % environ ; en moyenne 5,6 %) et basses en K_2O (0,6 à 3,4 % ; en moyenne 1,7 %). Comme les dacites de la cluse de la Sarthe, les termes les plus sodiques sont les moins potassiques et vice-versa, la somme des alcalins variant entre 6,2 et 8,2 % (en moyenne 7,3 %). Parmi les autres éléments soupçonnés de mobilité, mentionnons le calcium et, fait inhabituel, le **magnésium** dont les teneurs, anormalement basses, s'échelonnent de 0,38 % à 1,35 %, sans lien direct avec le degré d'acidité de la lave. Les concentrations en fer total (7,2 % en moyenne), en titane (0,54 % en moyenne) et, à moindre mesure, en alumine paraissent moins sujettes à ces modifications secondaires.

** les tuffites et les pyroclastites intercalées entre les coulées dacitiques inférieures et les andésites*

Sur la rive gauche du Merdereau, à environ 75 m à l'E-SE de Bel Air, affleure un ensemble stratifié qui débute localement par des horizons de **tuffites** incorporant de gros fragments anguleux de laves dacitiques. Ces laves, arrachées au complexe des coulées inférieures, sont emballées dans une matrice chloriteuse envahie de quartz et de minéraux opaques (Pl. XXII, ph. 4). Les strates sus-jacentes, de **nature pyroclastique** (cinérites fines et grossières, tufs de lapilli), renferment presque uniquement des fragments de dacites hyalo-microlitiques, dispersés dans une matrice quartzo-feldspathique felsitique dans laquelle se rencontrent quelques gros cristaux éclatés de quartz et de plagioclase. Une analyse chimique réalisée sur les cinérites grossières (tabl. 9) souligne leur richesse en silice (SiO_2 = 73,10 %) et en sodium (Na_2O ≈ 7 %), reflètant à la fois la nature de la matrice et des éléments contenus.

L'ensemble pyroclastique, épais d'une dizaine de mètres, s'observe également en rive droite du Merdereau où il admet des intercalations de **cinérites à pisolithes volcaniques**, ressemblant à celles décrites dans le complexe volcanique supra-Grès de Sainte-Suzanne de l'étang de Jouteau dans les Coëvrons (cinérites du second complexe volcanique; *cf.* Ch. I). Ces strates pyroclastiques, chargées de clastes dacitiques, témoignent de violentes éruptions **hydroclastiques** déclenchées lors de l'entrée de coulées aériennes dans la mer ou lors d'éruptions directement sous-aquatiques.

	831	833	345	834B	1261C	1261B	834A	1261C'	835	1261B'	1261A
SiO2	73,41	73,00	62,04	62,42	62,44	62,57	64,05	64,78	66,85	67,49	68,28
Al2O3	14,29	12,04	17,40	15,21	15,78	17,54	14,56	14,94	14,34	15,33	13,81
Fe3O3	2,11	2,57	8,12	9,61	2,54	1,19	7,79	8,03	2,77	5,82	6,49
FeO	*	*	*	*	5,48	4,21	*	*	2,82	*	*
MnO	0,06	0,05	0,18	0,14	0,14	0,09	0,12	0,13	0,24	0,11	0,07
MgO	0,40	0,71	0,81	0,66	0,55	0,91	0,63	0,38	0,73	1,35	0,48
CaO	1,27	0,24	1,53	1,33	2,13	1,28	1,45	1,51	1,49	0,55	1,25
Na2O	2,04	4,38	7,58	4,66	4,19	8,07	5,13	4,33	4,58	6,55	5,07
K2O	3,83	3,55	0,13	2,86	2,02	0,11	2,76	2,08	3,44	0,15	2,18
TiO2	0,10	0,32	0,58	0,52	0,60	0,54	0,54	0,58	0,48	0,60	0,46
P2O5	0,10	0,14	nd	0,30	0,23	0,24	0,17	0,18	0,18	0,14	0,29
H2O+	2,66	1,54	1,43	-	2,08	1,07	1,32	-	0,85	-	-
H2O-	0,11	0,01	0,04	-	0,09	0,10	0,17	-	0,08	-	-
PF	-	-	-	1,87	-	-	-	2,31	-	1,10	1,31
Total	99,20	98,45	99,84	99,58	98,27	97,92	98,69	99,25	98,85	99,19	99,69

	836	837	1262E	1262C	1261f	1262B'	1262B	X
SiO2	73,10	51,55	52,52	52,84	54,30	55,28	56,08	53,84
Al2O3	14,88	18,11	19,35	18,71	19,60	17,89	18,17	18,64
Fe2O3	2,08	2,64	3,25	5,16	2,56	9,74	9,45	8,22
FeO	*	4,75	3,88	3,61	4,35	*	*	*
MnO	0,05	0,43	0,16	0,29	0,13	0,20	0,18	0,23
MgO	0,60	6,48	4,14	4,47	2,33	3,54	3,45	4,07
CaO	0,58	3,98	6,41	2,52	2,51	1,74	1,55	3,12
Na2O	7,09	5,75	4,98	5,83	6,68	6,39	5,74	5,90
K2O	0,57	0,57	0,02	0,64	1,12	0,44	0,51	0,55
TiO2	0,12	1,19	1,35	1,27	1,40	1,20	1,28	1,28
P2O5	0,10	0,14	0,16	0,13	0,43	0,17	0,09	0,19
H2O+	0,94	4,06	3,00	2,87	2,76	-	-	
H2O-	0,05	0,16	0,11	0,33	0,53	-	-	
PF	-	-	-	-	-	3,04	2,94	3,96
Total	100,10	99,81	99,33	98,67	98,70	99,68	99,44	100,00

Tabl. 9 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif de Pail (vallée du Merdereau; cycles V2 et V3).
831: sill rhyolitique; 833: ignimbrite (V2); 345 à 1261 A: complexe dacitique inférieur (V3). 836: cinérite (V3); 837 à 1262 B: complexe andésitique (V3) et moyenne des 6 analyses (X).
Localisation des échantillons : 831; rive gauche du Merdereau, Nord de la Nommée; 833: rive gauche du Merdereau, Nord du Tronchai; 345, 834 A et B, 835: rive gauche du Merdereau, Est de Bel Air; 1261 A, B, B', C et C' : rive droite du Merdereau, Nord et Nord-Est de Chaumon.
836: rive gauche du Merdereau, Est de Bel Air; 837, 1262 B, B', C et E: rive gauche du Merdereau, Ouest de Bel Air; 1261 F: rive droite du Merdereau, Nord de Chaumon.

** les coulées andésitiques de Bel-Air*

En contrebas du chemin d'accès à Bel-Air (fig.75), est exposé un bel ensemble de laves massives, gris-bleu sombres, entrecoupées de niveaux riches en vacuoles et amygdales. Ces niveaux, d'aspect scoriacé et orientés N 90°E, 40°N, correspondent vraisemblablement au **toit de coulées superposées** dont la mise en place **aérienne** est très probable : absence de pillow et de hyaloclastites ; lave à microlites largement cristallisés ; volume important des vacuoles ; coulées reposant sur des pyroclastites non remaniées par l'eau.

A l'échelle du complexe de coulées qui atteint plus de 50 m d'épaisseur, la pétrographie des laves andésitiques demeure très homogène :

- pâte microlitique fluidale composée de lattes plagioclasiques plurimillimétriques ;
- phénocristaux de plagioclase albitique zoné, chargés d'inclusions chloriteuses et recouverts de quelques granules d'épidote;
- restes de pyroxènes totalement chloritisés;
- mésostase réduite de nature chloriteuse, envahie de minéraux opaques et d'épidote.

Les vacuoles, concentrées à certains niveaux, sont emplies d'un mélange de chlorite, épidote, quartz, calcite et probablement zéolites (Pl. XXIII, ph. 1).

Les six analyses chimiques réalisées (5 en rive gauche et la dernière en rive droite du Merdereau), confirment l'homogénéité du complexe lavique composé uniquement d'**andésites basaltiques** (% SiO_2 : 51,5 à 56 ; valeur moyenne : 53,8) (tabl.9). Ces laves se caractérisent par :

- de fortes teneurs en alumine (18,6 % en moyenne) reflétant en partie l'abondance des plagioclases ;
- des teneurs élevées en Na_2O et faibles en K_2O (respectivement 5,90 et 0,55 % en moyenne) ;
- des concentrations en MgO diminuant de 6,5 à 3,5 % au fur et à mesure de l'augmentation de l'acidité des laves ;
- des teneurs élevées en fer total (8,2 % en moyenne) et très variables en calcium ;
- une concentration en fluides comprise entre 3 et 4 %.

** les coulées dacitiques supérieures*

Les coulées andésitiques sont directement recouvertes par un second ensemble de **dacites**, surtout développé en rive droite du Merdereau où il s'observe le long de la D. 268 à l'Ouest de Chaumon (fig.75). La lithologie de ces laves est similaire à celle des dacites du complexe inférieur : volcanites sombres, aphanitiques, à texture d'écoulement laminaire (plans de fluidalité N 120°E, 25 à 30°N), renfermant de rares phénocristaux de plagioclase plus ou moins calcitisés et des fantômes de pyroxène. La mésostase hyalo-microlitique est dévitrifiée puis recristallisée en une fine mosaïque quartzo-feldspathique. Un faciès prélevé dans le virage juste au Sud du Pont de fer (fig.75) développe une texture perlitique et contient par place des vacuoles colmatées par du quartz et de la chlorite.

Sur la rive gauche du Merdereau, au-dessus des coulées andésitiques, affleure un petit ensemble de laves verdâtres à violacées qui diffèrent de celles de la rive opposée par l'**abondance de leurs phénocristaux** (Pl. XXIII, ph. 2) :

- plagioclases en prismes automorphes (An 5 %), revêtus d'épidote, parfois réunis en syneusis ;
- quartz automorphe corrodé ;
- pyroxènes totalement pseudomorphosés en chlorite ;
- restes de ferro-magnésiens (biotite et/ou amphibole) chargés de granules opaques.

La pâte hyalo-microlitique fluidale contient des enclaves de laves plus basiques (andésites ?) à texture intersertale, associant plagioclases, résidus de minéraux ferro-magnésiens et opaques (Pl. XXIII, ph. 3).

	1262G'	1262G	1263B	1263C	1274	344RG	Ber.	X1	X2	1262H
SiO2	60,94	62,45	62,56	63,43	63,88	66,50	66,06	64,55	63,69	70,47
Al2O3	18,61	18,07	15,30	15,40	16,80	15,23	14,67	15,43	16,30	13,77
Fe2O3	1,69	5,34	6,94	6,37	3,16	5,91	3,78	7,21	6,76	4,79
FeO	2,51	*	1,90	1,52	3,78	*	4,42	*	*	0,44
MnO	0,10	0,09	0,07	0,05	0,13	0,09	0,11	0,13	0,09	0,04
MgO	1,02	1,10	0,38	0,57	0,46	0,90	0,57	0,72	0,80	0,28
CaO	1,66	1,04	2,06	1,10	1,09	1,10	1,26	1,39	1,33	1,18
Na2O	8,14	6,94	3,82	3,71	4,79	5,94	3,36	5,57	5,24	5,84
K2O	0,43	0,42	3,57	3,56	1,79	0,94	1,61	1,75	1,76	0,75
TiO2	1,22	1,24	0,61	0,60	0,60	1,05	0,80	0,54	0,87	0,96
P2O5	0,22	0,23	0,23	0,25	0,25	nd	0,34	0,22	0,25	0,19
H2O+	1,39	-	1,24	1,49	2,06	1,57	2,57	-	-	0,73
H2O-	0,16	-	0,08	0,16	0,36	0,23	0,77	-	-	0,15
PF	-	1,75	-	-	-	-	-	2,49	2,91	-
Total	98,09	98,67	98,76	98,21	99,15	99,48	100,28	100,00	100,00	99,59

	882	830	1275E'	1275E	840	1272C	840'	838
SiO2	67,98	69,89	74,12	74,19	71,42	71,71	72,94	74,24
Al2O3	16,17	14,85	12,90	13,19	14,12	13,34	13,55	13,86
Fe2O3	4,25	4,02	2,64	2,84	2,98	2,72	2,84	2,64
FeO	*	*	0,39	*	*	*	*	*
MnO	0,02	0,05	0,02	0,01	0,05	0,06	0,05	0,05
MgO	0,45	0,40	0,61	0,41	1,16	0,82	1,08	1,67
CaO	0,04	0,23	0,69	tr	0,63	0,78	0,41	0,39
Na2O	5,93	6,68	3,54	3,38	3,86	3,56	3,73	3,42
K2O	3,09	1,54	3,72	3,75	3,21	3,20	3,30	2,89
TiO2	0,73	0,55	0,24	0,23	0,33	0,27	0,38	0,33
P2O5	nd	0,11	0,09	0,01	0,11	0,01	nd	0,10
H2O+	-	0,90	1,16	-	1,82	-	-	1,67
H2O-	-	0,06	0,17	-	0,11	-	-	0,15
PF	1,46	-	-	1,90	-	2,94	1,84	-
Total	100,12	100,30	100,20	99,86	99,80	99,41	100,12	101,30

Tabl. 10 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif de Pail (vallée du Merdereau; cycles V3 et V4).
1262 G' à Ber.: complexe dacitique supérieur (V3); Moyennes des analyses des dacites des complexes inférieur (X1) et supérieur (X2); 1262 H: lave rhyolitique (V3).
882 à 1275 E: laves rhyodacitiques et rhyolitiques (V4); 840 à 838: ignimbrites (V4).
Localisation des échantillons : 1262 G, G' et H, 344 RG: rive gauche du Merdereau, Nord-Ouest de Bel Air; 1263 B et C, 1274, Ber. : rive droite du Merdereau, entre Chaumon et le Pont de fer.
822, 830, 1275 E et E' : D.268 à l'Est du Pont de fer; 840, 840', 838: rive gauche du Merdereau, Ouest du Pont de fer; 1272 C: rive droite du Merdereau, Nord-Est des Saussais.

Les laves porphyriques, de composition dacitique, passent vers l'Ouest à des termes, toujours porphyriques, mais de composition plus acide. Cette évolution se marque par le développement d'un plus grand nombre de phénocristaux de quartz, la disparition des pyroxènes et la cristallisation de plages de quartz au sein de la mésostase hyalo-microlitique.

Les 6 analyses chimiques disponibles (3 sur le complexe de la rive droite et 3 sur celui de la rive gauche), auxquelles s'ajoute l'analyse ancienne de Berthois (1939), soulignent que ces laves, surtout **dacitiques** (SiO_2 : 61 à 66 % ; soit 63 à 68 % sans les fluides), sont, en moyenne, chimiquement identiques à celles du complexe inférieur (*cf.* moyennes des analyses des dacites, tabl.10). Les termes porphyriques du complexe supérieur présentent de fortes teneurs en alumine et sodium, liées à l'abondance des phénocristaux d'albite. De plus, ces termes apparaissent nettement déficitaires en potassium si on les compare aux termes dacitiques aphyriques, ces derniers étant par ailleurs plus riches en fer et appauvris en magnésium (*cf.* analyses des échantillons 1262 G et 1263 B, C ; tabl.10). La seule analyse de la lave porphyrique acide de la rive gauche (éch. 1262 H) confirme son chimisme **rhyolitique** (SiO_2 = 70,47 % ; tabl.10) et révèle, en outre, son caractère nettement plus sodique que potassique.

4.- la crise paroxysmale V4 : projections et nappes ignimbritiques soudées

La limite entre le cycle surtout **effusif** V3 et celui essentiellement **explosif** V4 est marquée par le dépôt de strates gréseuses (environ 50 m d'épaisseur) appartenant au membre G3 de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Ces grès, qui n'existent qu'en rive gauche du Merdereau, débutent par une semelle de termes grossiers et microconglomératiques renfermant de nombreux éléments de volcanites acides et surtout de laves hyalomicrolitiques dacitiques. Le remaniement des volcanites du complexe éruptif V3 au sein d'horizons volcano-sédimentaires est donc ici évident (Giordano, 1974). La barre gréseuse G3, d'extension très limitée (500 m environ), est interrompue au Nord-Est par des volcanites bréchiques du complexe V4.

Le **complexe volcanique V4**, d'une puissance estimée de l'ordre de 6 à 700 m, se compose d'**épaisses nappes ignimbritiques encadrées par deux ensembles pyroclastiques** où alternent des projections et des minces coulées surtout rhyolitiques.

a/ <u>l'ensemble pyroclastique inférieur</u>

Cet ensemble, largement entaillé par la D. 268 au Nord-Est du Pont de fer (fig.75), comprend **plusieurs unités de tufs et de brèches** interrompues par de minces **coulées de laves acides.**

Les **tufs et brèches** présentent plusieurs faciès :

- un faciès massif riche en fragments de laves hyalo-microlitiques et microlitiques accompagnés de clastes acides vésiculés et de rares éléments de tuffites, siltites et cinérites. Tous ces fragments anguleux, de taille pluricentimétrique, non classés, baignent dans une matrice fine cinéritique contenant des éclats de quartz et de feldspaths. De telles brèches lithiques sont localisées à la base de l'ensemble pyroclastique inférieur ;
- un faciès de tufs et de brèches grossièrement stratifiés (So : N40 à 60°E ; 65 à 80°N), aux fragments anguleux variés et très mal classés : laves dacitiques et andésitiques, rhyolites rubanées, ignimbrites à texture vitroclastique soudée, tuffites, siltites (Pl. XXIII, ph. 4). La matrice réduite est de composition cinéritique ;
- des tufs et brèches ignimbritiques, situés au sommet du complexe pyroclastique (en particulier au Nord du Pont de fer) qui se caractérisent par leur mésostase hétérogène constituée de lambeaux déchiquetés de verre plus ou moins vésiculé, flottant dans une matrice sombre envahie de microfragments de verre clair. Cette mésostase à **cachet vitroclastique** contient des clastes centimétriques (4 à 5 cm au maximum) analogues à ceux décrits dans le faciès

précédent, et des cristaux de feldspaths (orthose perthitique et plagioclase) et de quartz à facture pyroclastique.

Ces pyroclastites, assurément **non remaniées par l'eau**, ont été rejetées au cours de plusieurs phases explosives. Leur remaniement en masse dans des coulées boueuses de type **lahar**, hypothèse formulée par Giordano (1974), paraît vraisemblable, surtout en ce qui concerne l'ensemble de brèches inférieures venant recouvrir le sommet des Grès de Sainte-Suzanne.

Plusieurs petites **coulées de laves**, d'épaisseur plurimétrique, s'intercalent dans l'édifice pyroclastique inférieur. Ces laves violacées, porphyriques, se rapportent à deux types :

- lave rubanée à nette fluidalité soulignée par l'alternance de rubans vitreux et hyalo-microlitiques. Les phénocristaux sont essentiellement de grands plagioclases automorphes (An 0-5 %), parfois groupés en syneusis, accompagnés de rares quartz et de restes de ferro-magnésiens difficilement identifiables ;
- lave à mésostase initialement vitreuse, dépourvue de microlites, dans laquelle le quartz, en individus automorphes corrodés, est bien représenté au côté de plagioclase, orthose perthitique et biotite chloritisée.

Géochimiquement, ces laves montrent quelques différences, conformes à leurs particularités minéralogiques (tabl.10). Les premières (éch. 882 et 830), moins acides, plus alumineuses, plus sodiques et moins potassiques, se rapprochent davantage de rhyodacites (SiO_2 : 68-70 %) que de rhyolites franches, type auquel appartiennent les secondes (éch. 1275 E et 1275 E' ; SiO_2 : 74 %). Ajoutons également que la lave acide reconnue au sommet de l'épisode V3 (éch. 1262 H) offre beaucoup de similitudes avec les laves du premier type.

b/ <u>les nappes ignimbritiques soudées</u>

Entre le Pont de fer et le moulin à Papier, soit sur près d'1 km, le Merdereau entaille d'**épaisses nappes ignimbritiques** dont la puissance cumulée avoisine **400 m**. Ces nappes, très massives, sans limites franches, sont totalement dépourvues d'intercalation pyroclastique ou volcano-sédimentaire. Ceci indique que les nappes se sont épanchées au cours de plusieurs éruptions se suivant rapidement dans le temps ou qu'elles appartiennent à une seule unité, épanchée lors d'une phase paroxysmale unique.

Le faciès ignimbritique le plus répandu est riche en phénocristaux (quartz, orthose perthitique, plagioclase et biotite) baignant dans une mésostase dont la **texture vitroclastique soudée** est le plus souvent, partiellement ou totalement, oblitérée par la dévitrification, la recristallisation et le développement d'une schistosité (Pl. XXIV, ph. 1). Les principales variations lithologiques portent sur :

1/ - la concentration, dans quelques faciès bréchiques (rive droite du Merdereau, Nord des Saussais), d'abondants **fragments lithiques** : rhyolites hyalines ou hyalo-microlitiques, laves dacitiques et andésitiques, roches sédimentaires (grauwackes briovériennes, siltites cambriennes), roches métamorphiques et grenues ;

2/- le degré d'évolution de la mésostase qui demeure parfois sous forme d'un verre microvésiculé. Ces faciès, par ailleurs riches en phénocristaux bien automorphes, présentent un cachet plus **lavique** que pyroclastique. Leur position à l'intérieur du complexe ignimbritique est impossible à situer clairement.

Les quatre analyses chimiques réalisées sur des faciès les moins chargés d'enclaves se montrent très voisines (tabl.10) avec une teneur moyenne en SiO_2 de 72,58 % et en alcalins de 6,8 % (3,64 % de Na_2O et 3,16 % de K_2O). Ces valeurs sont fort proches de celles obtenues en moyenne sur l'ensemble des ignimbrites du Maine (tabl.15).

c/ le complexe pyroclastique supérieur et le passage à la sédimentation des Psammites de Sillé

A l'Ouest du moulin à Papier, les nappes ignimbritiques sont recouvertes par un **complexe pyroclastique** qui débute par des faciès de **brèches ignimbritiques** comparables à ceux décrits au sommet du complexe pyroclastique inférieur. Ces brèches, à fragments d'une taille maximum de 8 à 10 cm, renferment, en plus de nombreux clastes laviques et sédimentaires, des **flammèches ponceuses** totalement illitisées. Une unité cinéritique d'épaisseur inconnue semble recouvrir directement les brèches ignimbritiques (contact masqué). Ces projections fines, non remaniées, se caractérisent par l'abondance des fragments ponceux, encore déterminables malgré leur étirement dans les plans de schistosité. Quelques cristaux de quartz en éclats anguleux ou arrondis, accompagnés de rares feldspaths et débris de roches, complètent l'inventaire pétrographique.

Le long de la rive gauche du Merdereau, des laves acides plus ou moins tectonisées font suite aux cinérites de l'ensemble pyroclastique sans que l'on puisse opter en faveur de leur caractère effusif ou intrusif. Ces laves qui s'observent également sur la rive occidentale de la petite vallée débouchant à l'Ouest du moulin à Papier, contiennent de nombreux phénocristaux parfaitement automorphes de quartz, orthose perthitique, plagioclase et biotite.

Les **derniers termes volcaniques du complexe V4** sont représentés par de minces **coulées de laves** violacées, aphyriques, à texture hyalo-microlitique fluidale, très comparables aux dacites du complexe V3. Ces laves sont recouvertes par quelques horizons de grès tufacés, hétérométriques, remaniant de nombreux fragments de volcanites (Pl. XXIV, ph. 2). Le contact entre ces faisceaux volcano-sédimentaires et les premiers termes de la Formation des Psammites de Sillé est soustrait à l'observation et il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'un contact faillé, compte-tenu de la complexité tectonique du panneau du Merdereau. La Formation des Psammites de Sillé, définie uniquement par sa lithologie, est elle-même interrompue vers l'Ouest par un accident majeur qui la juxtapose avec les grès-quartzites du membre G1 de la Formation de Sainte-Suzanne.

III.- Les volcanites cambriennes du triangle de Pail

Les ensembles volcaniques de l'unité cambrienne du triangle de Pail n'ont pu être que partiellement étudiés en raison des difficultés rencontrées : complexité tectonique de cette unité ; couvert forestier très dense ; absence de coupe naturelle de qualité. Les reconstitutions proposées, bâties uniquement à partir d'informations ponctuelles, demeurent donc schématiques.

Les complexes volcaniques recouvrant tout le vaste secteur oriental du triangle de Pail sont pour l'essentiel constitués de **termes ignimbritiques**, invariablement porphyriques (quartz, orthose perthitique, albite, biotite). **Deux faciès** se rencontrent : l'un à texture vitroclastique soudée et à cristaux éclatés et dissociés, l'autre à mésostase microvésiculée et à phénocristaux bien automorphes (Pl. XXIV, ph. 3). Ces ignimbrites, par ailleurs dépourvues d'intercalations volcano-sédimentaires ou pyroclastiques, doivent être reliées à celles composant les puissants épanchements de l'**ensemble V4** du Merdereau.

Au Nord-Ouest du triangle de Pail (secteur au Sud de Grignon, fig.74), plusieurs complexes laviques et bréchiques ont été reconnus. Ils sont composés par :

- des **laves andésitiques** à texture fluidale, visibles au Sud et Sud-Est de Grignon (Les Bordeaux, fig.74). Il s'agit de laves sombres microlitiques à hyalo-microlitiques, holoplagioclasiques, renfermant de nombreux minéraux opaques et des pseudomorphes de pyroxène. Certains termes sont en outre envahis de vacuoles, comblées par de la chlorite et du quartz. Leur lithofaciès similaire à celui des coulées de Bel Air (rive gauche du Merdereau) et

leur incorporation en enclaves dans les nappes ignimbritiques de la forêt de Pail, nous engagent à les réunir au sein du **complexe éruptif V3**, de nature surtout effusive ;

- des **brèches volcaniques** violacées, homolithiques, composées de fragments anguleux (4 à 5 cm) de laves hyalo-microlitiques à rares phénocristaux de quartz, plagioclase, résidus de minéraux ferro-magnésiens (pyroxène, biotite et/ou amphibole), opaques. Ces fragments de nature dacitique sont cimentés par une lave à mésostase plus hyaline, finement dévitrifiée, et plus riche en quartz. Ces brèches, interprétées comme un faciès de mélange entre deux magmas plus ou moins immiscibles, l'un dacitique, l'autre rhyolitique, s'observent à l'extrémité nord du triangle de Pail ainsi qu'à l'Ouest de Grignon (fig.74) ;

- des **laves rhyolitiques** fluidales, à phénocristaux de quartz, feldspath potassique et plagioclase, contenus dans une mésostase hyaline ou hyalo-microlitique, à texture perlitique. Ces rhyolites, affleurant au Sud de Grignon, jouxtent l'un des complexes bréchiques décrits ci-dessus et il est fort probable qu'elles soient en relation avec le liquide acide venant cimenter les clastes dacitiques. En outre, leur proximité avec les coulées andésitiques de Grignon, suggère qu'elles appartiennent, au même titre que les brèches, au **cycle éruptif V3**.

A l'extrémité occidentale du triangle de Pail, une unité de grès de la Formation de Sainte-Suzanne est ployée en une voûte anticlinale, compliquée de nombreux replis et accidents (ancienne carrière au Nord des Perles, fig.74). Ces grès marins, à *Skolithos* et *Cruziana*, renferment plusieurs faisceaux plurimétriques de **tuffites** particulièrement riches en quartz d'origine volcanique, très hétérométriques, et noyés dans une matrice cinéritique. Les feldspaths et les fragments de lave font pratiquement défaut. Ces strates volcano-sédimentaires sont juxtaposées vers l'Ouest et le Nord-Est avec des **ignimbrites à texture vitroclastique non soudée**. Les relations entre ces deux unités ne sont cependant pas accessibles à l'observation. Vers le Nord, les tuffites affrontent, toujours sans contact visible, une **lave acide** (dacite ou rhyolite) fluidale, à texture perlitique, renfermant quelques phénocristaux de plagioclase et des amphiboles totalement déstabilisées (Pl. XXIV, ph. 4). L'intégration de ces volcanites dans l'un des cycles éruptifs définis dans la coupe du Merdereau reste très problématique.

IV.- Reconstitution des manifestations volcaniques du massif de Pail ; comparaison avec celles du massif d'Assé-le-Boisne

Les complexes volcaniques du massif de Pail se composent d'un mélange de termes - rhyolites intrusives ; ignimbrites soudées ou non soudées, aériennes ou sous-aquatiques ; coulées andésitiques, dacitiques, rhyolitiques ; pyroclastites ; tuffites - dont la nature, le volume et la répartition permettent la reconstitution des **trois cycles éruptifs**, d'importance inégale, reconnus dans la coupe du Merdereau.

Le **cycle V2** (fig.76), intercalé au sein des grès marins de la formation de Sainte-Suzanne, se solde par l'épanchement **sous-aquatique** d'une **nappe ignimbritique à texture vitroclastique non soudée**. Cette émission précoce, très localisée, représente probablement un **faciès distal** des puissantes nappes soudées, aériennes ou sub-aériennes, constituant l'essentiel du premier cycle éruptif de la cluse de la Sarthe (cycle V2).

Le **cycle V3** (fig. 76) qui débute localement par des tuffites, se singularise par ses puissantes **coulées dacitiques et andésitiques**. La transition entre un domaine soumis à l'influence marine et un domaine exondé se place au sommet des premières coulées dacitiques, où se déclenchent des **éruptions phréato-magmatiques** rejetant des cendres à pisolithes volcaniques. Les coulées andésitiques et dacitiques supérieures, épanchées à l'air libre, sont issues d'appareils volcaniques (**strato-volcan**) dont la proximité est certifiée par le volume des laves de nature dacitique. Celles-ci, sauf exception (coulée de 12 km du volcan Chao au Chili, Guest et Sanchez, 1969), se cantonnent en effet dans un rayon de 3 km autour de leur centre d'émission (Williams et McBirney, 1979). L'éruption de coulées rhyolitiques, situées au sommet du cycle V3, précède un bref retour à des conditions sous-aquatiques durant lesquelles se déposent les grès marins littoraux de Sainte-Suzanne (membre G3). Par comparaison avec

les ensembles volcaniques de la cluse de la Sarthe, ce cycle V3, de **nature surtout effusive**, se rattache aux complexes de laves andésitiques et dacitiques, intrusifs ou effusifs, formant l'essentiel du cycle V3 (fig.76).

Le **cycle paroxysmal V4** débute par le rejet de **pyroclastites** (tufs et brèches lithiques riches en fragments de laves) qui admettent des intercalations de minces coulées rhyolitiques. Des brèches lahariques semblent de plus se localiser à la base du complexe. Par leur nature et leur organisation, ces faciès sont analogues à ceux répertoriés dans la **partie proximale des stratovolcans** (*cf.* Riggs et Busby-Spera, 1990; fig.77) et il est possible que de tels édifices mixtes, aujourd'hui démantelés, soient localisés dans ce secteur.

L'activité volcanique du cycle V4 se poursuit par l'épanchement de **volumineuses nappes ignimbritiques**, dépourvues d'intercalations de cinérites ou de tuffites, et composées de **faciès soudés** et de faciès à cachet **hypovolcanique**. Dans la vallée du Merdereau, leur épanchement est précédé de la mise en place de brèches ignimbritiques (sommet du complexe pyroclastique inférieur) qui évoquent les faciès de brèches co-ignimbritiques décrits dans le complexe V3 du massif d'Assé-le-Boisne. Ces nappes ignimbritiques **chaudes**, massives, **très puissantes** (400 m), accompagnées de brèches, présentent un **caractère proximal** bien affirmé. Elles correspondent aux nappes édifiant les complexes V3 et surtout V4 du massif d'Assé-le-Boisne (secteur nord-ouest) et interprétées comme des ignimbrites proximales accumulées rapidement, à l'**intérieur d'une caldera**. Cette structure, identifiée dans le massif d'Assé-le-Boisne, se prolonge donc largement vers l'Ouest, sous l'unité allochtone de Saint-Pierre-des-Nids, jusque dans le massif de Pail (fig.78).

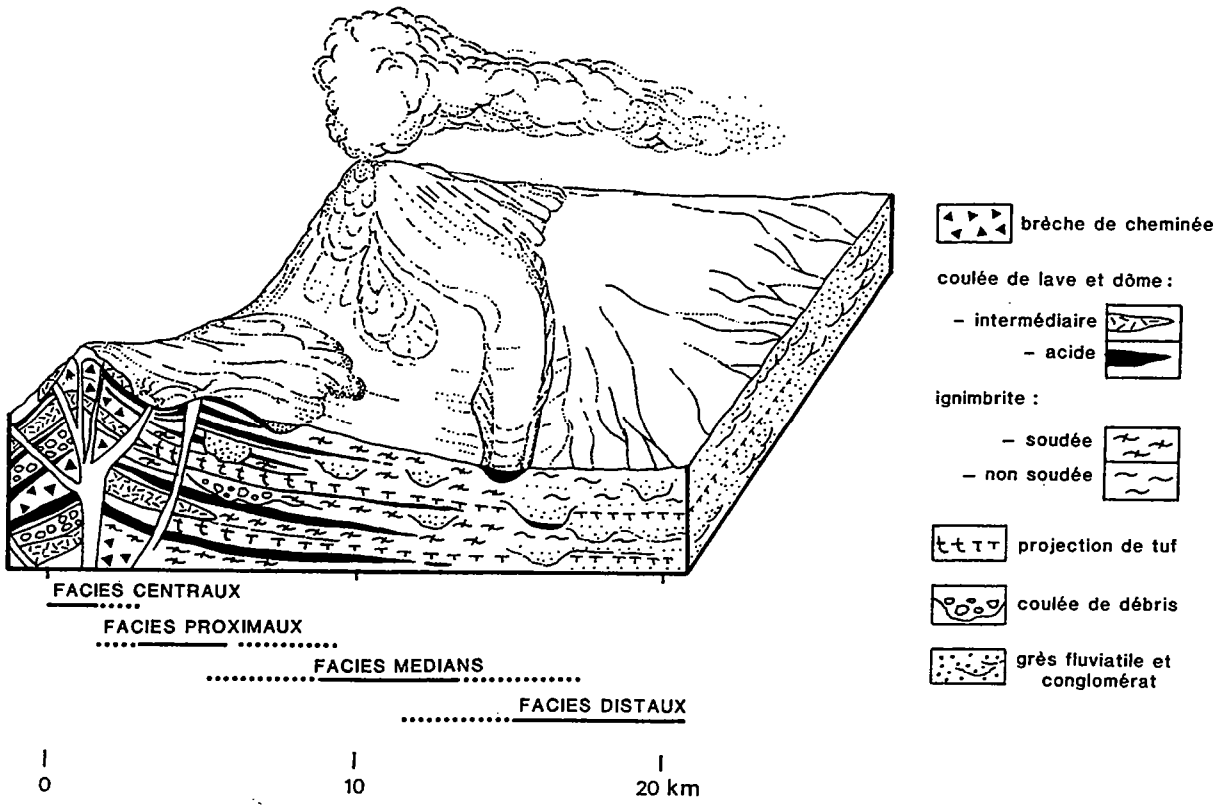


Fig. 77 : Répartition des faciès volcaniques d'un stratovolcan (d'après Riggs et Busby-Spera, 1990)

La **fin du cycle V4** est marquée par une **crise explosive**, rejetant des pyroclastites ponceuses (brèches, tufs, cinérites) contemporaines de l'émission de laves rhyolitiques et dacitiques (intrusions et coulées). La concentration de ces faciès volcaniques variés en un secteur bien précis (complexe du moulin à Papier, le Merdereau) suggère la proximité d'une voie d'alimentation privilégiée, jalonnant peut-être l'une des **failles bordières de la caldera**. Cette fracture se prolonge probablement vers le Nord-Est, dans le triangle de Pail, où sa trace semble coïncider avec les ensembles laviques regroupés autour de Grignon - les Bordeaux (fig.74). Plus à l'Ouest, les nombreux faciès volcano-sédimentaires accompagnés d'ignimbrites à cachet distal rencontrés près de l'étang des Perles indiquent que ce domaine se situe à l'**extérieur de la caldera**. En dépit de l'importance de la fracturation varisque et de la présence de l'unité allochtone de Saint-Pierre-des-Nids, le **diamètre approximatif de cette caldera d'Assé-le-Boisne - Pail peut être estimé à environ 20 km**, en se fondant sur la position supposée de ses limites occidentale et orientale (fig.78).

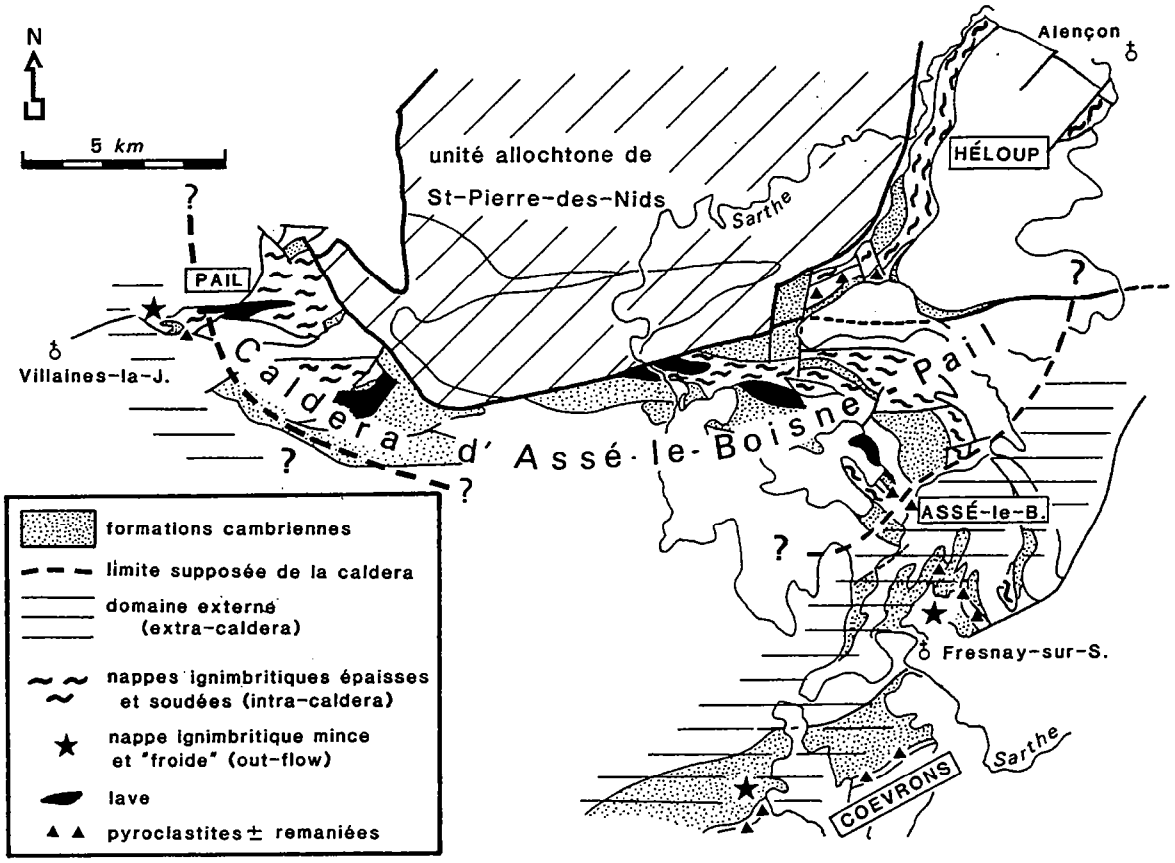


Fig. 78 : Extension présumée de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail

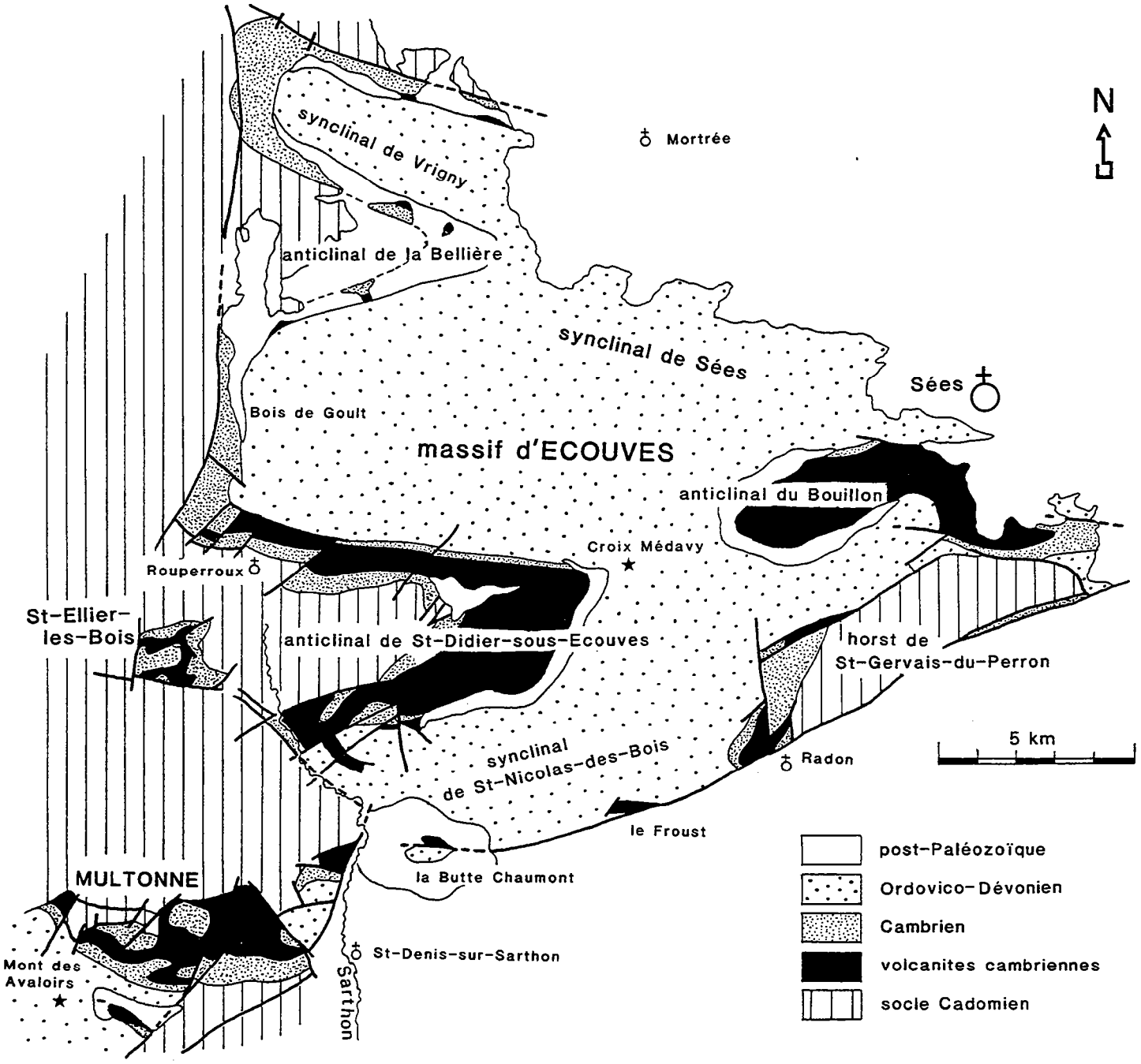


Fig. 79 : Les grandes unités structurales des massifs paléozoïques d'Ecouves et de Multonne

Chapitre IV

Les complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves (massifs de Multonne et d'Ecouves)

Les complexes volcaniques du massif de Multonne et de la partie méridionale du massif d'Ecouves (fig.79) ne feront l'objet que d'une brève description en raison de l'important travail que leur a déjà consacré Chalot-Prat (thèse de 3ème cycle, 1976). Nous résumerons ici les points essentiels touchant à la pétrographie des volcanites ainsi qu'à la chronologie et au dynamisme des éruptions. Les seuls développements concerneront, d'une part, l'analyse des ensembles volcaniques de l'extrémité ouest du massif d'Ecouves, rendue possible grâce à plusieurs forages réalisés par la S.N.E.A.(P), et, d'autre part, l'examen des ensembles volcanogènes des secteurs nord et est du massif d'Ecouves (synclinal de Sées et anticlinal du Bouillon) (fig.79). La synthèse de ces données conduit à l'individualisation d'une structure de type **caldera** centrée sur le **massif d'Ecouves**, caldera bordée d'un **domaine externe** dans lequel le **massif de Multonne** s'inscrit en totalité.

I.- Les complexes volcaniques acides du massif de Multonne et de la partie sud du massif d'Ecouves

1.- le massif de Multonne (fig. 80)

Ce massif, allongé d'Ouest en Est sur une dizaine de km entre Pré-en-Pail et Saint-Denis-sur-Sarthon, se situe paléogéographiquement entre le domaine mancellien émergé au Nord-Ouest et le bassin sédimentaire de la Normannia méridionale au Sud-Est. Il se compose de **deux unités cambriennes**, comprises entre le socle cadomien (Briovérien et granodiorite de la Ferté-Macé) et la Formation du Grès armoricain d'âge arénigien.

La **première unité**, d'origine volcanique, recouvre directement la surface de la pénéplaine cadomienne. L'activité volcanique débute par l'épanchement de petites **coulées rhyodacitiques** (Est et Sud de la Boulaie, fig.80), vite enfouies sous de puissants complexes de **tufs et de brèches ignimbritiques** à texture vitroclastique, indice d'un dynamisme pyroclastique direct. Les preuves avancées par Chalot-Prat (1976) - présence dans la matrice fine de nombreux fragments de ponce et surtout de vitroclastes - ne sont pas décisives à elles seules (*cf.* discussion sur les lahars ponceux des carrières de Voutré ; Ch. I). Il apparaît plus probable, compte-tenu en particulier de la forte concentration des cristaux de quartz dans la matrice, que la plupart de ces termes (*cf.* tufs et brèches de la Boulaie, de la Noë et du ruisseau du Passoir, fig.80) a subi un **remaniement en masse**, accompagné d'un début de lessivage de leur matrice cinéritique (Pl. XXV, ph. 1). Ces faciès doivent donc, en toute rigueur, être rapprochés des **brèches lahariques** du Tapis Vert (fig.80), brèches massives dont les fragments anguleux, d'une taille maximum de 15 cm, sont représentés pour l'esssentiel par des ignimbrites (80 % des éléments volcaniques) et plus occasionnellement par des laves microlitiques andésitiques, des laves hyalo-microlitiques dacitiques à texture perlitique et des cornéennes. Hormis les fragments ignimbritiques remaniés dans les tufs et les brèches lahariques, les témoins d'une activité ignimbritique **directe** existent bien dans le massif de Multonne sous forme de nappes à **texture vitroclastique soudée ou non soudée**, et dont les plus beaux faciès se cantonnent à l'extrémité orientale du massif (bois de Burus, fig.80). L'épaisseur de ces nappes, à chimisme acide (tabl.11), est très difficile à estimer (20 à 50 m ?).

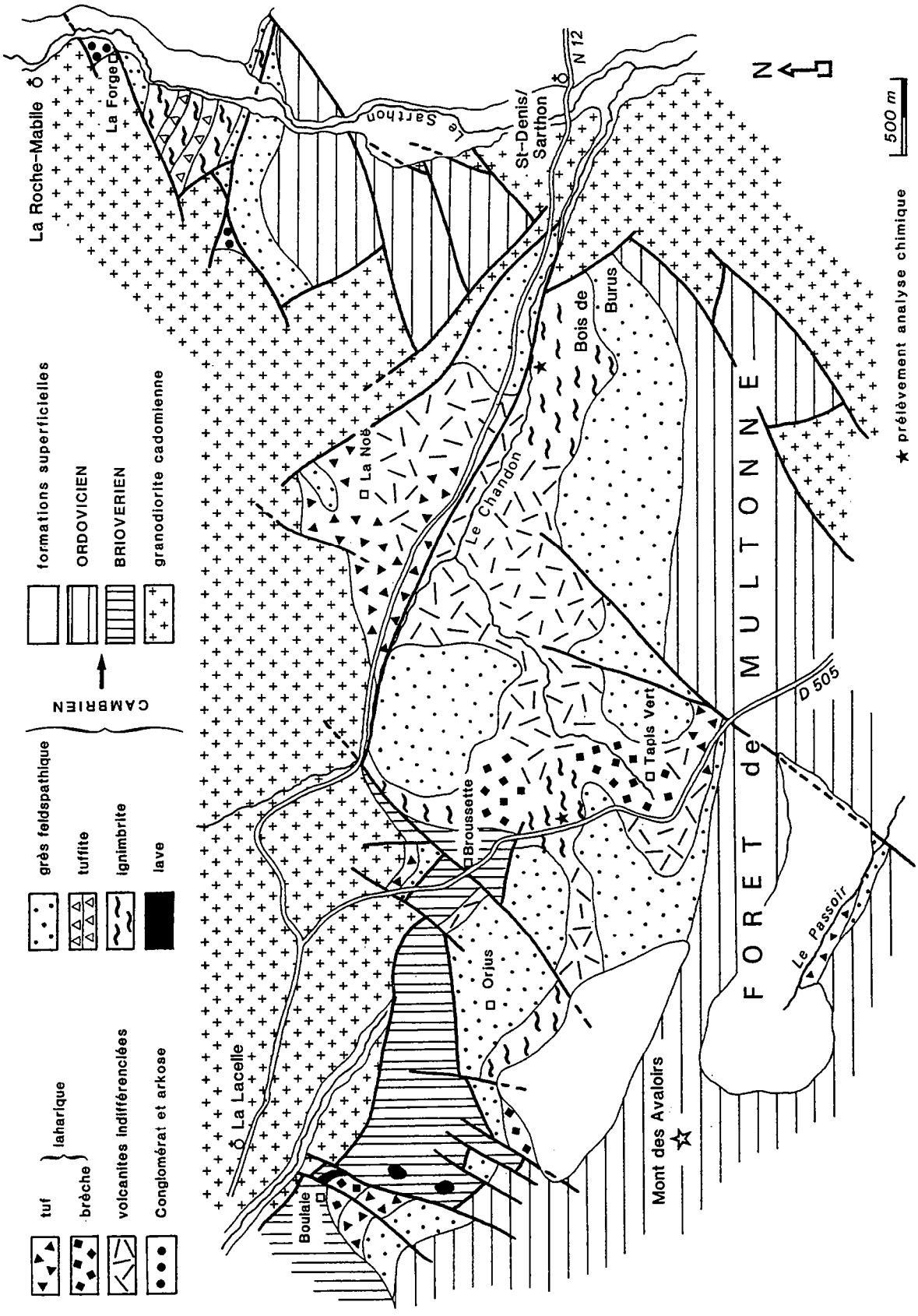


Fig. 80 : Les complexes volcaniques cambriens du massif de Multonne et de la vallée du Sarthon (d'après la carte à 1/50 000 de La Ferté-Macé ; Doré *et al.*, 1977)

La **seconde unité** qui débute par des couches de **tuffites** (grès tufacé) est constituée par un ensemble de grès clairs, finement feldspathiques, eux-mêmes recouverts par la transgression arénigienne de la Formation du Grès armoricain.

2.- la vallée du Sarthon (fig. 80)

Au Sud de la Roche Mabile, en rive droite du Sarthon, la succession cambrienne qui repose par l'intermédiaire d'une semelle conglomératique et arkosique sur la granodiorite cadomienne, se compose d'une alternance de **niveaux volcano-sédimentaires** (grès feldspathiques et grès tufacés) et de **nappes ignimbritiques**. Epaisses de plusieurs dizaines de mètres, ces dernières offrent un faciès très constant, marqué par l'abondance de fragments de **ponces** illitisées, contenus dans une matrice cinéritique, riche en **vitroclastes non soudés** et en cristaux de quartz à cachet pyroclastique (Pl. XXV, ph. 2). Le remaniement d'une fraction de ces nappes au sein de niveaux tufacés serait, selon Chalot-Prat (1976), un argument en faveur du caractère aérien des épanchements. On ne peut cependant pas exclure une mise en place **en partie sous-aquatique** des ignimbrites compte-tenu de leur caractère **distal** (texture tufacée invariablement non soudée) et surtout de leur interstratification avec des niveaux pyroclastiques remaniés, parfois franchement **lessivés** (grès feldspathiques) (*cf.* discussion sur le contexte aérien ou sous-aquatique de mise en place des ignimbrites; Introduction générale).

Le mécanisme retenu s'inspire de celui développé par Busby-Spera (1986) sur l'exemple des coulées pyroclastiques associées à une **caldera sous-marine** dans le Jurassique inférieur de la Sierra-Nevada (fig.81). Déclenchées à l'air libre ou directement en milieu aquatique, les nappes pyroclastiques progressent sous l'eau, d'abord sous forme de **coulées denses**, non turbulentes ("plug flow"), ne présentant pas d'interaction avec le milieu ambiant. Le lithofaciès de ces coulées sous-marines proximales évoque celui de certaines nappes aériennes (coulées massives, non classées, sans intercalation de tuffites). Dans un domaine plus **distal**, la coulée se transforme petit à petit en une **coulée laminaire**, vaguement stratifiée, surmontée d'un nuage de particules turbulentes. Ces dernières, responsables par leur dépôt des intercalations de tuffites, proviennent, d'une part, de l'érosion partielle du toit de la coulée sous l'effet de forces de friction, et, d'autre part, d'une dilution progressive de la tête de la coulée qui finit par incorporer un grand volume d'eau (fig.81). La succession plus ou moins rapide des coulées pyroclastiques permet ou non le dépôt d'importantes quantités de tuffites, celles-ci pouvant même être lessivées si le laps de temps entre l'éruption de deux coulées augmente.

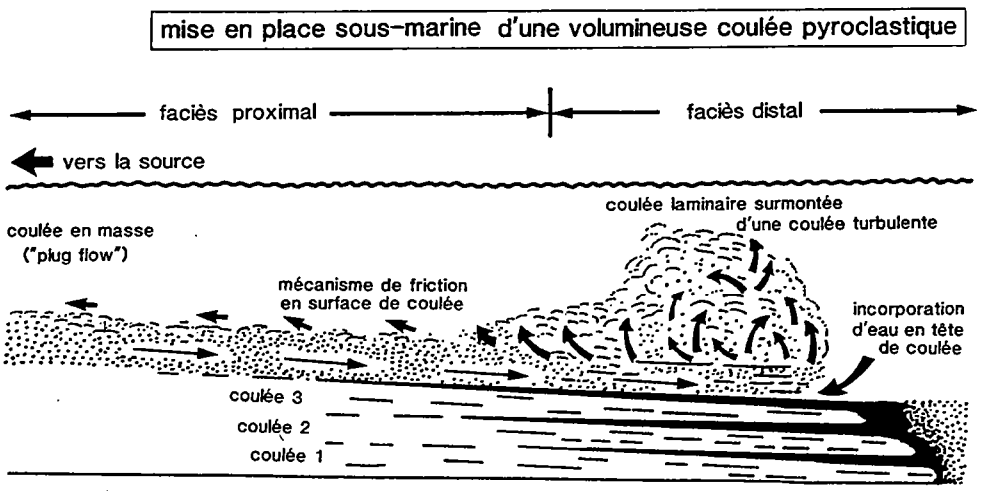


Fig. 81 : Modèle de mise en place sous-marine d'une volumineuse coulée pyroclastique (d'après Busby-Spera, 1986)

3.- le massif de Saint-Ellier-les-Bois (fig. 82)

La série cambrienne du petit massif de Saint-Ellier-les-Bois (5 km au Sud-Est de Carrouges) repose en discordance sur le socle cadomien par le biais d'une mince assise d'arkoses grossières. Ces arkoses évoluent rapidement vers des grès moyens, ocres, associés à une puissante série d'argilites silteuses et siltites straticulées de teinte violacée. C'est au-dessus de cette série détritique fine que s'épanchent les **nappes ignimbritiques**, annoncées localement par le dépôt de **tuffites** de cendres. Les ignimbrites, qui n'affleurent que très ponctuellement (Nord-Ouest de la Haute-Haie ; Sud du Jardin; fig.82), développent de longues flammes baignant dans une matrice **vitroclastique soudée ou non soudée.** Elles sont surmontées par une formation arénacée claire, tufacée à la base, puis finement feldspathique.

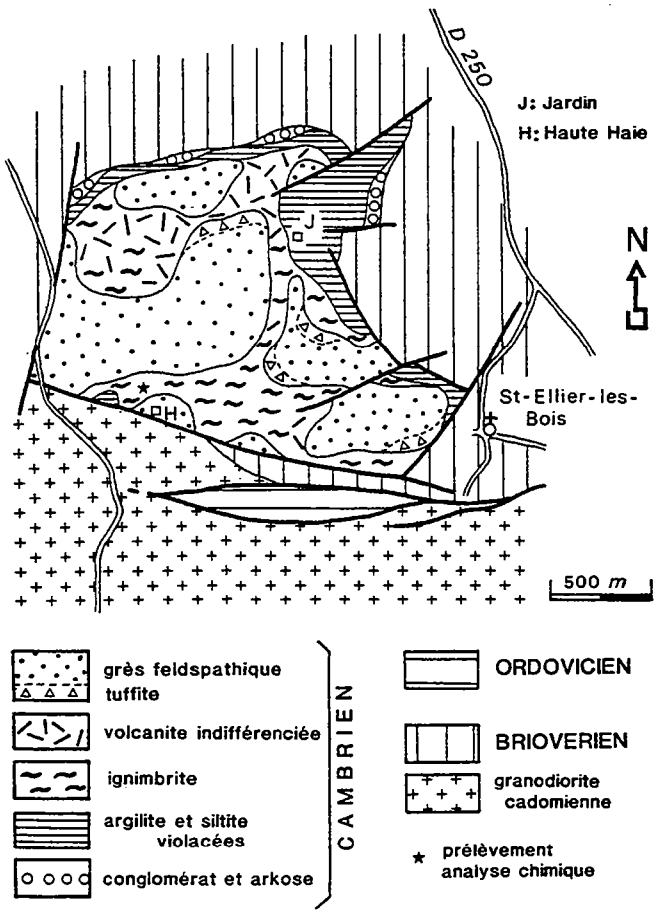


Fig. 82 : Carte géologique détaillée du massif de Saint-Ellier-les-Bois (d'après Chalot-Prat, 1976)

4.- le versant méridional du massif d'Ecouves (fig. 83)

Les volcanites cambriennes du versant méridional d'Ecouves peuvent s'analyser sur **trois coupes** réalisées dans l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves, deux établies au flanc sud (Longuenoë et Livaie ; Chalot-Prat, 1976), et une au flanc nord (Bousance ; Chevalier, 1968 ; Chevalier et Doré, 1970).

a/ <u>les formations cambriennes de la coupe de Longuenoë</u> (fig. 83)

Dans ce secteur, disloqué par de nombreuses failles, la série cambrienne débute par des arkoses violacées grossières, en contact anormal avec les grauwackes du Briovérien. Les premiers témoins d'une activité volcanique se rencontrent en rive gauche du Sarthon, au Nord de Pré Chauvon, sous la forme d'une **formation volcano-sédimentaire** épaisse de quelques mètres, composée de siltites et argilites sombres totalement envahies par plusieurs

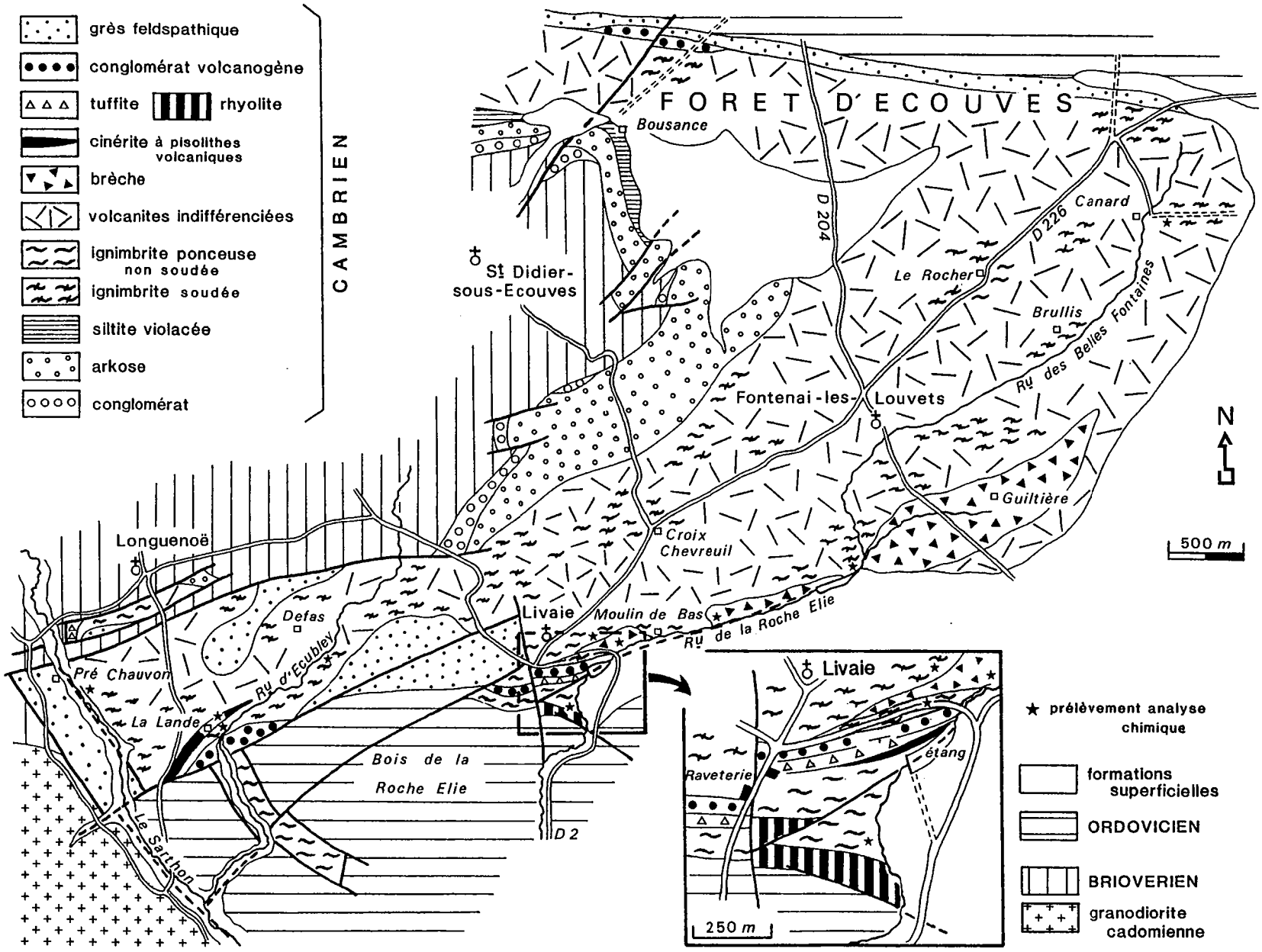


Fig. 83 : Les complexes volcaniques cambriens du versant méridional d'Ecouves (anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves ; d'après les cartes à 1/50 000 de La Ferté-Macé, Doré *et al.*, 1977 et d'Alençon, Doré *et al.*, 1981)

passées de tuffites riches en fragments de ponces. Même dans les faciès qualifiés de tufs de lapilli par Chalot-Prat (1976), s'observe toujours un **faible remaniement par l'eau**, preuve que ces niveaux tufacés résultent surtout de la chute de pyroclastites ponceuses en milieu aquatique, suivie de leur mélange plus ou moins poussé avec les sédiments fins autochtones.

Surmontant, sans contact visible, la formation volcano-sédimentaire précédente, vient un **puissant complexe de nappes ignimbritiques**, bâti de termes toujours très porphyriques (phénocristaux de quartz, orthose perthitique, plagioclase, biotite) et dont la mésostase évolue depuis une texture hyalo-microlitique jusqu'à une **texture vitroclastique soudée ou non soudée** (Pl. XXV, ph. 3). Les enclaves laviques (rhyolite et surtout laves plagioclasiques), de même que les lambeaux de ponces, peuvent abonder dans certains faciès. Le caractère pseudo-fluidal de ces ignimbrites est matérialisé par l'allongement de flammes sombres, limitées parfois par un cortex fibro-radié. Certaines flammes à texture axiolitique, emplies de minéraux venant à coup sûr combler un ancien "vide", correspondent à des **lithophyses** *(sensu* Vincent, 1961) (*cf.* Pl. XXVIII, ph.3).

Dans le secteur de la Lande (fig.83), le sommet du complexe ignimbritique qui abrite un horizon de **cinérites à pisolithes volcaniques** de composition rhyolitique (analyse 125 D, Tabl.12), est raviné par une puissante assise **conglomératique** (signalée par Bigot, 1924) renfermant, pêle-mêle, des galets bien roulés de nature sédimentaire (grauwackes et cornéennes briovériennes) ou volcanique et des blocs mal équarris de volcanites (essentiellement des ignimbrites flammées à texture vitroclastique soudée). Ce conglomérat, qui offre beaucoup d'analogie avec ceux décrits dans les Coëvrons (*cf.* par exemple, carrières de Voutré ; Ch. I), passe latéralement à des grès feldspathiques à semelle tufacée, ultime formation cambrienne de ce secteur.

b/ <u>les volcanites cambriennes de la coupe de Livaie</u> (fig.84)

Dans le secteur de Livaie, le cycle sédimentaire cambrien infravolcanique (130 m), discordant sur les turbidites du Briovérien supérieur, se compose d'une assise conglomératique lenticulaire surmontée d'arkoses violacées puis de grès à tourmaline (Chevalier et Doré, 1970).

La crise volcanique paroxysmale s'accompagne du rejet de puissantes **nappes ignimbritiques** à chimisme acide (tabl.11), épaisses de 200 m environ, représentées surtout par des termes très porphyriques (jusqu'à 10 % de phénocristaux de quartz, feldspath potassique perthitique, plagioclase, mica), flammés (flammes à texture souvent axiolitique), à **texture vitroclastique soudée**. Les enclaves de laves (rhyolites vitreuses porphyriques et laves microlitiques), fréquentes, côtoient de rares **grenats** et **cordiérites** entièrement pinitisées. Quelques faciès de brèches ignimbritiques à texture vitroclastique (La Croix Chevreuil, fig.83) peuvent désigner la base de nappes superposées, à moins qu'il ne s'agisse de brèches co-ignimbritiques compatibles avec le **caractère proximal des nappes**.

Exempt d'intercalations volcano-sédimentaires ou pyroclastiques, le complexe ignimbritique est interrompu à son sommet par un ensemble de **brèches violacées** qui s'allonge de Livaie à la Guiltière (fig. 83), soit sur près de 4 km. Ces brèches se composent pour l'essentiel de faciès monogéniques dans lesquels des fragments pluri-centimétriques de laves microlitiques à texture intersertale (minéralogie : plagioclase, ferro-magnésiens déstabilisés, opaques aciculaires) sont noyés dans un ciment lavique, hyalo-microlitique fluidal, renfermant quelques phénocristaux d'albite (Pl. XXV, ph. 4). Au sommet du complexe bréchique, à l'Ouest du Moulin de Bas, existe un faciès polygénique qui contient, outre des laves microlitiques, de rares fragments ignimbritiques à texture vitroclastique, identiques à ceux du complexe sous-jacent. De composition chimique rhyolitique (*cf.* tabl.12), les brèches sont directement recouvertes par des ignimbrites tufacées à rares pisolithes volcaniques (Sud-Est de Livaie, le long de la D. 2 nouvellement rectifiée, fig.83), ce qui a conduit Chalot-Prat (1976) à

	149C	33	124A	1148B	35	1200	125C	130	155	169A	32
SiO2	69,00	69,20	69,40	69,50	69,71	70,20	70,60	71,30	71,40	72,20	72,28
Al2O3	14,40	13,70	14,80	14,75	14,41	15,60	14,10	14,10	13,80	13,45	13,23
Fe2O3	0,00	4,85	1,25	0,90	3,17	1,63	1,35	0,75	0,60	1,35	4,10
FeO	4,00	0,11	2,20	2,85	1,12	0,57	2,25	2,15	2,35	1,55	0,19
MnO	0,04	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06
MgO	1,00	0,11	0,85	1,00	0,95	0,50	1,00	0,65	0,60	0,70	0,64
CaO	1,60	1,09	0,45	0,85	1,00	0,72	1,50	0,95	0,90	0,20	0,26
Na2O	3,00	3,25	3,00	2,50	3,56	3,30	2,65	3,40	4,70	3,20	3,09
K2O	4,25	4,77	4,65	4,00	5,21	5,31	3,75	4,50	3,15	5,15	3,98
TiO2	0,45	0,03	0,53	0,50	0,01	0,45	0,42	0,49	0,41	0,24	nd
P2O5	0,15	0,00	0,14	0,17	0,12	0,15	0,15	0,15	0,14	0,05	nd
H2O+	2,25	1,37	2,15	1,45	1,37	1,45	1,75	2,25	1,90	2,05	1,88
H2O-	0,20	0,00	0,30	0,20	0,00	0,20	0,20	0,20	0,10	0,10	0,28
PF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,35	99,35	99,75	99,45	100,64	100,00	99,76	100,44	100,10	100,27	100,27

	1127A	397A	397G	1126	134	31	169B	1182B	1141A	167
SiO2	72,40	72,43	72,57	72,60	72,80	72,94	73,23	74,00	75,50	75,50
Al2O3	14,10	13,54	13,39	14,05	13,50	13,46	12,93	14,30	13,80	12,30
Fe2O3	2,15	3,00	3,09	2,37	1,80	2,53	2,39	0,48	0,79	0,65
FeO	0,68	*	*	0,68	1,10	0,13	*	0,29	0,43	1,50
MnO	0,02	0,05	0,08	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02
MgO	0,60	0,22	0,42	0,60	0,65	0,97	0,23	0,25	0,35	0,50
CaO	0,28	0,62	0,37	0,96	0,20	0,08	tr	0,12	0,32	0,20
Na2O	1,80	3,16	3,01	1,79	1,70	3,25	2,82	0,38	2,70	1,40
K2O	5,57	4,16	4,28	4,59	5,10	4,81	4,43	8,45	4,25	5,75
TiO2	0,30	0,14	0,12	0,31	0,34	0,41	0,15	0,39	0,30	0,25
P2O5	0,12	tr	tr	0,14	0,14	0,14	tr	0,13	0,13	0,05
H2O+	1,52	-	-	1,64	2,40	1,34	-	1,05	1,20	1,90
H2O-	0,25	-	-	0,35	0,25	0,22	-	0,10	0,20	0,15
PF	-	2,12	1,83	-	-	-	3,13	-	-	-
Total	95,78	99,44	99,16	100,10	100,01	100,53	99,34	99,94	99,97	100,17

Tabl. 11 : Analyses chimiques en éléments majeurs des ignimbrites de la caldera d'Ecouves

(analyses 149 C, 124 A, 125 C, 130, 155, 169 A, 134, 167 *in* Chalot-Prat, 1976; analyses 31, 32, 33, 35 *in* Boyer, 1974).

Localisation des échantillons :

- massif de Multonne: 167: bois de Burus; 169 A et B: D.505 au Nord du Tapis Vert.
- massif de Saint-Ellier-les-Bois: 134: la Haute Haie.
- massif d'Ecouves, versant méridional: 124 A: Sud-Ouest de Longuenoë, Pré Chauvon; 125: Sud de Longuenoë, la Lande; 130: Sud-Est de Longuenoë, Defas; 149 C: Est de Livaie; 33: Fontenai-les-Louvets; 155: Sud de Fontenai-les-Louvets; 1200: maison forestière du Canard.
- massif d'Ecouves, extrémité occidentale: 32, 397 A et G: carrière de Rouperroux.
- massif d'Ecouves, secteur du Bouillon: 31, 35, 1126, 1127 A: Nord du Bouillon; 1182 B: cluse de la Vandre, Ouest du Tertre.
- massif d'Ecouves, secteur de Radon: 1148 B : Sud de l'Etang.
- massif d'Ecouves, secteur du Froust: 1141 A.

les interpréter comme des **brèches intrusives** ayant pu parvenir à l'**air libre** (brèches d'intrusion, extrusives).

La fin de ce premier cycle éruptif est marqué par le dépôt d'une **nappe ignimbritique** tufacée verdâtre, non remaniée par l'eau, particulièrement riche en flammèches ponceuses illitisées et en cristaux éclatés de quartz et de feldspaths (Pl. XXVI, ph. 1). Ce faciès, d'aspect cinéritique, renferme également quelques rares pisolithes volcaniques. Il témoigne d'une évolution de la dynamique éruptive vers des mécanismes plus explosifs, en partie de **nature phréato-magmatique**.

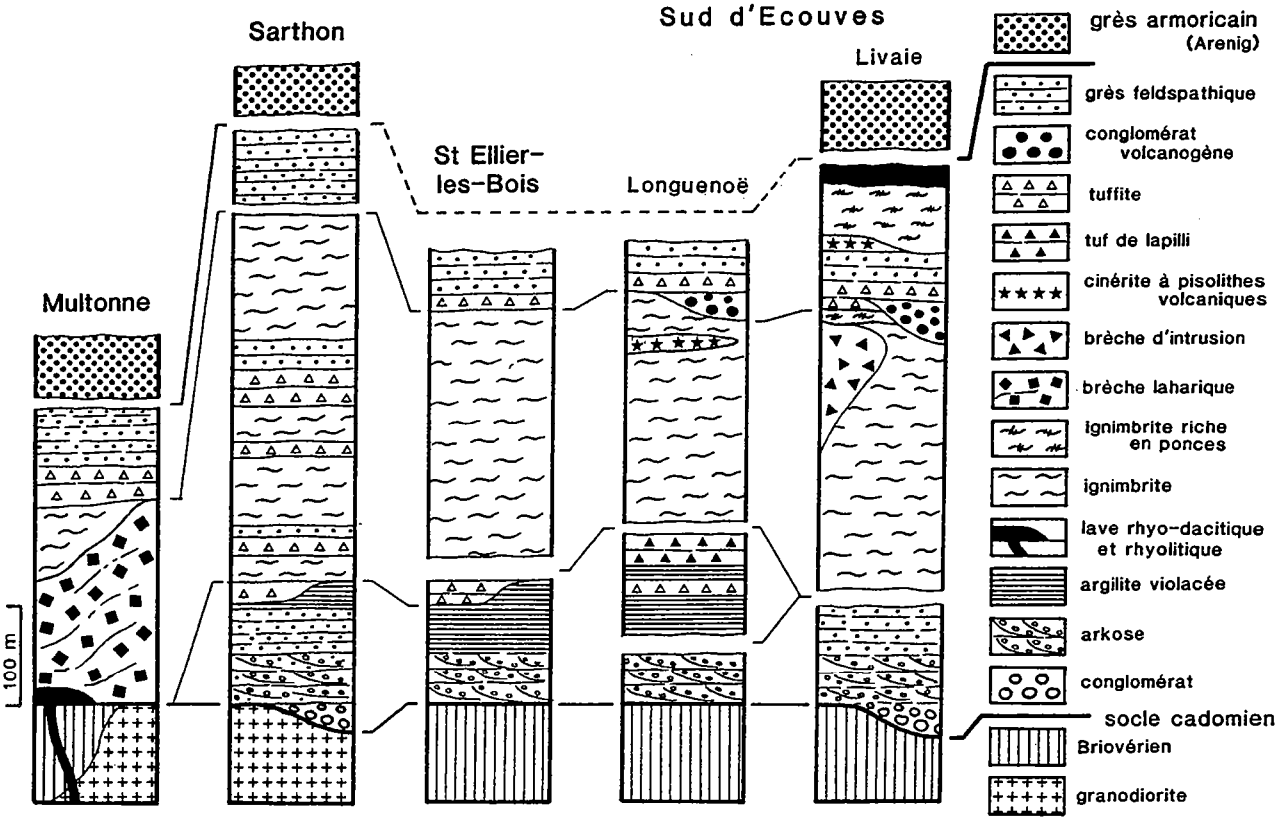


Fig. 84 : Successions lithologiques des complexes volcaniques cambriens du massif de Multonne et du versant sud d'Ecouves
(d'après Chalot-Prat, 1976 ; légèrement modifié)

Le toit du **premier complexe éruptif** est raviné par une **unité conglomératique** qui affleure au Sud de Livaie, en particulier sur la rive nord de l'étang dans lequel débouche le ruisseau de la Roche Elie (fig.83). Ce "poudingue suprarhyolitique", découvert par Bigot (1924) et analysé par Chevalier (1968), renferme pour l'essentiel des grès briovériens (41 %), des grès feldspathiques cambriens (23,5 %) et des volcanites (33,5 %). Ces dernières, remaniées en galets ou en blocs non usés, se composent surtout d'ignimbrites à texture vitroclastique non soudée, auxquelles se mêlent quelques laves microlitiques (Chalot-Prat, 1976). Piégée au sein d'une structure chenalisée, l'assise conglomératique admet vers son sommet des intercalations de grès grossiers tufacés sur lesquels viennent s'épancher les faciès volcaniques du second cycle éruptif.

Reconnu uniquement au Sud de Livaie, le **second cycle éruptif** comprend plusieurs faciès réunis sous l'appellation "nappe de ponces" par Chalot-Prat (1976). Parmi ces faciès, figurent vers la base des termes tufacés acides (éch. 147 D, tabl.12) envahis de fragments de **ponces** et qui hébergent des **lits à pisolithes volcaniques** (lits non signalés par Chalot-

Prat). Puis viennent des faciès, toujours riches en ponces (flammes-ponces), comportant une matrice vitroclastique non soudée dans laquelle baignent quelques cristaux de quartz ou de feldspaths. Ces **ignimbrites ponceuses** particulièrement acides (éch. 148 A, C et F, tabl.12) sont recouvertes par des termes leucocrates aphyriques, caractérisés par leur texture rubanée qui, selon Chalot-Prat (1976), résulte du tassement différentiel des vitroclastes au sein de rubans. Si ces termes, affectés par ailleurs d'une texture perlitique, se rapprochent encore d'ignimbrites, d'autres volcanites rubanées, cantonnées au sommet du second cycle éruptif, correspondent, en revanche, à des **laves acides rhyolitiques**. Elles sont constituées, en effet, d'une mésostase à texture perlitique où alternent des bandelettes vitreuses et des zones en voie de vésiculation (Pl. XXVI, ph. 2). Ces laves acides, observables au Sud-Est de la Raveterie (fig.83), paraissent limitées vers le Sud par un accident qui les met en contact avec le Grès armoricain, formation basale de la succession ordovicienne.

	1398H	1398J	1398K	1398P	1398Q	1398X	1141f	151C	152	818
SiO2	47,98	50,95	51,88	48,22	48,67	53,96	68,20	70,80	75,20	77,26
Al2O3	16,01	15,40	14,96	14,50	15,17	16,56	15,00	14,50	11,90	12,28
Fe2O3	1,83	2,99	2,95	2,21	2,40	2,70	4,76	1,90	2,20	2,30
FeO	5,88	4,22	3,99	4,52	3,10	4,73	0,54	2,10	1,55	*
MnO	0,18	0,12	0,13	0,11	0,16	0,15	0,04	0,04	0,03	0,01
MgO	4,42	9,20	8,14	6,84	3,15	6,92	0,65	0,40	0,25	tr
CaO	7,43	3,84	4,42	7,64	9,84	7,22	0,28	0,25	0,25	tr
Na2O	3,86	4,82	5,60	3,43	2,06	4,30	3,98	5,15	6,80	4,73
K2O	2,20	1,03	0,41	1,52	3,53	1,89	3,81	3,30	0,70	1,71
TiO2	1,02	0,94	0,84	0,83	0,83	0,97	0,52	0,32	0,33	0,36
P2O5	0,60	0,55	0,56	0,48	0,52	0,58	0,11	0,08	0,07	tr
H2O+	-	-	-	-	-		1,40	1,40	0,85	-
H2O-	0,41	0,42	0,51	0,51	0,32		0,20	0,10	0,15	-
PF	8,54	6,27	6,28	9,18	10,43		-	-	-	1,10
Total	100,36	100,75	100,67	99,99	100,18		99,49	100,34	100,28	99,75

	397D	397 I	1186A	1141B	147D	148 F	148C	148A	125D	1020
SiO2	68,97	73,94	77,80	78,00	75,80	78,00	82,60	83,00	72,40	74,90
Al2O3	14,16	14,03	13,10	12,50	12,70	12,20	8,40	8,15	13,90	14,20
Fe2O3	3,71	1,39	0,75	0,47	1,70	0,70	0,07	0,08	2,55	0,72
FeO	*	*	0,29	0,50	0,50	0,95	0,95	1,15	0,50	0,90
MnO	0,06	tr	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	0,71	0,30	0,65	0,15	0,80	0,85	0,35	0,15	1,10	0,25
CaO	0,61	0,46	0,10	0,40	0,20	0,10	0,25	0,10	0,40	0,45
Na2O	1,92	3,97	0,26	3,26	0,50	0,04	0,11	0,17	0,35	4,98
K2O	5,39	3,72	4,20	2,70	4,70	4,35	5,35	5,75	5,05	2,50
TiO2	0,40	0,40	0,19	0,02	0,30	0,12	0,13	0,11	0,49	0,12
P2O5	nd	0,17	0,05	0,24	0,07	0,03	0,02	0,03	0,10	0,11
H2O+	-	-	2,10	1,05	0,30	2,20	1,05	0,75	0,40	1,10
H2O-	-	-	0,08	0,15	2,65	0,15	0,05	0,05	2,85	0,10
PF	2,71	1,34	-	-	-	-	-	-	-	
Total	98,64	99,72	99,57	99,47	100,24	99,70	99,34	99,59	100,11	100,34

Tabl. 12: Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites des calderas d'Ecouves et de Perseigne.
- **massif d'Ecouves:**
1398 H à Q: andésites basaltiques du forage du bois de Goult (X: moyenne des 5 analyses); 1141 F à 818: brèches intrusives violacées; 397 D à 1141 B: rhyolites; 147 D à 148 A: ignimbrites ponceuses de Livaie; 125 D: cinérite à pisolithes volcaniques.
Localisation des échantillons : 1141 F: butte du Froust; 151 C, 152 et 818: Est de Livaie (ruisseau de la Roche Elie); 397 D et I: carrière de Rouperroux; 1186 A: Nord-Est du Tertre; 1141 B: butte du Froust; 147 D à 148 A: étang de Livaie; 125 D: Sud de Longuenoë, la Lande.
- **massif de Perseigne**: 1020: rhyolite; le Haut Chaillou (Neufchâtel-en-Saosnois).

c/ la succession cambrienne de la coupe de Bousance

Située en forêt d'Ecouves, au Nord de l'anticlinal de Saint-Didier (fig.83), la coupe de Bousance (Chevalier, 1968 ; Chevalier et Doré, 1970) comprend un **cycle sédimentaire infra-volcanique** (conglomérat, arkoses, grès à tourmaline, siltites violacées), surmonté par de **puissants épanchements ignimbritiques** dont le lithofaciès rappelle celui des nappes basales de Livaie. Ces ignimbrites porphyriques flammées, à **texture vitroclastique** généralement **soudée**, occupent toute la fermeture du pli anticlinal d'Ecouves où elles affleurent sporadiquement (Maison forestière du Canard, le Rocher, les Brullis, fig.83). Au Nord-Est de Bousance, leur toit est entamé par un **conglomérat** polygénique à galets de volcanites, équivalent de ceux de Livaie et de la Lande. Outre les volcanites (13 %), ce conglomérat renferme des galets de grès briovériens, métamorphiques (8 %) ou non (59 %), et des grès feldspathiques cambriens (20 %) (Chevalier et Doré, 1970). Contrairement à la coupe de Livaie, où l'unité conglomératique était surmontée par un second complexe volcanique, ici, seuls quelques mètres de grès rouges feldspathiques coiffent le conglomérat et servent de support à la transgression arénigienne du Grès armoricain.

II.- Les complexes volcaniques cambriens de l'extrémité occidentale du massif d'Ecouves

La découverte en 1976, grâce à un procédé de magnétisme aéroporté, de l'amas sulfuré de Rouez, intercalé dans le Briovérien au Sud du synclinal des Coëvrons, a incité la société Elf-Aquitaine à poursuivre leur prospection sur d'autres sites présentant des anomalies magnétiques. Ainsi s'expliquent les nombreux forages carottés, implantés à l'extrémité ouest du massif d'Ecouves, au niveau de l'anomalie de Chahains (7 forages répertoriés CH 1 à CH 7 réalisés à l'Est et au Nord de Chahains ; 1 forage BG-G1 localisé dans le bois de Goult; fig. 85). Réalisés en 1980-81, ces forages n'ont rencontré aucun niveau minéralisé d'importance ; seules quelques zones fracturées et silicifiées portent des traces de pyrite, blende et galène. Si certains forages sont directement entrés et demeurés dans le Briovérien, d'autres ont recoupé des formations cambriennes avant de pénétrer dans le Briovérien (par exemple CH 5 et CH 6, fig.85 et 86). Enfin, le forage BG-G1, le seul à n'avoir pas atteint le Briovérien, a traversé en continu, après 90 m de la Formation du Grès armoricain, près de 200 m de formations cambriennes dans lesquelles se rencontrent **deux complexes volcaniques** (fig.87). Mais avant de décrire en détail certains de ces forages, il faut examiner auparavant, et de façon succinte, la prolongation, vers l'Ouest, du complexe ignimbritique reconnu au flanc nord de l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves.

1.- Les nappes ignimbritiques de la terminaison nord-ouest de l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves

Entre Bousance (fig.83) et le Nord de Rouperroux (fig.79), les coulées de solifluxion émanant des crêtes de Grès armoricain masquent le plus souvent les complexes volcaniques cambriens. Seuls quelques affleurements isolés (par exemple à 500 m au Nord-Ouest de Villeneuve, fig.85) permettent de recueillir des **ignimbrites flammées** dont la texture **vitroclastique soudée** est parfaitement conservée (Pl. XXVI, ph. 3). Dans ces conditions, le meilleur lieu d'observation des volcanites cambriennes demeure la carrière de Rouperroux (fig.85) laquelle, selon Boyer (1968), exploite "des roches aphanitiques, violettes ou grises, qui sont parmi les plus belles ignimbrites qu'il nous a été donné de voir dans le Massif armoricain". Les ignimbrites contiennent de longues flammes étroites (5 cm de long sur 0,5 cm de large au maximum), aux extrémités effilochées, constituées d'un ancien verre, vésiculé ou fibreux, à texture sphérolitique (*cf.* ph.14 et 15 ; Boyer, 1972; ph. 3, pl. II ; Chalot-Prat et Le Gall, 1978). Ces flammes, à cortex axiolitique, sont recristallisées en une large mosaïque quartzo-feldspathique. Dans la mésostase pseudo-fluidale eutaxitique, se décèle une texture vitroclastique soudée qui, en raison du tassement de la roche, s'observe le mieux dans les zones d'ombre bordant les quelques phénocristaux de plagioclase et les rares quartz. Les

nombreuses enclaves se répartissent en : siltite et grauwacke briovériennes, siltite et grès cambriens, cinérite, rhyolite.

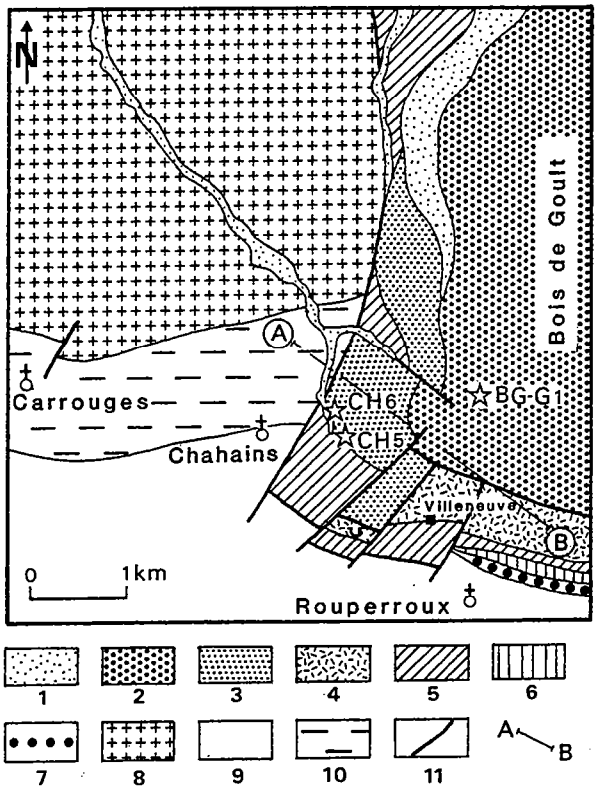


Fig. 85:
Emplacement des forages CH5, CH6 et BG-G1 à l'extrémité occidentale du massif d'Ecouves
1 : formations superficielles ;
2 : Grès armoricain : 3 : grès feldspathiques ;
4 : ignimbrites cambriennes ; 5 : argilites violacées ; 6 : arkoses ; 7 : conglomérat (3 à 7 : formations cambriennes) ;
8 : granodiorite cadomienne ;
9 : Briovérien supérieur ; 10 : Briovérien supérieur métamorphique ; 11 : faille.
A-B : coupe de la figure 91

Les ignimbrites de la carrière de Rouperroux se disposent en un ensemble massif, **sans intercalation sédimentaire ou volcano-sédimentaire.** Les textures d'écoulement laminaire, orientées en gros E-W, plongent de 60° vers le Sud dans la paroi nord de la carrière, tandis qu'au Sud, ces mêmes textures adoptent une disposition quasi-verticale ou à fort plongement nord. L'orientation du grand axe des flammes dans ces plans demeure proche d'une direction méridienne. Malheureusement en possession de ces seules données, aucun sens de propagation des coulées ne peut être déduit avec certitude, d'autant que la carrière de Rouperroux est totalement isolée au sein d'un panneau cambrien encadré de failles (Doré *et al.*, 1977 b). Ainsi, le contact avec les formations sédimentaires sous-jacentes s'effectue par l'intermédiaire d'une zone d'ignimbrites bréchifiées plaquées contre une série d'argilites violacées. Ces dernières sont entrecoupées de minces bancs de grès saumon à ciment calcareux, localement parcourus de rides de courant et affectés de figures de glissement en masse. Le toit du complexe ignimbritique affronte par faille une série de grès feldspathiques clairs. Signalons enfin, que les nappes ignimbritiques sont recoupées par des **filons** plurimétriques de **rhyolite** gris-verdâtre à gris-clair, porphyrique (quartz automorphes cernés d'une pellicule vitreuse cryptocristalline ; feldspaths alcalins et plagioclases illitisés, parfois chargés d'épidote ; biotites chloritisées) et à mésostase finement dévitrifiée. La similitude de leur composition chimique avec celle des ignimbrites (*cf.* analyses de la rhyolite 397 I et des ignimbrites 397 A et 31 ; tabl. 11) conduit à considérer ces laves acides comme des filons d'alimentation des nappes sus-jacentes. En outre, la présence d'enclaves de rhyolite dans les nappes ignimbritiques révèle l'existence de **plusieurs périodes d'injection filonienne.**

2.- Analyse des complexes volcaniques reconnus en forage et de leurs enveloppes sédimentaires

Hormis la découverte d'un complexe volcanique basique totalement insoupçonné dans ce secteur (*cf.* forage BG-G1), les forages réalisés à l'extrémité ouest du massif d'Ecouves ont permis d'examiner en continu la presque totalité de la succession cambrienne et de recueillir de précieux renseignements sur les paléomilieux dans lesquels se déroulent les éruptions volcaniques (fig. 85 et 88). Bien que de nombreuses structures sédimentaires échappent à l'observation en raison du faible diamètre des carottes (3,5 cm), **deux forages** présentent un intérêt évident : d'une part le **forage CH 6** ayant traversé plus de **100 m** de formations cambriennes avant de pénétrer dans le socle cadomien, d'autre part le **forage BG-G1**, le seul à avoir **recoupé les complexes volcaniques**.

a/ analyse du forage "Chahains 6" (CH 6) (fig.86)

Implanté à 750 m à l'Est de l'église de Chahains, en rive gauche du ruisseau du Val (x = 419,90 ; y = 98,85 ; z = 325 m), ce forage plonge de 60° vers le Sud-Ouest (N 235°E) et possède une longueur totale de 147 m. En épaisseurs réelles, la puissance totale des formations cambriennes carottées atteint **113 m.**

A la base s'observe le socle cadomien (Briovérien métamorphique) représenté par des argilites à fines lamines silteuses, plongeant fortement vers le Nord-Est, et renfermant des cordiérites pinitisées **clairement anté-schisteuses**. Les formations cambriennes reposent sur ce substratum métamorphique par l'intermédiaire d'une zone fracturée et silicifiée. En dépit de la nature de ce contact, la **discordance angulaire** majeure séparant les deux systèmes ne peut être mise en doute, les formations cambriennes étant sub-horizontales ou inclinées de quelques degrés vers l'Est. De la base au sommet, ces formations sont constituées par (fig.86) :

- environ 4 m de **dolomie** gréseuse à semis de quartz de forme arrondie et à nombreux lithoclastes issus de la désagrégation du socle cadomien (granodiorite, granophyre, cornéennes et schistes tachetés) ;

- un ensemble (60 m) de grès fins ou grossiers, à ciment calcareux, entrecoupés de quelques niveaux silteux verdâtres et surtout de nombreuses passées micro-conglomératiques. Ces dernières incorporent d'abondants fragments carbonatés, dont des **calcaires oolithiques dolomitisés** et des fragments de socle (Pl. XXVII, ph. 1). Vers le sommet de cet ensemble, les grès sont progressivement envahis de cristaux de **quartz** d'origine assurément **volcanique**, accompagnés de feldspaths (orthose perthitique et plagioclase) et de micas ;

- une dizaine de mètres de grès fins, violacés et ocres, interrompus de minces intercalations d'argilites violacées et verdâtres. De nombreuses **déformations syn-sédimentaires** affectent ces alternances : lits contournés, figures de charge, petites failles synsédimentaires. Au sommet, les horizons gréseux renferment de multiples échardes de quartz volcanique et des horizons de nature **cinéritique** affectés d'une schistosité oblique sur la stratification ;

- des argilites violacées à intercalation centimétrique de siltites et de grès fins brun-clair ;

- des arkoses violacées, bien calibrées, contenant des quartz volcaniques, d'abondants feldspaths (orthose perthitique et plagioclase), des petits fragments de lave à mésostase dévitrifiée ou microlitique, de nombreux minéraux opaques et des minéraux lourds (zircon et tourmaline).

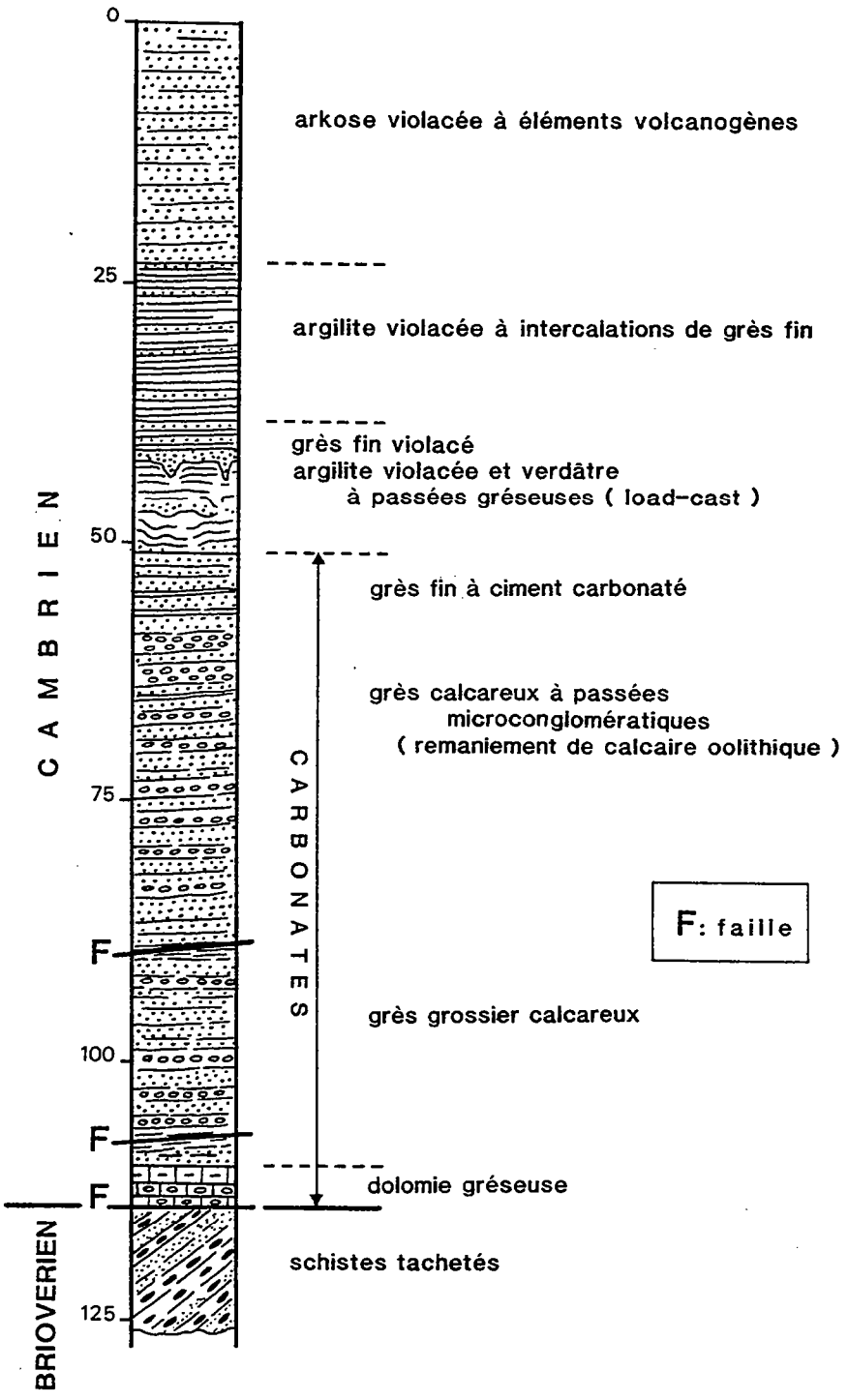


Fig. 86 : Coupe du forage CH6 réalisé par la SNEA (P) à l'Est de Chahains (*cf.* fig.85)

b/ analyse du forage "Bois de Goult" (BG-G1) (fig.87)

Installé dans le bois de Goult (x = 421,30 ; y = 99,00 ; z = 390 m), le forage BG-G1, long de 318,25 m et plongeant de 60° vers le Sud-Est, a foré, sous 90 m de Grès armoricain, environ **200 m de formations cambriennes** qui, de bas en haut, comprennent plusieurs ensembles :

L'**ensemble inférieur** (60 m au minimum) se compose d'argilites violacées à minces horizons gréseux évoluant de façon graduelle vers des grès fins à passées silteuses et rares intercalations microconglomératiques. Quelle que soit leur granulométrie, tous ces termes se caractérisent par leur **ciment carbonaté**. Localement, des déformations synsédimentaires détruisent la régularité de la stratification, comme par exemple dans les grès qui supportent les premières coulées basiques. Les horizons gréseux renferment des quartz non usés, mal calibrés, ainsi que des feldspaths et des micas. Les niveaux les plus grossiers remanient, à côté de quelques fragments de socle, de nombreux lithoclastes carbonatés dont certains ont conservé leur **structure oolithique**. Le toit de cet ensemble contient plusieurs lits verdâtres de nature **cinéritique**, parfois disloqués en fragments anguleux.

Le **second ensemble** comprend **trois coulées de laves basiques**, puissantes chacune d'une vingtaine de mètres. Ces laves sombres, verdâtres, à filonnets calcitiques et amygdales chloriteuses sont constituées d'une mésostase microlitique fluidale, riche en chlorite, épidote, minéraux opaques, et dans laquelle subsistent quelques phénocristaux de plagioclase et de ferro-magnésiens totalement déstabilisés en un mélange de chlorite, calcite et quartz (pyroxène et/ou olivine ?). Les teneurs en SiO_2 de ces laves, demeurent inférieures à 52 % (5 analyses en éléments majeurs, tabl.12), indiquant leur composition basaltique. Mais, compte-tenu des fortes concentrations en fluides (7 à 10 %), et en recalculant les analyses en base anhydre, la teneur moyenne en SiO_2 s'établit à environ 54 % (tabl.12), ce qui conduit à considérer les laves comme des **andésites basaltiques**.

L'analyse des contacts entre les laves andésitiques et les sédiments encaissants permet de mieux cerner les **mécanismes éruptifs**. Les déformations synsédimentaires, signalées dans les grès couronnant l'ensemble inférieur, résultent très certainement de l'irruption soudaine de la **première coulée** dans le milieu de sédimentation marine. Cette coulée est surmontée par 7 à 8 m de grès tufacés à ciment chloriteux qui recèlent plusieurs horizons de **tuffites de cendres** vertes (Pl. XXVII, ph. 2). Ces faciès volcano-sédimentaires traduisent un démantèlement partiel non seulement des laves basiques mais également de niveaux cinéritiques produits par des phénomènes explosifs au contact eau/magma. La **seconde coulée** repose sur un niveau de grès silicifié par l'intermédiaire d'une **brèche** dans laquelle des lambeaux de grès baignent dans la lave. Ce type de brèche évoque tout à fait celui décrit aux épontes des coulées basaltiques carbonifères du flanc sud du synclinorium de Laval (Le Gall et Mary, en prép.). Il prend naissance lorsque la lave chaude entre en contact avec des sédiments gorgés d'eau, la brutale vaporisation de l'eau entraînant la fluidisation du sédiment et son mélange turbulent avec la lave. La **troisième** et dernière **coulée** est séparée de la précédente par un horizon décimétrique de grès feldspathique silicifié, plus ou moins imprégné de lave. la surface des grains de quartz de ces grès est hérissée d'une multitude d'aiguilles de nature quartzeuse dont la cristallisation semble résulter d'une silicification liée au phénomène volcanique (Pl. XXVII, ph. 3).

Le **troisième ensemble** débute par des **grès tufacés** qui tirent une fraction de leurs éléments, non seulement de la désagrégation des coulées basiques sous-jacentes, mais aussi, et surtout, du démantèlement de **volcanites acides** (nombreux quartz volcaniques, lambeaux de verres finement dévitrifiés, éléments cinéritiques). Les grès tufacés évoluent vers des grès fins, feldspathiques, à grains de quartz relativement bien calibrés, et qui évoquent tout à fait les termes sommitaux du forage CH6. Viennent ensuite des grès fins verdâtres, particulièrement affectés de déformations synsédimentaires (slump, load-cast), puis quelques mètres de tuffites violacées.

Dans le forage BG-G1, le sommet de la succession cambrienne correspond à une **seconde unité volcanique**, représentée par environ 30 m de **nappes ignimbritiques**. Le lithofaciès de ces volcanites acides évolue verticalement :

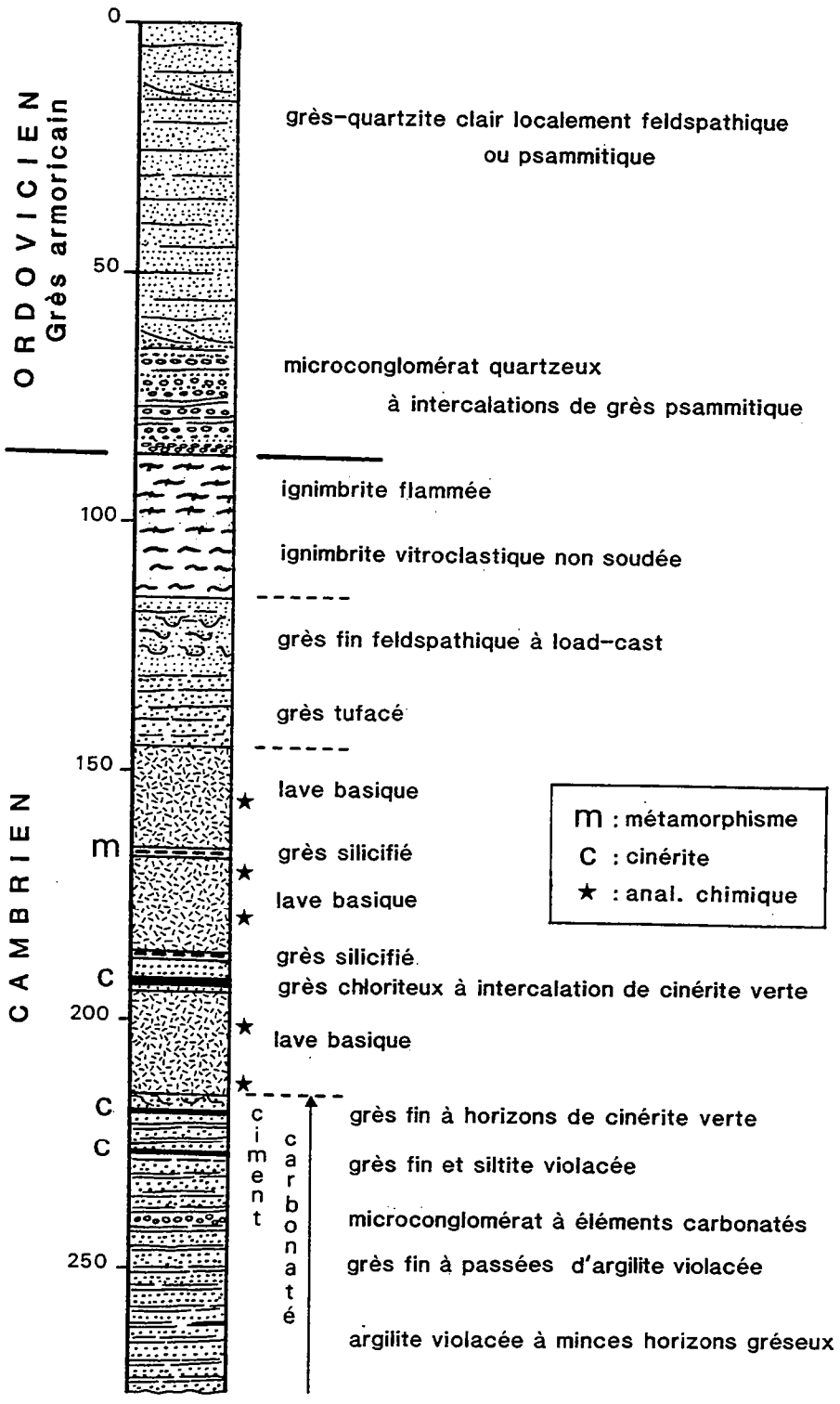


Fig. 87 : Coupe du forage BG-G1 réalisé par la SNEA (P) dans le bois de Goult (*cf.* fig.85)

- à la base, et recouvrant directement les tuffites violacées, se rencontrent des termes porphyriques, **non flammés**, dont la **texture vitroclastique non soudée** est magnifiquement conservée (Pl. XXVII, ph. 4). Les échardes vitreuses, soulignées par la chlorite, baignent dans un fond cinéritique renfermant de nombreux phénocristaux à facture pyroclastique (quartz, feldspaths et micas) et quelques lambeaux de ponce fibreuse. Même à leur extrême base, les volcanites ne montrent aucun phénomène de mélange avec les termes sédimentaires sous-jacents;

- vers la partie médiane de l'unité volcanique, existent localement des termes encore porphyriques et non flammés, mais dotés d'une mésostase microvésiculée dans laquelle subsistent des plages initialement vitreuses, à texture perlitique;

- enfin, toute la moitié supérieure du complexe volcanique est occupée par des **ignimbrites porphyriques flammées** dont le lithofaciès évoque celui des nappes de Rouperroux bien que les textures vitroclastiques soudées soient ici plus délicates à mettre en évidence.

L'absence d'intercalation de niveaux cinéritiques ou bréchiques, comme de changement brutal de granulométrie ou de composition, suggère que les ignimbrites constituent **une seule unité de refroidissement** ("single cooling unit", Smith, 1960). Les faciès non soudés de la base correspondent aux termes refroidis le plus rapidement au contact du milieu ambiant froid, par opposition aux faciès soudés et flammés qui occupent le cœur de l'unité (*cf.* Lipman et Christiansen, 1964). Seule la partie sommitale, non soudée et donc friable, manque, par suite de son érosion survenue antérieurement à la transgression du Grès armoricain.

Cette formation ordovicienne débute par une semelle (20 m) de conglomérats et microconglomérats quartzeux à interlits de grès psammitiques, surmontés de grès-quartzites gris-blanc localement feldspathiques ou micacés. Les couches ordoviciennes qui recouvrent en contact normal le toit de la succession cambrienne, plongent très faiblement vers le Nord, tout comme les plans de pseudo-fluidalité des ignimbrites.

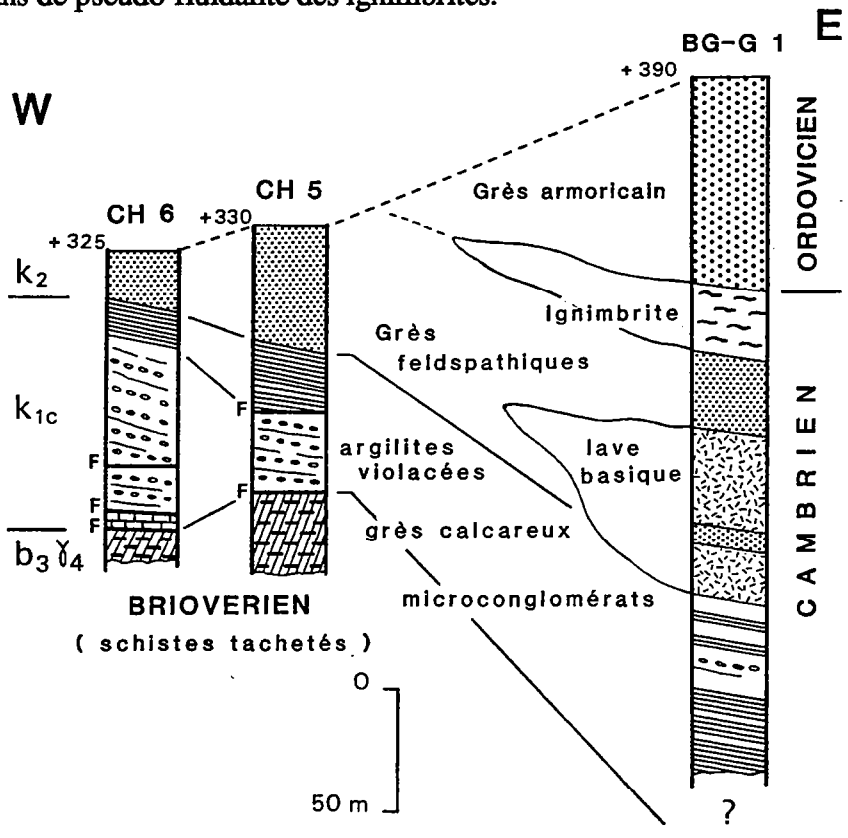


Fig. 88 : Corrélation entre les formations cambriennes reconnues en forage à l'extrémité occidentale d'Ecouves (*cf.* fig.85)

III.- Les complexes volcaniques du secteur septentrional du massif d'Ecouves (synclinal de Sées)

Non reconnus sur l'ancienne carte géologique à 1/80000 d'Alençon (2° éd., Bigot et Matte, 1924 ; 3° éd., Graindor et Roblot, 1963), plusieurs témoins de l'activité volcanique cambrienne jalonnent le pourtour de l'anticlinal de la Bellière et du synclinal de Vrigny (fig.89), deux petits replis affectant le Nord-Ouest du synclinal de Sées, en limite nord du massif d'Ecouves (Doré *et al.*, 1977 a ; Ménillet *et al.*, 1987). Les puissantes coulées de solifluxion issues des crêtes de Grès armoricain masquent le plus souvent les volcanites qui ne peuvent s'analyser qu'à la faveur de rares coupes naturelles ou de travaux routiers et hydrologiques (travaux d'adduction d'eau, puits, forage). Pour toutes ces raisons, il s'avère nécessaire d'archiver ici les informations recueillies sur les volcanites, avant de tirer quelques conclusions relatives aux caractéristiques des éruptions de ce domaine.

1.- les volcanites de l'anticlinal de la Bellière (fig.89)

a/ la cluse du ruisseau de Gastine

La cluse du ruisseau de Gastine ou de Clairefontaine recoupe l'ensemble des formations cambriennes (280 m au total) et demeure le point privilégié d'observation des volcanites de l'anticlinal de la Bellière. De bas en haut, s'examine la succession suivante (Doré *et al.*, 1977 a ; coupe 2, fig.89):

- conglomérat à galets pugillaires et arkoses violacées (60 m) affleurant à la ferme de la Roche (So : N 70°E, 30°S ; S1: N 110°E, 80°S);
- argilites violacées à micas "flottés" et intercalations de grès beiges (40 m) ;
- complexe ignimbritique (180 m) dans le lit du ruisseau ;
- grès armoricain débutant par une semelle conglomératique et se poursuivant par des grès quartzites clairs à nombreux skolithes.

Pétrographie des ignimbrites : roches porphyriques, parcourues de flammes sombres (5 cm de long sur 2 à 3 mm de large) leur conférant un cachet fluidal (plans de fluidalité conformes à la stratification des conglomérats et arkoses). La mésostase, vitroclastique soudée, développe une texture axiolitique qui se moule sur les phénocristaux, révélant les effets de l'écrasement subi par les ignimbrites. Les flammes relèvent de deux types : flammes sans cortex, à verre brunâtre plus ou moins vésiculé ; flammes à texture axiolitique dont la lumière est envahie de chlorite (anciennes lithophyses ?). Des cristaux de quartz fréquemment éclatés, des feldspaths potassiques perthitiques (perthites irrégulières), des plagioclases et des biotites chloritisées constituent l'ensemble des phénocristaux (Pl. XXVI, ph. 4).

Ce type d'**ignimbrite flammée à texture vitroclastique soudée** est le plus répandu dans le complexe volcanique. Au sommet, néanmoins, apparaissent des ignimbrites non flammées, à texture vitroclastique difficilement discernable, où abondent les fragments ponceux.

Aucune intercalation de termes sédimentaires ou volcano-sédimentaire ni de pyroclastites n'a été relevée dans cet ensemble ignimbritique. Celui-ci s'est donc épanché au cours d'**une seule crise volcanique majeure** soit en une seule fois, soit lors de plusieurs émissions s'enchaînant avec célérité (débordements successifs) sans laisser le temps aux particules cendreuses de retomber de la colonne éruptive.

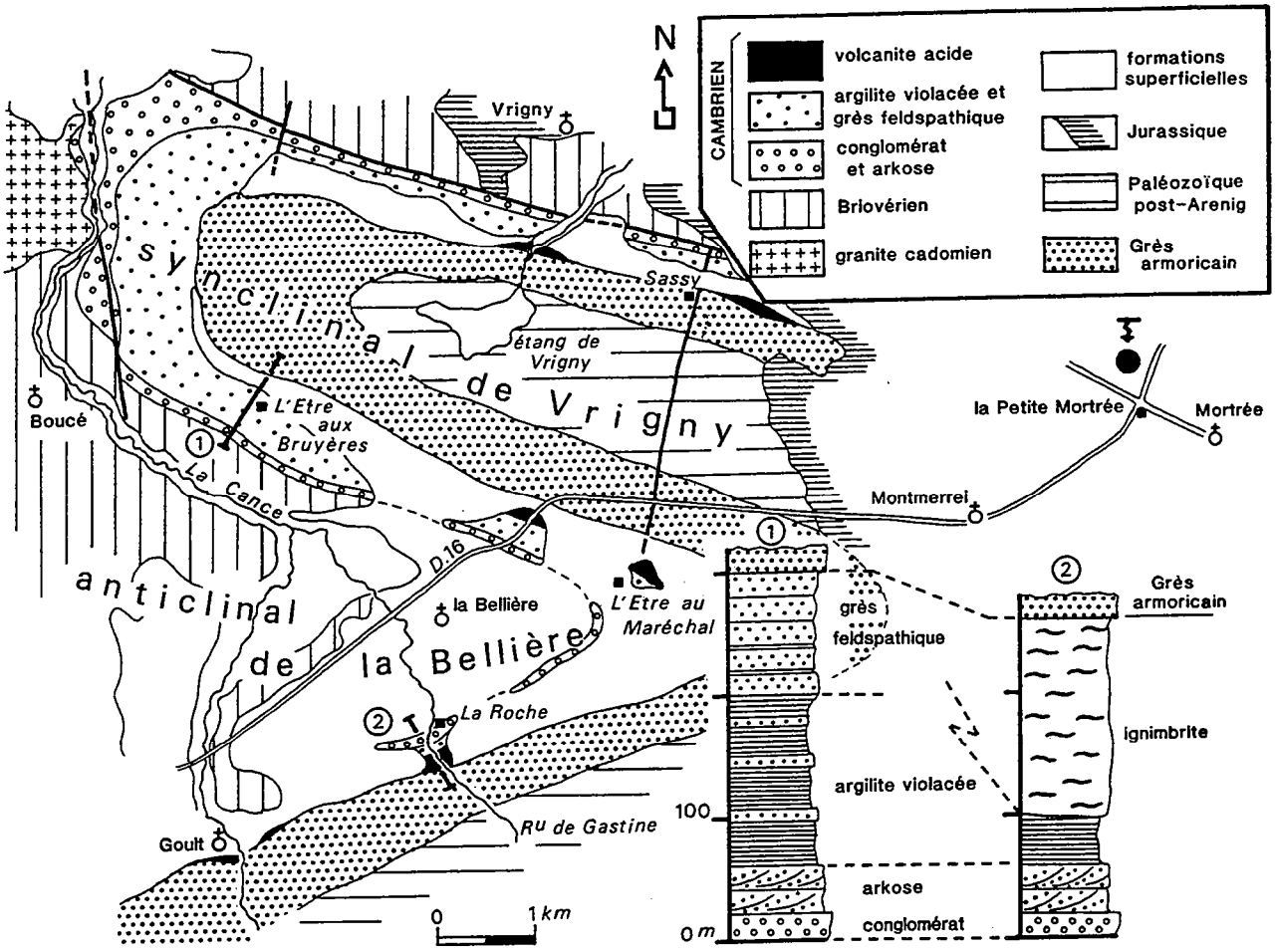


Fig. 89 : Les unités volcaniques cambriennes de l'anticlinal de la Bellière et du synclinal de Vrigny (d'après la carte à 1/50 000 d'Argentan ; Ménillet *et al.*, 1987)
1 : coupe de l'Etre aux Bruyères; 2: coupe du ruisseau de Gastine (d'après Doré *et al.*, 1977)

b/ la cluse de Goult

A l'entrée nord de la cluse de Goult (fig.89), en rive droite du ruisseau de la Cance, des travaux de captage d'eau ont mis à jour en 1977, sous la base de la Formation du Grès armoricain, une série volcanique composée de **deux faciès** :

- un **terme inférieur**, puissant d'au moins une dizaine de mètres, à cachet bréchique, et contenant des fragments de nature variée (ponces de bulles et de canaux, laves microlitiques, granite cadomien, cornéennes) (Pl. XXVIII, ph. 1). Ces fragments anguleux, d'une taille moyenne centimétrique, sont enrobés dans une matrice cinéritique, riche en cristaux de quartz anguleux, parfois concentrés dans des poches aux contours diffus. Le caractère massif et chaotique de ces brèches, la volumineuse matrice fine, l'absence d'usure et de classement des éléments, plaident en faveur d'un mécanisme de dépôt de type **coulée boueuse laharique**. La faible taille des éléments remaniés implique en outre un **fort degré de fragmentation** peut-être d'origine **hydroclastique**.

- un **terme supérieur** représenté par 5 m d'ignimbrites flammées à texture **vitroclastique soudée**, identiques à celles affleurant dans la cluse du ruisseau de Gastine. Le toit de cette nappe est recouvert par les conglomérats quartzeux de la base du Grès armoricain.

c/ l'Etre au Maréchal

Au Nord-Est de cette ferme (fig.89), des ignimbrites flammées à texture vitroclastique soudée reposent sur des siltites violacées à récurrences gréseuses.

d/ départementale 16, au Nord-Est de la Bellière (fig.89)

Des travaux le long de cette route ont permis de recueillir des volcanites non stratifiées, particulièrement riches en lambeaux de ponces aux extrémités effilochées, et en lithoclastes variés : laves microlitiques porphyriques (plagioclases et résidus de ferro-magnésiens), granite cadomien, cornéenne, rares ignimbrites à texture vitroclastique soudée. Ces éléments anguleux, de petite taille (0,5 à 1 cm), baignent dans une matrice cinéritique pétrie de microfragments ponceux. Interprétés à l'origine comme des projections ponceuses (Doré *et al.*, 1977 a), ces faciès s'apparentent plus vraisemblablement à des **ignimbrites tufacées**, de type **distal**, analogues à celles décrites dans le synclinal des Coëvrons (*cf.* Ch. I). Bien que le contact soit masqué, il apparaît que ces volcanites recouvrent des grès feldspathiques, appartenant à l'unité supérieure de la succession cambrienne locale.

2.- les volcanites du flanc nord du synclinal de Vrigny (fig.89)

Au flanc nord du synclinal de Vrigny, deux affleurements localisés, l'un dans la petite cluse au Nord de l'étang de Vrigny, l'autre à l'Est du château de Sassy, exposent des ignimbrites à texture vitroclastique **soudée**, identiques à celles de l'anticlinal de la Bellière. Ces volcanites se prolongent vers l'Est, sous la couverture jurassique, où elles ont été rencontrées en forage sous 26 m de calcaires bathoniens, au nord de la Petite Mortrée (feuille Sées à 1/50000 ; x = 432,45 ; y = 1107,75) (Doré *et al.*, 1977 a). Il s'agit ici d'ignimbrites porphyriques, non flammées, à texture vitroclastique **non soudée** ou faiblement tassée, et riches en **ponces bulleuses** (Pl. XXVIII, ph. 2).

3.- conclusions

En dépit des médiocres conditions d'affleurement, l'étude des volcanites cambriennes du secteur nord-est du massif d'Ecouves (synclinal de Sées), permet de réunir plusieurs données utiles pour reconstituer le cadre structural dans lequel s'inscrivent les manifestations volcaniques :

- une **seule crise éruptive majeure** intéresse ce domaine ; elle rejette des volcanites qui recouvrent une formation d'argilites violacées, à récurrences de grès arkosiques, dont le caractère **continental à deltaïque** est bien affirmé (Doré, 1969 a; Chevalier et Doré, 1970) ;

- le toit du complexe volcanique est inconnu par suite de son ablation qui intervient antérieurement à la transgression arénigienne du Grès armoricain ;

- à l'exception de la coulée laharique identifiée dans la cluse du Goult, toutes les volcanites cambriennes de ce domaine sont des **ignimbrites** appartenant à trois types : flammée à texture vitroclastique soudée (le plus répandu) ; non flammé à texture vitroclastique non soudée ; non flammé à matrice cinéritique envahie de ponces ;

- quel que soit leur type, les nappes ignimbritiques se montrent dépourvues d'intercalations volcano-sédimentaires ou pyroclastiques, attestant d'un **dynamisme éruptif très rapide et continu** ;

- dans le seul secteur où elle a pu être mesurée (ruisseau de Gastine), la puissance des nappes ignimbritiques atteint **180 m**, mais, en raison de l'érosion de la partie supérieure du complexe et des effets du tassement d'origine tectonique, leur épaisseur originelle doit avoisiner **au moins 300 m** ;

- de plusieurs centaines de mètres dans la cluse du ruisseau de Gastine, la puissance des volcanites passe très rapidement à zéro en progressant vers le Nord-Ouest. A moins de 4 km dans cette direction, la coupe de l'Etre aux Bruyères, dressée au flanc sud du synclinal de Vrigny (Doré *et al.*, 1977 a ; coupe 1, fig.89), se compose de 300 m de sédiments cambriens répartis comme suit : - conglomérat et arkoses (50 m) ; argilites violacées à minces intercalations de grès ocres envahissant petit à petit le toit de cette série (150 m) ; grès feldspathiques à récurrence d'argilites lie-de-vin (100 m) ; Grès armoricain ;

- aucune influence directe d'une activité volcanique ne se soupçonne dans les successions cambriennes situées à l'Ouest d'une ligne Vrigny-Goult (fig.89).

IV.- Les complexes volcaniques des secteurs est et sud-est du massif d'Ecouves

A l'Est du massif d'Ecouves, les complexes volcaniques cambriens se localisent au cœur d'une structure anticlinale : le "cirque" du Bouillon (fig.90). Enserrée entre les reliefs abrupts de Grès armoricain, cette dépression en forme de fer à cheval s'ouvre vers l'Est et s'ennoie sous les formations carbonatées de la transgression jurassique. Sur la marge méridionale du massif d'Ecouves existent également des panneaux de volcanites tectoniquement isolés : étang de Radon et butte du Froust (fig.90 a et b).

1.- Les volcanites de l'anticlinal du Bouillon

Compte-tenu du dispositif structural, seule la **partie supérieure** du complexe volcanique cambrien est exposée dans l'anticlinal du Bouillon. Celle-ci se compose de **faciès ignimbritiques** très homogènes, caractérisés par la présence de flammes flexueuses verdâtres et l'abondance de phénocristaux de quartz éclatés, feldspath potassique rose-vif, plagioclase et biotite. Les flammes à cortex fibroradié, envahies de sphérolites de dévitrification, renferment de rares phénocristaux parfaitement automorphes de quartz et de feldspaths. La partie centrale de ces flammes est constituée de chlorite ou d'une mosaïque quartzo-feldspathique venant combler un vide initial (Pl. XXVIII, ph. 3). La mésostase pseudo-fluidale, finement dévitrifiée et recristallisée, ne montre plus aucune texture originelle. Parmi les minéraux accessoires, signalons la présence de **grenat** relique, très fracturé et chloritisé. Ces faciès ignimbritiques, de composition **rhyolitique** (3 analyses en éléments majeurs ; éch. 1126, 1127 A et 1182 B ; tabl. 11), sont tout à fait comparables à ceux de l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves ou de la Bellière.

Enfouie sous les coulées de solifluxion étalées au pied du cirque du Bouillon, la couverture sédimentaire des nappes ignimbritiques n'est que partiellement accessible à l'observation au Sud-Est des carrières de Fontaineriant et au Sud-Ouest de la Chapelle-près-Sées, sur les pentes du bois d'Aché (fig.90). Cette couverture cambrienne, d'**épaisseur réduite** (quelques dizaines de mètres), débute par des argilites et des siltites sombres, bioturbées et tufacées (quartz rhyolitique, verre acide, biotite), progressivement envahies de grès. Elle se termine par des grès feldspathiques, de teinte saumon à verdâtre, quelquefois encore pollués par le volcanisme, eux-mêmes recouverts par les termes grossiers de la base du Grès armoricain.

A l'Est du cirque du bouillon, la nature des faciès volcaniques évolue de façon sensible avec le développement de nombreux termes qui montrent les preuves d'un **remaniement par l'eau** plus ou moins accusé. Ainsi, le soubassement de la Chapelle-près-Sées est constitué de pyroclastites remaniées vertes schistosées, grossièrement stratifiées, riches en quartz éruptifs et

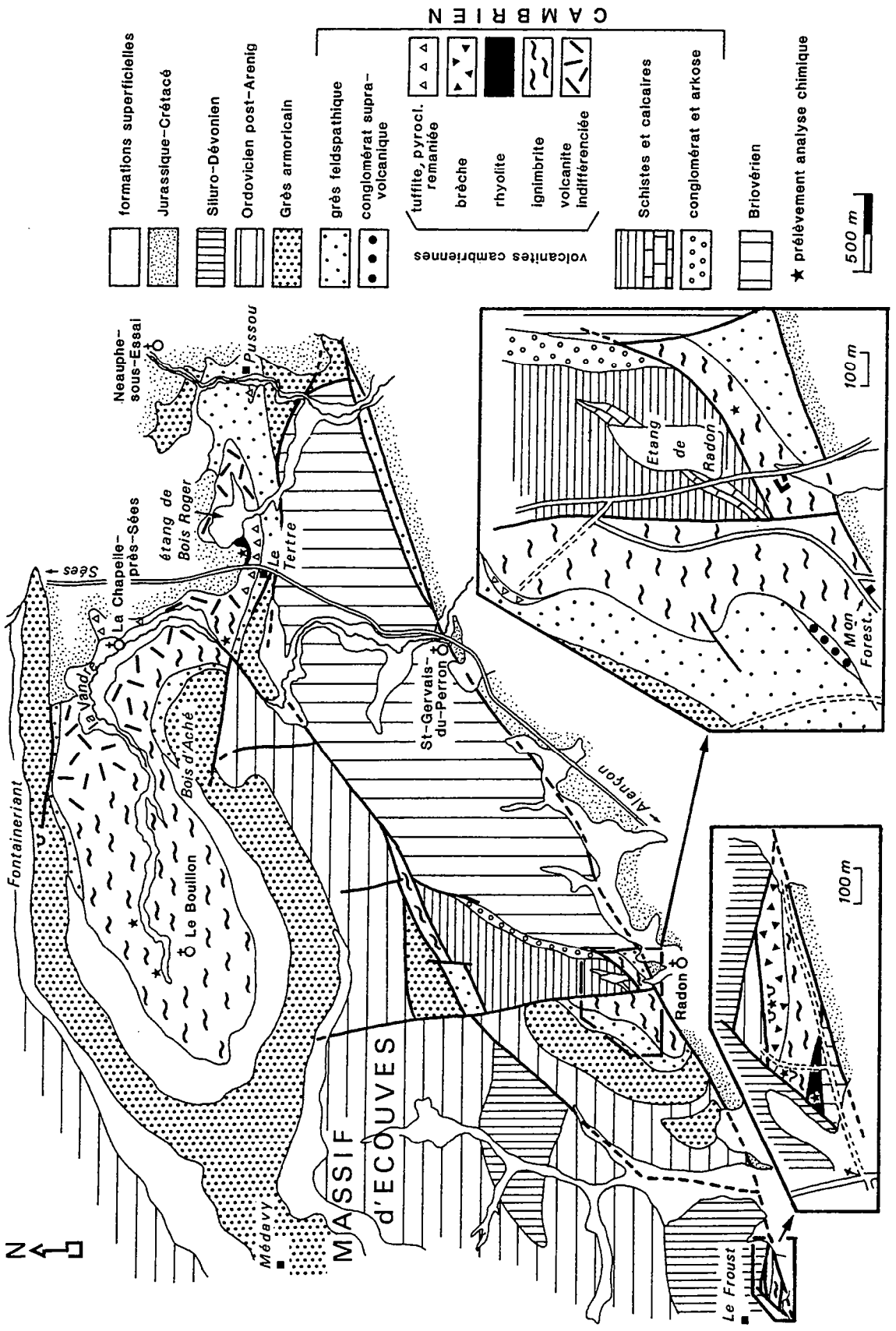


Fig. 90 : Les complexes volcaniques cambriens à l'Est et au Sud-Est du massif d'Ecouves (d'après la carte à 1/50 000 d'Alençon ; Doré *et al.*, 1981). a : carte détaillée des écailles de Radon ; b : carte détaillée de la butte du Froust

en fragments anguleux crypto-cristallins. De même, une série de **tuffites** bien litées est entamée par la nationale Alençon-Sées au Nord du Tertre (fig.90). A l'Est de cette route, ces faciès de remaniement côtoient, sans contact visible, des **ignimbrites ponceuses** à cachet tufacé et des rhyolites aphyriques fluidales. Ces dernières, décrites à tort comme des ignimbrites rubanées (Chalot-Prat et Le Gall, 1978), sont constituées d'une mésostase peu vésiculée, perlitique, dans laquelle s'observe une amorce de rubanement par coalescence des vésicules (Pl. XXVIII, ph. 4). De tels faciès fluidaux, à chimisme acide (% SiO_2 = 77,80 ; éch. 1186 A, tabl.12), correspondent à des **laves rhyolitiques**.

En dépit de la structure anticlinale masquant la base de la succession cambrienne, il semble que les volcanites disparaissent rapidement à l'Est de l'étang de Bois Roger (fig.90). Ainsi, la cluse du ruisseau de Neauphe-sous-Essai, d'orientation méridienne, entaille une puissante série de grès feldspathiques dépourvus d'intercalations volcanogènes à l'exception d'un horizon plurimétrique de cinérites remaniées, intercalé dans des grès quartzites clairs à *Skolithos* et *Cruziana* (Ouest de Pussou ; fig.90).

2.- Les écailles volcaniques de la bordure sud-est du massif d'Ecouves

Le rebord méridional du massif d'Ecouves est limité par une **dislocation majeure**, d'orientation N 60°E (faille de Saint-Gervais-du-Perron), le long de laquelle sont coincées plusieurs écailles paléozoïques dont deux comprennent des unités volcaniques (Radon, Le Froust) (fig.90 a et b).

a/ <u>les écailles de Radon</u>

Se greffant sur les failles N 60°E, des accidents subméridiens découpent en panneaux le Cambrien inférieur du secteur de Radon (fig.90 a). Malgré cette apparente complexité tectonique et la totale emprise forestière, la succession cambrienne peut être reconstituée, permettant d'y définir les enveloppes sédimentaires du complexe volcanique. De bas en haut s'observe la succession suivante (Doré *et al.*, 1972) :

- conglomérat de base du Cambrien régional, armant une petite crête au N-NE de l'étang de Radon, et qui contient, au sein d'une pâte arkosique étirée, des galets de roches exclusivement briovériennes, métamorphiques (22 %) ou non (78 %). Ces conglomérats, puissants d'une dizaine de mètres, sont recouverts de termes arkosiques affleurant très mal ;

- Formation des Schistes et calcaires, représentée par des argilites noires à cachet subardoisier, entrecoupées d'interlits gréseux, occupant la dépression de l'étang de Radon. Dans ces schistes sont encaissés des calcaires gris-bleu, à laminations d'origine algaire, et qui renferment quelques fantômes d'oolithes dispersées au sein d'un ciment très recristallisé (Doré *et al.*, 1982) ;

- **complexe volcanique** représenté presqu'uniquement par des **ignimbrites** porphyriques flammées à fragments de ponce, affleurant au Sud-Est de l'étang et au Nord de la maison forestière de Radon (fig.90 a). Ces faciès, analogues à ceux de l'anticlinal du Bouillon, affrontent mécaniquement la Formation des Schistes et calcaires, et sont surmontés par une série supra-volcanique ;

- série **supra-volcanique**, débutant localement (125 m au Nord-Ouest de la maison forestière de Radon) par un mince conglomérat avellanaire qui, même s'il ne renferme que des galets de roches briovériennes, tire une large fraction de sa matrice du démantèlement des ignimbrites sous-jacentes (quartz éruptifs, lambeaux de verres cryptocristallins). Une série de grès feldspathiques et d'argilites bioturbées, vertes et violacées, recouvre le conglomérat ou directement les volcanites. Les termes de base sont quelquefois tufacés à l'exemple des grès ferrugineux à fragments ponceux, repérés au Nord-Ouest de l'étang de Radon. Au sommet de

la série, viennent des grès-quartzites feldspathiques, plus lessivés, de teinte saumon à verdâtre, recouverts par la Formation du Grès armoricain.

L'intérêt du secteur de Radon réside dans le fait qu'en dépit de nombreux contacts tectonisés, il est possible d'esquisser le **cadre sédimentaire** dans lequel se déroulent les éruptions volcaniques. Les nappes ignimbritiques reposent en effet sur des termes déposés en **milieu marin peu profond** (Formation des Schistes et calcaires). Leur toit est raviné par des conglomérats à galets de socle ou est recouvert par des grès ferrugineux qui dénotent une nette **influence continentale**. Après la crise volcanique le retour à des **conditions marines** franches s'opère rapidement avec le dépôt de séries bioturbées et de grès feldspathiques bien lessivés.

b/ les écailles de la butte du Froust

Sur la butte du Froust, en contact anormal avec les séries siluro-dévoniennes remplissant le cœur du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois, affleurent plusieurs écailles de roches volcaniques coincées entre un lambeau de socle briovérien au Sud et un lambeau de grès ordovicien au Nord (fig.90 b). Les volcanites cambriennes appartiennent à **trois types**, analogues à ceux déjà décrits plus à l'Ouest dans l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves (coupe de Livaie) :

- **lave rhyolitique** aphyrique, de composition chimique très acide (SiO_2 = 78 %, éch. 1141 B, tabl. 12) ;
- **ignimbrite** porphyrique flammée, à chimisme rhyolitique (éch. 1141 A ; tabl.11) ;
- **brèche violacée** constituée d'une lave hyalomicrolitique fluidale, englobant des fragments monogéniques de lave microlitique à texture intersertale, riche en cristaux opaques et résidus de ferro-magnésiens. La composition chimique de ces brèches (éch. 1141 F, tabl.12) est comparable à celle des faciès du Moulin de Bas à Livaie.

V.- Conclusions : les crises volcaniques des massifs de Multonne et d'Ecouves dans leur cadre sédimentaire et structural

A l'exception du massif de Multonne où les volcanites recouvrent directement la pénéplaine cadomienne, partout ailleurs (Saint-Ellier-les-Bois, vallée du Sarthon, Ecouves, synclinal de Sées) elles sont **interstratifiées** dans les sédiments de la succession cambrienne, postérieurement à l'épandage continental des conglomérats et arkoses, et antérieurement à la transgression arénigienne du Grès armoricain. Dans tout le secteur nord-ouest du massif d'Ecouves, les premières traces d'une activité volcanique s'observent au sein d'argilites violacées, interprétées comme des dépôts de décantation en **milieu deltaïque** (Chevalier et Doré, 1970). Localement (forage de Chahains), une brève incursion marine envahit ce milieu et permet l'installation précaire d'une mince couverture carbonatée (dolomies gréseuses et calcaires oolithiques). En revanche, en progressant vers le Sud-Est du massif d'Ecouves (secteur de Radon), les conditions marines sont mieux affirmées et les volcanites s'installent dans un bassin où se déposent des **calcaires de plate-forme à stromatolithes**. L'instabilité de ce vaste domaine deltaïque à marin se marque par de nombreuses figures syn-sédimentaires (slumps, failles) et par les décharges microconglomératiques repérées en forage au Sud-Ouest d'Ecouves. La présence de **calcaires oolithiques** remaniés dans ces horizons dénote un démantèlement partiel de la plate-forme carbonatée.

L'**activité volcanique** débute par de petites **phases explosives**, responsables du rejet de cendres et de tufs, rapidement incorporés à la sédimentation autochtone sous forme de tuffites à quartz rhyolitiques (Saint-Ellier-les-Bois, Longuenoë, forage de Chahains...). Ces manifestations précoces d'un magmatisme explosif acide sont localement accompagnées de

l'**émission de laves andésitiques** (bois de Goult) dont les épanchements s'effectuent en partie en **milieu sous-aquatique.**

La **crise volcanique paroxysmale** entraîne le rejet de volumineuses **nappes ignimbritiques**, superposées rapidement, comme l'atteste l'absence d'intercalation volcano-sédimentaire ou pyroclastique. Emises probablement en **milieu aérien**, les premières nappes gagnent le domaine marin ouvert au Sud dans lequel elles progressent sans se mélanger avec les sédiments en raison de leur densité élevée liée à un faible degré de fluidisation. En outre, compte-tenu de la faible tranche 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 conglomérat de type torrentiel ravinant le toit des nappes ignimbritiques (Longuenoë, Livaie, Bousance, Radon) plaident également en faveur du **caractère aérien des éruptions.**

Dans le secteur occidental du massif d'Ecouves, en progressant du Sud-Est vers le Nord-Ouest, la puissance des nappes ignimbritiques chute brutalement de 300 à 30 m environ, ceci en moins de 500 m (*cf.* coupe de Chahains à Rouperroux ; fig.91). Une telle variation d'épaisseur, constatée également plus au Nord dans l'anticlinal de la Bellière, suggère le passage d'une **discontinuité majeure** correspondant selon toute vraisemblance à la **limite d'une caldera** (fig.92). A l'**intérieur** de cette structure, les nappes ignimbritiques chaudes, à texture invariablement soudée, s'empilent sur des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres au cours d'une éruption cataclysmique initiée sans doute par l'**effondrement du plancher de la caldera.** A l'**extérieur** de celle-ci, quelques coulées pyroclastiques minces et plus froides peuvent s'échapper. Elles donnent naissance aux ignimbrites tufacées ponceuses, reconnues dans le Nord-Ouest de l'anticlinal de la Bellière, dans le massif de Saint-Ellier-les-Bois, et dans la vallée du Sarthon (fig.92). Dans ce dernier secteur, ces **nappes distales** de type "out-flow" se mettent en place en **milieu sous-aquatique** et sont interstratifiées avec des pyroclastites remaniées par l'eau. Localisés surtout dans le massif de Multonne, 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.

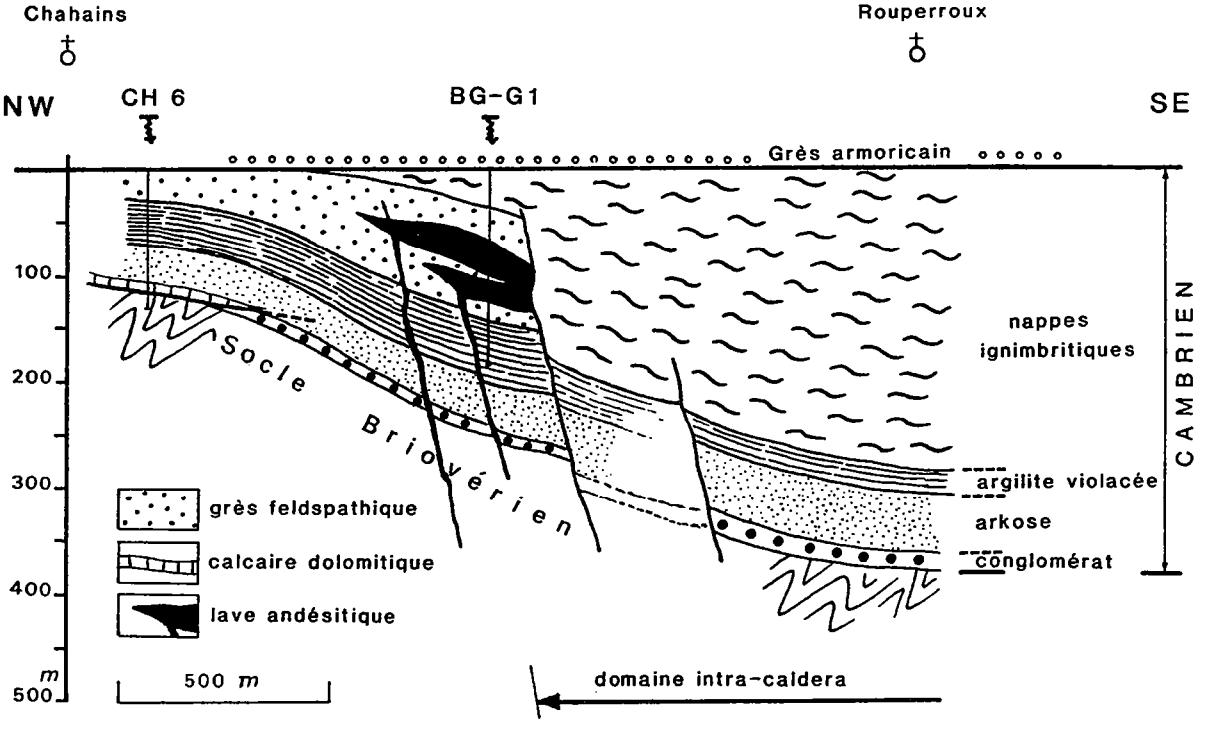


Fig. 91 : Position supposée de la limite externe de la caldera d'Ecouves dans la coupe Chahains-Rouperroux (Sud-Ouest du massif d'Ecouves) (cf. fig.85)

Si au Nord d'Ecouves l'extension de la caldera se perd sous la couverture secondaire du bassin de Paris, à l'Est, en revanche, une limite semble se dessiner entre l'anticlinal du Bouillon, domaine couvert d'épaisses nappes ignimbritiques, et un secteur situé plus à l'Est dans lequel se rencontrent les vestiges de nappes distales accompagnées de pyroclastites remaniées par l'eau (la Chapelle-près-Sées). Quant à la limite sud de la caldera, très disloquée par la tectogenèse varisque, elle ne peut être rétablie avec précision. Seule la présence, dans le secteur de Livaie et de l'écaille du Froust, d'importantes injections de laves rhyolitiques, plus ou moins bréchiques, matérialise sans doute la trace de l'une des failles bordières de la caldera. Dans cette perspective, la dimension approximative de cette **caldera d'Ecouves** (fig.92) avoisinerait les **15 à 20 km de diamètre**. Compte-tenu de la disposition régulière et parallèle des plans de pseudo-fluidalité des ignimbrites et de la concordance de ces mêmes plans avec les strates encaissantes, le fontionnement de la caldera d'Ecouves semble s'effectuer selon le **modèle du piston** ("pistonlike-collapse"; Lipman, 1984).

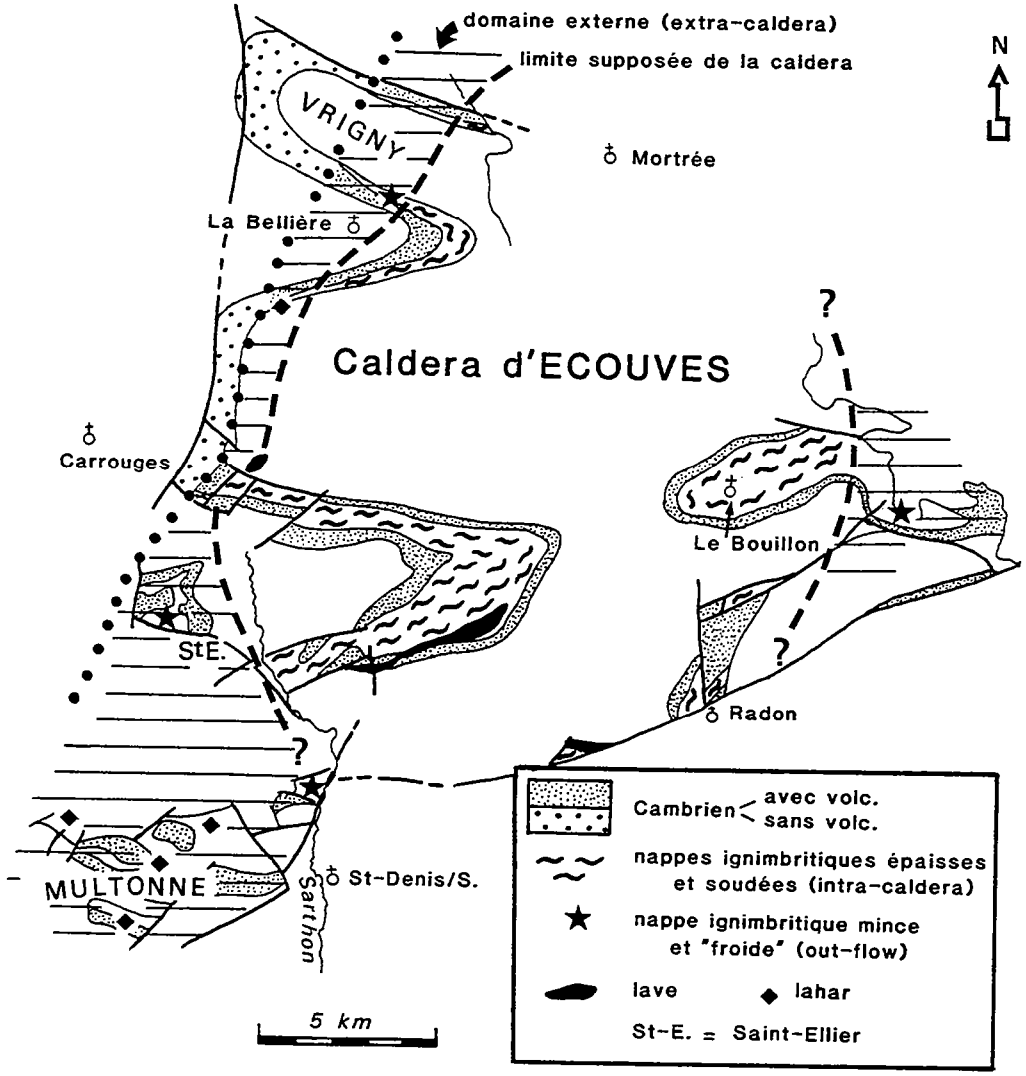


Fig. 92 : Reconstitution de la caldera d'Ecouves et de son domaine externe

L'évolution volcanique et sédimentaire cambrienne **post-caldera** ne peut s'appréhender qu'à l'Est et surtout au Sud du massif d'Ecouves, 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. Au Sud d'Ecouves (Livaie), après le remplissage de la caldera par de puissantes nappes ignimbritiques soudées, un retour progressif vers des conditions marines s'opère, précédé de l'instauration d'un régime fluvio-marin. Dans cet environnement, des **éruptions hydroclastiques**, de type **phréato-plinien**, se déclenchent donnant naissance à de minces nappes ignimbritiques ponceuses et à des horizons de cendres à pisolithes volcaniques. A l'image des carrières de Voutré dans les Coëvrons (*cf.* Ch. I), les coulées pyroclastiques froides et humides sont piégées dans un **réseau de paléovallées**, emprunté également par des coulées de débris qui abandonnent des niveaux de brèches et des conglomérats. L'existence dans ces horizons, à côté de blocs et galets de volcanites, de nombreux galets de grès feldspathiques implique le décapage partiel d'une couverture de sédiments cambriens lithifiés, située nettement en relief par rapport au système de chenaux. Cette importante dénivellation résulte plus certainement d'un phénomène de **bombement volcano-tectonique** précurseur de la formation de la caldera, plutôt que d'une simple sollicitation épirogénique anté-volcanisme telle que l'invoquent Chevalier et Doré (1970). A l'échelle de tout le Sud-Est du massif d'Ecouves, l'histoire volcanique cambrienne s'achève avec le retour à des conditions marines qui se concrétisent par le dépôt d'une couverture de grès quartzites bien lessivés.

En résumé, toute l'histoire volcanique du domaine d'Ecouves et de son secteur limitrophe est déterminée par les principales phases évolutives d'une caldera :

- une **phase pré-caldera** ponctuée de quelques projections aériennes, seules expressions du faible volume de magma pouvant s'extraire du réservoir en état de surpression magmatique (*cf.* fig.72; Druitt et Sparks, 1984) ;

- une **phase de formation de la caldera** par effondrement de son plancher à la manière d'un piston, en réponse à la vidange partielle du réservoir magmatique sous forme de volumineuses nappes ignimbritiques à chimisme rhyolitique. Cette **phase paroxysmale** a été précédée de l'**injection de magma basique**, occasionnant probablement une importante **surchauffe** de la chambre magmatique à l'origine du déclenchement de l'éruption ;

- une **phase post-caldera** caractérisée par plusieurs phénomènes : - érosion des parois de la caldera et des terrains qui l'encadrent ; - éruptions phréato-pliniennes ; - extrusions de lave rhyolitique. Ces dernières manifestations volcaniques témoignent de l'**injection de magma juvénile** le long des fractures bordières de la caldera.

Enfin, l'évolution de cette caldera d'Ecouves, installée à la frontière entre un **domaine continental** et un **domaine marin peu profond**, a de profondes incidences sur les environnements sédimentaires de ce domaine.

Chapitre V

Les complexes volcaniques des massifs d'Héloup et de Perseigne, et le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris

Dans ce chapitre, seront analysés les complexes volcaniques des **massifs d'Héloup** et de **Perseigne**, unités paléozoïques **isolées** par la tectonique ou les dépôts transgressifs récents (fig.3). Nous examinerons enfin les volcanites recoupées en forage sous la couverture du bassin de Paris, découverte qui permet de saisir ponctuellement le prolongement vers l'Est du graben du Maine.

I.- Les complexes volcaniques cambriens du massif d'Héloup

Le massif d'Héloup s'étend au Nord-Est du massif d'Assé-le-Boisne dont il est séparé par l'accident majeur de Gesnes-le-Gandelin (fig.93). Sa terminaison septentrionale s'effectue contre le leucogranite varisque d'Alençon selon une direction structurale N 110°E. A l'Ouest, la crête de Grès armoricain d'Héloup domine la dépression de Mieuxcé où les formations cambriennes s'ennoient sous les terrasses et les alluvions de la Sarthe. A l'Est enfin, ce massif est limité par les dépôts secondaires qui pénètrent largement sur le massif dans la dépression de Bérus.

Entre la vallée de la Sarthe et la crête d'Héloup, les formations cambriennes se disposent en une bande subméridienne allongée de Condé-sur-Sarthe au Nord, à Gesnes-le-Gandelin au Sud. L'**intense déformation** qui affecte ces séries résulte du fonctionnement de l'accident de Mieuxcé, important décrochement senestre qui limite à l'Est l'unité allochtone à vergence sud de Saint-Pierre-des-Nids (Gresselin, 1990). Un net contraste structural apparaît entre les séries cambriennes et les séries ordoviciennes du massif d'Héloup, ces dernières, protégées par les quartzites arénigiens, étant faiblement déformées (Juignet *et al.*, 1984). Le jeu de l'accident de Mieuxcé occasionne le développement d'une **foliation mylonitique** dans les **volcanites cambriennes**, leur conférant un cachet "gneissique". Ce cachet est lui-même accentué par l'**influence thermique du granite d'Alençon**, responsable de la cristallisation de biotites brunes dans les ignimbrites du secteur de la Cusselière - le Tertre et dans celles du panneau tectoniquement isolé de la Bouverie à l'Est du massif d'Héloup (fig.93). Ceci explique que les volcanites cambriennes d'Héloup aient été tour à tour regardées comme des "schistes granulitisés précambriens"(Bigot et Oehlert, 1898) ou comme "filon de microgranite", "roche écrasée", voire même "Briovérien indifférencié" (Graindor et Roblot, 1963 ; Graindor, 1965). Les travaux de Pottier (1974) et la nouvelle cartographie à 1/50 000 du massif d'Héloup (feuilles Alençon, Doré *et al.*, 1981 ; Fresnay-sur-Sarthe, Juignet *et al.*, 1984 ; Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1986) ont clairement démontré l'existence d'un **complexe volcanique cambrien**, installé postérieurement à la Formation des Schistes et calcaires et antérieurement à la transgression arénigienne du Grès armoricain.

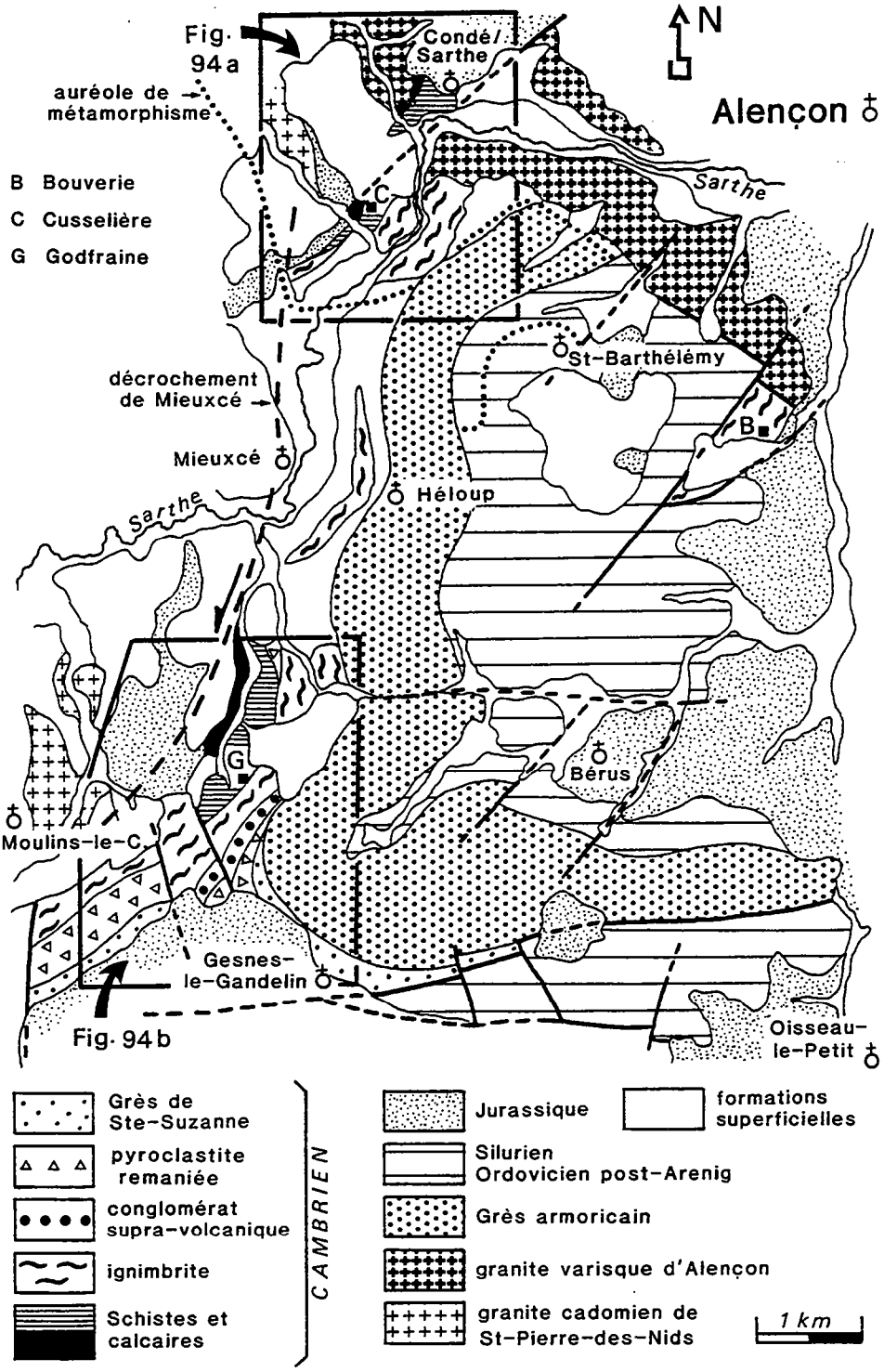


Fig. 93 : Les unités volcaniques cambriennes du massif d'Héloup (d'après les cartes à 1/50 000 d'Alençon et de Fresnay-sur-Sarthe ; Doré *et al.*, 1981 ; Juignet *et al.*, 1984)

Encadrement lithostratigraphique et analyse des volcanites cambriennes

Malgré de nombreuses lacunes d'observation, **deux coupes** levées, l'une au **Nord** dans l'auréole thermique du granite d'Alençon (coupe de la Cusselière), l'autre plus au **Sud** (coupe de la Godfraine), permettent de reconstituer la succession cambrienne du massif d'Héloup et d'analyser le contenu du complexe volcanique.

* la coupe de la Cusselière (fig.94 a)

Accolés par faille contre le granite cadomien de Saint-Pierre-des-Nids, subsistent deux témoins de l'ancienne **plate-forme carbonatée** du **Cambrien inférieur** : les calcaires de la Galochère et de la Cusselière (Letellier, 1888 ; Bigot et Oehlert, 1898). En dépit de leur métamorphisme et des silicifications, il est parfois possible d'y reconnaître des restes de voiles algaires sous forme de fines lamines vacillantes (ancienne carrière de la Cusselière ; Doré *et al.*, 1981). Les calcaires, en petits bancs verticaux, sont surmontés de siltites calcareuses qui, par métamorphisme, se transforment en cornéennes calciques à diopside et trémolite (Sud-Ouest de Condé-sur-Sarthe).

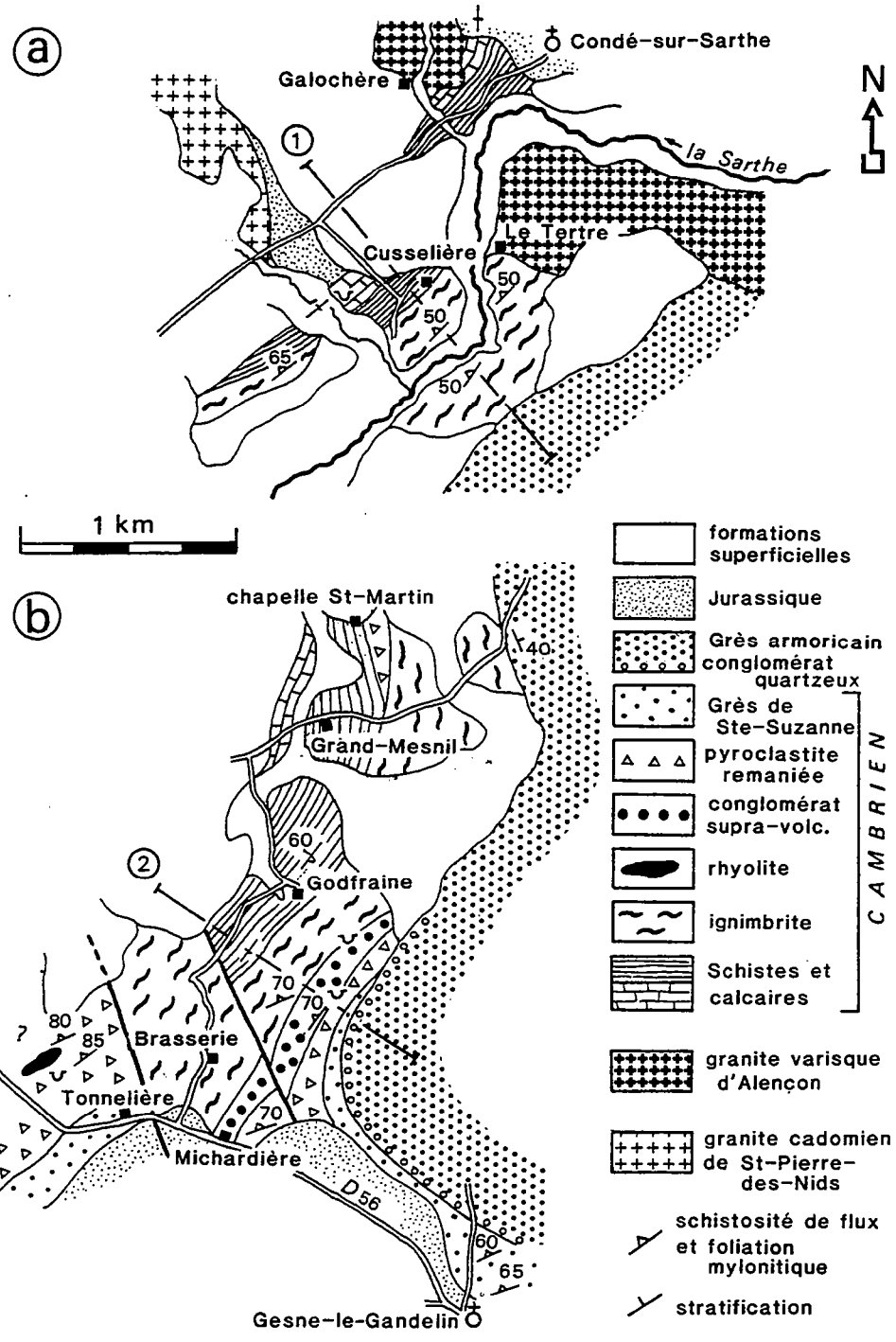


Fig. 94 : Cartes détaillées des complexes volcaniques cambriens du massif d'Héloup. a : secteur de la Cusselière ; b : secteur de la Godfraine (*cf.* fig. 93)

C'est au-dessus de la Formation des Schistes et calcaires que s'épanchent les venues volcaniques, représentées par des faciès porphyriques (phénocristaux de quartz, orthose perthitique, albite et biotite chloritisée) à matrice foliée quartzo-micacée. Une génération de petites biotites fraîches, métamorphiques, se concentre dans les zones abritées accolées aux phénocristaux (Pl. XXIX, ph. 1). Bien que les textures de la mésostase soient totalement effacées par la recristallisation, ces **métavolcanites acides** peuvent être rapprochées des **ignimbrites** porphyriques rencontrées plus au Sud, en dehors de l'influence thermique du granite d'Alençon (*cf.* coupe de la Godfraine). Le complexe volcanique cambrien de la Cusselière, caractérisé par son **lithofaciès homogène** et l'absence d'intercalations volcano-sédimentaires ou sédimentaires, est directement recouvert par les quartzites armoricains (Sud-Est du Tertre).

* la coupe de la Godfraine (fig.94 b)

A l'exception de quelques fragments arkosiques recueillis à l'Ouest de la Godfraine, la succession cambrienne débute, comme dans la coupe de la Cusselière, par une assise de **calcaires** bleus, totalement silicifiés, et qui présentent une stratification finement ondulée d'origine vraisemblablement **stromatolitique** (Ouest du Grand Mesnil ; Juignet *et al.*, 1984). Ces calcaires sont recouverts par des siltites calcareuses, satinées, particulièrement affectées par les déformations varisques (schistosité de flux crénulée) ce qui explique leur attribution ancienne au Briovérien (Bigot et Oehlert, 1898).

Si localement des faciès de volcanites remaniées surmontent la Formation des Schistes et calcaires du Cambrien inférieur (tuffites de la chapelle Saint-Martin au Nord du Grand Mesnil, fig.93), partout ailleurs, les éruptions volcaniques débutent avec le rejet de puissantes **nappes ignimbritiques**, composées de faciès invariablement porphyriques et qui, malgré leur foliation mylonitique, montrent les restes d'une **texture vitroclastique soudée** (Sud-Est de la Brasserie, fig.94 b). Au Sud de la latitude de la Godfraine, le toit des nappes ignimbritiques est raviné par une unité **conglomératique**, exposée dans d'anciennes carrières au Sud-Est de la Godfraine et sous la ferme de la Michardière (fig.94 b). Les conglomérats, autrefois confondus avec les poudingues de base du Cambrien (Bigot et Oehlert, 1898), renferment de nombreux galets étirés de grès-quartzites cambriens, grès tufacés, quartz et rares volcanites acides. La matrice cinéritique, affectée d'une schistosité de flux reprise par une crénulation, contient des quartz hétérométriques, automorphes ou roulés, et des amas séricitisés, restes probables de fragments ponceux. Les **conglomérats supra-volcaniques** évoluent verticalement vers une unité de **grès tufacés**, eux-mêmes recouverts de grès mieux lessivés, à quartz éruptifs et feldspaths, et qui admettent quelques récurrences tufacées (Nord de Gesnes-le-Gandelin). Ces grès, rangés dans la Formation de Sainte-Suzanne, constituent une mince assise s'épaississant vers le Sud, surmontée par les puissantes barres de Grès armoricain dont la base est soulignée d'un conglomérat quartzeux.

Au Sud-Ouest de la coupe de la Godfraine, les volcanites cambriennes d'Héloup se prolongent sur le territoire de la carte Villaines-la-Juhel par un complexe ignimbritique (Doré *et al.*, 1986). L'examen des termes recueillis dans d'anciennes excavations au Nord-Ouest de la Tonnelière (fig.94 b), révèle que les volcanites ont subi un début de **remaniement par l'eau**, responsable d'un lessivage de la matrice fine et en conséquence d'une plus grande concentration des cristaux de quartz (Pl. XXIX, ph. 2). Ces faciès remaniés en masse, assimilables à des **lahars**, jouxtent sans contact visible une petite venue rhyolitique (Sud-Est de Moulins-le-Carbonnel) et sont interrompus vers l'Ouest par un accident méridien, limite occidentale du massif d'Héloup.

En **conclusion**, les principales acquisitions concernant les volcanites cambriennes du massif d'Héloup peuvent se résumer ainsi (fig.95) :

- une **seule crise volcanique majeure** affecte ce massif ; elle provoque le rejet de puissantes **nappes ignimbritiques**, massives et homogènes, qui témoignent d'éruptions **rapides et continues** ;

- les volcanites acides recouvrent un ensemble de siltites calcareuses qui servent d'encaissant à des calcaires renfermant des **vestiges stromatolitiques** (Formation des Schistes et calcaires du Cambrien inférieur) ;

- si au Nord du massif, le Grès armoricain transgresse directement le toit des nappes ignimbritiques, au Sud, par contre, celles-ci sont ravinées par des séries volcano-sédimentaires débutant par un **conglomérat volcanogène**, elles-mêmes coiffées de **grès marins** appartenant à la Formation de Sainte-Suzanne.

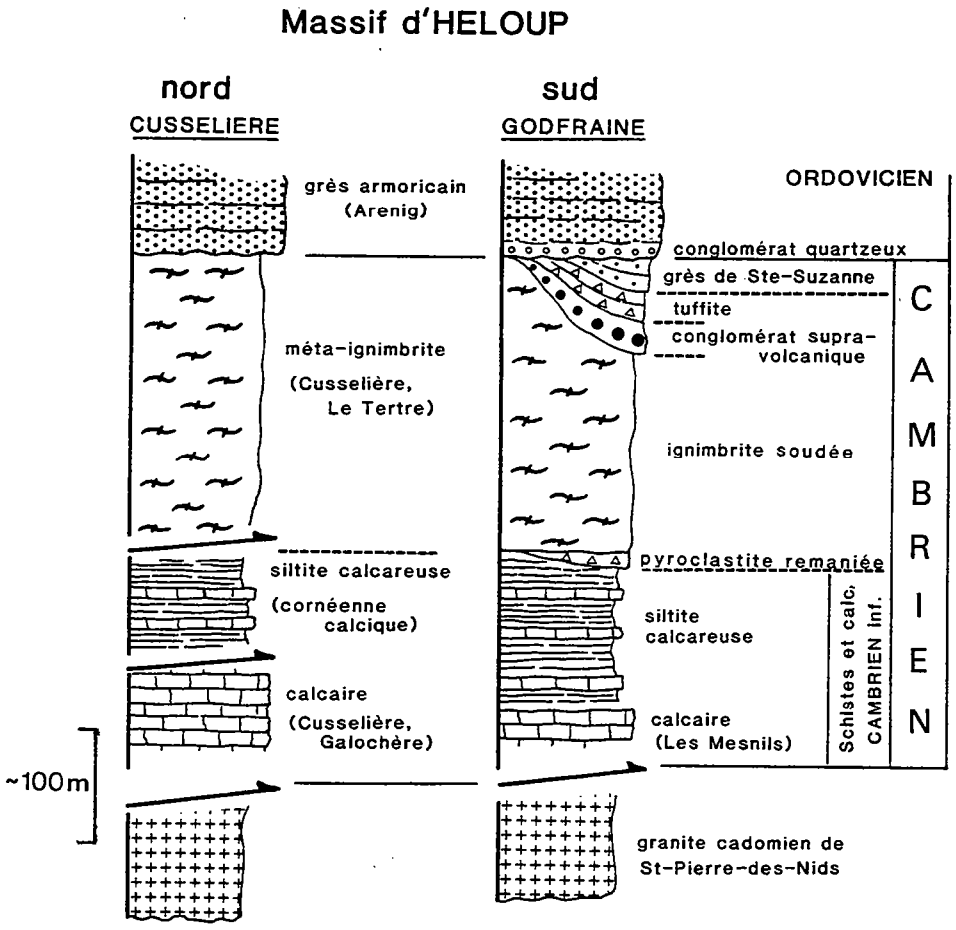


Fig. 95 : Coupes lithostratigraphiques des formations cambriennes du massif d'Héloup. L'emplacement des deux coupes est indiqué sur la fig.94.

II.- Les complexes volcaniques cambriens du massif de Perseigne

Bastion avancé du Massif armoricain dans le bassin de Paris, le massif de Perseigne est complètement entouré par la couverture secondaire. Cet **isolement** est dû au rejeu, au tertiaire, des deux grands accidents limitant le massif au Nord et portant le Paléozoïque à 350 m, cependant qu'au Sud, les terrains anciens s'enfoncent graduellement sous le Jurassique (Doré, 1969 b) (fig.96). Le matériel paléozoïque composant ce massif s'étend du Cambrien infra-rhyolitique à l'Ordovicien (Grès de May). La structure se limite à un **flanc sud** avec des couches généralement très redressées, quelquefois **déversées au Nord**. Une série de failles transversales découpe ce flanc sud en **cinq compartiments** principaux. D'Ouest en Est, ce sont ceux du Haut Goulet, de Neufchâtel-en-Saosnois, de la vallée d'Enfer, de la vallée Layée et enfin d'Aillières-Beauvoir (fig.96). A l'Est de ce dernier, le petit pointement de volcanites du ruisseau du Rutin perçant la couverture Jurassique révèle la présence d'un panneau oriental décalé vers le Sud (Juignet *et al.*, 1984). Avant d'analyser les complexes volcaniques de ce massif sous totale emprise forestière, il convient de rappeler brièvement les principales acquisitions concernant la pétrographie, le mode de gisement et l'encadrement stratigraphique du "porphyre" ou "rhyolite" de Perseigne.

1.- Rappel des travaux antérieurs

Le "porphyre pétrosiliceux" de la forêt de Perseigne, dont la première cartographie remonte à Triger (1874), a tout d'abord été interprété en tant que filons séparant les "phyllades de Saint-Lô" (Briovérien) du Grès armoricain (Guillier, 1886). Bigot (1893, 1937) rejette la thèse du gisement filonien et considère le porphyre comme "une même coulée de rhyolite, étalée sur la surface du Briovérien, avant le dépôt des premières couches cambriennes de la région, auxquelles elle a fourni ses feldspaths et ses quartz".

La première analyse du porphyre revient à Fouqué et Michel-Lévy (1879) qui y distinguent :

1/ éléments de première consolidation : mica noir, oligoclase, quartz bipyramidé ;

2/ éléments de deuxième consolidation : sphérolithes à croix noire, magma pétrosiliceux ;

3/ éléments secondaires : quartz grenu développé dans le magma, filonnets de calcédoine.

A la suite de ces pionniers, Doré (1969 b) réalise la **seule synthèse** complète du Paléozoïque de Perseigne, plus particulièrement axée sur l'étude du Cambrien. Dans cette importante contribution, il démontre l'existence d'un **cycle sédimentaire cambrien infra-rhyolitique** comportant trois formations : conglomérat de base, grès à stratification oblique et schistes noirs. De même, entre l'épanchement rhyolitique et la Formation du Grès armoricain, il reconnaît trois autres formations, organisées en un second **cycle sédimentaire supra-rhyolitique** : grès feldspathiques supra-rhyolitiques, schistes verts à Lingules et grès rouge-violacé de la vallée d'Enfer.

La nature du contact entre la rhyolite et son soubassement est analysée en détail dans quelques coupes dont celle située à l'Ouest de la vallée d'Enfer (fig.97). Dans cette coupe (Doré, 1969 b ; Doré *et al.*, 1972), en s'élevant dans la série stratigraphique, s'observent : 1/ schistes noirs à fentes de retrait, 2/ schistes noirs constellés d'éléments volcaniques millimétriques, 3/ tuffites à débris de roches volcaniques illitisées, 4/ conglomérat pisaire à avellanaire à quartz, phtanite et débris de roche volcanique, 5/ rhyolite aphanitique, 6/ arkose fine, 7/ tuf rhyolitique verdâtre, 8/ grès feldspathique, 9/ épanchement principal de rhyolite. Même si la diversité des faciès est sans doute exagérée par la tectonique, l'intérêt de cette coupe est double : 1/ l'épanchement rhyolitique principal est annoncé par des cinérites et des tufs ; 2/ l'horizon conglomératique qui surmonte ces derniers traduit des conditions proches de l'émersion, l'épanchement principal de rhyolite s'effectuant dans des **conditions aériennes** (Doré, 1969 b).

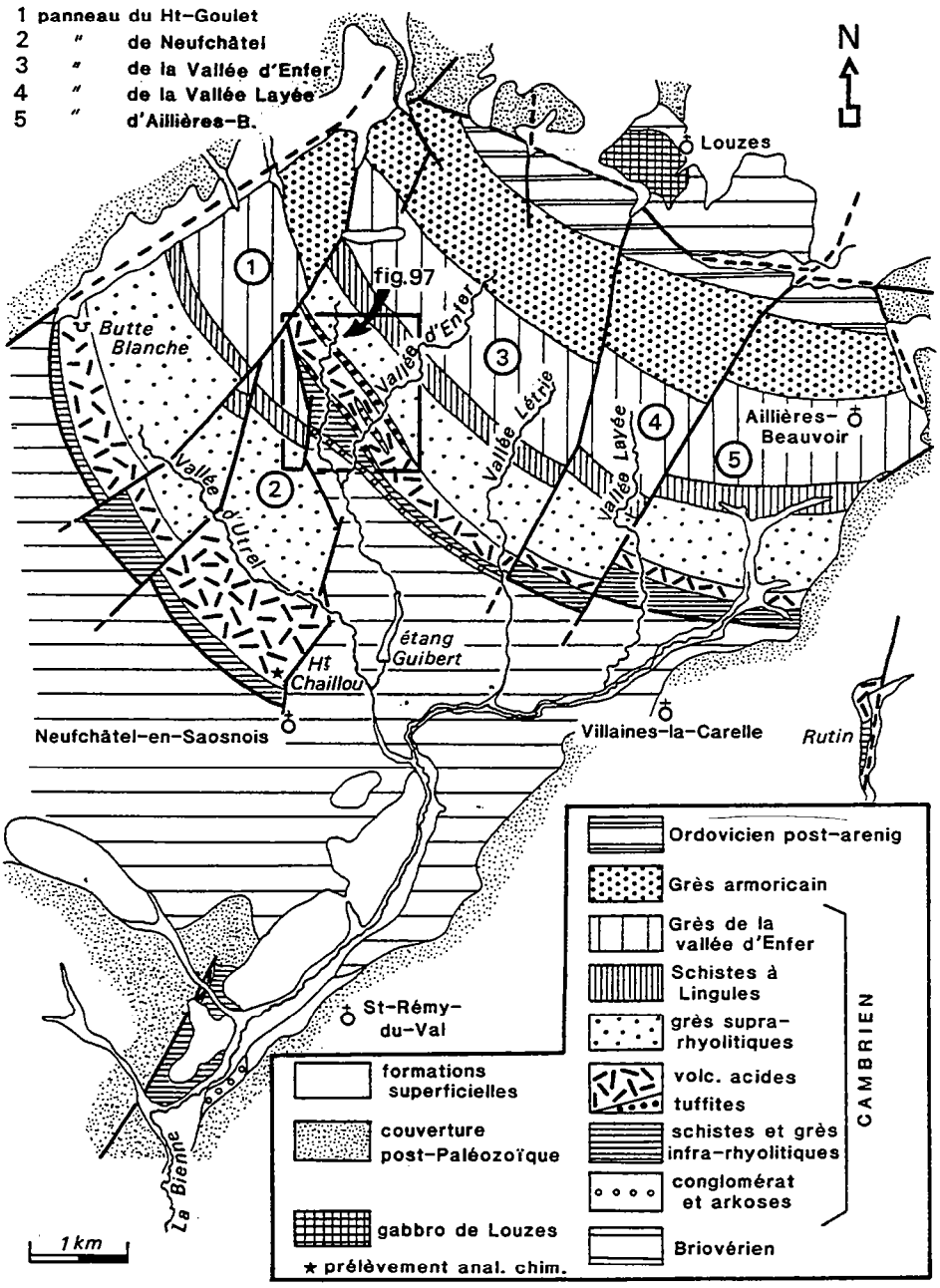


Fig. 96 : Carte géologique du massif de Perseigne (d'après les cartes à 1/50 000 d'Alençon et de Fresnay-sur-Sarthe ; Doré *et al.*, 1981 ; Juignet *et al.*, 1984)

Enfin, l'analyse du contact entre la rhyolite et la série supérieure montre que les arkoses ou les conglomérats pisaires surmontant les volcanites ont été visiblement constitués à partir des produits de démantèlement de ces dernières (Doré *et al.*, 1972).

Postérieurement aux travaux de Doré (*op. cit.*), les complexes volcaniques du massif de Perseigne ne feront l'objet que de relevés cartographiques dans le cadre de la feuille Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000 (Juignet *et al.*, 1983). Sur ce document (*cf.* fig.96), les volcanites cambriennes de Perseigne apparaissent toutes comme des **laves rhyolitiques** dont le type est pris dans les pointements au Nord-Ouest de Neufchâtel-en-Saosnois (Haut-Chaillou). Cette rhyolite porphyrique, à phénocristaux de quartz, orthose perthitique,

plagioclase et biotite, possède une mésostase dévitrifiée, développant de belles structures perlitiques. L'unique analyse chimique (tabl.12) révèle qu'il s'agit d'une lave très acide (SiO_2 : 74,90 %), pauvre en fer, magnésium et calcium, riche en alcalins ($K_2O + Na_2O$ = 7,48 %) (Juignet *et al.*, 1984).

Nous nous proposons ici de reprendre en détail, grâce à un échantillonnage serré, l'analyse pétrographique des volcanites cambriennes de Perseigne, dans les deux seules coupes qui entaillent de façon à peu près continue l'ensemble des complexes volcanogènes : la vallée d'Enfer et la vallée située à l'Ouest de cette dernière. Deux analyses chimiques nouvelles en éléments majeurs et traces complètent cette étude pétrographique (tabl.19).

2.- les volcanites de la vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer (fig.97)

Cette vallée, empruntée par le GR 22, expose sur sa rive orientale une série "infra-rhyolitique" à l'intérieur de laquelle se rencontrent les premières preuves d'une activité volcanique.

La coupe, orientée du Sud vers le Nord, débute par une assise conglomératique (conglomérat de base de la succession cambrienne ou "conglomérat de la vallée d'Enfer"; Doré, 1969 b) puissante d'environ 10 m et surmontée par quelques bancs de grès feldspathiques à stratification oblique. Ensuite, les affleurements deviennent très discontinus jusqu'à un relief orienté N 105°E et armé par un conglomérat à galets de volcanites. Entre les deux formations conglomératiques, plusieurs faciès sédimentaire, volcano-sédimentaire ou volcanique ont été reconnus sans que leurs contacts soient accessibles à l'observation :

- argilites noires (= n°1, coupe Doré 1969 b) ;
- minces niveaux silexoïdes à **cachet cinéritique** qui paraissent provenir de l'incorporation d'une fraction pyroclastique fine au sein d'une sédimentation argileuse autochtone. L'un de ces niveaux d'argilite tufacée renferme de petits **pisolithes volcaniques** ne possédant pas de cortex bien individualisé ;
- **tuffites noires** constellées d'éléments volcaniques millimétriques (= n°2, coupe Doré) qui résultent d'un **mélange entre le sédiment et des fragments d'origine pyroclastique**. Parmi ces derniers, dominent les quartz rhyolitiques, automorphes ou brisés, accompagnés de quelques feldspaths illitisés et de rares biotites. Dans la matrice fine volcano-sédimentaire se rencontrent des lambeaux déchiquetés et illitisés (ponces ?) et quelques lithoclastes (grès feldspathique, siltite) ;
- **ignimbrite ponceuse**, tufacée à texture pseudo-fluidale (= n°3, coupe Doré). Ce faciès se caractérise par l'abondance des fragments de **ponce** sous forme de flammèches illitisées aux extrémités effilochées (Pl. XXIX, ph. 3). Quelques rares phénocristaux de quartz sont contenus dans la mésostase cinéritique, finement dévitrifiée, et riche en microfragments ponceux ;
- siltite noire tufacée, en plaquettes non enracinées, polluées par des cristaux de quartz rhyolitiques.

Ce dernier faciès volcano-sédimentaire est raviné par un **horizon conglomératique**, pisaire à avellanaire (= n°4, coupe Doré), composé essentiellement de quartz rhyolitiques, de phtanites, de schistes noirs et de fragments volcaniques (verres acides finement dévitrifiés et ponces accidentelles). Quelques bancs de grès grossiers plus ou moins feldspathiques, entrecoupés de faisceaux d'argilites noires, surmontent ce conglomérat volcanogène.

C'est directement au-dessus de ces horizons que prend place l'épanchement principal de la "rhyolite" de Perseigne. Comme le laissait présager Doré (1969 b), les arkoses, tufs rhyolitiques et grès feldspathiques reconnus au sommet du cycle "infra-rhyolitique" (n°6, 7, 8 de sa coupe) correspondent à des faciès déjà décrits et répétés tectoniquement par le jeu de failles N 70°E qui décalent la base du complexe volcanique principal (fig.97). Les arkoses et les

grès feldspathiques gris-vert sont les équivalents du conglomérat volcanogène, quant au "tuf rhyolitique verdâtre" il s'agit de tuffites à quartz éruptifs, analogues à celles encadrant l'ignimbrite ponceuse.

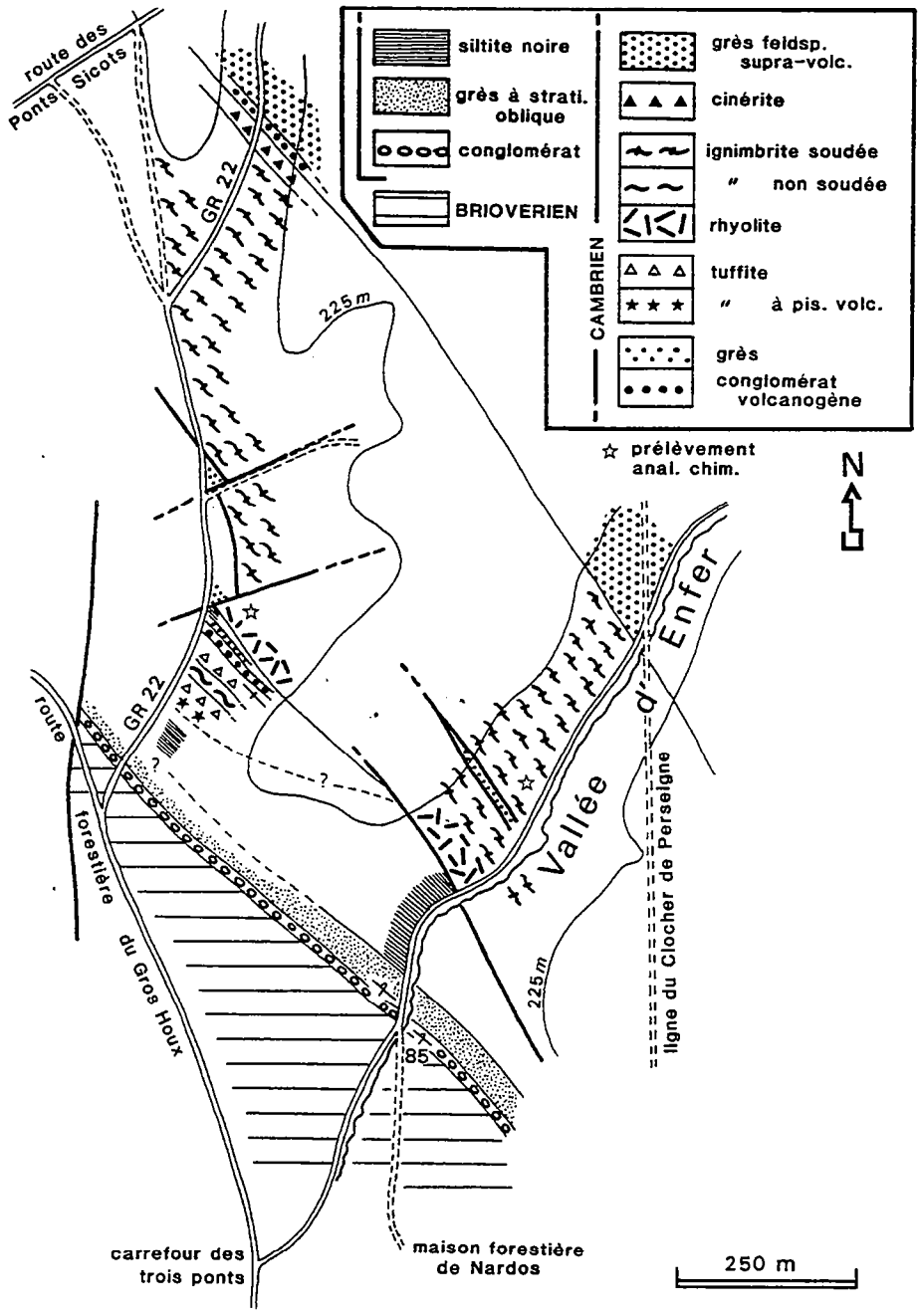


Fig. 97 : Carte détaillée des complexes volcaniques cambriens de la vallée d'Enfer et de la vallée située à l'Ouest de cette dernière (massif de Perseigne)

L'**épanchement volcanique principal** débute par des termes à cachet **lavique** qui développent de belles **textures perlitiques** débitant la roche en boules pluri-centimétriques (Pl. XXIX, ph. 4). La mésostase, fluidale et continue, se compose d'un verre non vésiculé alternant avec des rubans boursouflés en voie de vésiculation. Les plages à l'origine les plus hyalines sont les plus largement dévitrifiées. Les phénocristaux, en général peu abondants, se répartissent entre le quartz en individus automorphes non brisés à golfes de corrosion, les feldspaths (orthose perthitique et plagioclase) et la biotite. Ce faciès de **rhyolite perlitique** très acide ($SiO_2 \approx 79$ %; tabl.19) est uniquement cantonné à la base du complexe éruptif car, dès que l'on progresse vers le Nord sur le GR 22, les volcanites acides qui pointent sur le flanc est de la vallée, présentent un autre lithofaciès, très homogène, caractérisé par l'abondance des phénocristaux et la présence discrète de petites flammes millimétriques à centimétriques. En dépit des textures de dévitrification et de recristallisation, il est possible dans certains cas favorables de mettre en évidence la nature **vitroclastique soudée** de la mésostase (Pl. XXX, ph. 1) et donc le caractère **ignimbritique des éruptions**. Les ignimbrites renferment des flammes à texture axiolitique, quelques fragments ponceux, et une grande concentration de phénocristaux à facture pyroclastique (quartz, orthose perthitique, plagioclase, biotite). Il est remarquable de constater, en revanche, l'**absence totale de lithoclastes**.

Le toit des nappes ignimbritiques, épaisses d'**au moins 350 m**, est recouvert par quelques mètres de **cinérites vertes silexoïdes** dont la stratification se décèle difficilement. Qualifié de "rhyolite aphanitique verte" (Doré, 1969 b), ce faciès est pétri de petits éclats de quartz et de microfragments ponceux. Il est surmonté de cinérites grossières à quartz automorphes qui évoluent petit à petit vers des termes remaniés (grès et argilite tufacés) (Pl. XXX, ph. 4), lesquels hébergent un horizon conglomératique à petits galets de volcanite acide. Ces faciès marquent la base du cycle "supra-rhyolitique" qui se poursuit par le dépôt de près de 300 m de grès feldspathiques (Doré, 1969 b).

3.- Le complexe ignimbritique de la vallée d'Enfer

Entre le chemin de la maison forestière de Nardos et la ligne du Clocher de Perseigne (fig.97), le versant occidental de la vallée d'Enfer expose de façon presque continue les formations du cycle infra-rhyolitique et les volcanites de l'**unique complexe volcanique**, de nature essentiellement ignimbritique. Comme dans la coupe précédemment décrite, les formations cambriennes infra-rhyolitiques comprennent de la base au sommet (Doré, 1969 b) :

- une assise conglomératique, épaisse de 10 m, légèrement déversée vers le Nord, renfermant des galets de siltites et de grauwackes du Briovérien supérieur, métamorphiques ou non, et enrobés dans une matrice de grès grossier ;

- des grès feldspathiques à litage oblique (30 m) qui s'affinent vers leur sommet où apparaissent les premières intercalations d'argilites noires ;

- des argilites noires (60 m), massives ou straticulées de siltites chloriteuses, dans lesquelles s'observent quelques structures caractéristiques : fines lamines obliques, pistes fines, fentes de retrait.

En dépit de l'examen attentif de cette dernière formation, **aucune trace d'une activité volcanique** directe ou indirecte n'a pu y être décelée, contrairement aux observations effectuées dans les faciès analogues de la coupe précédente. Le plan de contact entre les argilites noires et le complexe volcanique principal est souligné par de petits blocs de quartz suggérant le passage d'un **accident** probablement directionnel. Le complexe volcanique est lui-même interrompu dans son tiers inférieur par un faisceau plurimétrique de grès fins, finement feldspathiques, à loupes d'argilite noire. Interprété à l'origine comme une écaille de grès supra-rhyolitique insérée mécaniquement au sein des volcanites (Doré, 1969 b), ce faisceau gréseux a ensuite été rapporté à une unité autochtone scindant le complexe volcanique en deux ensembles (Le Gall *et al.*, 1975). En raison de l'homogénéité des faciès volcaniques de part et d'autre de

cette unité sédimentaire, et en l'absence de tout contact visible, il apparaît préférable de revenir à la première interprétation et de considérer ce faisceau comme résultant d'un écaillage le long de failles directionnelles. L'attribution des grès au cycle supra-rhyolitique est par contre discutable et il est plus probable qu'il s'agisse de grès appartenant au cycle inférieur.

La base présumée du complexe volcanique, juxtaposée par faille à la formation d'argilites noires, est représentée par des **faciès rhyolitiques** comportant une mésostase rubanée continue où alternent zones vitreuses et vésiculées. Les phénocristaux de quartz, feldspaths et micas demeurent parfaitement automorphes et jamais fragmentés. Progressivement, par dislocation de leur mésostase, les rhyolites sont relayées par des **ignimbrites à texture vitroclastique** dont les plus beaux faciès s'observent à une dizaine de mètres au Nord de l'écaille gréseuse intra-volcanique. Renfermant des phénocristaux de même nature que ceux des rhyolites, mais en individus plus abondants et surtout éclatés, ces ignimbrites possèdent une mésostase vitroclastique, généralement **soudée**, encombrée d'échardes aplaties qui se moulent sur les cristaux. Les flammes à cortex fibreux, étirées dans les plans de l'écoulement laminaire, se terminent par des extrémités effilochées qui, par rupture, libèrent des vitroclastes (Pl. XXX, ph. 2). Le cœur de ces flammes, constitué d'un verre microvésiculé, renferme quelques phénocristaux parfaitement automorphes. De petites flammes, à l'origine entièrement vitreuses, et des rares lithoclastes (rhyolite à verre brunâtre rubané) se rencontrent également dans la mésostase. Malgré des textures souvent difficiles à décrypter, il semble que le lithofaciès de ces nappes ignimbritiques, à chimisme rhyolitique (éch. 1650 G, tabl.19), reste constant jusqu'au sommet du complexe qui se situe juste au Sud du carrefour entre la route forestière et la ligne du Clocher de Perseigne (fig.97). Ici, les nappes ignimbritiques sont directement recouvertes par des grès tufacés grossiers, sans feldspaths, mais fertiles en quartz rhyolitiques, et qui admettent quelques minces passées silteuses verdâtres.

4.- Observations complémentaires sur les complexes volcaniques du massif de Perseigne

En dehors de l'examen détaillé des deux coupes types, toutes deux situées dans le panneau de la vallée d'Enfer (fig.96), des observations plus ponctuelles, réalisées dans d'autres secteurs du massif de Perseigne, confirment la **nature surtout ignimbritique** des termes composant le complexe volcanique principal et la présence de faciès rhyolitiques situés vers la base.

* dans le **panneau du Haut-Goulet**, à l'Ouest de la forêt de Perseigne (fig.96), le contact entre le complexe volcanique et les séries sédimentaires sus-jacentes est entamé dans l'ancienne carrière dite de la Butte Blanche (Sud du Rond des Rochirets) où s'observent :

- ignimbrites verdâtres, porphyriques, qui, malgré leur degré d'altération, ont conservé les reliques d'une texture vitroclastique ;
- grès tufacés à petits galets de volcanite acide ;
- grès feldspathiques à intercalations de siltites sombres. La présence de rides d'oscillation et de fentes de retrait confirment le caractère littoral du dépôt (Doré, 1969 b).

* dans le **panneau de Neufchâtel-en-Saosnois**, au Nord de cette localité (le Haut-Chaillou), a été défini le faciès-type des volcanites de Perseigne (*cf.* carte géologique de Fresnay-sur-Sarthe ; Juignet *et al.*, 1983). Ce faciès, situé à la base du complexe volcanique, se caractérise par son cachet plus **lavique** qu'ignimbritique (rhyolite porphyrique perlitique).

* dans le **panneau d'Aillères-Beauvoir**, en rive orientale de la vallée Layée (fig.96), le sommet du complexe volcanique se compose d'ignimbrites à texture vitroclastique renfermant des flammes à cortex axiolitique. Ces flammes, constituées d'un verre à texture sphérolitique, apparaissent comme des portions de magma acide non dégazé baignant dans une mésostase plus évoluée, remplie d'échardes et de cristaux éclatés (Pl. XXX, ph. 3). Par le biais d'un contact assez progressif, les ignimbrites passent à des faciès de remaniement enrichis en

cristaux de quartz et de feldspaths. Les grès feldspathiques recouvrant ces tuffites grossières sont interrompus, vers leur base, par de minces niveaux silexoïdes verdâtres qui paraissent résulter du démantèlement d'horizons cinéritiques.

* enfin, dans la **vallée du Rutin**, à l'Est du massif de Perseigne, le pointement isolé de volcanite, situé au-dessus de termes rapportés au cycle infra-volcanique, est constitué par un faciès rhyolitique à mésostase largement vésiculée, envahie de sphérolites de dévitrification.

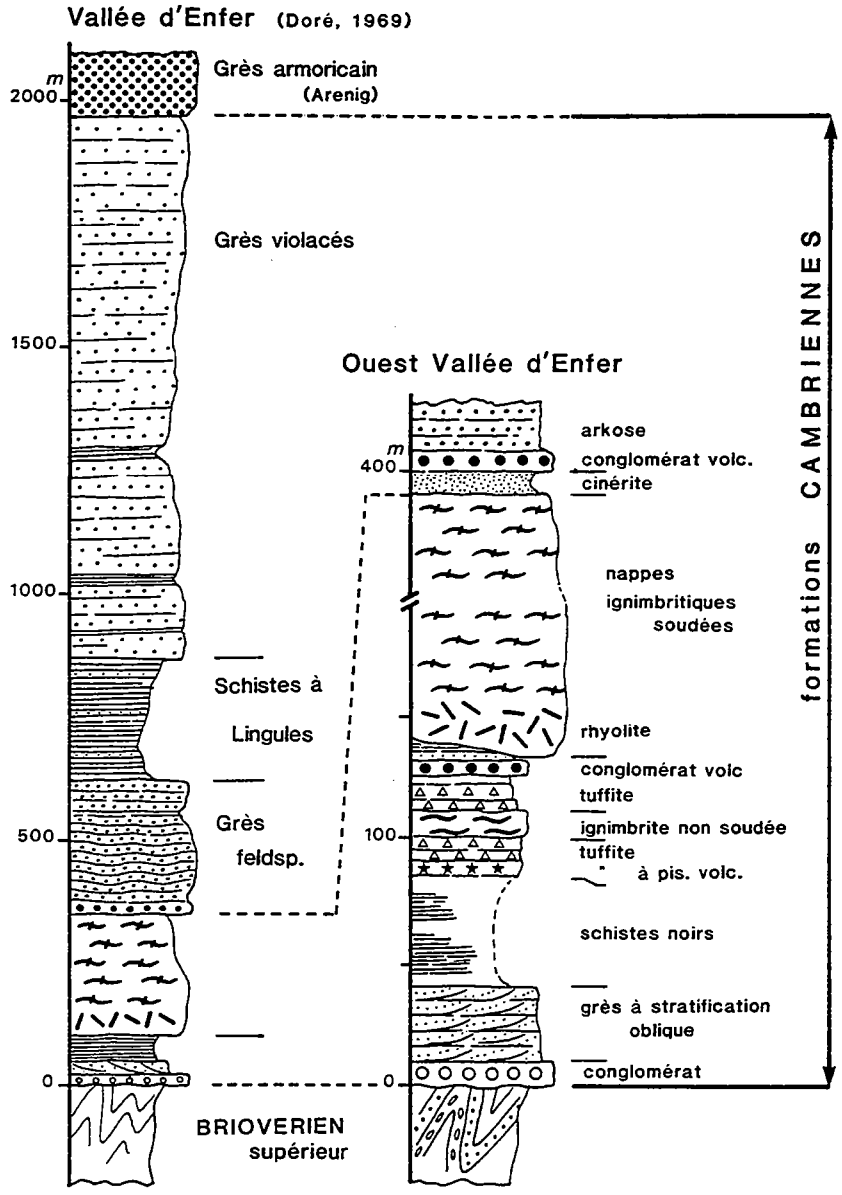


Fig. 98 : Coupe lithostratigraphique des formations cambriennes de la vallée d'Enfer (d'après Doré, 1969) **et coupe détaillée du complexe volcanique cambrien de la vallée située à l'Ouest de la vallée d'Enfer**

5.- Reconstitution des dynamismes volcaniques cambriens du massif de Perseigne.

Un **seul cycle éruptif paroxysmal**, de nature **ignimbritique**, intéresse la massif de Perseigne. Localement cependant (vallée à l'Ouest de la Vallée d'Enfer), ce cycle est précédé par l'épanchement d'une **mince nappe ignimbritique** dont la mise en place s'est effectuée en **milieu marin peu profond**. L'éruption s'est accompagnée de phénomènes explosifs, déclenchés au contact entre le magma et l'eau, et responsables du mélange entre des particules pyroclastiques (cristaux, ponces, pisolithes volcaniques) et les sédiments argileux autochtones. La nappe ignimbritique, riche en ponces et à texture non soudée, incorpore elle-même à sa base une importante fraction sédimentaire, ce qui implique qu'elle s'est propagée sous l'eau dans un état **largement fluidisé**. Précédée sans doute de mouvements volcano-tectoniques, l'irruption de cette coulée pyroclastique modifie la géométrie du bassin de sédimentation en le portant vers des **conditions proches de l'émersion**. La recrudescence de l'érosion aérienne qui en résulte se traduit 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 du cycle éruptif paroxysmal (*cf.* Doré, 1969 b).

L'**éruption paroxysmale** débute par l'émission de faciès rhyolitiques qui, sous l'effet de l'expansion des gaz et par éclatement des vésicules, évoluent progressivement vers des faciès ignimbritiques flammés à **mésostase vitroclastique soudée**. Aucune trace d'un dynamisme de nature plinienne n'a été reconnue à la base du cycle éruptif, ce qui suggère que les ignimbrites tirent leur origine, non de l'effondrement d'une colonne plinienne, mais de l'**épanchement d'un magma acide**, relativement **dense**, et se dégazant à vitesse modérée. Le faible taux de fluidisation des ignimbrites est compatible avec leur grande homogénéité texturale, leur écoulement laminaire et l'absence d'incorporation de lithoclaste. Ces nappes **chaudes et soudées**, empilées rapidement sur des épaisseurs minimales de **3 à 400 m**, sont totalement **dépourvues d'intercalations volcanoclastiques**. Elles résultent d'un événement catastrophique qui pourrait être provoqué par le brusque effondrement du plancher d'une **caldera**. La fin du cycle éruptif est marqué par des **retombées cinéritiques** qui ne s'observent que très localement en raison du démantèlement du toit des nappes ignimbritiques et de 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 des schistes verts à Lingules (Doré, 1969b).

III.- Le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris

La découverte en 1976 par la SNEA (P) à Rouez-en-Champagne (5 km au Sud de Sillé-le-Guillaume ; fig.99) d'un important **amas sulfuré** interstratifié dans la sédimentation briovérienne, a incité cette société à prospecter systématiquement les terrains briovériens régionaux et à effectuer plusieurs sondages de reconnaissance plus à l'Est, sous la couverture du bassin de Paris. **Deux de ces forages**, l'un situé près de Saint-Jean-d'Assé, l'autre près de Saint-Fulgent-des-Ormes (fig.99) ont recoupé des complexes de laves attribués au Cambrien.

Faute de connaître la nature de leurs enveloppes sédimentaires, l'attribution au Cambrien de ces laves repose, en premier lieu, sur l'analogie de leurs faciès avec ceux des complexes du massif d'Assé-le-Boisne (cluse de la Sarthe ou du Merdereau). En outre, les deux forages, et plus particulièrement celui de Saint-Jean-d'Assé, sont encadrés par plusieurs sondages de recherche hydrologique ayant atteint le socle, socle constitué de calcaire cambrien ou plus fréquemment de grès quartzites rapportés à la formation des Grès de Sainte-Suzanne ou à celle du Grès armoricain (fig.99). Seul le forage de Courcebœufs (La Pèzeraie), réalisé pour la recherche minière par la SNEA (P), a pénétré, sous près de 250 m de couverture jurassique, dans une formation de siltites à fines lamines gréseuses et horizons de graviers lessivés,

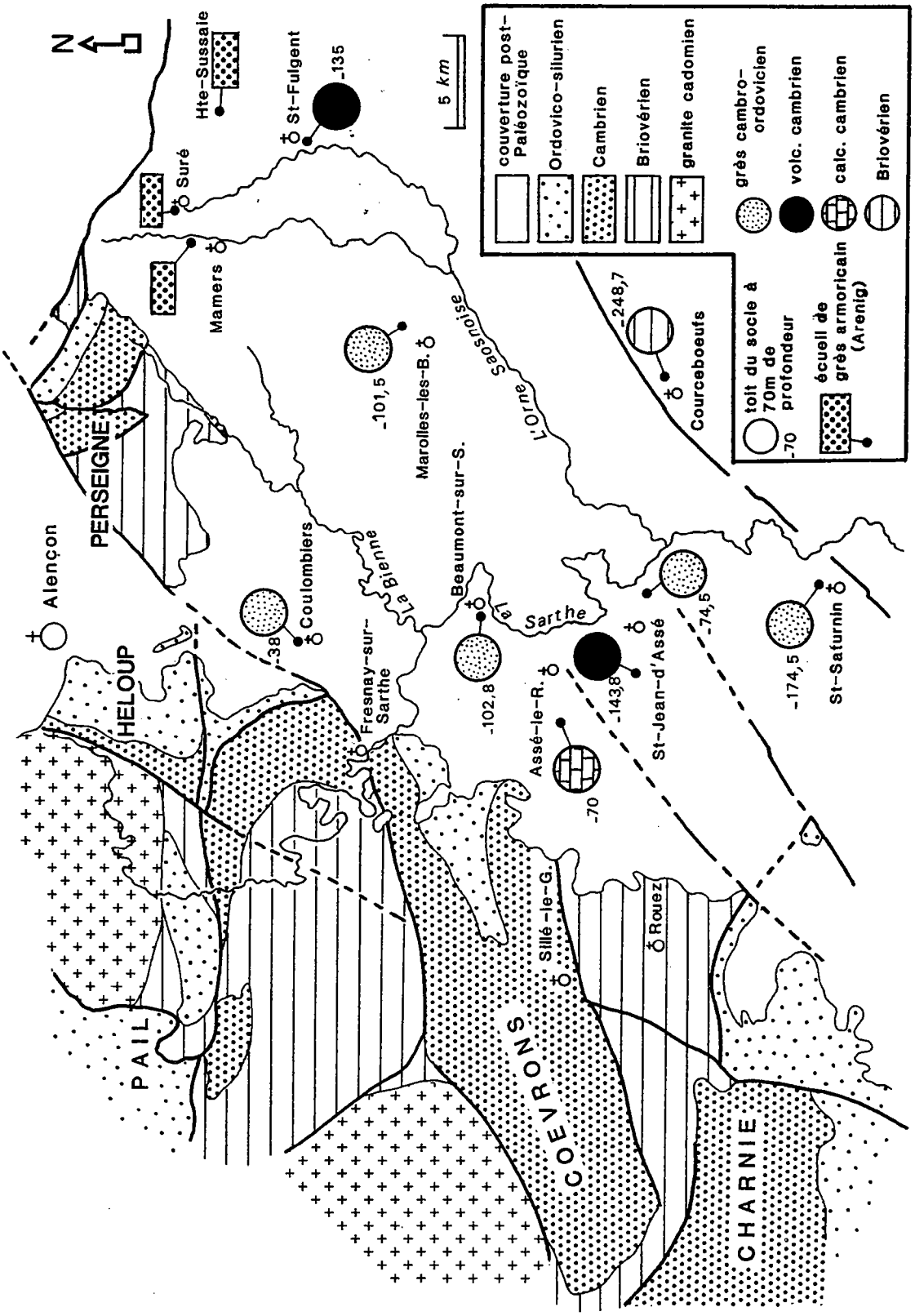


Fig. 99 : Profondeur et nature du socle rencontré en forage sous la couverture du bassin de Paris à l'Est des Coëvrons et au Sud du massif de Perseigne

formation attribuée au Briovérien supérieur régional (Juignet *et al.*, 1989). Ce forage se situe à l'Est d'une importante dislocation N 45°E affectant la couverture mésozoïque (accident Saint-Saturnin - Courcebœufs, fig.99, tronçon du couloir décrochant de Saint-Cosme-en-Varais - Chemiré-le-Gaudin ; Mary et Giordano, 1988) et héritée très probablement de l'histoire varisque voire cadomienne. Cet accident matérialise sans doute l'**une des limites orientales du fossé volcano-tectonique du Maine.**

1.- Les andésites du forage de Saint-Jean d'Assé (Sarthe)

Implanté au lieu-dit la Grande Riousse (x = 433,40 ; y = 1052,75 ; z = 78) à moins de 2 km à l'Ouest de Saint-Jean-d'Assé (fig.99), ce forage est entré à 143,80 m et s'est poursuivi jusqu'à 365,16 m dans une **formation volcanique homogène** constituée de laves violacées et verdâtres, à amygdales et filonnets de chlorite et de calcite, interrompues par quelques horizons bréchiques. Les laves hyalo-microlitiques, riches en plagioclases albitiques chargés de granules d'épidote et de calcite, renferment des résidus de minéraux ferro-magnésiens (pyroxène et amphibole) totalement déstabilisés en chlorite, épidote, minéraux opaques. Quelques quartz automorphes se rencontrent dans la mésostase envahie d'épidote et de flocons de leucoxène, et sillonnée de veinules calcitiques et chloriteuses.

Les laves ont fait l'objet de six analyses chimiques en éléments majeurs, réalisées par le laboratoire de la SNEA à Pau, et complétées par une analyse (majeurs, traces et terres rares) effectuée au CRPG de Nancy (tabl.13 et 17). En outre, des dosages d'éléments en traces ont été obtenus sur un échantillon au Laboratoire Pierre Sue de Saclay (*cf.* éch. 1302 T ; Le Gall et Cabanis, 1985). Sans envisager dans l'immédiat les caractéristiques géochimiques des laves découlant de leurs dosages en éléments traces et terres rares (*cf.* 2ème partie), quelques remarques d'ordre général peuvent être formulées en ne tenant compte que des concentrations en éléments majeurs :

- sur les **220 m** de sondage carotté, les teneurs en SiO2 varient de 53,6 à 63 %, avec une moyenne fixée à 58,8 %. Recalculée sans les fluides (perte au feu moyenne de 3,72%), cette dernière valeur s'élève à environ 61 %, ce qui place les laves dans le clan des **andésites acides;**
- les concentrations en Al2O3 demeurent élevées (plus de 19 % en moyenne) de même que celles en Na2O (4,5 % en moyenne), reflètant la part prépondérante jouée par les plagioclases albitiques ;
- la somme des alcalins fluctue entre 4,5 et 6,9 %, les laves les plus sodiques étant généralement les moins potassiques et vice-versa;
- les teneurs en calcium varient de façon très irrégulière (0,90 à 5,50 %), à l'inverse de celles en fer total, magnésium et titane qui, en moyenne, se fixent respectivement à 6,95, 2,23 et 0,73 %.

Ces caractéristiques et tendances générales sont conformes à celles relevées dans les complexes de laves andésitiques du massif d'Assé-le-Boisne (*cf.* Ch. III).

2.- Les andésites du forage de Saint-Fulgent-des-Ormes (Sarthe)

Etabli à 1 km au Sud-Ouest de Saint-Fulgent-des-Ormes près du Chasnay (x = 459,50; y = 1069,90 ; z = 85) (fig.99), ce forage vertical a carotté **106 m** de laves sombres gris-verdâtre, très **homogènes**, parcourues de minces filonnets calcitiques. Ces laves aphanitiques fluidales renferment des microlites albitiques (An 0-8 %), recouverts d'épidote, et des plages chloriteuses pouvant correspondre à d'anciens minéraux ferro-magnésiens totalement déstabilisés. De nombreux granules opaques et des filonnets ou amygdales calcitiques envahissent localement la mésostase. Le quartz est toujours absent.

Cinq analyses chimiques en éléments majeurs (Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen) et deux analyses en éléments majeurs, traces et terres rares (CRPG, Nancy) ont été

réalisées sur les laves (tabl.13 et 17). Il s'agit d'**andésites** un peu plus basiques que celles du forage de Saint-Jean-d'Assé (SiO_2 moyen = 57,27 % pour une perte au feu de 3,33 % soit en base anhydre une valeur de 59,2 %).

Comparativement aux andésites de Saint-Jean-d'Assé, ces laves se caractérisent par des teneurs moyennes légèrement plus fortes en fer total (7,25 %), magnésium (3,11 %), calcium (3,09 %) et titane (1,08 %) ; elles sont également plus sodiques (6,1 %) et moins potassiques (0,91 %).

	1302D	1302E	1302E'	1302H	1302N	1302Q	1302T	X
SiO_2	53,60	60,10	58,80	63,00	56,60	61,50	58,29	58,84
Al_2O_3	18,00	19,00	18,90	18,70	20,60	18,00	20,57	19,11
Fe_2O_3	6,80	7,40	7,00	6,30	8,00	6,80	6,33	6,95
FeO	*	*	*	*	*	*	*	*
MnO	0,10	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,08	<0,1
MgO	2,20	2,50	1,80	1,80	2,10	2,50	2,70	2,23
CaO	5,50	0,90	4,90	1,50	3,40	1,30	1,50	2,71
Na_2O	5,40	4,30	3,60	3,30	3,60	5,40	5,83	4,49
K_2O	1,10	1,60	0,90	1,70	1,30	0,90	1,04	1,22
TiO_2	0,60	0,90	0,70	0,70	0,80	0,70	0,70	0,73
P_2O_5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,25	-
H_2O+	-	-	-	-	-	-	-	
H_2O-	-	-	-	-	-	-	-	
PF	5,90	2,90	2,60	3,20	2,90	2,30	2,96	
Total	99,20	99,80	99,20	100,20	99,30	99,40	100,25	

	1386A	1386B	1386C	1386D	1386E	1386A'	X
SiO_2	58,35	56,18	56,37	56,99	58,15	57,67	57,27
Al_2O_3	16,77	16,62	16,79	17,11	17,05	16,66	16,83
Fe_2O_3	1,54	1,42	1,61	2,16	2,15	8,35	7,25
FeO	5,42	5,64	5,17	4,81	5,26	*	*
MnO	0,11	0,15	0,10	0,10	0,09	0,11	0,11
MgO	3,00	2,86	3,13	3,22	3,66	2,83	3,11
CaO	2,85	3,57	3,97	3,17	2,08	2,91	3,09
Na_2O	6,00	5,55	5,45	7,13	6,81	5,69	6,10
K_2O	1,08	1,11	1,46	0,33	0,35	1,11	0,91
TiO_2	1,10	1,11	1,06	1,06	1,10	1,04	1,08
P_2O_5	1,01	1,02	0,95	1,02	0,96	0,58	0,92
H_2O+	2,58	3,81	3,49	3,20	2,85	-	
H_2O-	0,13	0,15	0,15	0,15	0,16	-	
PF	-	-	-	-	-	2,73	
Total	99,94	99,49	99,71	100,45	100,67	99,68	

Tabl. 13: Analyses chimiques en éléments majeurs des andésites des forages de Saint-Jean d'Assé et de Saint-Fulgent-des Ormes
1302 D à 1302 T: andésites du forage de Saint-Jean d'Assé; X: moyenne des analyses
1386 A à 1386 A' : andésites du forage de Saint-Fulgent-des-Ormes; X : moyenne des analyses.

Chapitre VI

Conclusion : les dynamismes éruptifs dans l'évolution volcano-tectonique et sédimentaire du graben du Maine

L'analyse détaillée des complexes volcaniques cambriens des grandes unités paléozoïques de la région du Maine (Ecouves, Multonne, Héloup, Perseigne, Pail, Assé-le-Boisne, Coëvrons et Charnie) débouche sur la mise en évidence de **plusieurs structures de type caldera**, toutes situées dans la **moitié nord du graben du Maine** (massifs d'Ecouves, de Perseigne, d'Assé-le-Boisne - Pail et probablement d'Héloup) et bordées vers le Sud d'un vaste **domaine extra-caldera** correspondant en grande partie aux unités des **Coëvrons** et de la **Charnie** (fig.100).

Les grandes étapes de l'**évolution de ces calderas** et de leur domaine externe seront retracées ici, avant de conclure avec une **reconstitution du milieu** dans lequel se déroulent les éruptions.

Les grands traits d'évolution des calderas cambriennes d'Ecouves et de Perseigne

Les **calderas d'Ecouves et de Perseigne** suivent une évolution parallèle, bouclée au cours d'un **seul grand cycle volcanique dénommé V1**. Ce cycle débute par une **phase pré-caldera**, soulignée par de petites crises éruptives rejetant des cendres et des tufs (Ecouves, Perseigne), quelques coulées andésitiques (Ecouves) et une mince nappe ignimbritique non soudée (Perseigne). L'activité volcanique, déclenchée en milieu deltaïque ou marin littoral, provoque des **phénomènes hydroclastiques** conduisant parfois à un mélange entre particules pyroclastiques et sédiments autochtones (exemple des tuffites noires à quartz éruptifs et fragments de ponce de Perseigne). La phase pré-caldera se caractérise, de plus, par un **important bombement volcano-tectonique** qui, tout en portant le bassin sédimentaire vers l'**émersion**, entraîne une recrudescence de l'érosion continentale : décharges conglomératiques (Perseigne) et démantèlement partiel de la partie supérieure de la couverture cambrienne infra-ignimbritique d'Ecouves.

La **seconde phase** correspond à la **formation de la caldera** proprement dite, à la suite de l'**effondrement du toit du réservoir magmatique**. Lors de cet événement paroxysmal, sont libérées de très **volumineuses ignimbrites**, à chimisme rhyolitique, empilées en **nappes soudées et chaudes** sur une épaisseur d'**au moins 300 m**. L'absence d'un dynamisme de nature plinienne à la base du cycle éruptif, ainsi que le lithofaciès des ignimbrites, suggèrent que le mécanisme de genèse de ces volcanites est à rechercher dans le **débordement d'un magma** relativement **dense**, se dégazant à vitesse modérée. Si l'essentiel du magma acide est stocké sous forme de nappes soudées à l'**intérieur de la caldera**, quelques nappes moins épaisses s'en échappent et gagnent le bassin de sédimentation en progressant parfois largement en milieu sous-aquatique. Ces **nappes distales de type out-flow** ont été localisées autour de la caldera d'Ecouves où elles voisinent avec des **coulées lahariques** (fig.92).

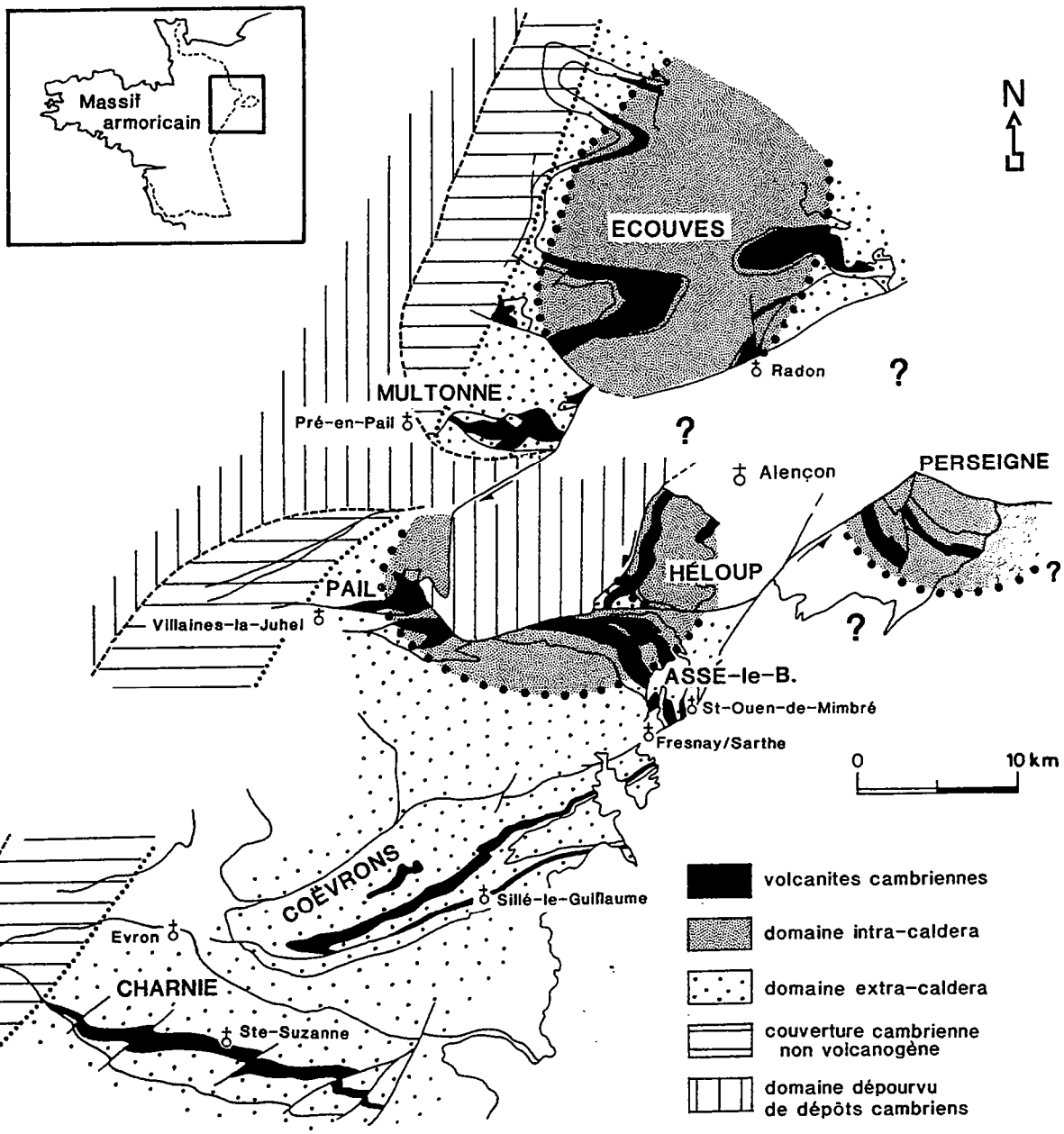


Fig. 100 : Emplacement des domaines intra-caldera et extra-caldera au sein des complexes volcaniques cambriens de la province du Maine

L'isolement du **massif de Perseigne**, inscrit en totalité à l'**intérieur d'un domaine intra-caldera**, ne permet pas, en revanche, d'identifier directement les vestiges d'une activité extra-caldera. Cependant, si on annule les effets du décrochement senestre varisque de Saint-Ouen-de-Mimbré (fig.100), la caldera de Perseigne migre vers une position plus méridionale et vient à la hauteur de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. Il est dès lors possible d'associer l'activité paroxysmale de Perseigne à celle plus atténuée, enregistrée à la base des Grès de Sainte-Suzanne dans les Coëvrons et au Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne, activité se soldant par l'**émission d'une mince nappe ignimbritique non soudée**, accompagnée de projections de cendres à pisolithes volcaniques (fig. 18). Cette relation directe entre les dynamismes V1 de Perseigne et des Coëvrons, retenue dans l'essai de corrélation des différentes phases volcaniques des unités paléozoïques du Maine (fig.101), entraîne quelques modifications dans le tableau de correspondance entre les formations cambriennes de Perseigne

et des Coëvrons (Doré, 1969 b) : - l'activité volcanique principale de Perseigne (V1) n'est pas synchrone de celle des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons (V3-V4) ; - l'équivalent de la Formation des Grès feldspathiques supra-rhyolitiques de Perseigne est à rechercher dans celle des Grès de Sainte-Suzanne des Coëvrons ; - enfin, les schistes noirs infra-rhyolitiques de Perseigne correspondent *pro-parte* à la Formation des Schistes et calcaires des Coëvrons.

La **troisième** et **dernière phase d'évolution des calderas d'Ecouves et de Perseigne (phase post-caldera)** est marquée par une "remise en eau" progressive de ces structures après effondrement de leur plancher. Au cours de cette étape, les parois des calderas s'érodent et les produits de démantèlement sont incorporés dans les **décharges conglomératiques** et **bréchiques** qui viennent recouvrir les nappes ignimbritiques (conglomérats volcanogènes supra-volcaniques d'Ecouves et de Perseigne). Quelques **éruptions hydroclastiques** se déclenchent, localisées le long des failles bordières de la caldera (Ecouves). Toujours dans ce même contexte structural, des injections de magma rhyolitique terminent le cycle éruptif V1.

A l'issue du cycle éruptif V1, les calderas d'Ecouves et de Perseigne sont noyées sous une couverture sédimentaire qui, par ses structures, son ichnofaciès et ses quelques fossiles, témoigne d'un retour vers des **conditions marines littorales** (*cf.* fig.104). Si la puissance de cette couverture détritique n'excède guère 100 m dans la caldera d'Ecouves, elle dépasse par contre 1000 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). 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.**

Avant de se pencher sur l'histoire de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, une question se pose concernant la place de l'**unité d'Héloup** par rapport aux structures décrites précédemment et plus spécifiquement de la caldera d'Ecouves. Les volcanites d'Héloup appartiennent à un **seul complexe, V1**, qui offre d'étroites analogies avec celui de Radon, au Sud-Est d'Ecouves : épaisses nappes ignimbritiques à texture soudée, massives, précédées de quelques projections (Héloup). Ces nappes s'épanchent en milieu marin peu profond, dans lequel croissent des édifices stromatolitiques (*cf.* fig.103). Elles sont ravinées par des décharges fluviatiles grossières (conglomérats volcanogènes), elles-mêmes surmontées de séries gréseuses à cachet marin littoral. Par les caractéristiques de son dynamisme et la nature des produits rejetés, la crise volcanique V1 du massif d'Héloup, comme celle de Radon, paraît se dérouler **au sein d'un domaine intra-caldera.** Mais en raison des nombreux contacts faillés ou masqués sous une couverture récente, l'extension de ce domaine ne peut être exactement appréciée. Seule subsiste, au Sud-Ouest de l'unité d'Héloup, une étroite frange d'un domaine externe, interrompue vers le Sud par l'accident majeur E-W de Gesnes-le-Gandelin qui la juxtapose avec l'unité d'Assé-le-Boisne (fig.100). Le domaine intra-caldera d'Héloup est d'autre part séparé de la marge sud, faillée, d'Ecouves par un vaste domaine composé d'un socle cadomien (granodiorite de Saint-Pierre-des-Nids et sédiments briovériens du horst de Saint-Gervais-du-Perron ; fig.79) dans lequel s'injecte l'importante intrusion varisque d'Alençon, enfouie à l'Est sous les dépôts récents du bassin de Paris. Dans ces conditions, l'intégration de l'unité d'Héloup au domaine intra-caldera d'Ecouves devient très incertaine. L'hypothèse retenue dans la reconstitution de la province volcanique du Maine (fig.102) privilégie une **petite structure indépendante (caldera d'Héloup)**, isolée de la caldera d'Ecouves par une zone en relief prolongeant le cap mancellien de Saint-Léonard-des-Bois. Mais, bien que séparée de celle d'Ecouves, la caldera d'Héloup suit une évolution volcano-tectonique synchrone et identique, ce qui suggère que ces deux structures sont issues du **même cycle d'activité** d'une chambre magmatique unique.

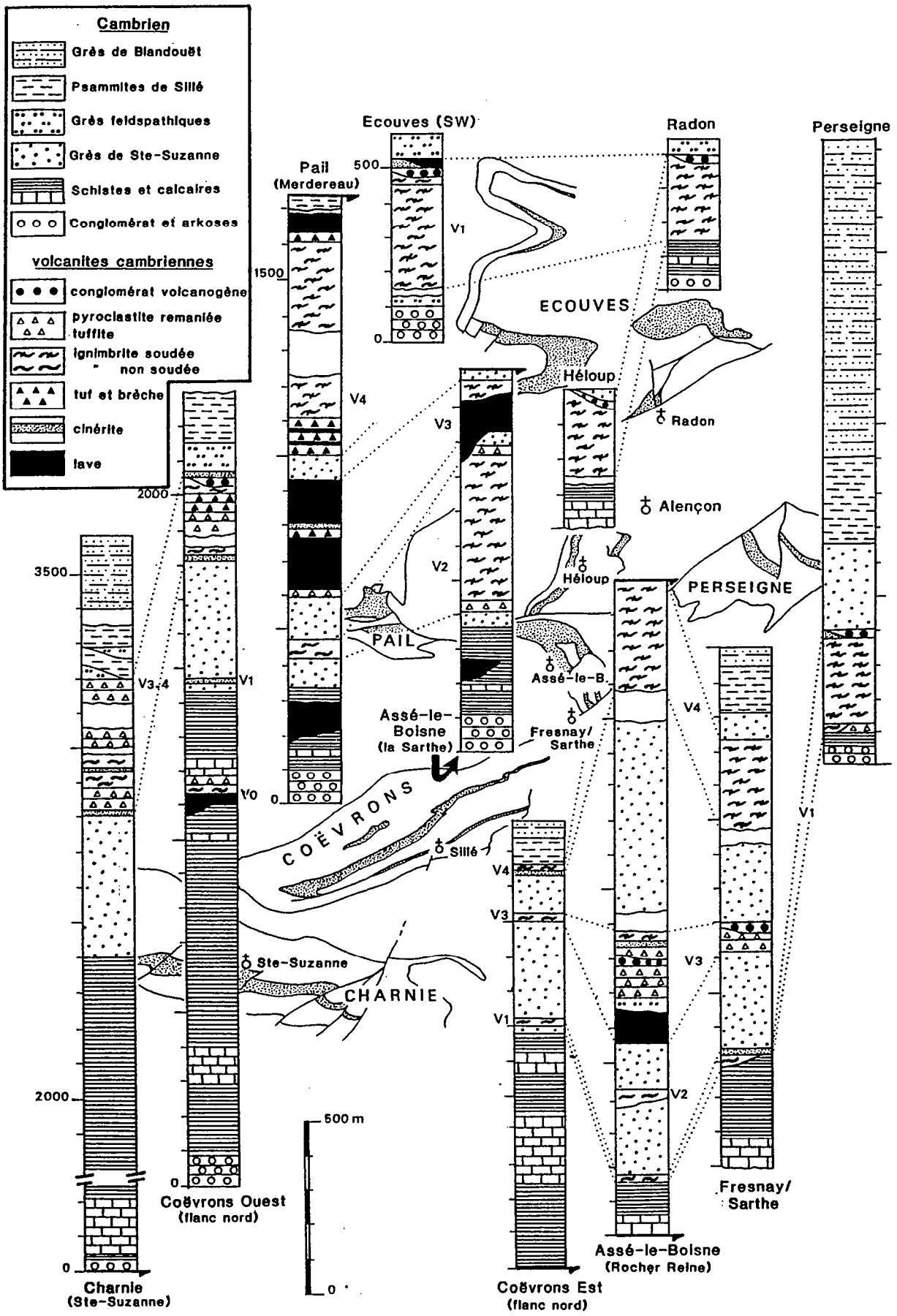


Fig. 101 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des formations cambriennes de la province du Maine avec emplacement et nature des grands cycles volcaniques et leur extension au sein des unités paléozoïques.

Evolution de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail et de son domaine adjacent (Coëvrons-Charnie)

Située au Sud des structures volcaniques d'Ecouves et d'Héloup et à l'Ouest de celle de Perseigne, la **caldera d'Assé-le-Boisne - Pail** est restreinte actuellement à sa seule marge méridionale à la suite du chevauchement vers le Sud de l'unité de Saint-Pierre-des-Nids et au jeu de l'accident E-W de Gesnes-le-Gandelin (fig.78). Contrairement aux calderas d'Ecouves et de Perseigne, l'évolution de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail se déroule en **plusieurs grands cycles d'activité** séparés par le dépôt de **corps sableux marins littoraux** appartenant à la Formation de Sainte-Suzanne. Ces cycles d'activité intra-caldera seront également enregistrés, soit directement (arrivée de nappes ignimbritiques distales) soit indirectement (démantèlement d'édifices volcaniques), dans le **vaste secteur externe** s'étendant au Sud de la caldera et correspondant aux unités des **Coëvrons** et de la **Charnie**.

Etablie à partir de l'analyse détaillée des complexes volcaniques des massifs d'Assé-le-Boisne et de Pail, la **reconstitution des grands cycles d'activité de cette caldera** d'un diamètre de l'ordre de 20 km aboutit au scénario suivant :

- Postérieurement au cycle V1, rattaché à l'évolution de la caldera de Perseigne et dont les vestiges - ignimbrite non soudée et cinérites à pisolithes volcaniques - se rencontrent au Sud-Est de l'unité d'Assé-le-Boisne, le **premier stade de fonctionnement de la caldera** correspond au **cycle V2**. Ce cycle, qui se déclenche en **milieu marin littoral**, est précédé de quelques projections qui seront remaniées au sein de tuffites (cluse de la Sarthe). Il provoque le rejet de puissantes **nappes ignimbritiques soudées**, accumulées surtout dans le secteur ouest d'Assé-le-Boisne. Dans le massif de Pail, par contre, seule une nappe ignimbritique **distale**, sous-aquatique, lui est attribuée. Au Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne, les effets du cycle V2 s'atténuent rapidement et disparaissent à hauteur de Fresnay-sur-Sarthe. Ceci explique que dans le synclinal des Coëvrons et, *a fortiori*, plus au Sud en Charnie, **aucune trace** de ce cycle ne se décèle, hormis peut-être de façon indirecte sous la forme de quartz et de feldspaths remaniés dans les grès de la Formation de Sainte-Suzanne.

- Séparés du cycle précédent par des couches de tuffites et de grès marins (cluse de la Sarthe), les **cycles éruptifs paroxysmaux V3 et V4** achèvent véritablement la construction de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. Ces cycles, qui se décomposent en **plusieurs phases**, sont espacés d'une courte période de répit durant laquelle la mer envahit partiellement la caldera pour y abandonner un corps sableux.

Le **cycle V3** débute par la **formation de stratovolcans** érigés au voisinage de la bordure méridionale de la caldera, aussi bien dans l'unité de Pail (Merdereau) que très probablement dans celle d'Assé-le-Boisne (cluse de la Sarthe). Ces édifices sont bâtis de coulées dacitiques et andésitiques, en partie sous-aquatiques et accompagnées d'éruptions hydroclastiques (Pail). Le cycle V3 se poursuit par l'épanchement de **puissantes nappes ignimbritiques**, concentrées surtout à l'Est de la caldera (secteur compris entre la vallée de la Sarthe et celle du ruisseau de Rocher Reine, fig.61).

Succédant à la brève période de quiescence de l'activité volcanique, **le cycle V4** s'annonce par une succession de petites phases explosives et effusives, assorties de quelques coulées lahariques. Mais, c'est à ce cycle V4 qu'est associée l'**éjection des nappes ignimbritiques les plus volumineuses** de toutes les éruptions de la province volcanique du Maine. Ces nappes soudées, dont la puissance cumulée atteint au **minimum 5 à 600 m** (Nord-Ouest de l'unité d'Assé-le-Boisne) débordent largement de la caldera vers le Sud-Est et progressent jusque dans le secteur de Fresnay-sur-Sarthe. Cet événement cataclysmique, provoqué sans aucun doute par le brusque effondrement du toit de la chambre magmatique, libère un volume considérable de magma rhyolitique estimé à **plus d'une centaine de km^3**. A la suite de cet événement, seules quelques projections ponceuses et de minces coulées

dacitiques seront émises (Pail), avant l'ennoyage de la caldera sous des dépôts marins littoraux sableux ou argilo-silteux.

En raison de leur **caractère paroxysmal**, les éruptions des cycles V3 et V4 ont des conséquences qui **dépassent largement** le périmètre de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail.

Si ces effets ne peuvent s'appréhender au Nord de la caldera, au Sud, en revanche, ils se ressentent pleinement dans les secteurs des **Coëvrons** et de la **Charnie**. Au **cycle V3**, intra-caldera, se rattache très certainement l'**éruption phréato-plinienne** décelée, à la base de la formation des Pyroclastites de Voutré, dans tout le synclinal des Coëvrons et en Charnie. Cette éruption, qui résulte d'une interaction à grande échelle entre un magma acide et de l'eau, s'est déclenchée lorsque **la mer a envahi la caldera**, affaissée à la suite de l'émission des nappes ignimbritiques soudées du cycle V3. L'éruption phréato-plinienne rejette des cendres à pisolithes volcaniques, toujours très fines même près de leur source, et une ou plusieurs nappes ignimbritiques non soudées. Ces dernières, absentes en Charnie, sont, à l'Est des Coëvrons, interstratifiées au sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (*cf.* coupe de Montreuil-le-Chétif, fig.47). A l'issue du cycle V3, le répit provisoire de l'activité éruptive à l'intérieur de la caldera favorise le **démantèlement des édifices volcaniques** (strato-volcans, nappes ignimbritiques) dont les produits de démolition vont nourrir les puissants complexes de **pyroclastites remaniées** des Coëvrons orientaux (*cf.* cycle intermédiaire volcano-sédimentaire des carrières de Voutré) et de Charnie (*cf.* pyroclastites remaniées inférieures de l'Erve).

Par leur dynamisme et leur violence, les **éruptions du cycle V4** sont celles qui affectent le plus intensément le domaine externe de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. Ainsi, plusieurs **éruptions phréato-pliniennes**, déclenchées en marge sud de la caldera au contact avec le milieu marin, provoquent l'arrivée dans les Coëvrons et en Charnie de **nappes ignimbritiques ponceuses**, étroitement associées à des retombées de **cendres humides à pisolithes volcaniques**. Ces nappes distales sont piégées dans un **réseau de chenaux** par où transitent des décharges bréchiques et conglomératiques ainsi que d'épaisses **coulées boueuses lahariques** transportant d'énormes quantités de cendres mêlées de ponces et de fragments de laves (*cf.* carrières de Voutré dans les Coëvrons). A l'issue du cycle V4, les matériaux volcanogènes recouvrant le vaste domaine au Sud de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (fig.102) 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 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 la couverture sédimentaire recouvrant la caldera de Perseigne.

Postérieurement à la crise éruptive paroxysmale V4 qui met fin à l'activité volcanique de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, l'ensemble du domaine intra et extra-caldera 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 des 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 rhyolitiques** qui représentent l'ultime manifestation volcanique de la province cambrienne du Maine. La concentration de ces édifices au voisinage de Sillé-le-Guillaume n'est nullement fortuite, car elle se situe sur le parcours de l'accident majeur reliant la Charnie à Héloup (accident de Mieuxcé ; Gresselin, 1990). Or, cet accident correspond précisément à celui qui limite vers l'Est le fossé d'effondrement dans lequel sont piégés les matériaux volcanogènes du cycle V4 dans les Coëvrons et en Charnie (fig.102). Il semble donc bien établi que la mise en place des dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume résulte de l'**injection tardive** d'un magma acide **dégazé**, s'élevant le long d'une fracture majeure, parallèle à l'allongement du graben du Maine.

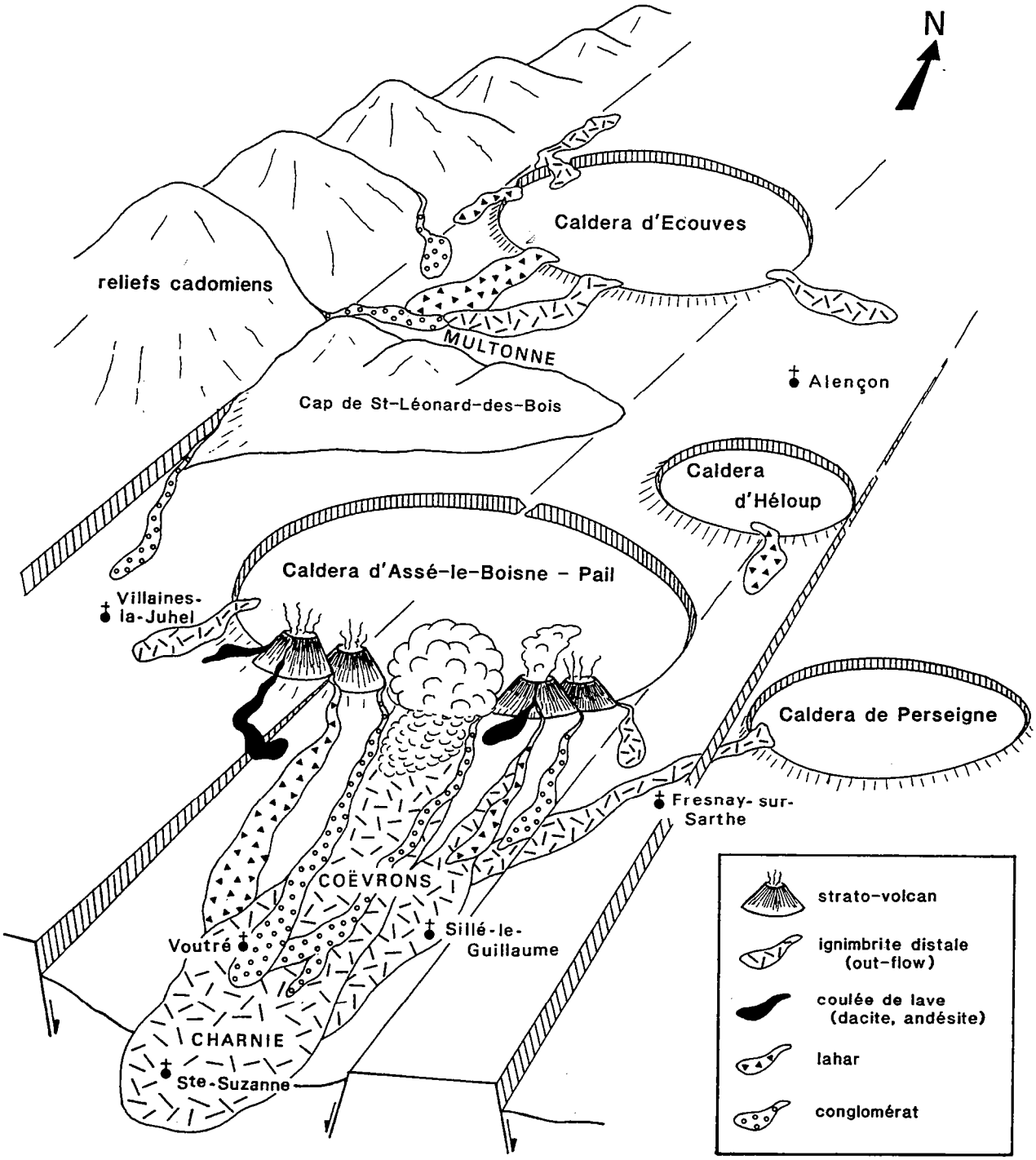


Fig. 102 : Essai de reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine avec emplacement des grandes structures de type caldera. Cette reconstitution est réalisée au cours des cycles éruptifs V3-V4 lorsque seule la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail est en activité.

Environnements sédimentaires des éruptions volcaniques (fig.103-104)

Les centres éruptifs de l'activité volcanique cambrienne du Maine se situent à l'intérieur d'un graben, bordé à l'Ouest par les reliefs cadomiens, et dont la marge orientale se perd sous les dépôts mésozoïques et récents du bassin de Paris. Ce graben, d'orientation générale N 20°E, est barré par un promontoire, net de tout sédiment cambrien (cap mancellien de Saint-Léonard-des-Bois), qui sépare le domaine de la caldera d'Ecouves au Nord de celui de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail au Sud (fig.101). Avant le déclenchement des éruptions du cycle V1, la **reconstitution des environnements sédimentaires** de ce graben du Maine conduit au schéma suivant (fig.103):

- au **Nord du cap mancellien**, le secteur occidental d'Ecouves correspond à un **milieu deltaïque** adossé aux reliefs cadomiens, tandis que vers l'Est et le Sud-Est se développe une **plate-forme marine**, littorale, supportant des **constructions récifales** stromatolitiques qui appartiennent à la "Province stromatolitique du Maine" (Doré, 1969 a) ;

- au **Sud du cap mancellien**, la plate-forme marine s'étale largement en couvrant les domaines d'Héloup, de Pail, d'Assé-le-Boisne, des Coëvrons et de la Charnie. Du Nord-Ouest vers le Sud-Est, la **subsidence** de cette plate-forme s'accroît rapidement ainsi qu'en témoigne la variation de puissance de la Formation des Schistes et calcaires : 100 à 200 m dans le massif de Pail, 300 à 500 m dans celui d'Assé-le-Boisne, 800 à 1500 m dans les Coëvrons, 2400 m en Charnie.

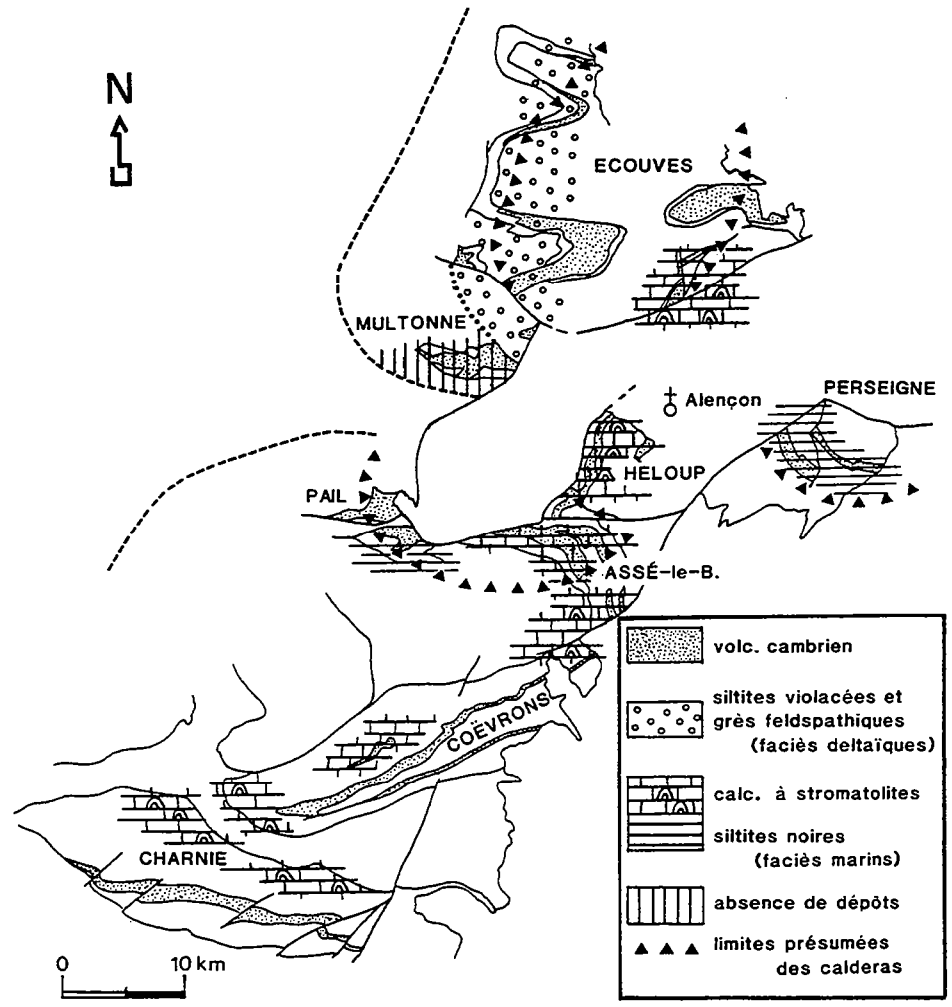


Fig. 103 : Composition lithologique et environnement sédimentaire des formations cambriennes constituant le substratum des complexes volcaniques du Maine (cycle éruptif V1)

Les dépôts carbonatés, absents de cette formation dans l'unité de Pail, et rares à l'Ouest du massif d'Assé-le-Boisne, prennent une large extension vers l'Est et le Sud (Héloup, Est d'Assé-le-Boisne, Coëvrons, Charnie) où ils y constituent de puissantes masses, abritant des **édifices stromatolitiques**. Par sa position plus orientale, l'unité de Perseigne se tient à l'écart de l'axe de subsidence maximum en n'étant recouverte que par une centaine de mètres d'argilites noires qui, bien que dépourvues de carbonates, sont attribuées à la Formation des Schistes et calcaires. Avant le diastrophisme varisque (*cf.* supra), l'unité de Perseigne allochtone était située plus au Sud, sensiblement à la hauteur de l'unité d'Assé-le-Boisne ou des Coëvrons orientaux. Le contraste de subsidence entre ces unités et celle de Perseigne souligne le **rôle actif** joué par des accidents parallèles à l'axe du graben du Maine, accidents dont le rôle a été souligné lors des crises éruptives majeures.

C'est donc dans cet **environnement deltaïque à marin peu profond**, accidenté d'un relief (cap mancellien) et de failles longitudinales, que se déclenchent les éruptions volcaniques majeures. Précédées de mouvements verticaux (*cf.* phases d'intumescence pré-caldera), celles-ci se dérouleront soit à l'**air libre**, soit sous **faible tranche d'eau**. Les **éruptions aériennes** seront surtout localisées en **domaine intra-caldera**, celles **sous-aquatiques** en **domaine externe** ; les éruptions hydroclastiques paroxysmales (dynamisme phréato-plinien) résultant surtout de l'envahissement d'une caldera en activité par la mer (*cf.* caldera d'Assé-le-Boisne - Pail).

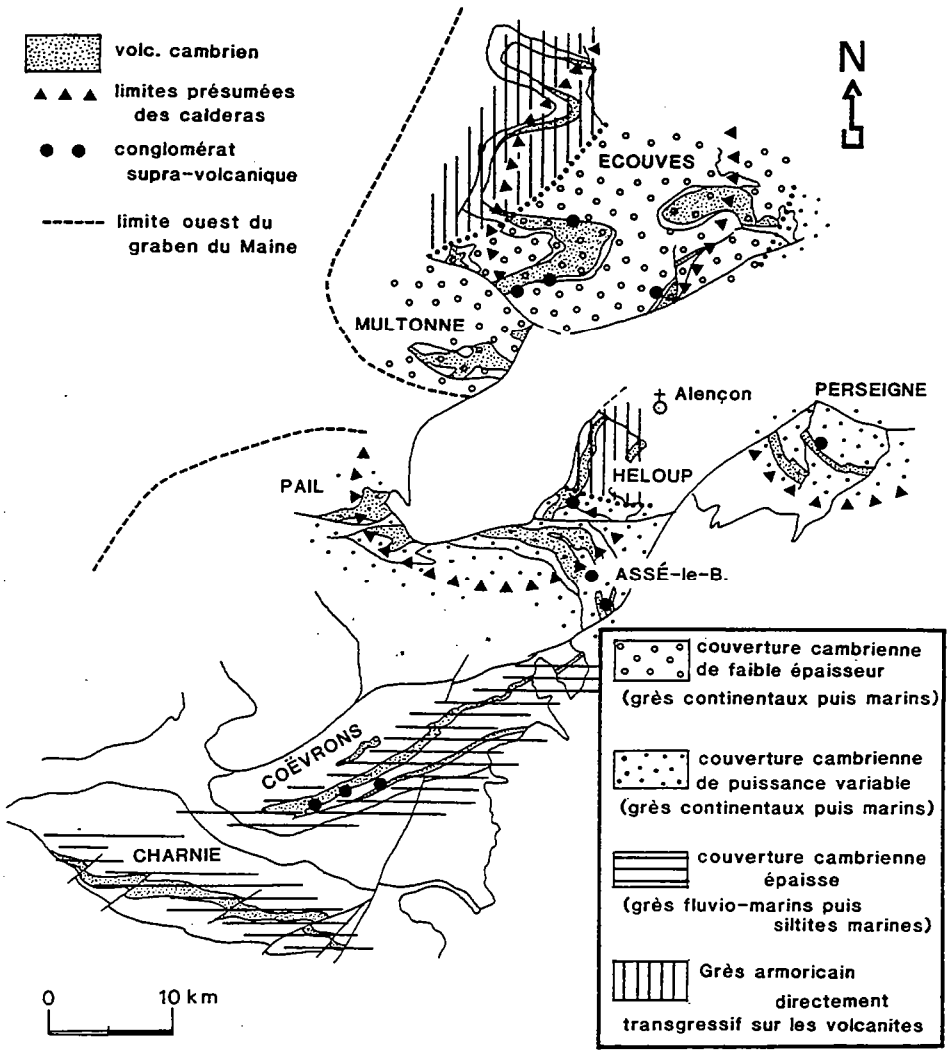


Fig. 104 : Caractérisation de la couverture sédimentaire cambrienne recouvrant les complexes volcaniques du Maine

Outre l'examen du contexte sédimentaire dans lequel s'exercent les éruptions, quelques critères d'ordre purement volcanologique attestent du **caractère surtout aérien des éruptions intra-caldera** :

- les nappes ignimbritiques, puissantes et soudées, développent des textures d'écoulement généralement très régulières, exemptes de déformation diapirique. De plus, ces nappes ne contiennent ni nodules siliceux ni intercalations pyroclastiques ou sédimentaires (*cf.* contexte aérien ou sous-aquatique de mise en place des ignimbrites ; introduction générale) ;

- en dépit de l'existence de coulées andésitiques ou dacitiques sous-aquatiques (*cf.* caldera de Pail), les laves s'épanchent, pour l'essentiel, en milieu aérien ; pour preuves l'absence de pillow-lavas et de hyaloclastites et la présence de laves scoriacées, bulleuses, analogues aux coulées aériennes de type aa (*cf.* coulées andésitiques de Bel Air ; caldera de Pail) ;

- l'énorme volume de matériaux volcano-détritiques accumulés en domaine extra-caldera (Coëvrons, Charnie) témoigne indirectement de la **création de larges édifices aériens** dont l'érosion conditionne la sédimentation sur une large zone. A côté des produits volcano-détritiques proprement dits (pyroclastites remaniées, tuffites), certains corps sableux, tels les grès de la Formation de Sainte-Suzanne, tirent également leur source du démantèlement de tels édifices. A preuve : - le confinement de cette formation à la province volcanique du Maine ; - l'intercalation de nombreux horizons tufacés au sein des grès ; - le remaniement de quartz éruptifs et de fragments de laves dans les grès ;

Enfin, l'arrivée massive de matériaux volcano-détritiques dans le domaine externe, immergé, de certaines calderas peut conduire le milieu vers une **exondation temporaire.** Cette évolution est, par exemple, enregistrée à l'Ouest du synclinal des Coëvrons (carrières de Voutré) où, à une période de comblement sous-aquatique faisant suite au cycle éruptif V3, succède une période au cours de laquelle des coulées lahariques, des nappes ignimbritiques distales, des cinérites à pisolithes volcaniques et des décharges conglomératiques s'accumulent en **milieu sub-aérien** (cycle V4).

En dépit de leur mise en place essentiellement aérienne et de leur vulnérabilité face aux processus d'érosion, les produits de l'activité volcanique du graben du Maine offrent un **potentiel de préservation** relativement élevé en raison d'une **subsidence volcano-tectonique active**, particulièrement efficace à l'**aplomb des calderas.**

deuxième partie

Caractères minéralogiques et géochimiques des ignimbrites et des laves cambriennes du Maine Implications pétrogénétiques

A la suite de l'étude détaillée des diverses expressions de l'activité volcanique cambrienne du Maine et de la reconstitution du cadre dans lequel se déroulent les éruptions (calderas installées dans une fosse volcano-tectonique), nous analyserons, dans cette seconde partie, les données minéralogiques et géochimiques recueillies sur les ignimbrites et les laves cambriennes afin de définir l'**affinité de ce volcanisme "post-orogénique"** et de cerner les **mécanismes de sa genèse**, avant d'envisager son intégration dans l'histoire géodynamique cadomienne du domaine est-armoricain (*cf.* 3ème partie). Cette démarche a déjà fait l'objet d'un travail préliminaire (Le Gall et Cabanis, 1985) repris et complété ici grâce à l'obtention de nouvelles données acquises essentiellement sur la géochimie des éléments en traces.

A.- CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES DES IGNIMBRITES ET DES LAVES

L'examen pétrographique, optique et radiocristallographique, des ignimbrites et des laves des divers complexes volcaniques cambriens révèle que la totalité de ces termes a subi d'**intenses transformations minéralogiques** avec acquisition de **paragenèses de basse température.**

I.- Les ignimbrites et les rhyolites "vitreuses"

Quel que soit leur type (ignimbrite flammée ou non flammée, à texture vitroclastique soudée ou non soudée), les ignimbrites, comme les rhyolites à l'origine vitreuses, présentent d'**importantes transformations** portant aussi bien sur la **phase cristalline** que sur la **mésostase** (tabl.14). La paragenèse primaire se compose d'un assemblage de phénocristaux de quartz - automorphes dans les rhyolites et à façonnement pyroclastique dans les ignimbrites-, de feldspath alcalin et de plagioclase, enfin de biotite. A cette composition de base s'ajoutent çà et là des pyroxènes, de la cordiérite et du grenat aux côtés de minéraux accessoires (zircon, apatite, sphène, épidotes, opaques). Les transformations minéralogiques se traduisent par l'acquisition de **paragenèses de basse température** : les feldspaths potassiques appartiennent à la série orthose-microcline maximum et montrent une albitisation plus ou moins intense, marquée par le développement de perthites de remplacement (perthites irrégulières et en échiquier) ; les plagioclases se rangent dans la série de basse température albite-oligoclase et renferment quelquefois des granules d'épidote ; les ferro-magnésiens sont chloritisés ; enfin, la mésostase, toujours entièrement dévitrifiée (felsitique ou granophyrique), contient des minéraux de néoformation (paragonite, chlorite, épidote) (Chalot-Prat, 1976).

MINERAUX PRIMAIRES	RHYOLITE IGNIMBRITE	RHYO-DACITE	DACITE	ANDESITE
QUARTZ	———	———	———	
F.ALCALIN	———	———		
PLAGIOCLASE	———	———	———	———
BIOTITE	———	———	———	
AMPHIBOLE		———	———	
PYROXENE	———	———	———	———
GRENAT	———	———	———	
CORDIERITE	———	———		
OPAQUES	———	———	———	———
MINERAUX SECONDAIRES	**RHYOLITE IGNIMBRITE**	**RHYO-DACITE**	**DACITE**	**ANDESITE**
QUARTZ	———	———	———	———
PERTHITE	———	———		
ALBITE	———		———	———
CHLORITE	———	———	———	———
EPIDOTE		———	———	———
CALCITE		———	———	———
ZEOLITE (Pumpellyite)			———	———

Tabl. 14 : paragenèses primaires et secondaires des ignimbrites et des laves cambriennes du Maine

II.- Les laves

A l'origine décrites sous les noms de porphyrites andésitiques, orthophyres et porphyres pétrosiliceux (Oehlert et Bigot, 1899), les laves hyalo-microlitiques et microlitiques seront considérées dans leur ensemble comme des kératophyres et même des quartz-kératophyres (Boyer, 1967, 1974) bien que des travaux, certes anciens et ponctuels, signalaient des andésites et des dacites contenant des restes totalement pseudomorphosés d'amphibole et de pyroxène (Vandernotte, 1913 ; Barrois et Pruvost, 1931 ; Berthois, 1939) (*cf.* paragraphes consacrés à l'historique des travaux anciens en préambule de l'analyse des complexes volcaniques du Maine). En réalité, et malgré leurs transformations chimico-minéralogiques, les laves cambriennes du Maine correspondent strictement à d'**anciennes andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites.** Les modes de gisement de ces laves, analysés dans la partie consacrée à l'étude des complexes volcaniques du Maine, sont variés comme l'indiquent ces quelques exemples: **coulées aériennes ou sous-aquatiques** (vallée du Merdereau dans le massif de Pail, *cf.* Ch.III ; forage du bois de Goult dans le massif d'Ecouves, *cf.* Ch.IV); - **dômes** (complexe de Vimarcé dans les Coëvrons, *cf.* Ch.I); - **brèches autoclastiques** (vallée de la Sarthe dans le massif d'Assé-le-Boisne, *cf.* Ch.III; secteur de Livaie dans le massif d'Ecouves, *cf.* Ch.IV) ; - **fragments** incorporés dans les ignimbrites ou les pyroclastites remaniées de type lahar (formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons ou en Charnie ; *cf.* Ch.I et II) ; - **enclaves** dans les rhyolites "vitreuses" (dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume dans les Coëvrons ; *cf.* Ch.I). En dépit de la variété de leurs modes d'expression, le volume global estimé des laves cambriennes demeure faible en regard de celui des ignimbrites : quelques km^3 contre plusieurs centaines de km^3 au minimum.

1.- textures et paragenèses primaires

Les associations primaires (tabl.14), reconstituées grâce aux minéraux non ou peu transformés, aux produits d'altération et aux habitus caractéristiques des individus recristallisés, permettent de scinder les laves en **quatre types principaux**, parmi lesquels les deux premiers dominent largement :

- les **andésites**, souvent très porphyriques, à phénocristaux de plagioclase calcique et de pyroxènes flottant dans une mésostase microlitique criblée de minéraux opaques ;
- les **dacites**, moins riches en phénocristaux, rarement aphyriques, composées de plagioclase calcique, de ferro-magnésiens (pyroxène, amphibole, biotite), de quelques grenats et quartz automorphes noyés dans une mésostase hyalo-microlitique ;
- les **rhyodacites**, hyalo-microlitiques, contenant quelques phénocristaux de feldspaths, quartz, grenat et ferro-magnésiens (biotite surtout ; amphibole et/ou pyroxène accessoires) ;
- les **rhyolites** fluidales, finement microlitiques, à rares cristaux de feldspath alcalin, de plagioclase, de quartz et de biotite.

2.- les transformations secondaires et les facteurs responsables

Hormis le quartz, le grenat et en partie la biotite, tous les minéraux primaires, "pyrogénétiques" (Hughes, 1982) présentent d'intenses transformations (tabl.14) se soldant par (1) une **albitisation** des plagioclases marquée, chez les individus initialement les plus calciques, par le développement d'épidote et de calcite, (2) l'apparition de larges **perthites** chez les feldspaths potassiques, (3) la **déstabilisation** toujours **totale** des pyroxènes et de l'amphibole en produits variés : chlorite, bastite, épidote, calcite et zéolites (pumpellyite) (4) la **chloritisation** de la biotite. A cette liste s'ajoute la **recristallisation de la mésostase** en chlorite et quartz.

Ces transformations peuvent se dérouler lors de processus hydrothermaux syn- à tardi-magmatiques, responsables en partie de la cristallisation de minéraux de basse température dans les filonnets et vacuoles de quelques laves dacitiques et andésitiques. Cependant, ces mécanismes comparables à ceux décrits au sein de calderas par circulations de fluides (Bixel *et*

al., 1983), n'affectent pas l'ensemble d'une région volcanique avec la même intensité et épargnent de nombreux secteurs. Aussi, à l'échelle de la province du Maine, l'intervention de **phénomènes post-magmatiques d'ampleur régionale semblent nécessaires.** Parmi ceux-ci, les effets d'un métamorphisme d'enfouissement suffisent déjà pour modifier les associations minérales des volcanites (Coombs, 1974 ; Smith, 1974 ; Boles et Coombs, 1977...).

L'un des exemples peut être pris dans les séries d'âge Crétacé des Andes du Chili (Levi, 1969; Levi *et al.*, 1982) où des basaltes calco-alcalins et des ignimbrites sont encaissés dans des sédiments marins peu profonds ou continentaux dont la puissance totale avoisine 9000 m. Le métamorphisme d'enfouissement (faciès à préhnite-pumpellyite puis faciès schistes verts) provoque, chez les volcanites, d'importantes modifications minéralogiques : dans les basaltes, le labrador se transforme en albite (An 0-3 %) tandis que l'augite se convertit en un assemblage de pumpellyite, actinote, chlorite, calcite et épidote; des minéraux secondaires (zéolites, chlorite, quartz, adulaire...) comblent des cavités (veinules, amygdales) ; dans les ignimbrites, à l'exception du quartz, tous les minéraux subissent également des transformations avec changement d'état structural des feldspaths. En l'absence de toute phase de plissement et de déformation pénétrative, l'ensemble de ces transformations est attribuée au seul effet du métamorphisme d'enfouissement et non au rôle d'un métamorphisme régional de faible degré (Levi, *op. cit.*).

Dans le cas du volcanisme cambrien du Maine, si l'influence d'un métamorphisme d'enfouissement est probable (la puissance de la couverture cambro-dévonienne atteint une épaisseur de l'ordre de 5000 m au droit du graben du Maine), le rôle décisif revient certainement au **métamorphisme régional varisque** dont les conditions ont pu être appréciées grâce aux paragenèses argileuses des sédiments paléozoïques : métamorphisme de faible degré (**anchizonal**), correspondant au **faciès zéolitique à pumpellyite** ; T: 300 à 400°C ; P< 2Kb (*cf.* annexe).

B. - SIGNATURE GÉOCHIMIQUE EN ÉLÉMENTS MAJEURS DES IGNIMBRITES ET DES LAVES

Les ignimbrites et les laves cambriennes du Maine ont fait l'objet de 164 analyses en éléments majeurs (72 ignimbrites et 92 laves) réalisées pour l'essentiel au CRPG de Nancy et complétées par des analyses provenant de l'Institut de géologie de Rennes, du Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen et du laboratoire de chimie du BRGM à Orléans. Les résultats sont consignés dans les tableaux qui accompagnent l'étude des complexes volcaniques de la province du Maine (tabl.3 à 13). Dans ces tableaux figurent également quelques données obtenues sur les pyroclastites mais, compte-tenu de l'hétérogénéité de ces termes, ces données ne seront pas utilisées dans la suite de ce travail.

Avant l'exploitation des résultats, **quelques remarques** préliminaires s'imposent :

- le nombre d'analyse ne reflète pas l'**abondance relative** des différents types de volcanites : les ignimbrites sont nettement plus volumineuses que l'ensemble des laves et parmi ces dernières dominent les termes intermédiaires (andésites et dacites) ;

- l'intensité des transformations minérales pose immédiatement le problème du traitement des données brutes : doit-on les conserver telles qu'elles ? en transformer certaines ou encore en éliminer ? Le degré d'"altération" des compositions chimiques initales s'exprime par les pourcentages de la perte au feu (PF) qui traduisent le développement, dans la paragenèse secondaire, de minéraux hydratés et carbonatés. Les plus fortes valeurs sont relevées dans les laves andésitiques (PF moyenne de 3,98 % ; PF maximum de 10 %) puis décroissent au fur et à mesure de l'augmentation en SiO_2 des volcanites (PF moyenne des dacites : 2,17 % : PF

moyenne des rhyodacites, rhyolites et ignimbrites ≈1,5 %) (fig.105). Contrairement à la démarche suivie dans le travail précédent (Le Gall et Cabanis, 1985), toutes les données ont été, ici, **recalculées sans les fluides** (eau + CO_2) avant leur traitement analytique (calcul des moyennes, tabl. 15 ; calcul des normes ; diagrammes géochimiques). Les normes ont été établies en considérant 15 % du fer sous forme Fe_2O_3 contre 85 % exprimés en FeO (Brooks, 1976).

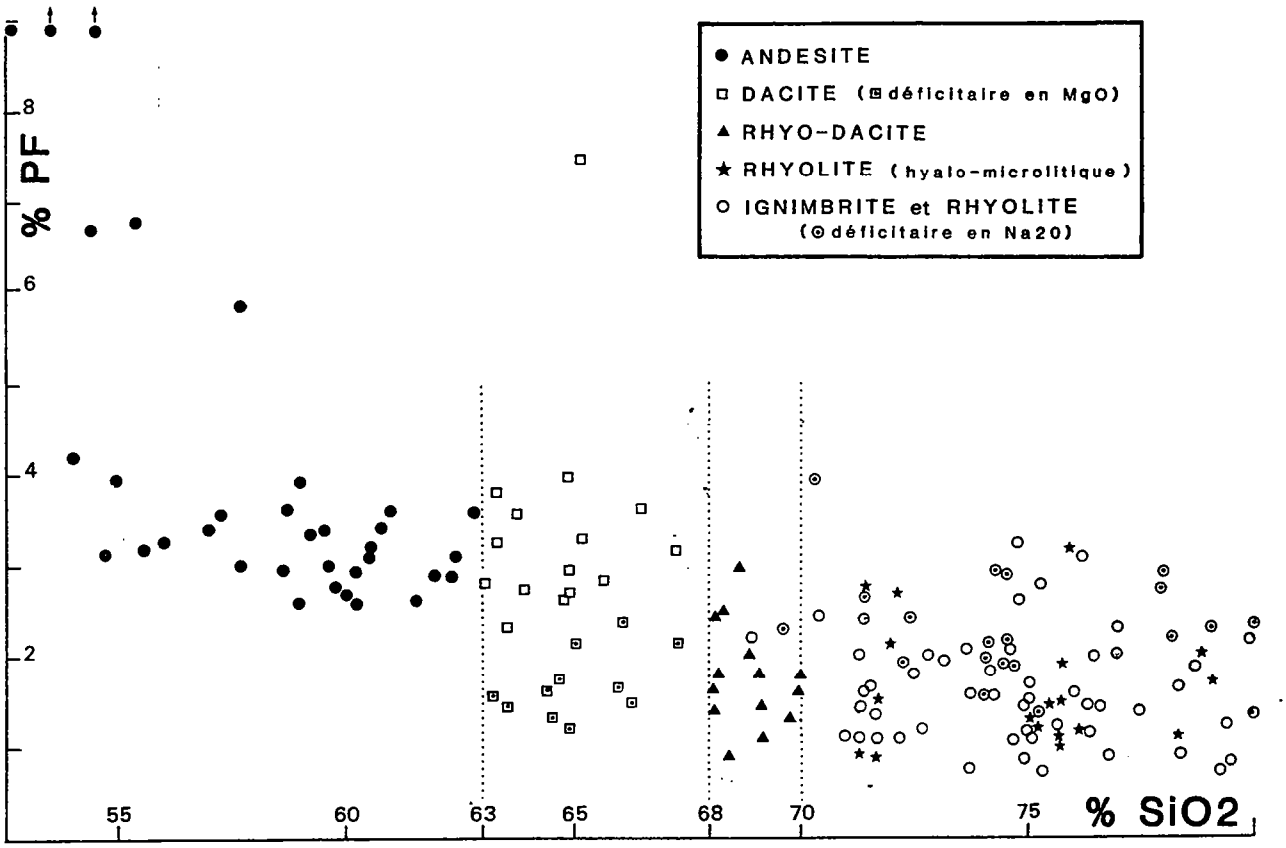


Fig. 105 : Teneurs en fluides, exprimées par les pourcentages de la perte au feu (PF), des volcanites du Maine

- Rappelons que la **terminologie des laves** est basée uniquement sur leurs teneurs en SiO_2 en base anhydre : basaltes (< 53 % SiO_2), andésites (53 à 63 % SiO_2), dacites (63 à 68 % SiO_2), rhyo-dacites (68 à 70 % SiO_2), rhyolites (> 70 % SiO_2).

- Les ignimbrites analysées correspondent en majorité à des termes à texture **vitroclastique soudée** (faciès intra-caldera) de sorte que les analyses reflètent assez fidèlement les compositions magmatiques (Fisher et Schmincke, 1978, 1984). Sont exclus les termes les plus tufacés et hétérogènes (ignimbrites distales de type "out-flow") qui, par séparation mécanique ou incorporation de matériel étranger, s'écartent vraisemblablement de la composition originelle.

	Ignimbrite + Rhyolite vitreuse		Rhyolite hyalo-microlitique		Rhyo-dacite		Dacite		Andésite	
	n=46	σ	n=18	σ	n=14	σ	n=26	σ	n=34	σ
SiO2	74,78	(2,69)	74,60	(2,74)	68,88	(0,70)	64,80	(1,23)	58,29	(2,85)
Al2O3	13,72	(1,21)	14,17	(1,21)	15,31	(0,85)	17,30	(1,34)	18,44	(1,55)
Fe T	2,54	(0,92)	2,58	(1,40)	5,01	(1,22)	6,20	(1,43)	7,12	(1,12)
MnO	0,04	(0,03)	0,04	(0,04)	0,08	(0,05)	0,10	(0,03)	0,14	(0,08)
MgO	0,54	(0,36)	0,34	(0,21)	1,14	(0,56)	1,76	(0,97)	3,93	(1,80)
CaO	0,51	(0,39)	0,37	(0,32)	1,87	(1,70)	1,94	(1,31)	3,69	(2,21)
Na2O	3,67	(0,69)	4,59	(1,32)	4,54	(1,58)	5,16	(1,51)	5,34	(1,29)
K2O	3,83	(0,74)	2,88	(1,48)	2,35	(1,42)	1,74	(1,02)	1,52	(1,07)
TiO2	0,26	(0,17)	0,31	(0,24)	0,67	(0,17)	0,81	(0,24)	1,11	(0,24)
P2O5	0,11	(0,07)	0,12	(0,08)	0,15	(0,12)	0,21	(0,11)	0,42	(0,34)

Tabl. 15 : Compositions chimiques moyennes, calculées sans les fluides, des volcanites du Maine (N = nombre d'analyses ; σ = écart-type).

I.- Evolution géochimique et mobilité des éléments

Sur la totalité des termes analysés, la silice représente l'élément le plus variable en valeur relative, puisqu'il varie de 53 à 80 % environ. Son évolution, dans les **laves**, est **parfaitement continue** depuis des andésites basiques (SiO_2 minimum 53 %) jusqu'à des rhyolites (SiO_2 maximum 78 %) ; il n'existe pas de terme basaltique à l'exception d'une seule analyse titrant 52,5 % de SiO_2 (lave basique du forage du Bois de Goult dans le massif d'Ecouves, *cf.* Ch.IV). Les **ignimbrites** révèlent, sauf deux cas exceptionnels, des **compositions strictement rhyolitiques** avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 69 et 80 %.

Dans les diagrammes de Harker (fig.106), les comportements des éléments majeurs vis-à-vis de la silice s'établissent ainsi :

- les concentrations en **MgO** des laves décroissent régulièrement en fonction de l'augmentation en silice, de 4 % en moyenne chez les andésites à 0,34 % en moyenne chez les rhyolites. Les fortes teneurs relevées dans quatre échantillons d'andésites basaltiques s'expliquent par leur richesse en vacuoles et amygdales remplies de chlorite (faciès provenant du forage du Bois de Goult dans le massif d'Ecouves). A l'inverse, un groupe d'une dizaine de dacites (encadré sur la fig.106) et quelques rhyodacites se singularisent par des teneurs anormalement basses en MgO ; il s'agit de laves appartenant toutes au même complexe de coulées sous-aquatiques du Merdereau dans le massif de Pail (*cf.* Ch.III). Enfin, conformément à leur chimisme rhyolitique, les ignimbrites présentent des teneurs invariablement faibles en MgO : 0,54 % en moyenne ;

- à l'image des concentrations en magnésium, les teneurs en **fer total** diminuent progressivement en fonction de l'augmentation en silice, aussi bien dans les laves (de 7,12 % à 2,58 % en moyenne des andésites aux rhyolites) que dans les ignimbrites (de 3 à 4 % à moins de 2 %). Cette évolution n'est perturbée que par quelques dacites et rhyodacites qui, outre leur déficit en MgO, se montrent anormalement enrichies en fer ;

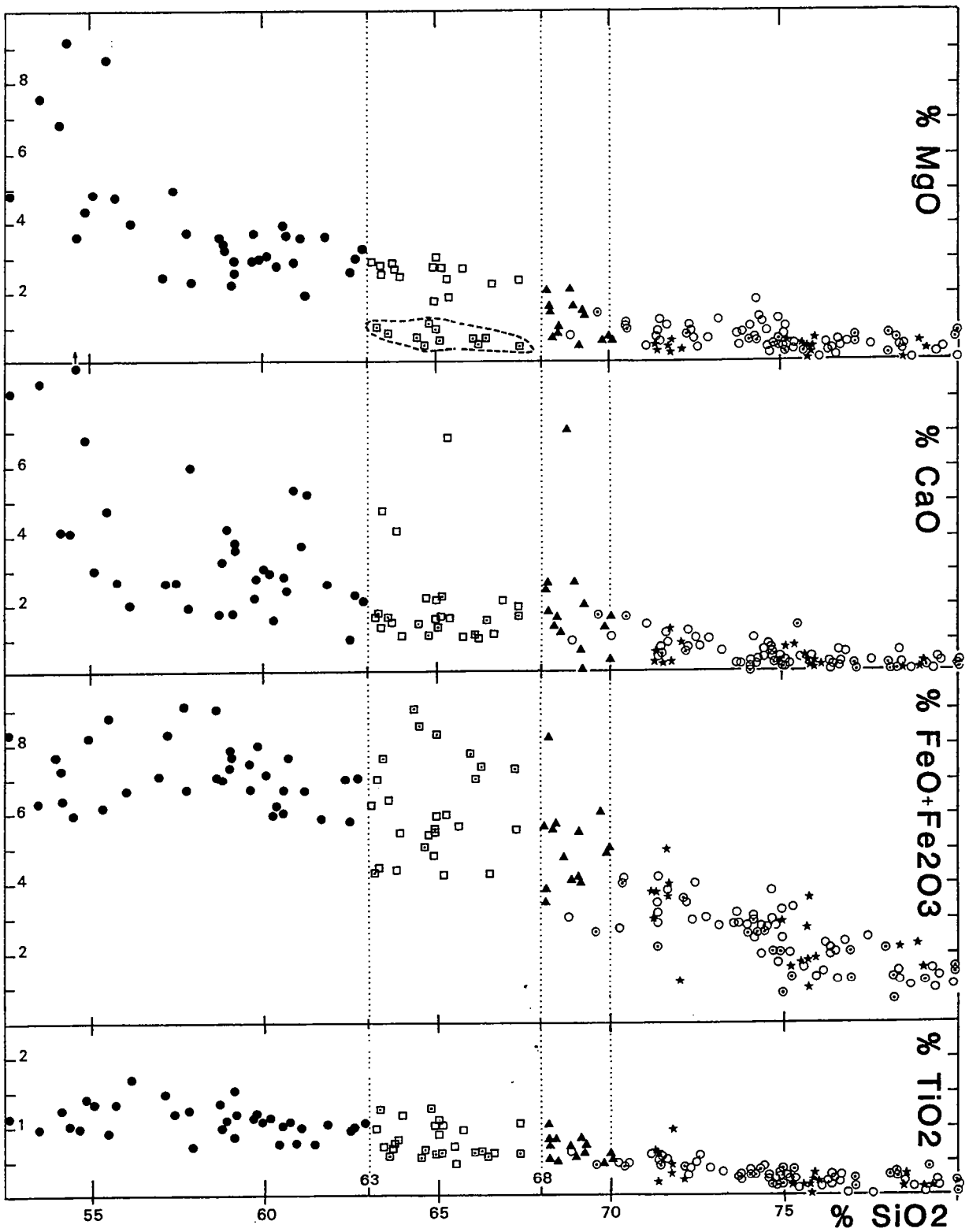


Fig. 106 : Diagrammes de variation de Harker pour les laves et ignimbrites du Maine.
Mêmes symboles que la figure 105. Les dacites présentant des teneurs anormalement basses en MgO sont repérées, de même que les ignimbrites à déficit de Na2O (champs délimités par des tiretés ; symboles marqués d'un point)

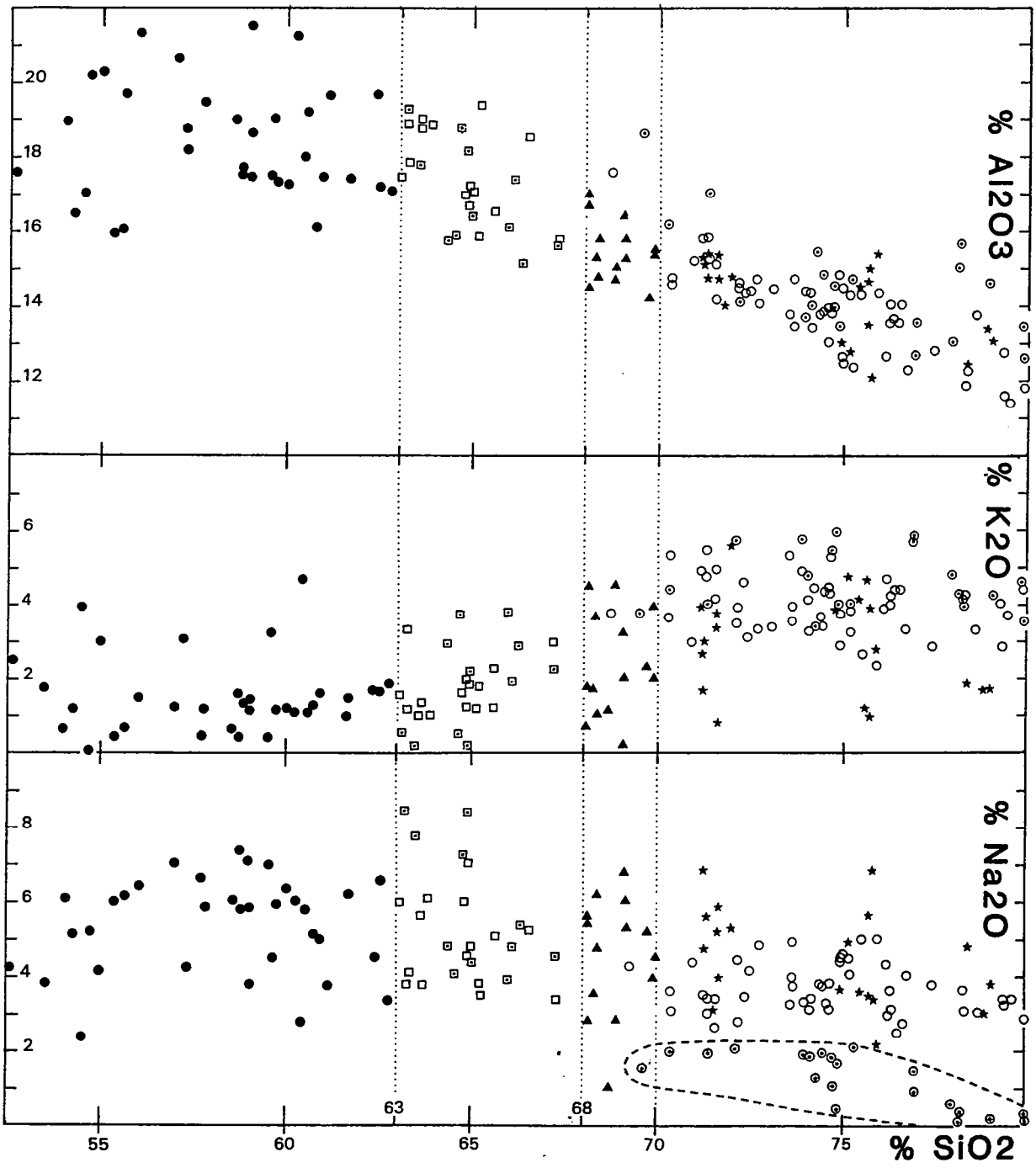


Fig. 106 : Diagrammes de variation de Harker pour les laves et ignimbrites du Maine. (suite)

- les variations en **calcium** paraissent très anarchiques, surtout au sein des laves andésitiques et dacitiques où certaines valeurs très basses indiquent des processus de lessivage. Plus généralement, toutes les laves et ignimbrites du Maine révèlent des déficits plus ou moins sévères en calcium quand on les compare avec des volcanites actuelles émises dans un contexte analogue (*cf.* comparaison entre les moyennes des analyses chimiques des volcanites du Maine et celles de la province de Taupo en Nouvelle-Zélande, tabl.16) ;

	Ignimbrite		Lave rhyolitique		Rhyodacite		Dacite		Andésite	
	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T
SiO2	74,78	73,85	74,60	74,22	68,88	67,40	64,80	63,60	58,29	59,22
Al2O3	13,72	13,55	14,17	13,27	15,31	15,30	17,30	15,55	18,44	16,83
Fe T	2,54	1,85	2,58	1,80	5,01	4,70	6,20	6,04	7,12	6,45
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,08	0,10	0,10	0,11	0,14	0,13
MgO	0,54	0,30	0,34	0,28	1,14	1,00	1,76	2,60	3,93	3,78
CaO	0,51	1,53	0,37	1,59	1,87	3,40	1,94	5,54	3,69	6,77
Na2O	3,67	3,71	4,59	4,24	4,54	4,60	5,16	3,01	5,34	3,27
K2O	3,83	3,60	2,88	3,18	2,35	2,40	1,74	1,98	1,52	1,50
TiO2	0,26	0,23	0,31	0,28	0,67	0,71	0,81	0,62	1,11	0,72
P2O5	0,11	0,05	0,12	0,05	0,15	0,20	0,21	0,11	0,42	0,12

Tabl. 16 : Comparaison entre les compositions chimiques moyennes, en éléments majeurs, des ignimbrites et laves cambriennes du Maine (M) et celles des termes équivalents de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (T) (sources des analyses : Ewart *et al.*, 1968 ; Cole, 1981, 1982).

- quelle que soit la nature de la lave, les teneurs en **Na2O** oscillent le plus souvent de 4 à 6 % avec des valeurs extrêmes de 2 à 8 % (moyennes des teneurs en Na2O : andésites = 5,34 % ; dacites = 5,16 % ; rhyodacites = 4,54 % ; rhyolites = 4,59 %). Moins sodiques que les laves, les ignimbrites présentent des concentrations stables en Na2O (en moyenne 3,67 %), à l'exception de termes aux teneurs anormalement basses (Na2O < 2 % ; *cf.* échantillons repérés sur la fig.106). Ces termes, dans leur grande majorité, correspondent à des faciès d'ignimbrites non soudées, distales ;

- malgré des écarts parfois importants, les concentrations en **potassium** des laves demeurent faibles avec cependant une tendance des termes acides à être plus potassiques que ceux les moins différenciés (moyennes des teneurs en K2O : rhyolites = 2,88 % ; rhyo-dacites = 2,35 % ; dacites = 1,74 % ; andésites = 1,52 %). Les ignimbrites sont plus riches en K2O que les laves (% moyen en K2O = 3,83), les plus fortes concentrations s'observant chez les termes déficitaires en Na2O ;

- les pourcentages en **alumine** décroissent assez régulièrement vers les termes les plus acides. Les très fortes teneurs (> 20 %) relevées dans certaines andésites traduisent des phénomènes d'accumulation de phénocristaux de plagioclase ;

- outre l'alumine, le seul élément non suspect de mobilité secondaire est le titane, dont les teneurs diminuent très progressivement des andésites (1,5 à 1 %) aux rhyolites (< 0,5 %).

En **résumé**, dans ces diagrammes, les **laves cambriennes du Maine** offrent l'image d'une **suite évolutive**, progressive et continue, évoquant une **lignée de différenciation** depuis des **andésites basiques** jusqu'à des **rhyolites**. Une évolution géochimique s'esquisse également chez les ignimbrites, calquée sur celle des laves acides. Des modifications sensibles apparaissent en outre au sein de ces tendances générales, en réponse aux transformations minéralogiques. Elles mettent en jeu des **éléments mobiles** - les alcalins et le calcium - et à moindre degré le fer et le magnésium ; seuls l'alumine et surtout le titane demeurent inertes. Ces comportements rejoignent ceux signalés dans de nombreuses séries paléovolcaniques (par exemple Levi, 1969 ; Levi *et al.*, 1982 ; Hart *et al.*, 1974 ; Kean et Strong, 1975 ; Garcia, 1978...) et nécessitent, au moins pour les alcalins et le calcium d'en apprécier les modalités.

La **mobilité des alcalins** est illustrée dans le diagramme Na2O = f (K2O) (fig.107) où transparaît tout de suite l'enrichissement en sodium de l'ensemble des laves, acquis lors d'un processus d'albitisation, et leur conférant un cachet de "kératophyre" (Boyer, 1974). La somme des alcalins varie entre 5 et 8,5 %, les plus fortes concentrations en sodium s'observent chez les laves les moins potassiques et vice-versa. Les variations extrêmes en alcalins se rencontrent chez les dacites possédant des concentrations anormales en fer et magnésium : certains termes étant particulièrement riches en Na2O (> 8,5 %) tandis que d'autres se révèlent déficitaires en Na2O et enrichis en K2O (2 à 4 %). Sur les 73 analyses d'ignimbrites, près d'une cinquantaine se regroupe en une population autour de la droite Na2O = K2O avec un partage à peu près égal entre les termes plus potassiques et plus sodiques. La somme des alcalins varie entre 6 et 9 %, la moyenne se fixant autour de 7,5 %. Les analyses d'ignimbrites situées hors du champ sont toutes, sauf une, liées à une diminution en sodium tandis que conjointement semble se dessiner une tendance à l'augmentation en potassium. Cette évolution se matérialise par la cristallisation de "séricite" dans les feldspaths, ainsi que dans les plans de pseudo-fluidalité de la mésostase. Si cette séricitisation intéresse spécifiquement les faciès d'ignimbrites distales, non soudées et très perméables à la circulation des fluides et de la vapeur, elle affecte également certains termes appartenant à des complexes de nappes soudées ce qui suggère l'intervention de **processus hydrothermaux** entraînant le lessivage du sodium.

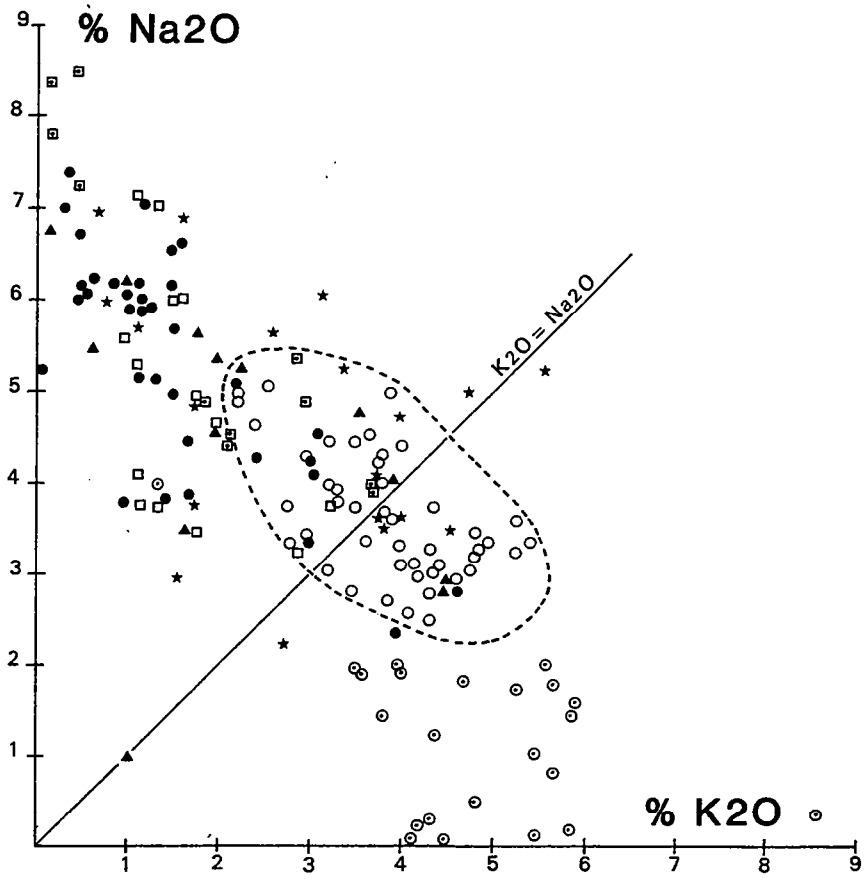


Fig. 107 : Mobilité des alcalins dans les volcanites du Maine sur le diagramme Na2O = f(K2O). En tiretés, champ des ignimbrites ne présentant pas de modifications importantes en alcalins. Mêmes symboles que la figure 105.

L'utilisation du diagramme de Bixel *et al.* (1983) (fig.108) illustre parfaitement les processus de mobilité des alcalins des volcanites du Maine qui se traduisent par une albitisation quasi-générale des laves et une muscovitisation de certaines ignimbrites. Dans cette figure, où sont tracées les enveloppes des séries plio-quaternaires calco-alcalines du Pérou (Lefèvre, 1979) et des laves basiques de Sardaigne (Coulon, 1977), seules les ignimbrites, et particulièrement les faciès soudés intra-caldera, ont une composition en silice et alcalins tout à fait analogue à celle des ignimbrites andines et paraissent donc ne pas avoir subi d'importantes modifications géochimiques secondaires. Cette hypothèse est confirmée par la comparaison entre les moyenne des éléments majeurs des ignimbrites du Maine et celles de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (tabl.16).

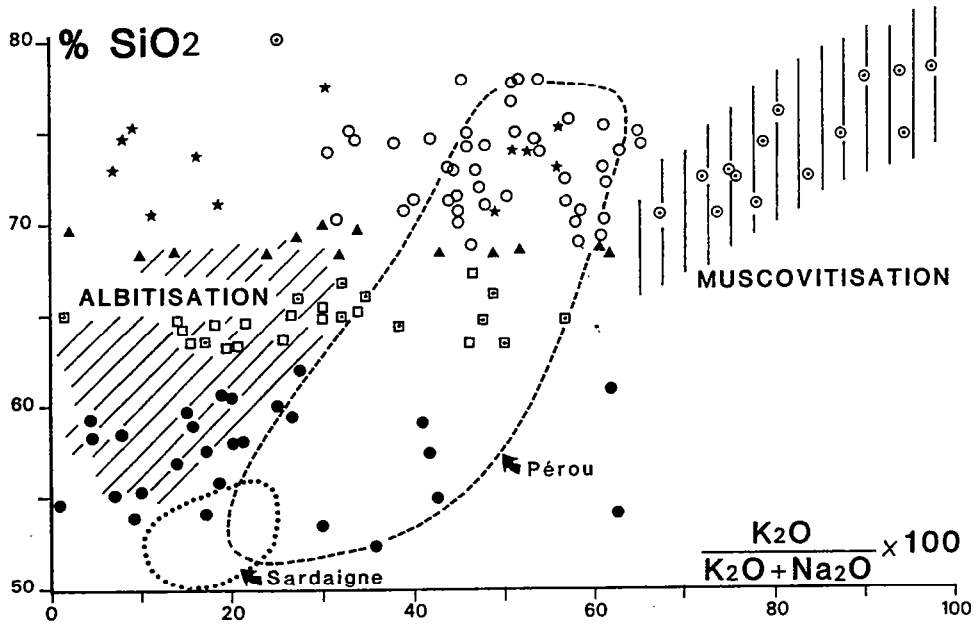


Fig. 108 : Albitisation des laves et muscovitisation de certaines ignimbrites du Maine dans le diagramme de Bixel *et al.*, (1982).
"Pérou" = champ des suites calco-alcalines péruviennes (Lefèvre, 1979) ; "Sardaigne" = champ des basaltes et andésites basaltiques sardes (Coulon, 1977). Mêmes symboles que la figure 105.

A l'image des alcalins, le **calcium** se comporte comme un élément particulièrement **mobile** dont les déficits sont proportionnels aux pourcentages de corindon normatif. Ainsi que l'illustre la figure 109, le lessivage du calcium dans les laves suit une courbe d'évolution à peu près similaire chez les andésites (courbe en tireté), les dacites (courbe en trait plein), les rhyodacites et les rhyolites (courbe en pointillé). Les termes dacitiques qui présentent une mobilité du fer et du magnésium sont en règle générale les plus déficitaires en calcium. Les forts pourcentages en corindon relevés dans les ignimbrites appauvries en sodium, indiquent qu'en plus d'un hypothétique départ en calcium vient surtout se greffer une perte en alcalins. Chez les ignimbrites non ou peu affectées par les migrations d'alcalins, la présence constante de corindon normatif, quelles que soient les teneurs en calcium, suggère le **caractère peralumineux** de ces roches, en accord avec l'occurrence fréquente de cristaux de grenat et de cordiérite.

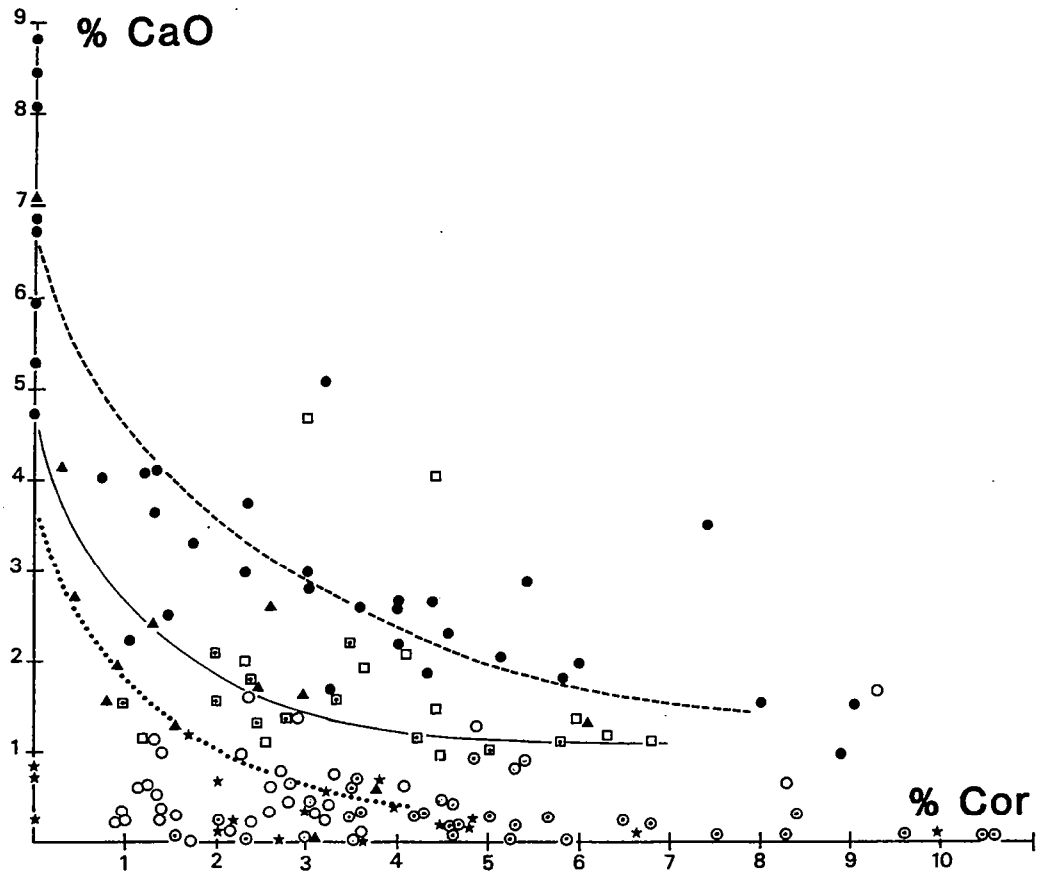


Fig. 109 : Mobilité du calcium dans les volcanites du Maine, illustrée par la variation des teneurs en CaO en fonction de celles en corindon normatif.
Mêmes symboles que la figure 105.

II.- Eléments majeurs et affinité magmatique des volcanites

En dépit des réserves émises au sujet de la mobilité des alcalins, certains diagrammes classiques de caractérisation des séries volcaniques ont été utilisés. Dans le diagramme alcalins-silice (Kuno, 1959) (fig.110), les points figuratifs des laves s'ordonnent parallèlement à l'axe des abscisses en occupant surtout le champ des **roches non alcalines** (calco-alcalines et tholéiitiques). Compte-tenu de l'enrichissement en sodium des laves, il apparaît exclu qu'une affinité alcaline puisse être retenue même si quelques termes andésitiques migrent au-delà de la ligne de partage, définie par Irvine et Baragar (1971), entre associations alcalines et sub-alcalines. Dans le diagramme AFM (fig.111), malgré l'absence de termes basiques, les laves cambriennes paraissent s'inscrire le long d'une **évolution calco-alcaline**. Cette impression se trouve renforcée si ne sont pas pris en compte les échantillons dacitiques situés à proximité du côté alcalin-fer total, et suspectés de présenter des teneurs anormales en fer et en magnésium. A l'exception de ces termes, les laves et ignimbrites cambriennes s'inscrivent à l'intérieur des courbes enveloppes des laves calco-alcalines (andésites-dacites-rhyolites) et des ignimbrites de Nouvelle-Zélande (zone de Taupo) (Cole, 1982).

L'utilisation de diagrammes géochimiques, mieux adaptés au traitement des roches paléovolcaniques, conforte l'hypothèse de la **tendance calco-alcaline des laves**, tout en nécessitant un certain nombre de remarques. Ainsi, dans les diagrammes de Miyashiro (1974) où les pourcentages en SiO_2, FeO* et TiO_2 varient successivement en fonction du rapport FeO*/MgO (fig.112), les volcanites occupent le champ des roches calco-alcalines bien que certains points migrent dans celui des lignées tholéiitiques. Ce dernier comportement intéresse

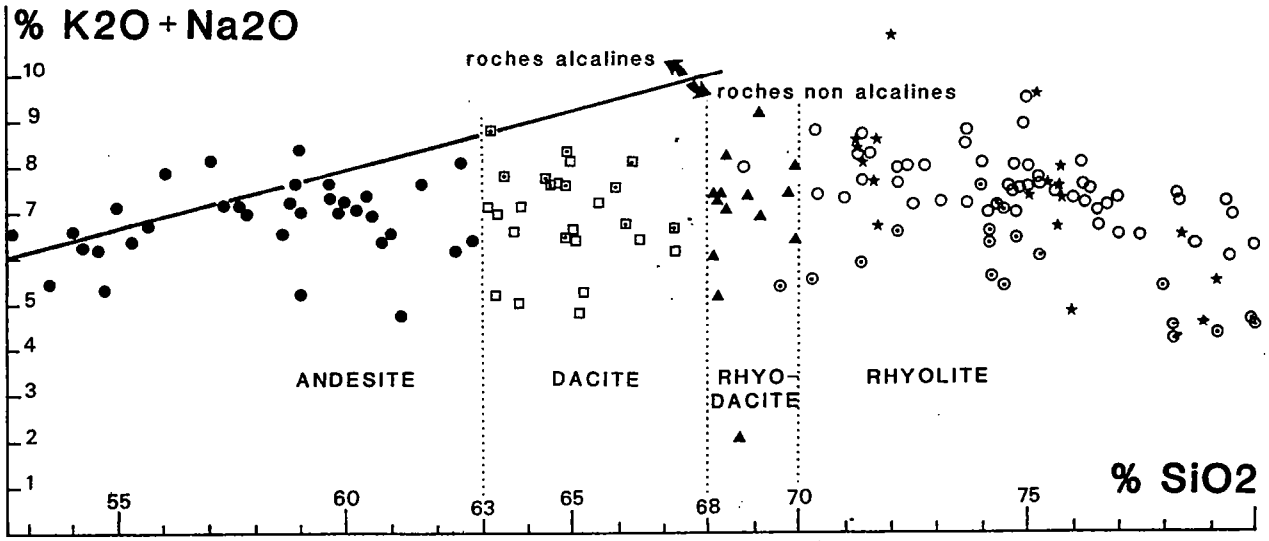


Fig. 110 : Diagramme alcalins-silice. Limite des champs des roches alcalines et non alcalines d'après Irvine et Baragar (1971). Mêmes symboles que la figure 105.

quelques andésites et surtout les dacites appauvries en magnésium dont la plupart des termes n'ont pu être placés dans les diagrammes. L'évolution des concentrations en titane (fig.112) demeure compatible avec celle rencontrée dans les associations calco-alcalines, bien que les pourcentages soient légèrement plus élevés dans les andésites du Maine (TiO_2 = 0,8 à 1,5 % ; moyenne = 1,11 %) que dans celles des domaines orogéniques actuels (TiO_2 = 0,8 à 1 % ; Gill, 1981). Signalons en outre que dans les diagrammes de Miyashiro, les ignimbrites présentant d'importantes modifications en alcalins ne montrent pas réciproquement des anomalies en fer, magnésium et titane. Enfin, placés dans les diagrammes triangulaires Al_2O_3-MgO-Fer total (Besson et Fonteilles, 1974) et Al_2O_3-MgO-TiO_2 (Bébien *et al.*, 1980) (fig.113), les points représentatifs des laves dessinent encore des trajectoires proches de celles des séries calco-alcalines, comme par exemple dans le triangle Al_2O_3-MgO-TiO_2 où les teneurs en titane, qui n'évoluent pas avec le rapport Al_2O_3/MgO, tranchent sur les courbes enveloppes des lignées tholéiitiques marquées, chez les termes intermédiaires, par un net enrichissement en titane lors de la différenciation (*cf.* courbe enveloppe des lignées tholéiitiques dévono-dinantiennes du Massif armoricain, Bébien *et al.*, 1980).

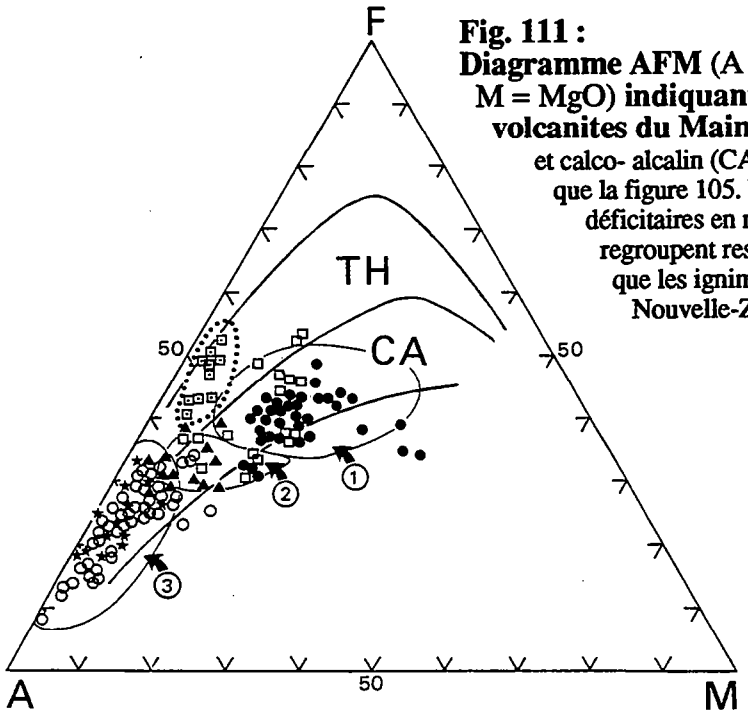


Fig. 111 : Diagramme AFM (A = Na_2O + K_2O ; F = FeO + Fe_2O_3 ; M = MgO) **indiquant l'affinité calco-alcaline des volcanites du Maine.** Limites des champs tholéiitique (Th) et calco- alcalin (CA) d'après Kuno (1959). Mêmes symboles que la figure 105. Le champ en pointillés rassemble les dacites déficitaires en magnésium. Les champs marqués 1, 2 et 3 regroupent respectivement les andésites, les dacites ainsi que les ignimbrites et rhyolites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (d'après Cole, 1982).

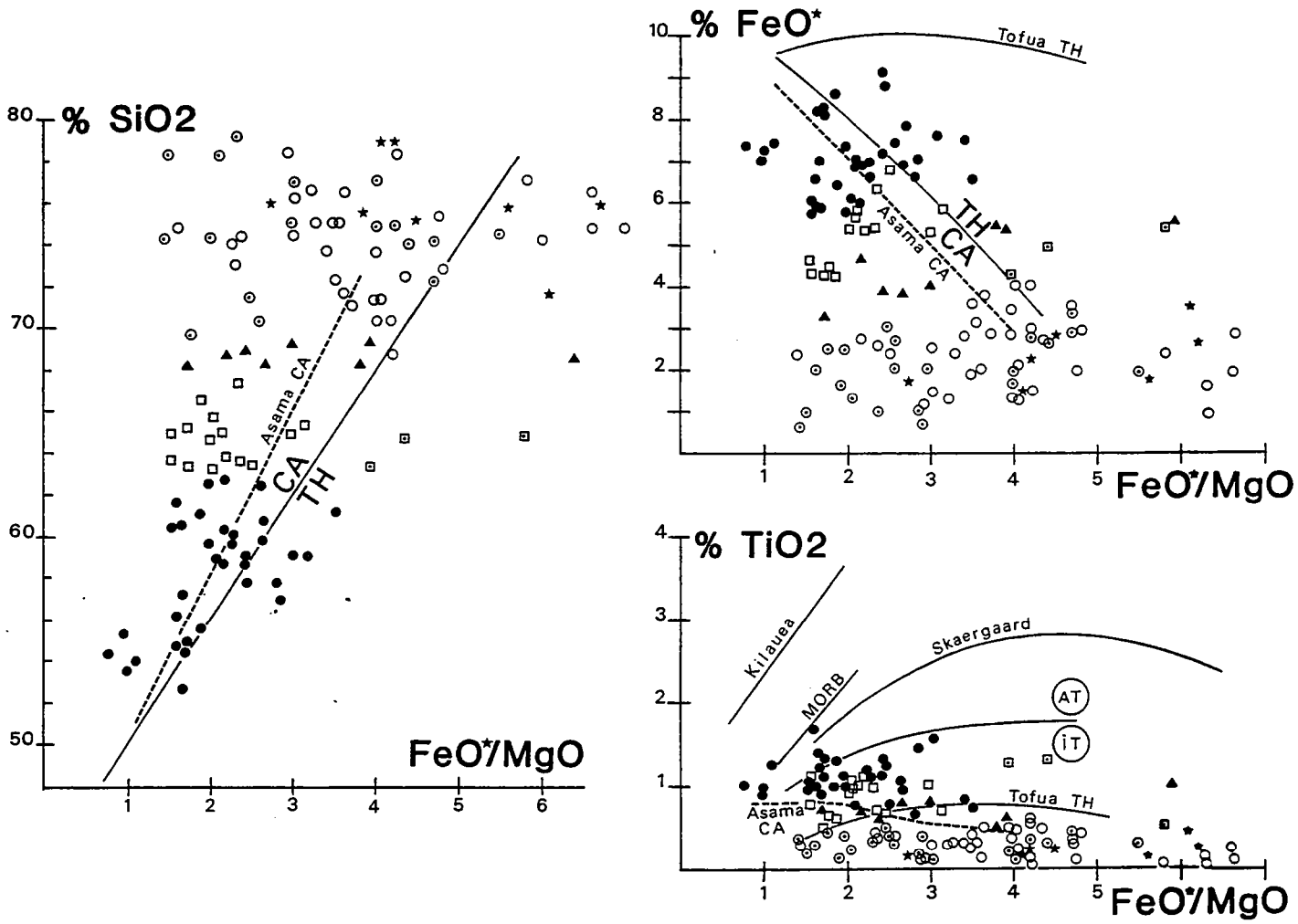


Fig. 112 : Affinité calco-alcaline des volcanites cambriennes du Maine dans les diagrammes de Miyashiro (1974) ; variations en SiO2, Fer total recalculé sous forme FeO* et TiO2 en fonction du rapport FeO*/MgO.
Mêmes symboles que la figure 105. L'évolution de la série calco-alcaline d'Asama au Japon est donnée pour comparaison. IT = séries isotitanées ; AT = séries anisotitanées (Bébien, 1980).

En conclusion, l'étude des éléments majeurs révèle que les laves cambriennes du Maine, en dépit de leurs modifications chimico-minéralogiques, constituent une **suite continue** de termes andésitiques, dacitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques qui offre d'étroites analogies avec les **suites andésitiques récentes ou actuelles**, telle celle de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (Ewart *et al.*, 1977 ; Cole, 1982). Cependant, eu égard à la **mobilité** de certains éléments pour lesquels il est délicat de quantifier les variations, il est nécessaire de confirmer les résultats acquis grâce à l'étude d'éléments en traces spécialement inertes vis-à-vis des processus d'altération et de métamorphisme. Outre les terres rares, le choix s'est tourné vers les éléments hygromagmaphiles qui, tout en étant réfractaires, sont de plus d'excellents marqueurs de l'origine et de la différenciation des magmas et donc particulièrement bien adaptés au paléovolcanisme (Cabanis *et al.*, 1982 ; Joron *et al.*, 1983 ; Cabanis, 1986).

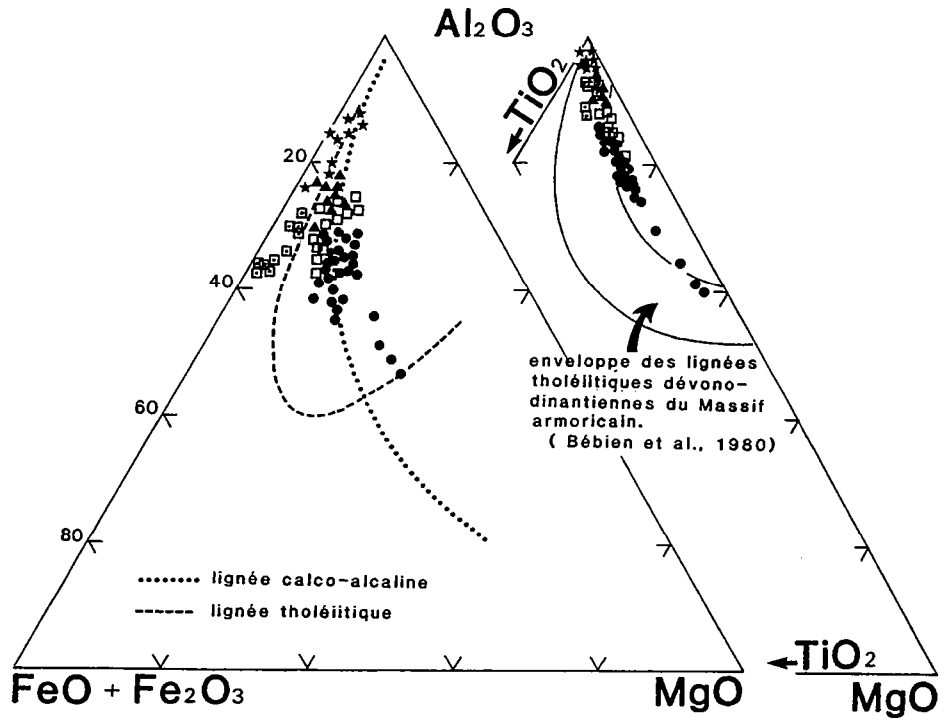


Fig. 113 : Position des laves cambriennes du Maine dans les diagrammes Al2O3 - FeO+Fe2O3 - MgO et Al2O3-TiO2-MgO (Besson et Fonteilles, 1974; Bébien *et al.*, 1980). Mêmes symboles que la figure 105.

C.- CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE EN ÉLÉMENTS-TRACES DES VOLCANITES

Les volcanites cambriennes du Maine ont fait l'objet de 40 analyses chimiques en éléments-traces et terres rares portant sur 26 laves (12 andésites, 8 dacites, 2 rhyodacites et 4 rhyolites), 8 ignimbrites et 6 rhyolites vitreuses (tabl.17, 18 et 19). A l'exception d'une série de 10 dosages réalisée par activation neutronique au laboratoire Pierre Sue de Saclay (analyses déjà publiées ; Le Gall et Cabanis, 1985), toutes les autres analyses ont été effectuées par spectrométrie à source plasma (ICP) au CRPG de Nancy (les précisions analytiques sont consignées dans le tabl. 20).

I.- Mobilité des éléments en traces et des terres rares

Avant d'envisager les implications pétrogénétiques découlant de l'utilisation des éléments en traces et plus spécifiquement des terres rares, il est nécessaire de se pencher sur le problème de leur **mobilité**. En effet, de nombreux travaux ont démontré que face à des processus d'altération ou de métamorphisme de faible degré, les terres rares contenues dans des laves basiques pouvaient se comporter comme des éléments mobiles (Wood *et al.*, 1976 ; Hellman et Henderson, 1977; Hellman *et al.*, 1979). Parmi ces travaux, celui de Nyström (1984) mérite une attention particulière car y sont comparées les teneurs en terres rares de laves basiques non transformées et de termes équivalents "spilitisés" lors d'un métamorphisme d'enfouissement dans les conditions du faciès à préhnite-pumpellyite, autrement dit sous le même climat métamorphique que celui de la province du Maine (*cf.* annexe). Ces laves, intercalées dans les séries d'âge Crétacé des Andes chiliennes, constituent les termes basiques des puissantes coulées accompagnées d'ignimbrites et dont les transformations minérales liées au métamorphisme ont été décrites précédemment (Levi, 1969 ; Levi *et al.*, 1982). Les principales acquisitions de ce travail se résument ainsi :

- une relation étroite existe entre la vésicularité initiale de la lave et la mobilité des terres rares : plus les laves sont riches en vacuoles et plus les phénomènes de mobilité des terres rares sont importants ;

- durant le processus de spilitisation, les terres rares lessivées des niveaux les plus perméables aux fluides se concentrent préférentiellement dans les vacuoles, amygdales et filonnets remplis d'épidote et de zéolites (pumpellyite) ;

- à l'exception de l'europium, la mobilité des terres rares s'effectue de façon cohérente, en ce sens que les laves spilitisées, globalement appauvries en terres rares, présentent cependant des profils de concentration à peu près parallèles à ceux des basaltes non transformés (fig.114) ;

- la présence dans la lave de larges vacuoles comblées d'épidote peut entraîner l'apparition d'une anomalie positive en europium (fig.114) ;

- la notion de mobilité cohérente mise en évidence sur les terres rares s'applique également aux éléments Th, Ta et Hf, ce qui n'entrave pas leur utilisation dans les diagrammes géotectoniques.

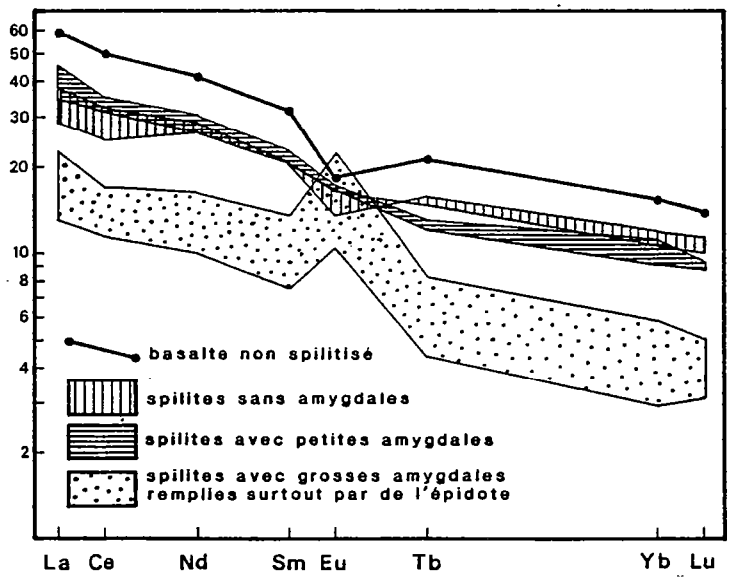


Fig. 114 :
Spectres de terres rares de basalte non spilitisé et de spilites avec ou sans amygdales provenant des séries d'âge Crétacé du Chili
(d'après Nyström, 1984).

Les conclusions de Nyström (1984) rejoignent celles d'Hellman *et al.* (1979) pour qui l'existence d'étroites corrélations entre les concentrations d'éléments en traces n'implique pas *ipso facto* leur caractère réfractaire mais souligne surtout que la mobilité de ces éléments suit une certaine logique. Remarquons cependant que certains travaux ont montré qu'il existait des exceptions à cette règle. Ainsi, l'altération sous-marine de verres basaltiques à basse température peut provoquer un lessivage préférentiel de certaines terres rares, telles La et Sm, alors qu'en revanche le cérium plus stable apparaît, dans les diagrammes de normalisation aux chondrites, en anomalie positive (Frey *et al.*, 1974). A l'opposé, d'autres études ont permis de constater que chez de nombreuses laves (basalte, andésite, rhyolite), le cérium présentait une anomalie négative (Dixon et Batiza, 1979; Heming et Rankin, 1979; Wood *et al.*, 1980). Parmi les causes possibles (Cameron et Hanson, 1982), celle d'une oxydation du cérium par l'eau de mer paraît la plus plausible, et plus généralement, une altération en conditions oxydantes.

Afin d'éviter au maximum les phénomènes de mobilité affectant les terres rares et les autres éléments en traces, les échantillons de volcanites cambriennes prélevés aux fins d'analyse ont été sélectionnés de telle façon que les laves soient le plus possible dépourvues de vacuoles, amygdales et filonnets et que les ignimbrites soient représentées surtout par des faciès massifs, soudés, de type intra-caldera.

	1398P	1262C	1398J	1262E	1262B	1386A'	1386A	1302T	876	876B	822A	826B
SiO2	48,22	49,21	50,95	52,52	55,28	57,67	58,35	58,29	57,83	58,54	58,99	60,42
Al2O3	14,50	17,35	15,40	19,35	17,89	16,66	16,77	20,57	18,28	16,73	16,64	16,42
Fe2O3	7,33	8,55	6,49	7,20	9,74	8,35	7,12	6,33	6,33	6,90	6,03	7,40
MnO	0,11	0,25	0,12	0,16	0,20	0,11	0,11	0,08	0,07	0,08	0,05	0,07
MgO	6,84	4,04	9,20	4,14	3,54	2,83	3,00	2,70	3,49	3,37	3,45	3,07
CaO	7,64	6,08	3,84	6,41	1,79	2,91	2,85	1,50	2,23	3,58	2,43	1,98
Na2O	3,43	6,15	4,82	4,98	6,39	5,69	6,00	5,83	5,60	4,77	5,90	3,20
K2O	1,52	0,68	1,03	0,02	0,44	1,11	1,08	1,04	1,00	1,48	1,38	2,97
TiO2	0,83	1,13	0,94	1,35	1,20	1,04	1,10	0,70	1,01	0,96	0,98	1,04
P2O5	0,48	0,20	0,55	0,17	0,17	0,58	1,01	0,25	0,18	0,20	0,16	0,25
PF	9,18	6,12	6,27	3,11	3,04	2,73	2,70	2,96	3,09	3,64	2,61	3,59
Total	99,99	99,76	100,75	99,33	99,68	99,68	99,94	100,25	99,11	100,25	98,62	100,41
Ba	-	194	235	113	205	777	760	484	255	297	188	422
Be	-	0,6	-	-	1	1,7	-	1,7	-	2,1	-	1,6
Co	-	25	27,2	31,7	32	13	18,7	5	19	86	45	19
Cr	-	72	249	-	162	62	-	38	22	90	163	81
Cs	-		3,64	1,18	-	-	0,98	-	3,14	-	-	-
Ga	-	6	-	-	16	19	-	24	-	21	-	22
Hf	-		2,83	2,78	-	-	8,41	-	5,62	-	-	-
Nb	-	<5	-	-	<5	9	-	<5	-	7	-	7
Ni	-	21	49	14,5	33	26	26	15	15,9	57	47	19
Rb	-	28	17	11	17	22	21	36	38	33	31	143
Sc	-	25,5	25,2	30	37	17,3	-	14,6	-	21,4	-	23,1
Sr	-	283	182	342	270	311	257	493	156	136	250	186
Ta	-		0,14	0,21	-	-	0,66	-	0,62	-	-	-
Th	-	<5	1,21	1,18	<5	<5	3,06	<5	5,64	<5	-	6
U	-		0,44	0,39	-	-	0,73	-	1,83	-	-	-
V	-	196	-	-	258	101	-	127	-	193	153	152
Y	16,02	20	-	-	19	46,75	-	20,91	-	25,11	36,76	34,14
Zr	-	88	78	127	102	341	392	149	214	148	-	217
La	5,72	6,84	6,60	7,28	7,61	22,93	21,60	17,04	15,75	16,16	15,90	20,57
Ce	15,95	15,25	13,50	19,00	20,72	64,78	43,00	43,78	13,20	38,45	36,92	54,19
Nd	9,10	10,34	-	-	11,37	29,41	-	19,94	-	21,49	22,08	27,85
Sm	2,52	3,34	2,90	-	3,32	7,42	-	4,58	-	5,20	5,59	6,60
Eu	0,73	1,14	1,18	1,35	0,88	2,07	2,43	1,34	1,39	1,24	1,42	1,17
Gd	2,51	3,68	-	-	3,34	6,90	-	3,89	-	5,24	5,30	6,21
Tb	-		0,64	0,75	-	-	1,11	-	0,89	-	-	-
Dy	2,50	3,45	-	-	3,77	6,69	-	3,15	-	5,09	5,69	6,63
Er	1,46	2,10	-	-	2,23	3,80	-	1,79	-	2,81	3,10	3,84
Yb	1,53	2,02	1,55	-	2,11	3,92	-	1,89	-	2,43	3,25	3,43
Lu	0,23	0,35	-	-	0,46	0,82	-	0,48	-	0,46	0,49	0,61
La/Yb	3,74	2,24	4,21	-	3,6	5,85	-	9	-	6,65	4,9	6
Eu/Eu*	0,88	1	-	-	0,82	0,89	-	0,98	-	0,73	0,82	0,56

Tabl. 17 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des andésites du Maine.

Localisation des échantillons : 1398 P et J : Ecouves (forage du bois de Goult); 1262 C, E et B: Pail (Merdereau, rive gauche; Ouest de Bel Air); 1386 A et A' : forage de Saint-Fulgent-des-Ormes; 1302 T: forage de Saint-Jean d'Assé; 876, 876 B, 822 A et 826 B: Assé-le-Boisne (rive gauche de la Sarthe; Sud de Saint-Léonard-des-Bois).

	822B	1262G	54	581 F	1302Q	834B	1261B	1261C	874	1261A	1262H	1275E	881 A'	83 E
SiO2	61,15	60,94	60,54	60,84	61,50	62,42	62,57	64,78	66,90	68,28	70,47	74,19	74,12	77,00
Al2O3	16,96	18,61	17,05	18,25	18,00	15,21	17,54	14,94	14,20	13,81	13,77	13,19	13,41	12,98
Fe2O3	6,64	4,25	7,31	4,69	6,80	9,61	5,55	8,03	5,35	6,49	4,92	2,84	2,41	2,41
MnO	0,08	0,10	0,08	0,05	<0,1	0,14	0,09	0,13	0,06	0,07	0,04	0,01	tr	tr
MgO	2,87	1,02	2,64	2,41	2,50	0,66	0,91	0,38	1,40	0,48	0,28	0,41	0,27	0,52
CaO	1,56	1,66	1,16	4,50	1,30	1,33	1,28	1,51	2,35	1,25	1,18	tr	0,44	0,11
Na2O	5,76	8,14	3,57	3,87	5,40	4,66	8,07	4,33	2,70	5,07	5,84	3,38	3,47	2,91
K2O	1,45	0,43	3,12	1,06	0,90	2,86	0,11	2,08	4,40	2,18	0,75	3,75	3,94	1,58
TiO2	0,93	1,22	0,66	0,69	0,70	0,52	0,54	0,58	0,50	0,46	0,96	0,23	0,24	0,11
P2O5	0,20	0,22	0,16	0,17	-	0,30	0,24	0,18	0,23	0,29	0,19	0,01	0,20	0,15
PF	2,84	1,55	3,88	3,25	2,30	1,87	1,17	2,31	1,40	1,31	0,88	1,90	1,18	2,06
Total	100,44	98,09	100,17	99,78	99,40	99,58	97,92	99,25	99,49	99,69	99,59	99,86	99,68	99,83
Ba	480	62	405	272	468	459	46	934	-	350	161	777	970	220
Be	1,4	-	-	1,1	-	2,1	1,1	1,5	-	1,7	0,6	1,1	1	1,2
Co	16	7,7	62	<5	10,8	20	<5	<5	-	<5	<5	6	<5	<5
Cr	111	-	88	19	-	-	10	11	-	9	17	11	13	5
Cs	-	0,9	-	-	2,48	-	-	-	-	-	-	-		-
Ga	17	-	-	18	-	24	<5	12	-	16	5	5	6	11
Hf	-	5,36	-	-	4,59	-	-	-	-	-	-	-		-
Nb	<5	-	-	5	-	5	5	5	-	11	<5	<5	<5	<5
Ni	29	4,1	49	7	11,2	-	8	9	-	11	12	7	9	<5
Rb	43	9	157	27	38	83	5	64	-	71	35	136	124	43
Sc	21,6	13,3	-	16	13,4	23,8	15,1	17,1	-	20,3	10	5,6	6	3,4
Sr	327	131	172	337	555	125	98	177	-	123	203	68	109	93
Ta	-	0,62	-	-	0,49	-	-	-	-	-	-	-		-
Th	<5	6,22	-	<5	4,16	8	5	6	-	9	<5	<5	<5	<5
U	-	1,44	-	-	1,03	-	-	-	-	-	-	-		-
V	<5	-	108	108	-	<5	22	30	-	29	59	16	15	7
Y	28,78	-	39,87	20,56	-	44,88	49,74	51,75	22,21	41,19	33,07	22,48	34,29	14,72
Zr	175	226	-	87	165	744	691	723	-	690	172	124	147	90
La	17,03	21,00	19,07	12,52	14,80	30,12	29,43	33,09	19,72	23,39	12,48	13,86	25,64	12,98
Ce	44,16	35,00	41,43	29,18	34,00	77,34	61,08	71,38	42,37	57,51	37,16	31,74	52,64	27,60
Nd	22,21	-	24,75	12,70	-	40,73	36,36	43,08	24,28	32,24	20,77	14,57	26,78	11,60
Sm	5,49	-	6,46	3,31	4,09	9,84	8,73	9,95	5,92	8,25	5,72	3,60	7,03	2,64
Eu	1,11	1,23	1,26	1,12	1,48	1,68	1,86	2,01	1,05	1,35	1,19	0,42	1,04	0,52
Gd	5,28	-	6,44	3,24	-	9,29	8,12	9,20	5,21	8,19	5,58	3,33	6,19	2,14
Tb	-	0,90	-	-	0,51	-	-	-	-	-	-	-		-
Dy	5,55	-	6,27	2,94	-	8,93	8,14	9,26	3,94	8,10	5,32	3,59	6,21	2,07
Er	3,20	-	3,50	1,69	-	5,16	4,35	5,03	1,82	4,75	2,82	2,16	3,06	1,20
Yb	2,89	-	3,49	1,54	1,97	4,91	4,89	5,54	1,70	4,49	2,92	2,52	3,71	1,29
Lu	0,56	-	0,58	0,33	-	0,89	0,76	0,86	0,25	0,83	0,46	0,42	0,54	0,23
La/Yb	5,9	-	5,46	8,13	7,5	6,13	6,02	5,97	11,6	5,21	4,27	5,5	6,91	10
Eu/Eu*	0,64	-	0,61	1,06	-	0,54	0,68	0,64	0,58	0,54	0,67	0,37	0,49	0,67

Tabl. 18 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des laves dacitiques, rhyo-dacitiques et rhyolitiques du Maine.

Localisation des échantillons : 822 B et 54 : Assé-le-Boisne (rive gauche de la Sarthe; Sud de Saint-Léonard-des-Bois); 581 F et 83 E: Vimarcé (Coëvrons); 1302 Q: forage de Saint-Jean-d'Assé; 834 B, 1261 A, B, C, 1262 G, H, 1275 E : Pail (Merdereau; *cf* tabl. 9 et 10); 874 et 881 A' : Assé-le-Boisne (Lévrigné).

	397 I	397 I'	824	840	868	656	1650G	507 A	397 G	819 B	820	464	1649A	695 B
SiO2	68,97	73,68	68,04	72,94	72,59	72,84	75,42	79,09	72,57	77,18	77,91	74,50	78,93	69,84
Al2O3	14,16	13,98	18,23	13,55	13,98	14,51	13,26	11,64	13,39	11,55	11,24	14,81	12,28	14,28
Fe2O3	3,71	1,53	2,75	2,84	2,62	2,08	2,07	1,50	3,09	1,62	1,61	1,08	1,70	3,59
MnO	0,06	tr	0,05	0,05	tr	0,04	tr	tr	0,08	0,03	0,04	tr	tr	0,03
MgO	0,71	0,29	1,41	1,08	0,34	0,34	0,24	0,13	0,42	0,32	0,20	0,03	0,45	1,02
CaO	0,61	0,45	1,67	0,41	0,19	2,31	0,06	0,24	0,37	0,64	tr	0,17	tr	0,80
Na2O	1,92	3,95	1,45	3,73	4,00	1,87	0,91	2,77	3,01	3,02	3,27	3,39	0,86	3,27
K2O	5,39	3,77	3,78	3,30	4,41	3,45	5,44	3,40	4,28	4,16	3,85	4,57	3,30	4,39
TiO2	0,40	0,40	0,44	0,38	0,24	0,28	0,22	0,03	0,12	0,11	0,20	tr	0,08	0,48
P2O5	tr	0,20	0,15	-	0,17	0,25	0,19	0,08	tr	0,12	tr	0,17	0,12	0,22
PF	2,71	1,22	2,35	1,84	1,23	2,15	1,89	1,37	1,83	1,37	0,78	1,32	2,17	1,83
Total	98,64	99,47	100,32	100,12	99,77	100,12	99,70	100,25	99,16	100,12	99,10	100,04	99,79	99,75
Ba	959	973	-	626	682	326	1030	520	530	418	275	151	411	599
Be	-	1,8	-	-	1,5	2,4	1,2	1,6	-	2,2	-	3,3	1,7	1,2
Co	2,6	-	-	-	-	<5	<5	<5	1	-	1	-	<5	5
Cr	9	-	-	-	-	12	7	5	-	-	-	-	7	30
Cs	5,13	-	-	-	-	-	-	-	5,2	-	2,24	-		3,65
Ga	-	11	-	-	7	14	15	11	-	8	-	18	18	9
Hf	6,72	-	-	-	-	-		-	8,04	-	2,95	-		4,93
Nb	-	9	-	-	5	8	7	7	-	5	-	<5	<5	<5
Ni	5,5	-	-	-	-	5	5	<5	2,5	-	-	-	5	13
Rb	153	130	-	-	149	120	203	90	133	128	140	190	140	170
Sc	9	9	-	-	7,7	7,6	5	8,1	9,2	4,9	4	3,1	5,9	7
Sr	70	97	-	120	108	312	73	51	44	52	15	30	27	110
Ta	0,9	-	-	-	-	-		-	0,93	-	0,92	-		0,82
Th	14,3	11	-	-	6	5	<5	6	9,1	7	7,1	<5	<5	12,3
U	3,73	-	-	-	-	-		-	3,59	-	3,9	-		3,88
V	25	37	-	19	14	18	13	<5	<10	8	23	<5	<5	42
Y	-	19	47,8	33,2	24	17	43,93	40	-	28	-	28	33,57	44,86
Zr	233	191	-	-	138	99	129	56	312	72	70	29	65	173
La	12,85	8,49	27,69	15,38	13,95	10,84	24,4	13,73	28	16,53	12,5	6,78	15,84	28,34
Ce	29,6	25,01	62,17	35,72	35,93	26,03	49,44	43,98	52,5	40,77	27,3	19,76	36,45	59,1
Nd	-	9,45	28,64	17,1	14,68	11,15	23,03	16,41	-	17,21	-	8,42	16,23	26,82
Sm	-	3,03	7,25	4,43	4,44	3,1	6,48	5,56	-	4,45	4,72	4,08	4,99	7,26
Eu	0,98	0,62	0,99	0,82	0,29	0,43	0,83	0,31	1,34	0,57	0,49	0,12	0,4	1,16
Gd	-	2,9	6,48	4,18	3,96	3,12	6,35	6,04	-	3,93	-	4,2	4,68	7,02
Tb	0,98	-	-	-	-	-		-	1,27	-	0,74	-		1,09
Dy	-	3,48	7,11	4,72	4,87	3,15	6,52	6,67	-	4,29	-	4,97	5,23	6,64
Er	-	2,11	3,99	2,71	2,97	1,66	3,6	3,7	-	2,6	-	2,18	2,46	3,51
Yb	-	2,16	4,09	3,07	3,15	1,58	3,67	3,43	-	2,69	2,09	2,06	2,67	3,72
Lu	-	0,56	0,59	0,44	0,56	0,28	0,55	0,6	-	0,45	-	0,45	0,4	0,57
La/Yb	-	3,9	6,77	5	4,4	6,8	6,65	4	-	6,1	5,98	3,3	5,93	7,62
Eu/Eu*	-	0,64	0,45	0,6	0,22	0,43	0,4	0,16	-	0,42	-	0,09	0,26	0,5

Tabl. 19 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des ignimbrites et rhyolites vitreuses du Maine.

Localisation des échantillons : 397 I, I', G : Ecouves (carrière de Rouperroux); 824, 819 B, 820 : Assé-le-Boisne (rive gauche de la Sarthe; Sud de Saint-Léonard-des-Bois); 868 : Assé-le-Boisne (rive gauche du ruisseau des Doucelles); 840 : Pail (rive gauche du Merdereau; Ouest du Pont de fer); 656 et 507 A: Charnie (656: la Richardière; 507 A: rive droite de L'Erve, Nord de la Rivière); 464 : Coëvrons (Vimarcé; butte du Coudray); 695 B: Coëvrons (Sillé-le-Guillaume, la Revannière); 1650 G et 1649 A: Perseigne (1650 G: vallée d'Enfer; 1649 A: vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer).

Diorite DR-N
Eléments majeurs et mineurs
Nombre d'analyses - 46

	$\bar{x}$ %	s	VR %
SiO_2	52.65	0.19	52.85
Al_2O_3	17.59	0.07	17.52
ΣFe_2O_3	9.68	0.05	9.70
MnO	0.21	0.004	0.22
MgO	4.36	0.03	4.40
CaO	7.0	0.06	7.05
Na_2O	2.92	0.016	2.99
K_2O	1.71	0.018	1.70
TiO_2	1.03	0.009	1.09
P_2O_5	0.28	0.009	0.25
P.Feu	(2.53)	0.07	

Diorite DR-N
Eléments en traces
Nombre d'analyses - 20

	$\bar{x}$ ppm	s	VR ppm	LD
Ba	370	13	386	5
Be	1.6	0.25	1.8	0.5
Co	33	2.7	35	5
Cr	39	4	42	5
Cu	55	4	50	5
Nb	7.6	1.1	6	5
Ni	22	4	16	5
Rb	65	1.6	70	5
Sc	30	0.3	28	1
Sr	385	3.6	400	5
V	219	12	225	5
Y	26.8	0.3	30	1
Zn	136	4.8	145	5
Zr	127	4.3	125	5

$\bar{x}$ - moyenne arithmétique; s - écart-type; VR - Valeur recommandée (Geostandards Newsletter, 1982, Vol 6, p 91-159); LD - limite du dosage.

Basalte BR (25 analyses pendant 1985)

	$\bar{x}$	s	C%	V.R.
La	81.93	3.30	4.03	82
Ce	149.38	5.72	3.83	151
Nd	64.15	3.12	4.86	65
Sm	11.85	0.53	4.50	12
Eu	3.66	0.18	4.91	3.7
Gd	9.87	0.51	5.17	9.5
Dy	6.31	0.31	4.90	6.2
Er	2.52	0.11	4.55	2.4
Yb	1.81	0.10	5.62	1.9
Lu	0.27	0.04	16.13	0.25
Y	31.32	1.55	4.95	30

$\bar{x}$ - moyenne arithmétique; s - écart-type;
C% - écart-type relatif; V.R. - Valeur recommandée en 1988 (Geostandards Newsletter, 1988, Vol. 12, p 119-201)

Tabl. 20 : Précisions analytiques obtenues sur les dosages des éléments majeurs, traces et terres rares au Service d'Analyses des Roches et Minéraux du CRPG de Nancy (Laboratoire de Spectrochimie ; Spectromètre d'émission à source plasma ICP ; d'après Govindaraju, 1988).

II.- Variations des concentrations en éléments-traces

L'examen des variations de la concentration de quelques éléments en traces en fonction du degré d'acidité des laves et des ignimbrites débouche sur les constatations suivantes (*cf.* diagrammes de Harker, fig.115) :

- les variations particulièrement anarchiques des teneurs en baryum illustrent avant tout la **grande mobilité** de cet élément face aux processus d'altération et/ou de métamorphisme. Ce comportement intéresse également, mais de façon plus mesurée, le rubidium dont les concentrations dans les laves augmentent très légèrement en fonction du taux de silice, tout en restant, à l'exemple du K2O (fig.115), bien inférieures aux valeurs relevées dans les ignimbrites (en moyenne 140 ppm) ;

- même si une certaine mobilité secondaire peut parfois encore se suspecter, les variations de concentration des autres éléments en traces sont régies en premier lieu par des **processus d'origine purement magmatique** ;

- les teneurs en **strontium** des laves et des ignimbrites diminuent régulièrement au fur et à mesure de l'augmentation de leurs pourcentages en SiO2, et ce tout au long de la série. Les fortes concentrations constatées dans certains termes (1 andésite, 3 dacites et 1 ignimbrite) s'expliquent par leur richesse en plagioclases, dont le rôle se répercute non seulement sur les teneurs en CaO et surtout Al2O3 (> 20 % pour l'andésite n°1302 T ; > 18 % pour deux des dacites : n°581 F et 1302 Q ; tabl.17 et 18) mais également sur l'anomalie en europium qui, de légèrement négative, peut parfois devenir positive (exemple de la dacite n°581 F ; fig.120) ;

- à l'image des autres éléments de transition (Cr, Ni, Co, V), et sauf exception (exemple de l'andésite n°1398 J dont le caractère cumulatif s'exprime par de fortes teneurs en Cr - 249 ppm - et en MgO - 9,20 % - ; tabl.17), les teneurs en **scandium** des laves demeurent faibles et décroissent plus ou moins régulièrement lorsque les pourcentages en silice augmentent. Les ignimbrites présentent de très faibles teneurs en scandium (7 ppm en moyenne) qui n'évoluent pratiquement pas en fonction de leur degré d'acidité ;

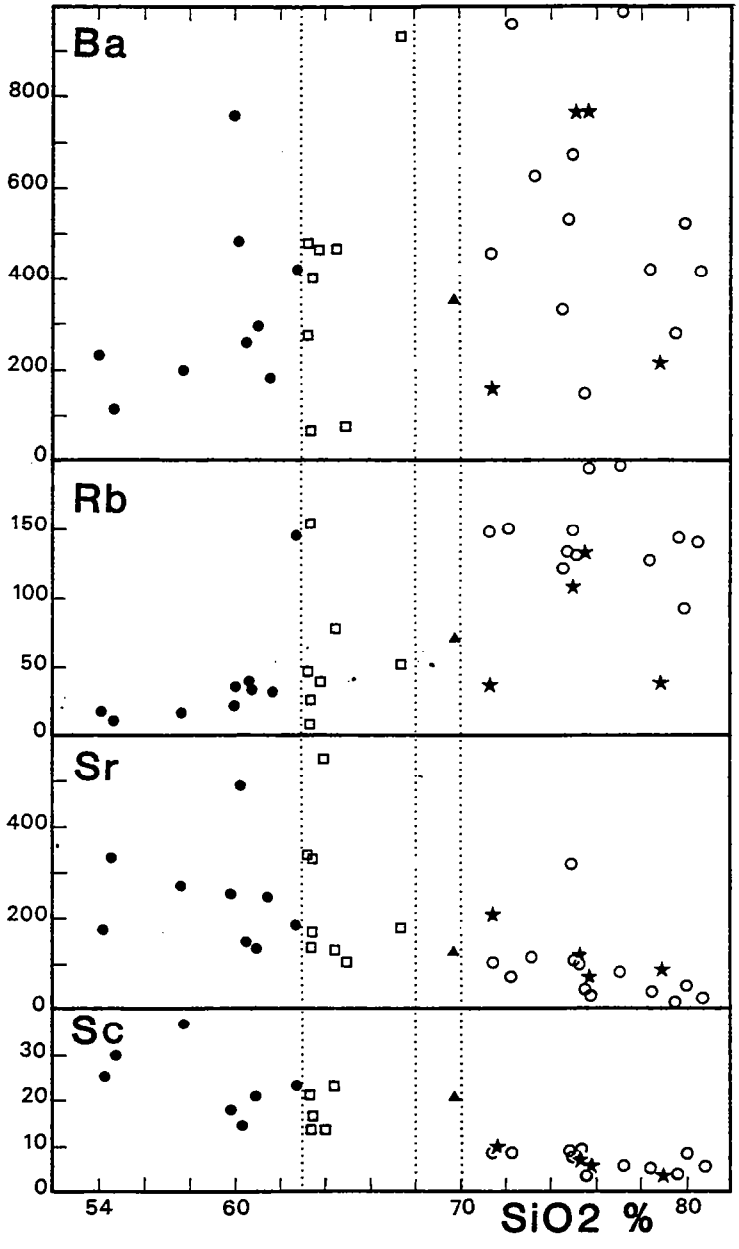


Fig. 115 : Diagrammes de variation de Harker pour quelques éléments en traces des laves et ignimbrites du Maine (teneurs en ppm). Mêmes symboles que la figure 105.

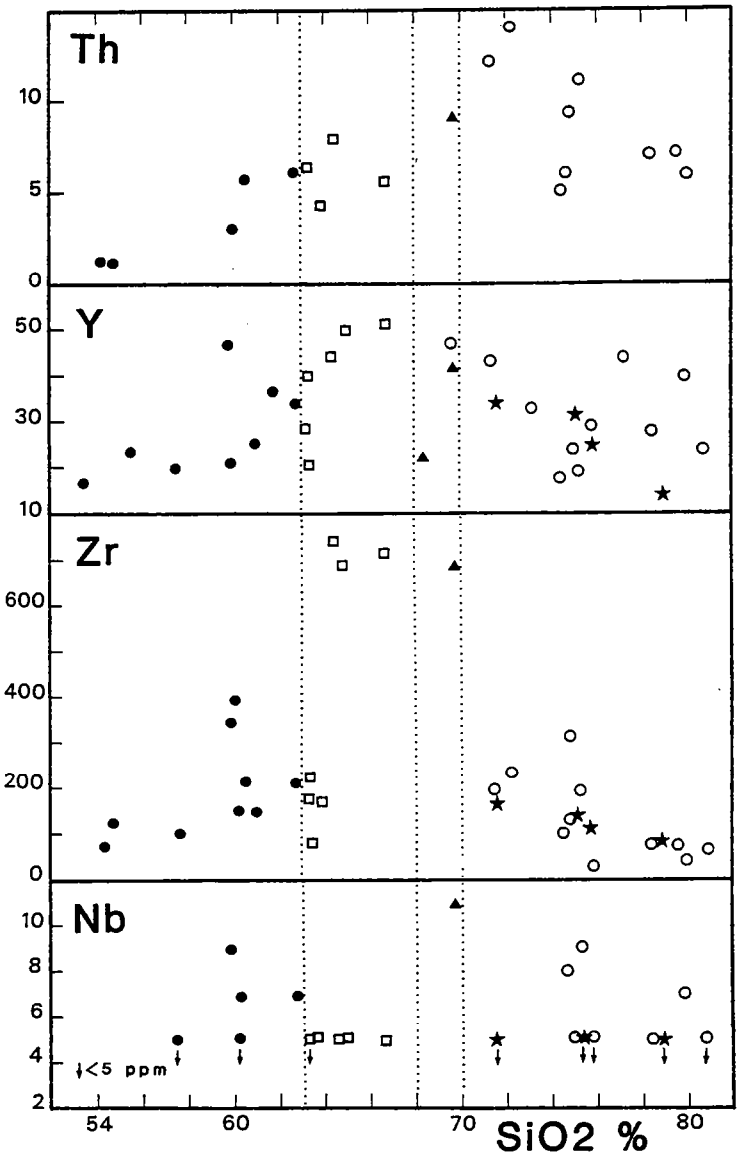


Fig. 115 (suite) : Diagrammes de variation de Harker pour quelques éléments en traces des laves et ignimbrites du Maine (teneurs en ppm). Mêmes symboles que la figure 105.

- les concentrations en **thorium, yttrium, zirconium** et **niobium** suivent, dans les laves et les ignimbrites, une évolution sensiblement identique. Chez les laves, on note un accroissement des teneurs depuis les andésites basaltiques ($SiO_2 \approx 54$ %) jusqu'aux rhyodacites ($SiO_2 \approx 70$ % SiO_2), puis un fléchissement de ces mêmes teneurs lorsque le taux de silice excède 70 % (*cf.* concentrations de l'yttrium dans les laves rhyolitiques). Ce phénomène de diminution des concentrations en Th, Y et Zr pour des teneurs en $SiO_2 > 70$ % s'observe également dans le cas des ignimbrites. Notons enfin que si les écarts par rapport aux tendances évolutives moyennes demeurent généralement minimes (intervention présumée d'un processus de mobilité secondaire), quatre points s'en éloignent franchement : il s'agit de laves provenant d'un même complexe de coulées du massif de Pail (trois dacites n°834 B, n° 1261 B et C; une rhyodacite n°1261 A) qui renferment des teneurs en zirconium très élevées - 690 à 744 ppm - et qui, conjointement, présentent des concentrations relativement fortes en thorium, yttrium (40 à 50 ppm) et en terres rares (Σ REE = 150 à 190 ppm) (*cf.* fig.128). Malgré de telles concentrations, ces laves aphyriques, sont apparemment dépourvues de zircon en lame mince.

III.- Confirmation de l'affinité calco-alcaline des volcanites du Maine grâce à l'étude des éléments hygromagmaphiles

Les corrélations observées entre les éléments-traces et tout particulièrement ceux à comportement hygromagmaphile permettent de s'assurer que les roches volcaniques appartiennent bien à une même lignée et d'envisager le contexte géodynamique dans lequel prend place le magmatisme (*cf.* par exemple Joron et Treuil, 1977).

Dans le diagramme de Gill (1981) (fig.116) où les concentrations de lanthane varient en fonction de celles en thorium, les cinq analyses d'andésites du Maine s'inscrivent dans le champ des **andésites orogéniques**, moyennement à fortement potassiques, avec une valeur de rapport La/Th compris entre 2 et 7, en moyenne proche de 3 (*cf.* également fig.119). Ces valeurs sont comparables à celles calculées dans les andésites calco-alcalines de Tongariro (La/Th = 3 à 9), associées au volumineux volcanisme ignimbritique de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (Cole, 1978).

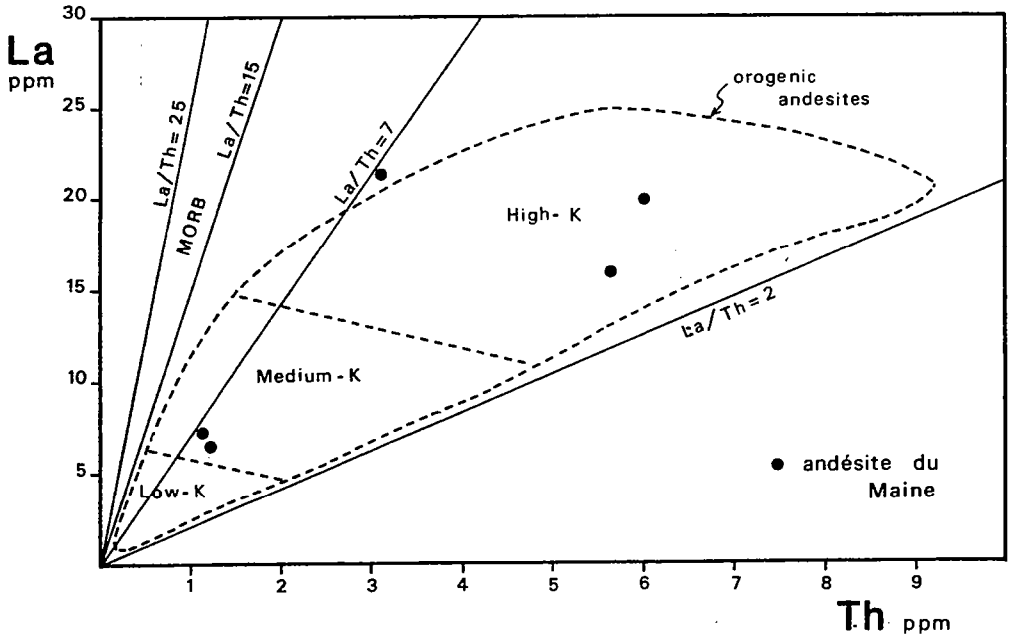


Fig. 116 : Position des andésites cambriennes du Maine dans le champ des andésites orogéniques, défini par les valeurs du rapport La/Th (Gill, 1981).

L'utilisation des diagrammes de discrimination des séries volcaniques de Winchester et Floyd (1977) (Zr/TiO2 et Nb/Y en fonction du pourcentage en SiO2 ; fig.117) confirme que les **laves cambriennes** appartiennent bien à une **même suite de nature calco-alcaline.** La valeur du rapport Nb/Y qui n'évolue pratiquement pas avec le degré de différenciation de la lave demeure toujours largement inférieure à 0,67 (0,1 à 0,5), valeur au-delà de laquelle les laves sont considérées comme alcalines. La prédominance des concentrations en yttrium sur celles en niobium indique, en outre, que les laves se sont épanchées à l'aplomb d'une zone de subduction plutôt que dans un contexte intra-plaque (Pearce *et al.*, 1986 ; Leat et Thorpe, 1986). Remarquons enfin que : 1/ les ignimbrites intègrent la lignée évolutive des laves, et 2/ si les quatre laves (n°834 B, 1261 B et C, et 1261 A), à teneurs élevées en zirconium occupent, dans le diagramme Zr/TiO2 = f(% SiO2), le champ des associations alcalines, en revanche la valeur de leur rapport Nb/Y (compris entre 0,1 et 0,26) reste faible et similaire à celle des autres laves d'affinité calco-alcaline.

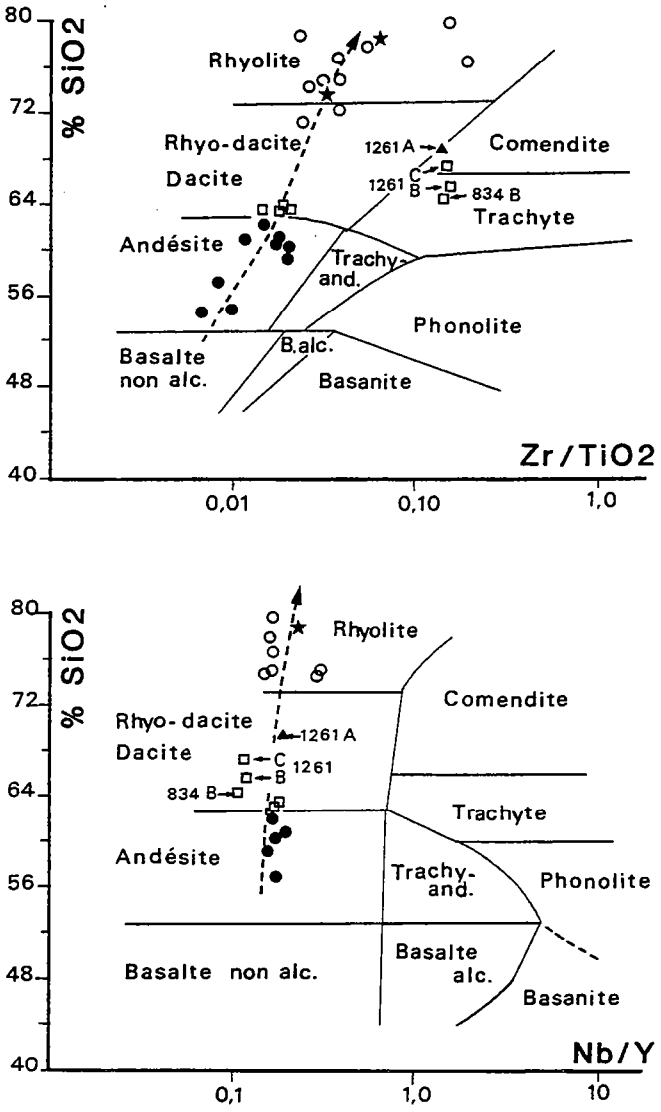


Fig. 117 : Nature calco-alcaline des laves et des ignimbrites du Maine dans les diagrammes de discrimination des séries volcaniques de Winchester et Floyd (1977) (Zr/TiO2 et Nb/Y en fonction du pourcentage en SiO2). Les 4 échantillons indexés correspondent à ceux présentant de fortes teneurs en Zr.

L'appartenance des laves cambriennes du Maine à une **même souche magmatique émise en contexte de convergence des plaques** est également suggérée par les corrélations observées entre les éléments hygromagmaphiles tels que le thorium, le lanthane, le tantale et l'uranium.

La valeur du rapport Th/Ta, incontestablement le meilleur marqueur des contextes géodynamiques (Joron et Treuil, 1977), se fixe en moyenne autour de 8 à 10 (fig.118) et rappelle les fortes valeurs relevées dans les volcanites émises au sein des **domaines en compression** (Chili : 8 à 11 ; Japon : 5 à 10 ; *cf.* Cabanis, 1986). De même, la valeur du rapport Th/U, comprise entre 3 et 4 dans les andésites du Maine, est identique à celle des laves de la série Oshima au Japon (Cabanis, 1986) ou de celle des laves calco-alcalines récentes de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (Ewart *et al.*, 1977) et caractérise les andésites des suites moyennement potassiques (Gill, 1981). En dépit d'une plus grande variation de leurs valeurs, les rapports Th/Ta ou Th/U des ignimbrites ne s'écartent pas fondamentalement de ceux relevés dans les laves. Compte-tenu des fortes valeurs de leur rapport Th/Ta, les ignimbrites comme les laves du Maine se positionnent au sein du domaine calco-alcalin défini dans le diagramme triangulaire Th; Tb x 3; Ta x 2 (Cabanis, 1986; Cabanis et Thiéblemont, 1988) (fig.119).

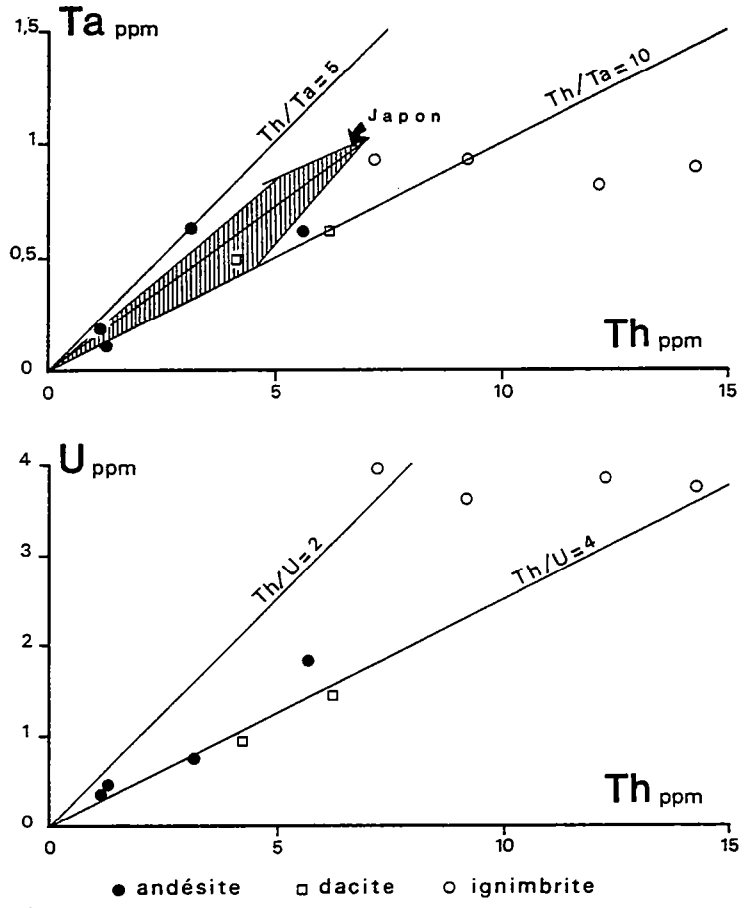


Fig. 118 : Diagrammes Th/Ta et Th/U pour les volcanites du Maine. Le champ hachuré correspond aux volcanites du Japon émises en contexte compressif (d'après Joron et Treuil, 1977).

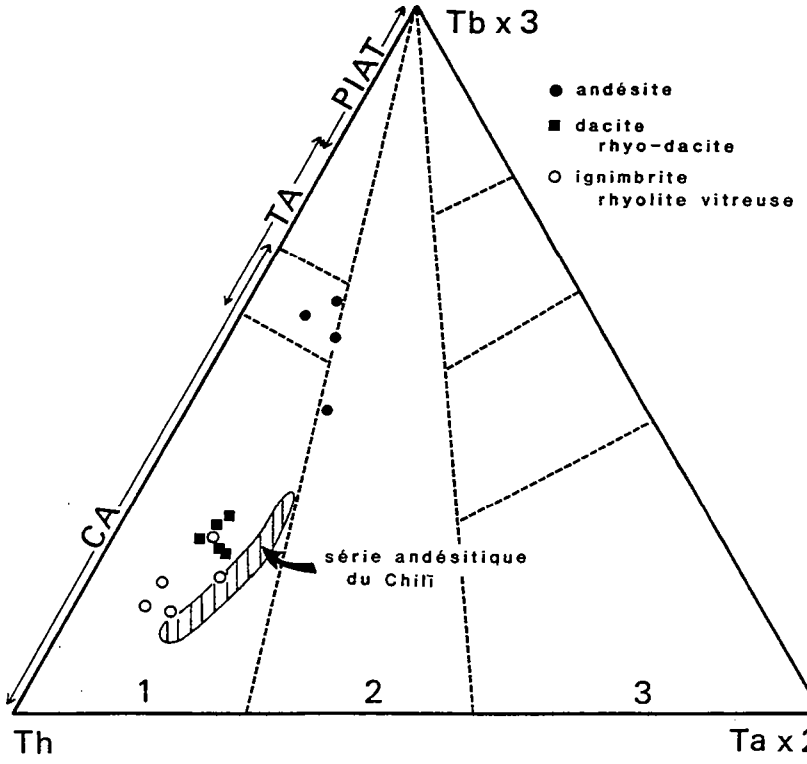


Fig. 119 : Affinité calco-alcaline des volcanites du Maine dans le diagramme Th; Tb x 3; Ta x 2 (Cabanis, 1986 ; Cabanis et Thiéblemont, 1988). 1 : séries orogéniques (CA : calco-alcalin ; TA : tholéiite d'arc ; PIAT : Tholéiite d'arc primitif); 2 : séries intermédiaires ; 3 : séries non orogéniques. La série andésitique du Chili est donnée pour comparaison.

Des corrélations s'établissent enfin entre les concentrations en lanthane et thorium et entre celles en lanthane et tantale. Ce dernier élément peut être remplacé par le niobium à condition de diviser sa teneur par 16, en effet le tantale et le niobium étant cristallochimiquement équivalents, toutes les roches magmatiques conservent la même valeur du rapport Nb/Ta des chondrites (16 ± 1). Bien qu'une certaine dispersion des points se constate dans les diagrammes (fig.120), les valeurs des rapports La/Th et La/Ta ou (Nb/16) sont encore conformes à celles relevées dans les **laves des domaines orogéniques**: par exemple La/Ta ≈ 35 soit une valeur largement supérieure à 20, retenue comme caractéristique des volcanismes liés aux zones de subduction (Joron et Treuil, 1977). Si certaines ignimbrites et rhyolites vitreuses intègrent les droites de corrélation établies grâce aux laves, d'autres s'en écartent en raison essentiellement de leur faible concentration en lanthane. Dans le diagramme La = f (Ta ou Nb/16), figurent par exemple deux échantillons provenant de la carrière de Rouperroux dans le massif d'Ecouves (*cf.* Ch.IV) : l'un marqué Ri représente une ignimbrite, l'autre marqué Rr concerne un filon rhyolitique associé aux nappes ignimbritiques (fig.120). Seule l'ignimbrite (éch. 397 I') s'éloigne de la tendance générale, révélant chez ce terme une mobilité sélective du lanthane vis-à-vis du tantale ou du niobium. Cette perte en lanthane, perceptible également dans le profil des terres rares (fig.125), est sans doute liée à la plus grande **perméabilité aux fluides** de certains faciès ignimbritiques, et ce malgré leur texture soudée, par opposition aux faciès rhyolitiques nettement plus massifs.

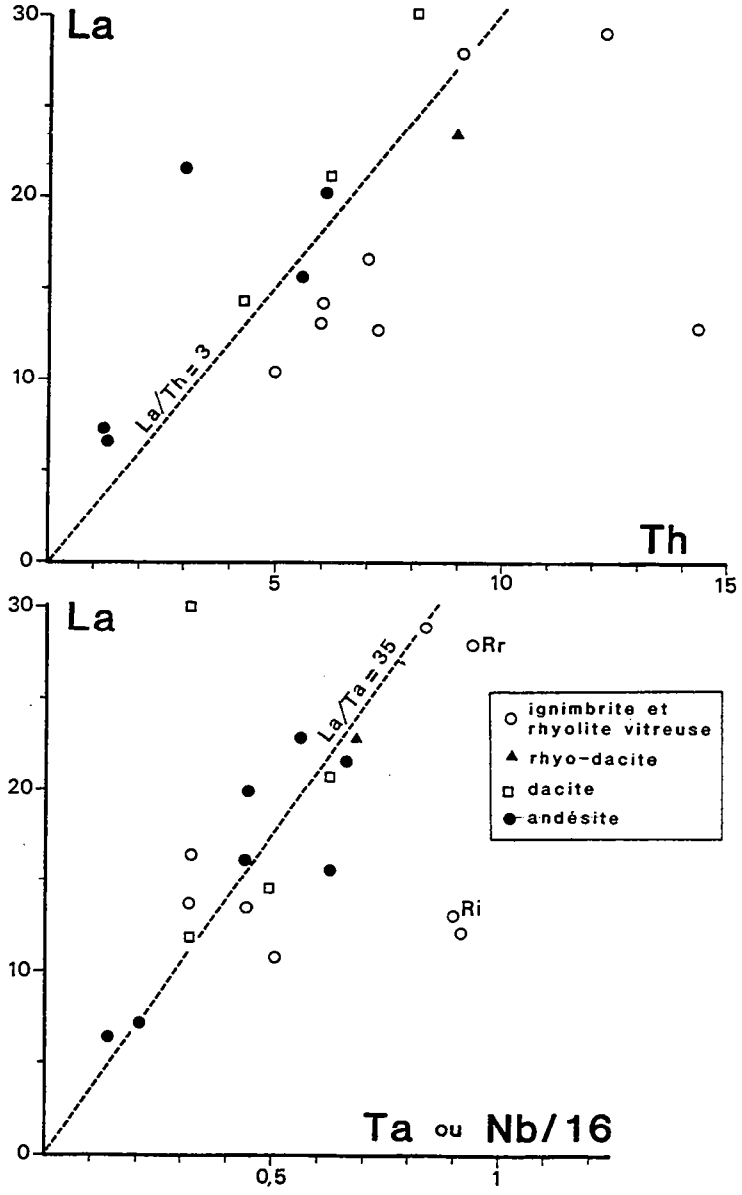


Fig. 120 : Diagramme La/Th et La/(Ta ou Nb/16) pour les volcanites du Maine.
Rr et Ri désignent respectivement une rhyolite et une ignimbrite de la carrière de Rouperroux (massif d'Ecouves).

IV.- Analyse des terres rares

Même si les concentrations en terres rares ne permettent pas, en règle générale, de discriminer avec précision le site géodynamique de production des volcanites, l'examen des spectres normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation : concentrations en terres rares de la chondrite de Leedey divisées par 1,2 ; *cf.* Chauvel, 1982) permet, en revanche, de juger de l'appartenance de certains complexes de laves à une **même lignée de différenciation** et d'essayer d'en comprendre les mécanismes évolutifs.

1.- les laves andésitiques (fig.121)

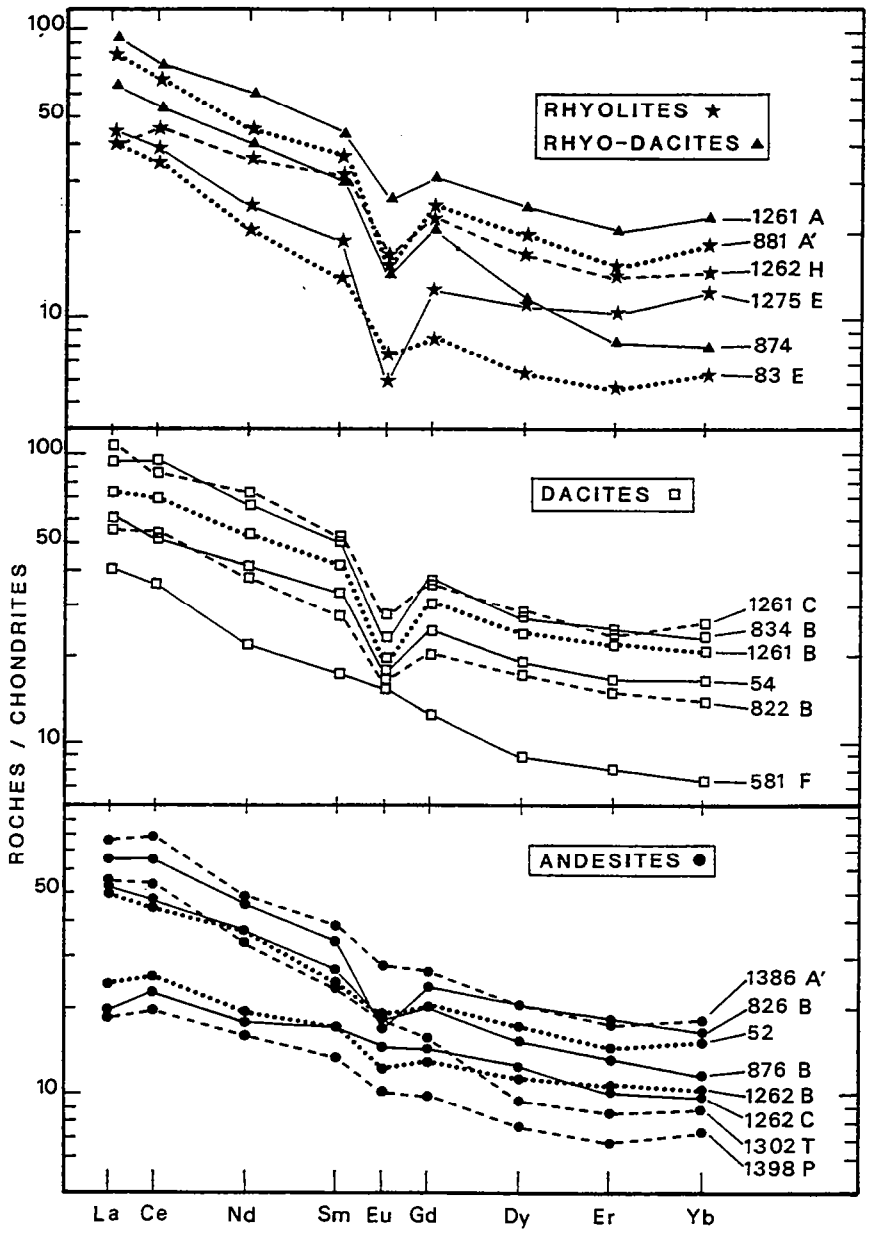


Fig. 121 : Courbes de distribution des terres rares dans les laves calco-alcalines cambriennes du Maine.

Les analyses de terres rares concernent cinq andésites provenant des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (éch. 822 A, 826 B, 876 B, 1262 B, 1262 C) auxquelles s'ajoutent trois termes recueillis en forage (éch. 1398 P : forage BG-G1 d'Ecouves, *cf.* Ch.IV ; éch. 1302 T : forage de Saint-Jean-d'Assé, *cf.* Ch.V ; éch. 1386 A' : forage de Saint-Fulgent-des-Ormes, *cf.* Ch. V). Dans l'ensemble, les andésites possèdent des spectres bien parallèles entre eux avec des concentrations en terres rares qui augmentent graduellement en fonction du degré de différenciation de la lave (% en SiO_2 ou % en MgO) (fig. 121). Ces caractéristiques suggèrent que des liens pétrogénétiques étroits existent entre les termes d'un même complexe andésitique. Dans le détail, remarquons que les trois échantillons d'andésites les plus basiques (éch. 1398 P, 1262 C et 1262 B' ; $SiO_2 < 58$ % ; MgO : 7,58 à 3,61 %) possèdent des spectres globalement moins fractionnés que ceux des cinq termes les plus acides : La/Yb varie de 2,7 à 3,7 contre 4,9 à 9 chez ces derniers. Cette disparité résulte uniquement d'une différence de fractionnement des terres rares légères (La/Sm = 1,8 à 2,3 contre 2,8 à 3,7), tandis que le fractionnement des terres rares lourdes demeure sensiblement identique dans les deux catégories d'andésites (Gd/Yb = 1,6 à 1,7 contre 1,6 à 2). Il faut souligner également que plusieurs échantillons - dont les trois termes basiques - présentent des concentrations en lanthane anormalement basses vis-à-vis du cérium, indiquant l'intervention d'un processus de **mobilité** secondaire qui affecte plus spécifiquement certaines terres rares légères. Enfin, une légère anomalie négative en europium se dessine chez la plupart des spectres (Eu/Eu* = 0,8 à 0,9) avec deux exceptions, l'une concernant l'échantillon 1302 T, pratiquement dépourvu d'anomalie en europium, et dont la richesse en plagioclases a déjà été soulignée (teneurs élevées en CaO, Al_2O_3 et en Sr), l'autre concernant l'andésite la plus acide (éch. 826 B ; SiO_2 = 62,81 %) dont la forte anomalie négative en europium rappelle celle relevée chez les laves dacitiques.

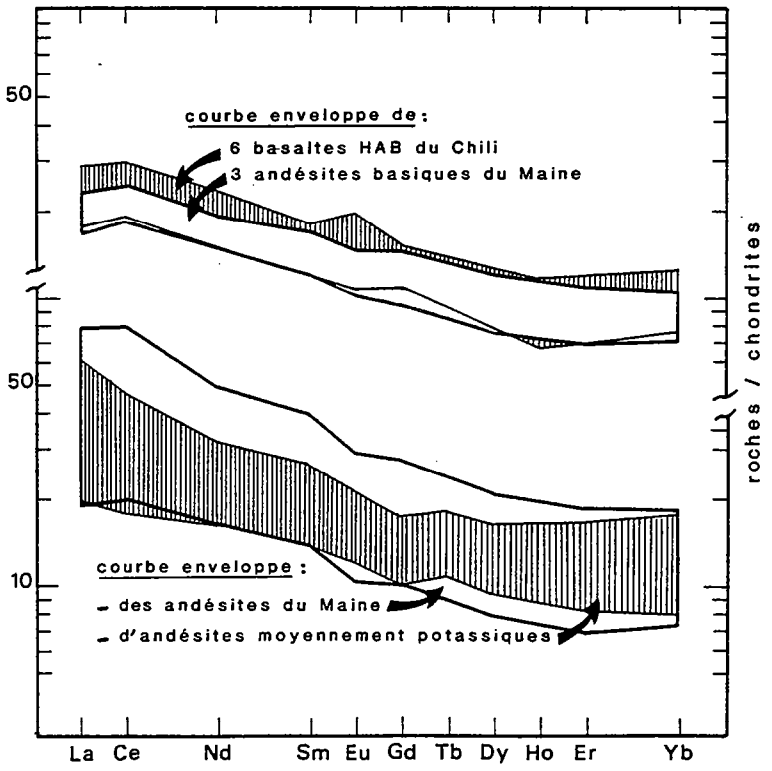


Fig. 122 : Comparaison entre les courbes enveloppes des spectres de terres rares des andésites du Maine et d'andésites moyennement potassiques (Chili, Japon, Nouvelle-Guinée ; d'après Gill, 1981) ; **comparaison entre les courbes enveloppes de terres rares de trois andésites basiques du Maine et de six basaltes riches en alumine du Chili** (d'après Lopez-Escobar *et al.*, 1977).

Les spectres de terres rares des andésites du Maine sont comparables à ceux de nombreuses **andésites calco-alcalines** qualifiées de **moyennement potassiques** par Jakes et White (1972) ou Gill (1981) et qui proviennent de différents domaines orogéniques : Chili, Japon et Nouvelle-Guinée (fig.122). Ces laves se caractérisent par des spectres plus ou moins enrichis en terres rares légères, cet enrichissement augmentant au sein d'une même série avec le degré d'acidité des termes (*cf.* diagramme La = f (% SiO_2) ; fig.123). En revanche, la concentration en terres rares lourdes de ces laves calco-alcalines varie de façon beaucoup plus irrégulière au cours de la différenciation: elle peut soit légèrement augmenter à l'image des andésites du Maine, soit demeurer constante, soit enfin diminuer (fig.123). Remarquons enfin, la similitude existant entre les profils de terres rares des trois andésites basiques du Maine et ceux de certains basaltes calco-alcalins, comme par exemple les basaltes riches en alumine du Chili dont les teneurs en SiO_2 sont comprises entre 49,76 et 54,44 % (ceinture ouest et dépression longitudinale d'Ancud ; Lopez-Escobar *et al.*, 1977 ; fig.122).

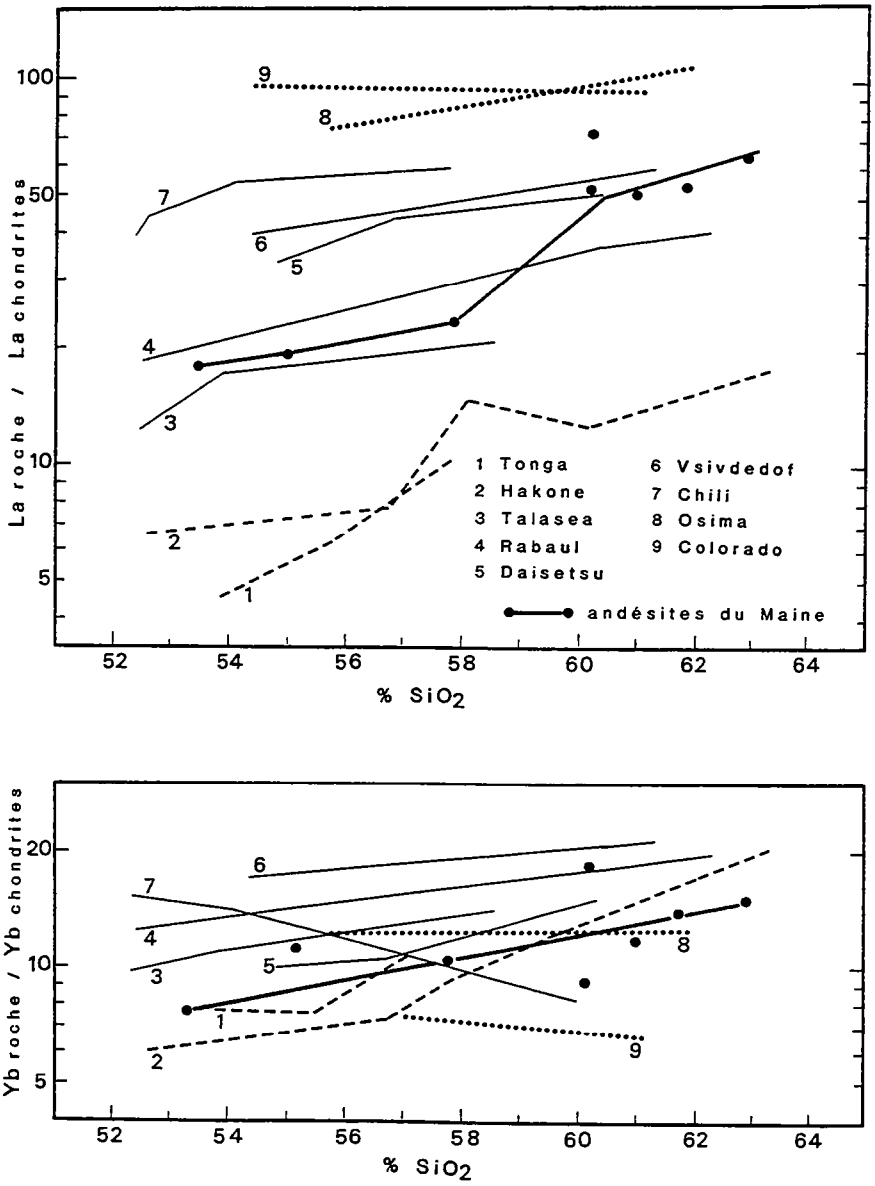


Fig. 123 : Courbes d'enrichissement en La et Yb en fonction du degré d'acidité des andésites du Maine par comparaison avec des andésites récentes ou actuelles (1 et 2 : séries faiblement potassiques ; 3 à 7 : séries moyennement potassiques ; 8 et 9 : séries fortement potassiques ; d'après Gill, 1981).

2.- les laves dacitiques (fig.121)

Exception faite de la dacite n°581 F prélevée dans le complexe de Vimarcé du synclinal des Coëvrons (*cf.* Ch.I), les cinq autres analyses de terres rares concernent toutes des termes dacitiques associés à des andésites provenant de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (éch. 822 B, 54, 1261 B, 1261 C, 834 B). Les spectres de lanthanides de ces cinq dacites, rigoureusement parallèles entre eux, se caractérisent par :

- un fractionnement global bien marqué (La/Yb = 5,46 à 6,13), plus accusé du côté des terres rares légères (La/Sm = 2,95 à 3,37) que de celui des terres rares lourdes (Gd/Yb = 1,66 à 1,89). Ces valeurs sont similaires à celles relevées chez les andésites acides ;
- des concentrations en terres rares qui augmentent régulièrement avec l'accroissement en silice des laves (exemple : la teneur en lanthane passe de 60 à 100 fois les chondrites lorsque le pourcentage en silice passe de 63 à 67 %) ;
- une importante anomalie négative en europium (Eu/Eu* = 0,54 à 0,68) qui se creuse légèrement avec le degré d'acidité de la lave.

Le spectre de terres rares de la dacite n°581 F se démarque des autres échantillons par : - un fractionnement global plus accusé (La/Yb = 8,13) , lié en grande partie au rôle des terres rares lourdes (Gd/Yb = 2,1) ; - des concentrations plus faibles en terres rares, surtout en terres rares lourdes, ceci à acidité comparable ≈ 63,3 % ; - une très légère anomalie positive en europium (Eu/Eu* = 1,06) due à une forte concentration en plagioclases (*cf.* teneurs élevées en Al_2O_3, CaO et Sr ; tabl.18).

Les terres rares contenues dans les dacites cambriennes atteignent des concentrations voisines de celles relevées dans les **dacites calco-alcalines de la zone de Taupo** en Nouvelle-Zélande, région volcanique dans laquelle ces laves sont associées, comme dans la province du Maine, à des **andésites**, des **rhyolites** et à de volumineuses **nappes ignimbritiques** (Cole, 1982). Par exemple, les trois spectres de terres rares de dacites provenant des centres volcaniques de Parekauau, Tauhara et Horohoro (Reid et Cole, 1983) intègrent le champ délimité par les courbes enveloppes des spectres des cinq dacites de la caldera d'Assé-le-Boisne (fig.124). De même le profil de terres rares de la dacite de Vimarcé (n°581 F), malgré des teneurs un peu plus fortes en terres rares légères, présente un tracé sensiblement parallèle à celui de la dacite de White Island, île volcanique de la baie de Plenty ouverte dans le prolongement de la zone de Taupo (Reid et Cole, 1983).

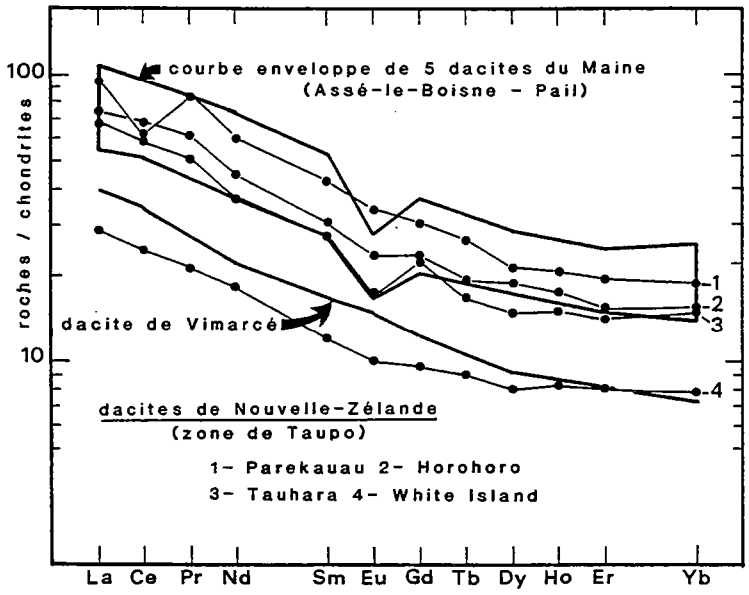


Fig. 124 :
Comparaison entre les courbes de terres rares des dacites du Maine et celles de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande
(d'après Reid et Cole, 1983)

3.- les rhyolites et rhyodacites (fig.121)

Les six analyses de terres rares des laves rhyolitiques et rhyo-dacitiques du Maine concernent :

- trois termes provenant de la vallée du Merdereau et appartenant au complexe de laves andésitiques et dacitiques des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (une rhyodacite : 1261 A et deux rhyolites : 1262 H et 1275 E) ;
- une rhyodacite à grenat (874) et une rhyolite (881 A') prélevées dans le complexe V3 du massif d'Assé-le-Boisne, au Nord-Ouest de Lévrigné (*cf.* fig.62) ;
- une rhyolite (83 E) du complexe de Vimarcé dans les Coëvrons.

A l'instar de la rhyolite d'Assé-le-Boisne (881 A'), les terres rares des trois laves acides de la vallée du Merdereau présentent des profils très voisins de ceux des dacites et andésites acides issues du même secteur : - fractionnement nettement plus accusé des terres rares légères vis-à-vis des lourdes (La/Sm : 2,18 à 3,85 : Gd/Yb : 1,32 à 1,91), ces dernières offrant un profil légèrement concave vers le haut ; anomalie négative en europium toujours bien marquée qui atteint une valeur maximum (Eu/Eu* = 0,37) dans la lave la plus acide (éch. 1275 E ; % SiO_2 = 75,88). En revanche, contrairement à la tendance constatée chez les andésites et les dacites, les concentrations globales en terres rares diminuent lorsque l'acidité de la lave s'accroît au-delà du seuil de 70 % (*cf.* fig.128).

Le fractionnement des terres rares légères et la valeur de l'anomalie négative en europium de la dacite à grenat sont identiques à ceux relevés dans l'échantillon dacitique 1261 A. Par contre, ce spectre s'en démarque par des concentrations un peu plus faibles en terres rares légères et surtout par le fractionnement très prononcé des terres rares lourdes (Gd/Yb = 3,06).

Enfin, les concentrations en terres rares de la rhyolite 83 E, terme particulièrement acide (% $SiO_2 \approx 79$ %), sont les plus faibles de toutes les rhyolites et rhyodacites analysées (fig. 121). Notons par ailleurs que son profil n'est pas fondamentalement différent de ceux des autres laves acides, excepté la dacite à grenat, avec un fractionnement des terres rares légères nettement plus marqué que celui des terres rares lourdes (La/Sm = 4,91 ; Gd/Yb = 1,66).

4.- les ignimbrites et les rhyolites vitreuses (fig.125)

Les teneurs en terres rares ont été dosées sur sept faciès ignimbritiques :

- 3 nappes intra-caldera à texture vitroclastique soudée de la structure d'Assé-le-Boisne - Pail (éch. 824, 840, 868) ;
- 1 nappe soudée de la caldera d'Ecouves (carrière de Rouperroux, éch. 397 I') ;
- 1 nappe soudée de la caldera de Perseigne (éch. 1650 G);
- 2 nappes distales, non soudées, de Charnie (éch. 507 A et 656).

Les sept spectres d'ignimbrites présentent une même allure générale qui rappelle celle des laves acides (dacites et rhyolites) du Maine, à savoir :

- net enrichissement en terres rares légères (La = 30 à 90 fois les chondrites) avec une valeur du rapport La/Yb comprise entre 4 et 7 ;
- fractionnement plus accusé des terres rares légères que des lourdes (La/Sm = 2,5 à 3,8 ; Gd/Yb = 1,25 à 1,97) ;
- anomalie négative en europium bien marquée.

Les spectres de terres rares des rhyolites vitreuses (2 provenant du dôme du Pont de la Folie dans le massif d'Assé-le-Boisne, éch. 819 B et 820 ; 1 concernant la rhyolite de Sillé-le-Guillaume, éch. 695 B ; 1 située à la base des nappes ignimbritiques de Perseigne, éch. 1649 A; 1 prélevée dans le complexe de Vimarcé dans les Coëvrons, éch. 464) sont rigoureusement identiques à ceux des ignimbrites à l'exception de l'échantillon 464, le seul faciès de rhyolite aphyrique rubanée, qui se singularise par des concentrations beaucoup plus faibles en terres rares légères et une anomalie négative en europium extrêmement prononcée (Eu/Eu* = 0,09).

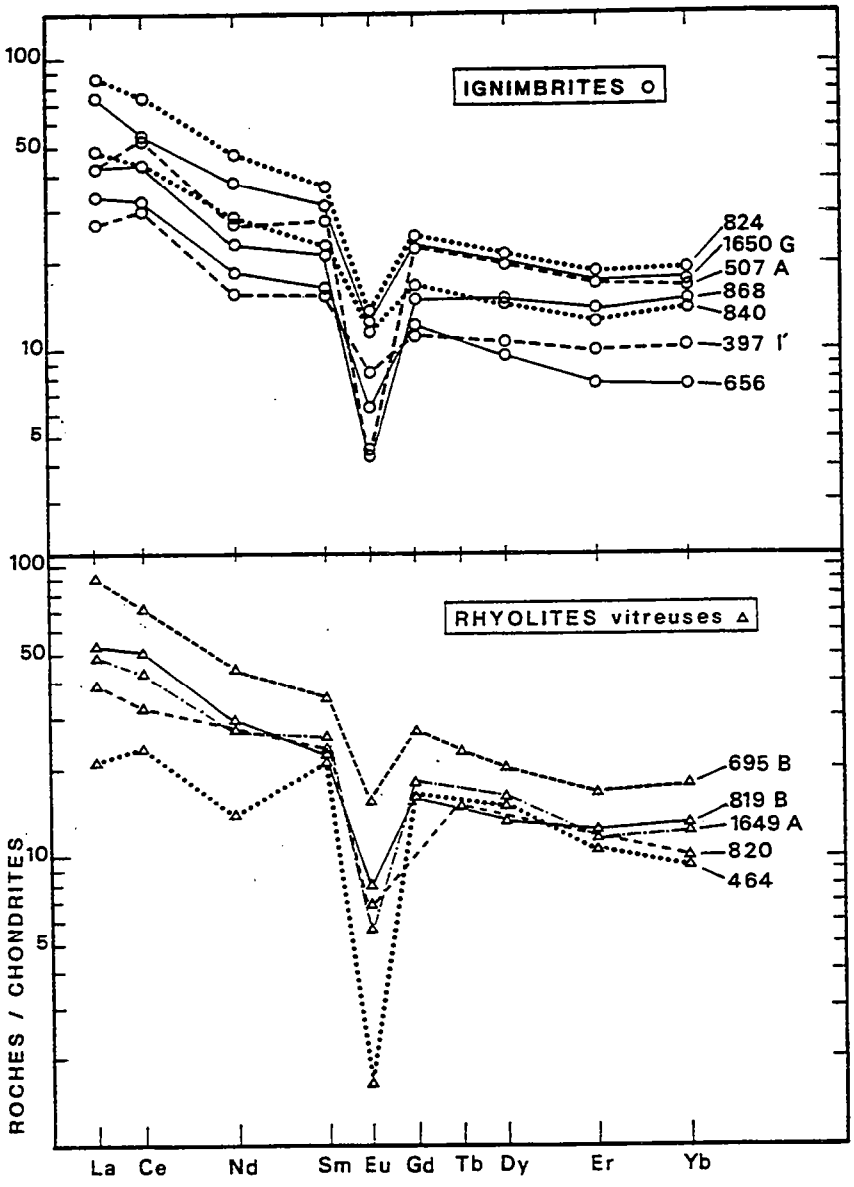


Fig. 125 : Courbes de distribution des terres rares dans les ignimbrites et rhyolites vitreuses du Maine.

Les courbes de terres rares des ignimbrites cambriennes du Maine offrent de **réelles similitudes** avec celles de nappes récentes, associées elles aussi à des laves d'affinité calco-alcaline, et dont la genèse est directement liée au fonctionnement d'une zone de subduction (ignimbrites quaternaires de Nouvelle-Zélande ; Reid,1983 ; ignimbrites tertiaires de Sardaigne, Coulon *et al.*, 1978 ; ignimbrites tertiaires de la Sierra Madre Occidental au Mexique, Cameron et Hanson,1982) (fig.126).

Parmi ces nappes, celles de la **zone de Taupo en Nouvelle-Zélande** apparaissent chimiquement les plus proches des ignimbrites du Maine, à l'exception cependant des concentrations globales en terres rares qui, chez ces dernières, demeurent parfois plus faibles.

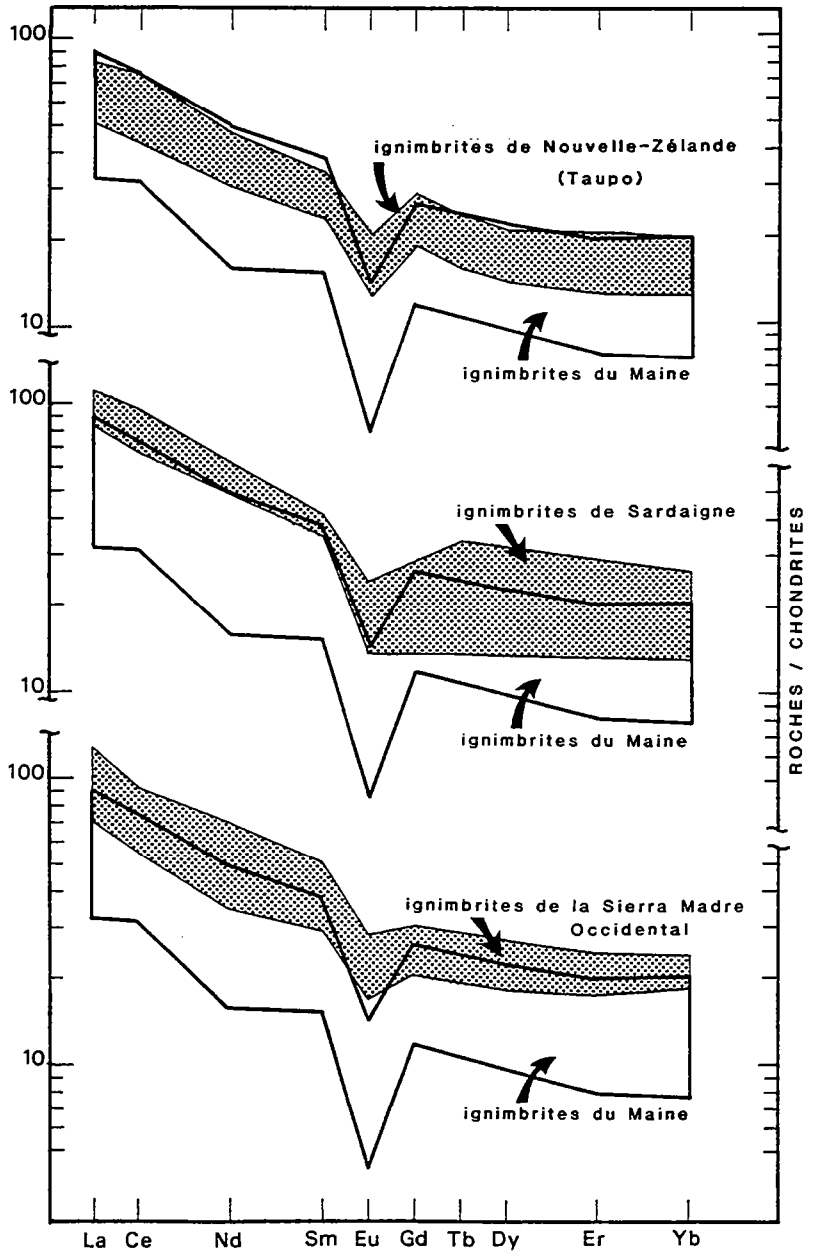


Fig. 126 : Comparaisons entre les courbes enveloppes de terres rares des ignimbrites du Maine et celles : - de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (d'après Reid, 1983) ; **- de Sardaigne** (d'après Coulon *et al.*, 1978) ; **- de la Sierra Madre occidental au Mexique** (d'après Cameron et Hanson, 1982).

D.- ORIGINE DES LAVES ET DES IGNIMBRITES CAMBRIENNES DU MAINE

Les données tant pétrographiques que géochimiques - éléments majeurs, traces et terres rares - recueillies sur l'ensemble des volcanites du Maine permettent de s'interroger sur un certain nombre de problèmes touchant à leur pétrogenèse, qu'il s'agisse des laves de la série andésitique (origine des andésites; rôle des mécanismes de cristallisation fractionnée, de fusion crustale ; de mélange magmatique) ou des volumineuses nappes ignimbritiques (produits de fin de différenciation par cristallisation fractionnée des magmas andésitiques ou origine par fusion crustale ?).

I.- Mécanismes de genèse des laves cambriennes

En raison de l'évolution régulière et progressive de leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques, et tout particulièrement de leurs concentrations en terres rares, il est sûr que les laves des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, émises au cours d'un même cycle éruptif (complexes V3 de la Sarthe et du Merdereau ; *cf.* Ch. III), constituent une **lignée de différenciation unique**, de type calco-alcalin. Les spectres de terres rares de ces laves, dont la composition s'échelonne des andésites basaltiques à des rhyolites, se disposent parallèlement entre eux, tandis qu'en fonction d'une augmentation de la teneur en silice, les concentrations globales en terres rares s'accroissent graduellement des andésites basaltiques aux dacites, puis diminuent au-delà du seuil de 68 % de SiO2 (fig. 128). Conjointement à cette évolution, le degré de fractionnement des terres rares, illustré par la valeur du rapport (Ce/Yb)N, augmente plus ou moins régulièrement, ceci jusqu'à la limite entre termes dacitiques et rhyodacitiques, puis il fléchit très légèrement chez les termes les plus acides (fig.128). En revanche, la valeur de l'anomalie négative en europium s'accentue très régulièrement tout au long de la lignée de différenciation (fig.128).

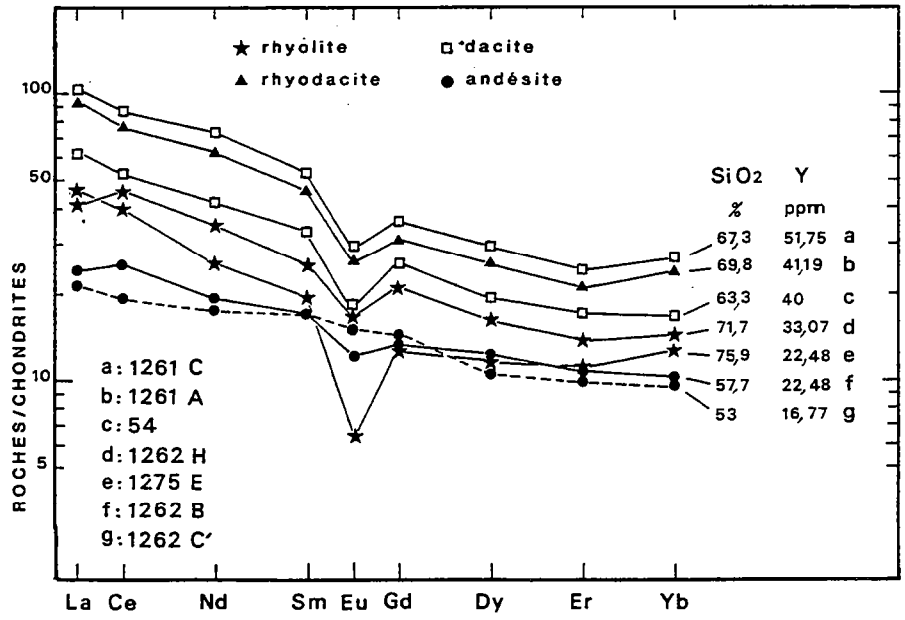


Fig. 127 : Evolution des concentrations en terres rares des laves appartenant à la lignée andésitique des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail

Ainsi que l'ont bien montré Cameron et Hanson (1982) dans leur étude des laves calco-alcalines associées aux volumineuses nappes ignimbritiques tertiaires du Mexique (Sierra Madre Occidental), ce type d'évolution implique l'**intervention d'un mécanisme de cristallisation fractionnée**, dominé par le couple **plagioclase-pyroxène** et à moindre mesure par les oxydes ferro-titanés. En effet, le fractionnement de ces minéraux anhydres qui constituent précisément la paragenèse primaire des andésites et des dacites analysées, entraîne un enrichissement de l'ensemble des terres rares sans que l'allure générale de leur spectre s'en trouve profondément modifiée. Au cours de ce mécanisme, la séparation du plagioclase est directement liée à l'amplification progressive de l'anomalie négative en europium. De plus, l'augmentation des concentrations en terres rares des andésites basaltiques aux dacites s'accompagne également d'une augmentation des teneurs de certains éléments en traces tels Zr, Nb ou Y (fig.115). Tout comme les terres rares, ces éléments possèdent en effet des coefficients de partage nettement inférieurs à 1 pour l'association plagioclase + pyroxène + oxydes ferro-titanés (*cf.* évolution des laves calco-alcalines tertiaires du Mexique ; Bagby *et al.*, 1981).

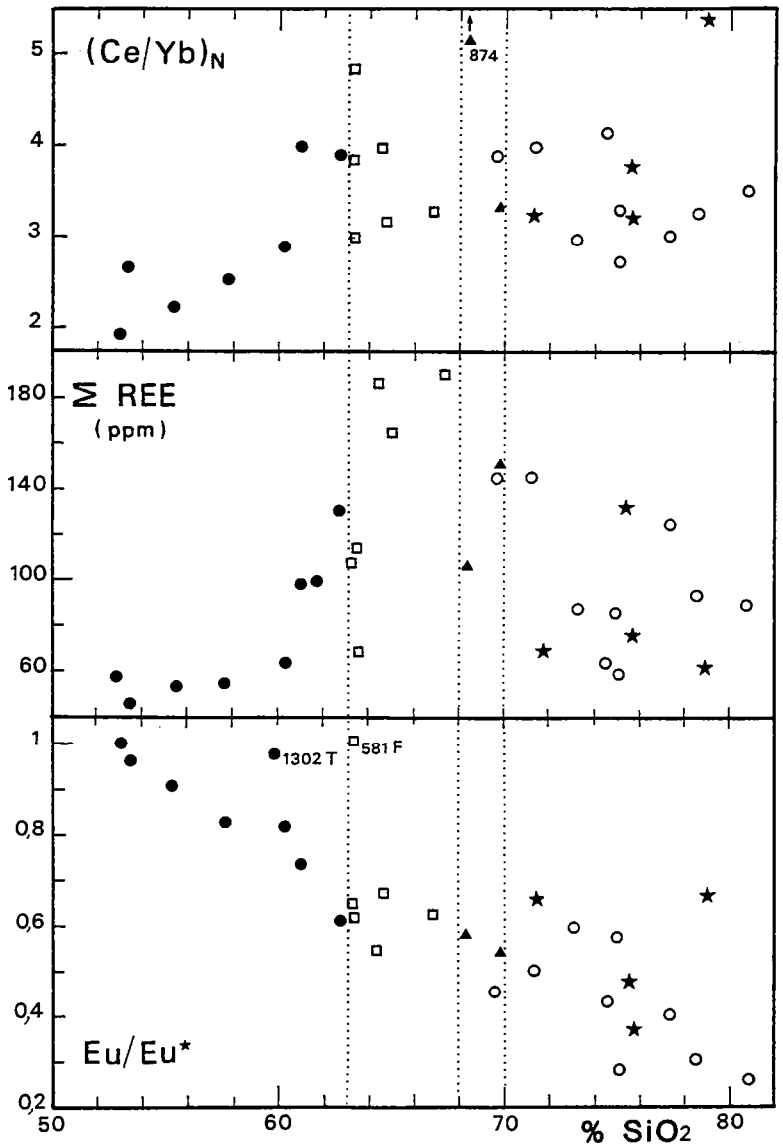


Fig. 128 : variations du degré de fractionnement (Ce/YbN), de la somme des concentrations en terres rares (Σ REE) et de l'anomalie négative en europium (Eu/Eu*) en fonction du degré de différenciation des laves et des ignimbrites du Maine (mêmes symboles que la figure 105).

L'évolution ultérieure conduisant des **dacites aux rhyolites** s'effectue toujours par l'intermédiaire d'un **mécanisme de cristallisation fractionnée à basse pression** qui implique une fois encore les **feldspaths** mais qui, de plus, met en jeu d'autres phases minérales. Couplé à la diminution des teneurs en Sr, le creusement progressif de l'anomalie négative en europium ceci sans altération profonde de l'allure des spectres de terres rares, confirme que le **fractionnement des feldspaths** se poursuit jusque dans **les termes les plus acides.** Ce processus concerne ici non seulement les plagioclases, mais également les **feldspaths potassiques** présents en phénocristaux dans les laves les plus acides (*cf.* rhyolite n°1275 E). Un tel mécanisme de fractionnement est décrit dans des faciès de rhyolites tertiaires du Mexique (Sierra Madre Occidental), termes particulièrement acides (74 à 77 % de SiO2) à phénocristaux de quartz, de sanidine et de fayalite (Magonthier, 1988).

Lorsque les teneurs en SiO2 des laves dépassent 68-70 %, la chute régulière des concentrations de l'ensemble des terres rares au cours de la différenciation nécessite la séparation de phases minérales, autres que les feldspaths, parmi lesquelles figure **l'amphibole** dont des pseudomorphes existent dans quelques rhyodacites et rhyolites (*cf.* éch. 1262 H). Compte-tenu des coefficients de partage de l'amphibole dans les liquides acides (Nagasawa et Schnetzler, 1971), le fractionnement de ce minéral entraîne une diminution des concentrations en terres rares, intermédiaires et surtout lourdes. Cette diminution est également contrôlée par la séparation du **zircon** ainsi que le suggère la baisse progressive et simultanée des teneurs en Zr et Y en fonction de l'augmentation du degré d'acidité des laves (fig.115).

Cette évolution est identique à celle suivie par les laves d'une suite calco-alcaline, d'âge tertiaire, située dans le secteur le plus oriental de l'arc magmatique du Mexique, dans la zone de Benavides-Pozos, soit à l'Est de la Sierra Madre Occidental (Gunderson *et al.*, 1986). Dans cette série, composée de termes basaltiques à rhyolitiques, les teneurs en Ba, Zr, Nb, La, et Y augmentent des basaltes aux dacites, puis, au-delà d'un seuil d'acidité de 66-68 %, elles demeurent constantes ou diminuent (*cf.* Ba, Zr et Y). Les concentrations de l'ensemble des terres rares suivent un même type de comportement. Il est intéressant de constater, que dans les termes dacitiques de cette série calco-alcaline, les concentrations en Zr et Y atteignent, respectivement, des valeurs maximales de 600 ppm ou plus (formation d'El Ranchito) et de 50 à 60 ppm, soit des valeurs du même ordre que celles relevées dans les dacites du massif de Pail (éch. n° 874 B, 1261 B et C, et 1261 A).

Si le fractionnement de l'amphibole et du zircon permet d'expliquer la diminution des concentrations en terres rares, intermédiaires et lourdes, lors de la différenciation des laves acides, la séparation d'une **phase accessoire** est également rendue nécessaire pour traduire la baisse des teneurs en **terres rares légères.** En effet, sans dénigrer l'influence des principaux minéraux ferro-magnésiens, le rôle du fractionnement des minéraux accessoires, particulièrement enrichis en lanthanides, commande souvent de façon déterminante l'allure des spectres de terres rares des laves acides ainsi que l'ont bien montré Cameron et Cameron (1986). Pour mettre en évidence le rôle des phases accessoires, ces auteurs ont comparé les teneurs en terres rares de rhyolites porphyriques très acides (SiO2 > 75 %) par rapport à celles de leur propre mésostase vitreuse. Dans cette approche, le verre reflète la composition du liquide-fils dérivé d'un liquide parental représenté par la roche totale (verre + phénocristaux) par cristallisation des phénocristaux présents dans la roche. Les résultats ainsi obtenus sur plusieurs types de rhyolites montrent qu'au cours d'un processus de différenciation, les concentrations en terres rares évoluent de **multiples façons** depuis l'exemple de rhyolites hyperalcalines chez lesquelles les teneurs de l'ensemble des terres rares augmentent lors de la différenciation jusqu'à celui de **rhyolites peralumineuses** où le phénomène inverse s'observe, à l'image des **laves acides du Maine.**

Dans ce dernier exemple, aux côtés de l'amphibole et des minéraux accessoires (apatite et zircon) dont l'extraction provoque une chute des concentrations en terres rares intermédiaires et lourdes, interviennent d'autres phases accessoires qui, par séparation, appauvrissent le bain silicaté en terres rares légères. Telles certaines **épidotes** comme l'allanite, ces phases enrichies

en terres rares légères peuvent se trouver en inclusion dans l'amphibole en modifiant sérieusement les valeurs de ses coefficients de partage (*cf.* fig. 4, Cameron et Cameron, 1986). La présence simultanée, dans les laves acides du Maine, d'amphiboles et de minéraux accessoires représentés par le zircon, l'apatite et les épidotes, est un argument qui plaide en faveur d'un mécanisme de cristallisation fractionnée, analogue à celui décrit ci-dessus, mécanisme qui permet d'expliquer l'évolution des concentrations en terres rares et en éléments-traces lors de la différenciation.

Au sujet de l'efficacité des phénomènes de cristallisation fractionnée se déroulant dans des magmas très acides, il faut souligner que certains auteurs tel Hildreth (1979, 1981) tiennent ces phénomènes pour négligeables, considérant que les vitesses de chute des cristaux au sein d'un magma très visqueux et polymérisé sont beaucoup trop lentes pour que puisse s'opérer un processus de cristallisation fractionnée. A un tel processus, Hildreth lui oppose un mécanisme de différenciation s'effectuant uniquement à l'**état liquide** par un procédé complexe de diffusion, qualifié de "thermo-gravitationnel", et illustré en particulier par l'évolution chimique de la série rhyolitique de Bishop Tuff (quaternaire de Californie). Or, des travaux géochimiques récents portant sur cette même série ont bien montré que le mécanisme de cristallisation fractionnée restait tout à fait approprié pour rendre compte des principales évolutions géochimiques du magma acide et plus spécifiquement des concentrations en terres rares (Michael, 1983 ; Cameron, 1984). Au procédé classique de la cristallisation fractionnée par sédimentation gravitaire des cristaux, se substituent fréquemment, dans ces magmas acides, d'autres mécanismes telle que la précipitation de cristaux le long des parois froides de la chambre magmatique, conduisant à la création de couches plus acides et de faible densité, qui se rassemblent dans la partie supérieure du réservoir (Mc Birney, 1980). Les conséquences de cet "effet de paroi" sur la contamination du magma acide (modification de la signature isotopique) méritent également d'être soulignées (*cf.* Musselwhite *et al.*, 1989).

S'il est bien établi qu'un **mécanisme de cristallisation fractionnée à basse pression** gouverne la différenciation des liquides à l'origine des termes de la lignée calco-alcaline des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, il est à peu près sûr que **d'autres facteurs** interviennent dans la genèse de certaines laves cambriennes du Maine et plus spécifiquement des termes acides. Parmi ces facteurs, celui exercé par la **croûte continentale** apparaît à peu près certain bien que l'absence de données isotopiques et de résultats géochimiques sur la constitution des rares phases minérales conservées (grenat) ne permettent pas d'en apprécier exactement l'importance. Ainsi, des phénomènes **d'interaction entre un magma basique et une souche crustale** sont requis dans la genèse des laves comme les rhyodacites à grenat. Ces laves constituent des gisements en dômes (*cf.* complexe V3 du massif d'Assé-le-Boisne d'où provient l'échantillon n°874) ou se rencontrent en fragments dans certains complexes bréchiques (*cf.* complexe de l'étang de Jouteau dans le synclinal des Coëvrons, Ch.I). Le spectre de leurs terres rares, marqué par un net fractionnement des terres rares lourdes (*cf.* éch. 874, fig.121), tranche sur le profil des autres laves acides et confirme qu'une souche renfermant du grenat est impliquée dans leur genèse. Dès lors, deux hypothèses peuvent être proposées :

- la première suppose une **fusion partielle d'une croûte profonde** de nature métamorphique abandonnant un résidu à grenat ; le déclenchement de la fusion étant favorisée par l'injection en base de croûte d'un magma basique ;
- la seconde admet l'**assimilation par un magma basique d'origine mantellique d'une fraction de composant crustal,** phénomène suivi éventuellement d'un mécanisme de cristallisation fractionnée conduisant à la production de termes acides à grenat.

Lorsqu'il peut être contraint par des données isotopiques et géochimiques suffisantes, ce dernier mécanisme où interfèrent **assimilation** et **cristallisation fractionnée** (mécanisme de type "AFC" ; De Paolo, 1981), est souvent retenu dans la pétrogenèse de laves acides, telles celles du complexe de Woods Mountains en Californie (Musselwhite *et al.*, 1989). Dans ce cas, le processus d'assimilation qui requiert des températures élevées se déroule

dans la croûte inférieure, tandis que les processus de cristallisation fractionnée s'accomplissent dans des conditions supra-crustales au sein d'un réservoir situé à l'aplomb d'une caldera.

Enfin, l'observation de brèches magmatiques monogéniques réunissant des termes à chimisme andésitique et dacitique, dérivés l'un de l'autre par cristallisation fractionnée (*cf.* brèches du complexe V3 de la cluse de la Sarthe, Ch.III), confirme l'existence de **phénomène de mélange magmatique**, à l'origine sans doute de certaines laves du Maine.

En résumé, la genèse des laves appartenant à la suite calco-alcaline cambrienne du Maine ne peut se réduire à un **mécanisme unique**. Elle met en jeu plusieurs processus dont à l'évidence celui de la **cristallisation fractionnée** auquel s'adjoignent des mécanismes d'**assimilation** et de **fusion crustale** ainsi que de **mélange magmatique**. Une telle diversité n'est pas exceptionnelle si l'on en juge par les travaux portant sur l'origine des dacites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande où sont retenus des mécanismes aussi variés que : - cristallisation fractionnée d'andésite ; - mélange de magma andésitique et rhyolitique, - fusion partielle de sédiments grauwackeux (Reid et Cole, 1982 ; Graham et Worthington, 1988).

Avant de se pencher sur la genèse des volumineuses nappes ignimbritiques, il reste à rechercher à l'aide de données uniquement géochimiques l'**origine des laves les plus primitives** de la province du Maine, autrement dit les **andésites basaltiques**.

A l'exception des laves basiques découvertes en forage dans le massif d'Ecouves (*cf.* forage du Bois de Goult ; Ch.IV), les andésites basaltiques du Maine, par leurs caractéristiques géochimiques globales et en particulier la faible valeur (< 55) de leur rapport [Mg] ([Mg] = 100 Mg/Mg + Fe avec Fe^{3+}/Fe^{2+} = O,15), ne peuvent représenter des liquides issus de la fusion directe de péridotites mantelliques. Il est possible, en revanche, que ces andésites puissent dériver de **liquides plus primitifs**, d'une composition proche de celle des laves basiques du forage d'Ecouves (*cf.* éch. 1398 P et J), par un **mécanisme de cristallisation fractionnée** analogue à celui reliant les andésites basaltiques aux andésites acides et qui implique l'extraction d'un assemblage minéralogique composé de **plagioclases, pyroxènes et opaques**. Ce type de mécanisme est d'ailleurs celui le plus fréquemment admis dans la genèse des andésites (*cf.* système POAM = plagioclase + orthopyroxène/olivine + augite + magnétite ; Gill, 1981). Comme on l'a déjà souligné, la séparation d'un tel assemblage minéral n'altère pas de façon significative l'allure générale des spectres de terres rares et il est donc possible, grâce à l'examen des profils de terres rares des andésites basaltiques (fig.121), de s'interroger sur la **source potentielle des magmas andésitiques du Maine.**

En raison d'une part de la quasi-absence de fractionnement des terres rares lourdes et de la valeur relativement faible du rapport La/Yb et, d'autre part, des teneurs élevées en scandium (25 à 30 ppm), **il parait exclu que les magmas andésitiques puissent dériver d'une source dans laquelle le grenat représente une phase importante du résidu de fusion**, comme par exemple un matériel de composition éclogitique. De même, la fusion partielle d'une source basaltique de type MORB-N, métamorphisée en amphibolite, ne peut rendre compte des concentrations en terres rares relevées dans les andésites basaltiques du Maine. En effet, compte-tenu des taux de fusion requis pour procurer de tels liquides andésitiques (> 30 % ; Green et Ringwood, 1968 ; Gill, 1974 ; Nicholls et Harris, 1980...), les profils de terres rares devraient tendre vers ceux des basaltes originels et présenter un appauvrissement en terres rares légères vis-à-vis des lourdes, ce qui est loin d'être le cas. D'autres arguments géochimiques basés sur les concentrations en éléments-traces permettent également de réfuter un tel modèle de fusion. Par exemple, en dépit d'éventuels processus de lessivage, les teneurs en Sr, Ba et Rb des andésites basaltiques du Maine (tabl.17) dépassent largement celles mesurées, en moyenne, dans les tholéiites océaniques, ce qui, nécessiterait de fondre de tels basaltes à des taux beaucoup trop faibles (≈ 5 %) pour respecter ces concentrations. Cette distorsion entre les taux de fusion requis pour élaborer des liquides andésitiques (> 30 %) et ceux nécessaires pour rendre compte de leurs concentrations en éléments-traces (< 5 %) explique, qu'en général, les auteurs réfutent les modèles

pétrogénétiques qui recherchent l'origine des andésites dans une fusion partielle directe d'une croûte océanique subductée (par exemple Lopez-Escobar *et al.*, 1977 ; Gill, 1981). Notons cependant que ce problème est loin d'être résolu si l'on se réfère aux travaux consacrés aux basaltes riches en alumine des Aléoutiennes dont l'origine, pour certains auteurs, est à rechercher dans la fusion partielle d'une éclogite à quartz (Marsh, 1982; Brophy et Marsh, 1986; Myers *et al.*, 1986).

Parmi les autres sources potentielles des magmas calco-alcalins et plus spécifiquement de leurs termes les plus primitifs (basaltes riches en alumine), celle localisée au sein **du manteau supérieur sus-jacent à une zone de subduction** demeure, sans doute, la plus appropriée. En effet, de nombreux modèles pétrogénétiques ont confirmé que la fusion partielle d'une souche péridotitique adéquate, suivie en règle générale d'un mécanisme de cristallisation fractionnée, est apte à rendre compte des caractéristiques géochimiques de tels magmas. L'un de ces modèles, appliqué à la genèse des basaltes riches en alumine du Chili central et méridional (Lopez-Escobar et al., 1977), serait transposable à celui des andésites basaltiques du Maine (caldera d'Assé-le-Boisne - Pail) en raison des **similitudes géochimiques**, tant en éléments majeurs qu'en éléments traces et terres rares, qui existent entre les magmas basiques de ces deux régions (tabl.21).

Ce modèle requiert la **fusion partielle à des taux faibles ou modérés** (10 à 15 %) d'une **péridotite sans grenat**, suivie d'un phénomène de **cristallisation fractionnée** en profondeur qui intéresse l'olivine, le clinopyroxène et éventuellement le spinelle. La conjugaison de ces deux mécanismes aboutit à la production de liquides caractérisés à la fois par leurs profils de terres rares peu fractionnés (*cf.* fig.122), leurs faibles concentrations en Cr et Ni, enfin leurs teneurs élevées en alumine. En dehors des basaltes riches en alumine du Chili, ce modèle pétrogénétique combinant fusion partielle mantellique et cristallisation fractionnée est celui également invoqué pour l'origine de nombreux magmas calco-alcalins, tels ceux de Sardaigne (Dupuy *et al.*, 1975 ; Coulon, 1977) et de Nouvelle-Zélande (Cole 1978, 1981). Remarquons en outre que certaines laves basiques du forage du bois de Goult en Ecouves (éch. 1398 J ; tabl.17) par leur richesse relative en Cr (250 ppm), Ni (50 ppm), MgO (9,20%), et leur déficit en alumine (≈15 %), pourraient représenter des **termes cumulatifs** associés au processus de cristallisation fractionnée, à moins qu'elles correspondent à des faciès de basaltes "pauvres" en alumine, analogues à ceux accompagnant les classiques basaltes riches en alumine dans de nombreuses provinces volcaniques (Sardaigne, Nouvelle-Zélande; *cf.* tabl.21). Telle qu'elle est admise pour les termes de Sardaigne méridionale, la genèse de ces basaltes, d'affinité tholéiitique à calco-alcaline, fait appel à une fusion partielle du manteau supérieur, mais **sans intervention ultérieure de processus de fractionnement** (Coulon, 1977).

Pour clore cette étude consacrée à la genèse des magmas andésitiques du Maine, un dernier développement s'impose :

Aux mécanismes de fusion partielle et de cristallisation fractionnée, se superpose fréquemment un **phénomène de contamination crustale**, d'autant plus accentué que la croûte traversée par les magmas calco-alcalins est épaisse (*cf.* Coulon et Thorpe, 1981). Ce rôle actif de la croûte continentale qui se manifeste par un enrichissement plus ou moins marqué des magmas en éléments incompatibles, est surtout mis en évidence par le biais de données isotopiques. Faute de telles données, l'influence exacte de la croûte continentale sur les caractéristiques géochimiques des laves andésitiques du Maine ne peut être appréciée à sa juste valeur. Seules les concentrations relativement **élevées en éléments incompatibles** (terres rares légères, K, Rb, Ba, Th) témoigneraient d'une telle influence, bien que cette hypothèse ne soit étayée par aucune preuve minéralogique et tout particulièrement par l'absence, dans les andésites, de xénocristaux de quartz, de cordiérite, ou de grenat. L'hypothèse la plus vraisemblable consiste à mettre l'accent sur l'**intervention de fluides enrichis**, relachés lors de la déshydratation de la plaque subductée (*cf.* fluides de type "IRS" enrichis en éléments incompatibles, isotopes radiogéniques et silice ; Gill, 1981).

	A	B	C	D	E
SiO2	52,34	54,40	50,95	52,20	52,53
Al2O3	18,20	19,72	15,40	15,23	15,21
Fe2O3	8,50	7,84	6,49	8,67	9,25
MnO	0,20	0,16	0,12	0,16	0,16
MgO	3,90	3,84	9,20	7,59	7,29
CaO	4,76	9,60	3,84	9,13	10,33
Na2O	5,84	3,48	4,82	2,07	2,58
K2O	0,38	0,54	1,03	1,11	0,67
TiO2	1,23	1,08	0,94	0,72	0,69
P2O5	0,18	0,18	0,55	0,14	0,12
PF	4,09		6,27	2,90	
Total		100,84	100,75		
Ba	171	200	235	252	146
Co	29,6	29	27,2	39	
Cr	117	166	249	231	240
Hf	2,78	2,4	283		
Nb	<5				
Ni	22,8	19	49	96	54
Rb	18,7	18	17	31	29
Sc	30,8		25,2		
Sr	300	405	182	199	296
Ta	0,21	0,5±0,2	0,14		
Th	1,18	2±1	1,21		
U	0,39	0,6	0,44		
V	227				222
Y	19,6				
Zr	106		78		
La	7,24	7,6	6,6	15,5	
Ce	18,32	19,7	13,5	34,1	
Nd	10,86	12,3			
Sm	3,33	3,4	2,9	3,62	
Eu	1,12	1,1	1,18	1,02	
Gd	3,51	3,2			
Tb			0,64	0,62	
Dy	3,61				
Er	2,16				
Yb	2,06	2,3	1,55	2,1	
Lu	0,41	0,37		0,33	
Eu/Eu*	0,91	1			
Σ REE	52,16	51			
La/Yb	3,5	3,3	4,21		
Th/Ta	5,6	4	8,6		

Tabl. 21 :
Comparaison des compositions chimiques (majeurs, traces, terres rares) des andésites basaltiques du massif de Pail (A: moyenne des analyses des échantillons 1262 B, C, et E) **avec des basaltes riches en alumine du Chili** (B: d'après Lopez-Escobar *et al.*, 1977). **Comparaison des compositions chimiques d'une andésite basaltique d'Ecouves** (C: échantillon 1398 J) **avec des basaltes du Sud-Sardaigne** (D: basaltes d'Arcuentu; d'après Coulon, 1972; Dostal *et al.*, 1982) **et des basaltes pauvres en alumine de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande** (E: d'après Cole, 1981).

Dès lors, la genèse du magmatisme calco-alcalin du Maine pourrait être calquée sur le modèle de Saunders *et al.* (1980), élaboré à partir de l'étude du volcanisme et du plutonisme de la péninsule antarctique. Selon ce modèle, hormis leur rôle de produits contaminants (*cf.* teneurs élevées des liquides basiques en éléments fortement hygromagmaphiles de type "LIL": Large Ion Lithophile), les fluides issus de la plaque subductée **favorisent le déclenchement de la fusion partielle du manteau** en abaissant le solidus de la péridotite. De plus, en raison du **contexte compressif** dans lequel se déroule cette fusion, certaines phases minérales seraient stabilisées dans le manteau, parmi lesquelles de nombreux minéraux accessoires (rutile, ilménite, sphène, zircon, apatite) qui, par suite de coefficients de partage élevés, entraîneraient une baisse de concentration, dans les produits de fusion, de certains éléments qualifiés de "HFS" (High Field Strength = éléments caractérisés par la faible valeur du rapport rayon ionique/charge: Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, P). Cependant les travaux récents portant sur la genèse des magmas d'arc (par exemple : Ryerson et Watson, 1987 ; McCulloch et Gamble, 1991 ; Maury *et al.*, 1992) révèlent que les faibles concentrations en éléments HFS

apparaissent **directement héritées de la source mantellique** (coin de manteau très appauvri, situé au-dessus de la zone de subduction). Ainsi, la fusion partielle d'un tel manteau appauvri en certains éléments (Ta et Nb en particulier) puis enrichi en d'autres éléments par les fluides (La,Th), conduit à **l'obtention de liquides possédant de fortes valeurs des rapports La/Ta** ou **Th/Ta**, symptomatiques de tous les magmas calco-alcalins et de ceux du Maine en particulier.

II.- Pétrogenèse des magmas ignimbritiques

A l'instar de l'origine des magmas andésitiques de la province du Maine, celle du volumineux volcanisme ignimbritique demeure discutée, faute, en partie, de données isotopiques fiables. Rappelons (*cf.* âge des manifestations volcaniques ; Introduction générale) que les essais effectués sur les ignimbrites cambriennes ont surtout mis en lumière les phénomènes de mobilité syn à post-magmatiques, responsables des pertes en Sr radiogénique. Néanmoins, grâce aux données pétrographiques et géochimiques, des précisions sur la pétrogenèse des magmas ignimbritiques du Maine peuvent être fournies, par comparaison avec des études détaillées conduites sur d'autres complexes ignimbritiques associés à des laves calco-alcalines, et appartenant à des provinces volcaniques récentes (Cordillère des Andes ; Sierra Madre Occidental du Mexique ; Sardaigne ; zone de Taupo en Nouvelle-Zélande).

1.- mécanismes de genèse des ignimbrites: exemples de complexes récents à actuels

Les deux procédés les plus souvent invoqués pour la production des magmas acides ignimbritiques sont : 1/- **la cristallisation fractionnée de magmas basaltiques ou andésitiques d'origine mantellique** (Thorpe et Francis, 1979 ; Thorpe *et al.*, 1979 ; Cameron *et al.*, 1980 a ...) ; 2/- **la fusion partielle de matériaux crustaux**, fusion déclenchée par l'injection de magmas d'origine mantellique agissant comme source de chaleur (Ewart et Stipp, 1968 ; Ewart *et al.*, 1977 ; Cole, 1981 ; Reid, 1983 ; Pichler et Zeil, 1972 ; Coulon *et al.*, 1978...). Entre ces deux mécanismes faisant jouer à la croûte continentale un rôle entièrement passif ou, au contraire, déterminant, prend place un processus mixte, associant à degré variable des **phénomènes d'assimilation crustale** et de **cristallisation fractionnée** (*cf.* Musselwhite *et al.*, 1989), processus déjà évoqué pour la genèse des rhyodacites à grenat du Maine. Signalons enfin qu'un autre mécanisme a été retenu par Auvray (1979) pour l'origine des ignimbrites de Lézardrieux (Trégor), datées à 547 ± 56 Ma (méthode Rb/Sr sur roche totale ; âge recalculé ; Graviou *et al.*, 1988). Il fait appel à un magma acide juvénile produit par la fusion partielle à taux très faible (≈ 5 %) d'une éclogite à quartz dérivée d'une croûte océanique subductée, et suivi d'une faible contamination crustale. L'argumentation repose sur la valeur relativement basse du rapport isotopique initial du strontium (0,7063 ± 29 ; Graviou *et al.*, 1988) et sur le fractionnement très important et régulier d'un seul spectre de terres rares (La/Yb ≈ 300 !). Compte-tenu des grandes imprécisions analytiques du dosage de ces terres rares et spécifiquement des terres rares lourdes (Auvray, rens. oral) il est difficile de retenir un tel mécanisme, d'autant que l'extraction, à partir d'une souche éclogitique, de tels liquides acides de haute viscosité est pratiquement impossible (Brophy et Marsh, 1986).

a/ différenciation par cristallisation fractionnée de magmas basiques

Ce modèle a servi à illustrer la genèse de certaines ignimbrites des **Andes Centrales** et de celles de la **Sierra Madre Occidental au Mexique.**

En opposition avec les travaux de Pichler et Zeil (1972) retenant le mécanisme de fusion crustale comme générateur des puissantes nappes ignimbritiques, tertiaires à quaternaires, des **Andes centrales**, Thorpe et collaborateurs (Thorpe et Francis, 1979 ; Thorpe *et al.*, 1979 ; 1982) privilégient un processus de cristallisation fractionnée s'appliquant sur un magma andésitique d'origine mantellique. L'argumentation repose pour l'essentiel sur

les faibles valeurs des rapports isotopiques initiaux du strontium des ignimbrites (< 0,709) par rapport aux valeurs élevées de la croûte continentale andine (0,72 à 0,80). Ces faibles valeurs, comparables à celles du volcanisme andésitique contemporain, suggèrent, en accord avec l'évolution des concentrations en terres rares, qu'un fractionnement de plagioclases et à moindre mesure d'amphibole et de minéraux accessoires gouverne la genèse des ignimbrites. Le confinement de ces volcanites acides dans le segment central de la chaîne andine, là où la croûte continentale est la plus épaisse (50 à 70 km), serait une preuve indirecte de l'efficacité du mécanisme de la cristallisation fractionnée au cours de la lente ascension du magma andésitique.

Représentant le plus volumineux ensemble volcanique acide de la planète (250 000 km^3), les ignimbrites rhyolitiques tertiaires de la **Sierra Madre Occidental du Mexique** constituent plusieurs complexes dont les caractéristiques géochimiques évoluent dans le temps et l'espace depuis des séries calco-alcalines précoces bien représentées à l'Ouest, jusqu'à des séries alcalines plus tardives surtout cantonnées à l'Est (Cameron *et al.*, 1980 b ; Gunderson *et al.*, 1986 ; Magonthier, 1988). La genèse des ignimbrites calco-alcalines, **faiblement peralumineuses** (1 à 2 % de corindon normatif), du secteur de Chihuahua est interprétée selon un modèle de **cristallisation fractionnée à basse pression**, s'exerçant sur un magma andésitique d'origine mantellique, par extraction du plagioclase, des oxydes ferro-titanés, des pyroxènes et/ou de l'amphibole (Cameron *et al.*, 1980 a ; Bagby *et al.*, 1981 ; Cameron et Hanson, 1982); les données isotopiques du strontium n'indiquent a priori aucune contamination du magma par la croûte continentale (Lanphere *et al.*, 1980). Bien qu'un tel mécanisme soit théoriquement possible (il faut rappeler que ce mécanisme intervient dans la production des laves acides calco-alcalines de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail), la genèse des ignimbrites selon ce processus unique se heurte, de l'aveu même des auteurs (*cf.* Cameron *et al.*, 1980 a ; Cameron et Hanson, 1982), à deux écueils majeurs, d'ordre non géochimique : le premier concerne les **propriétés physiques des magmas acides** peu propices au déroulement d'un processus de cristallisation fractionnée, surtout selon une telle ampleur ; le second est relatif au **volume des émissions ignimbritiques** : sachant que ces termes représentent au maximum 20 % de la masse initiale de magma basique, c'est un complexe de plus de 4 km d'épaisseur, composé de cumulats gabbroïques, anorthosites et diorites, qu'il faudrait ajouter à la croûte pour produire les nappes ignimbritiques puissantes de 1 km en moyenne! Or, les données géophysiques ne permettent nullement de corroborer une telle hypothèse.

b/ fusion partielle de matériaux crustaux

Le bien-fondé d'une telle origine s'appuie sur une simple constatation : la présence systématique d'**une croûte continentale**, épaisse ou non, dont le rôle paraît prépondérant lorsque de volumineuses ignimbrites calco-alcalines et des magmas andésitiques coexistent dans une même province (Coulon et Thorpe, 1981). C'est alors **l'injection de ces magmas d'origine mantellique qui provoque le déclenchement des fusions crustales.** Bien entendu, les ignimbrites qui naissent selon ce processus présentent des caractéristiques pétrographiques et géochimiques qui reflètent la **nature de la souche** impliquée par la fusion partielle.

Parmi les nombreux exemples d'ignimbrites récentes à actuelles produites par fusion crustale, nous en citerons quatre : les ignimbrites de Macusani au Pérou, les ignimbrites de Sardaigne, les ignimbrites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande, enfin celles associées à l'évolution de la caldera de Cerro Galan en Argentine.

i) les ignimbrites de Macusani au Pérou

Les ignimbrites mio-pliocènes de Macusani au Pérou(Noble *et al.*, 1984 ; Herrera *et al.*, 1984 ; Pichavant *et al.*, 1988 a et b), dérivent clairement de la **fusion crustale de matériaux pélitiques.** Ces roches acides (SiO_2 : 72 à 76 %), fortement peralumineuses (3 à 5 % de corindon normatif), renferment des phénocristaux de muscovite, andalousite et

sillimanite. Elles sont enrichies en éléments volatils (F, Li, B), en certains éléments traces (Rb, Cs, Th, U) et possèdent des valeurs $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ très élevées (0,7226 et 0,7258). Toutes ces caractéristiques permettent de rapprocher les magmas acides ayant donné naissance aux "macusanites", de ceux produisant les granites à deux micas de type S.

ii) les ignimbrites de Sardaigne

Etroitement associées à des laves andésitiques calco-alcalines, les ignimbrites cénozoïques du Nord-Ouest de la Sardaigne (Coulon, 1977 ; Coulon *et al.*, 1978) possèdent une composition dacitique à rhyolitique. Elles ont subi un mécanisme de cristallisation fractionnée dominé par les plagioclases (*cf.* variations de Sr en fonction de Ca et anomalies négatives en europium) et à moindre mesure par la sanidine et les minéraux accessoires. Leurs profils de terres rares se caractérisent par un enrichissement marqué en terres rares légères et une absence de fractionnement des terres rares lourdes (fig.126). Plusieurs arguments - dont celui de l'important déséquilibre volumétrique entre ignimbrites et laves calco-alcalines - amènent à rejeter l'hypothèse de l'origine des ignimbrites par le seul mécanisme de fractionnement appliqué aux liquides basiques. En revanche, les calculs pétrogénétiques basés sur les teneurs en éléments-traces et terres rares sont compatibles avec un **processus de fusion partielle de roches de composition granitique à tonalitique**, termes largement représentés dans le socle varisque sarde. Les températures de cristallisation des ignimbrites, estimées à 910-1070°C pour une pression d'eau de 5Kb, impliquent une surélévation locale de la température de la croûte probablement liée à l'injection des magmas andésitiques.

iii) les ignimbrites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande

Troisième exemple de complexe ignimbritique interprété comme dérivant de la fusion partielle de matériaux crustaux (Ewart et Stipp, 1968 ; Ewart *et al.*, 1977 ; Cole, 1981, 1982, 1984 ; Reid, 1983), celui occupant la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande revêt un **intérêt majeur** en raison, non seulement, des **convergences pétrographiques et géochimiques** existant entre les termes acides récents et ceux du Cambrien du Maine, mais également des similitudes entre le **contexte structural** dans lequel s'exprime le volcanisme néo-zélandais et celui du Maine (*cf.* 3ème partie).

Les volcanites acides (ignimbrites, rhyolites, pyroclastites) constituent plus de **97 %** de l'ensemble des volcanites de la zone de Taupo, le reste, soit moins de 3 %, étant représenté par les autres laves de la série calco-alcaline (basaltes < 0,1 % ; andésites < 2,5 %, dacites < 0,1 %). En dépit des difficultés inhérentes à ce genre d'estimation, cette répartition volumétrique est **comparable à celle des volcanites de la province du Maine.**

Les rhyolites et les ignimbrites de la zone de Taupo sont porphyriques (plagioclase + magnétite ± hypersthène ± amphibole ± biotite ± minéraux accessoires) et totalement dépourvues de phénocristaux de cordiérite et de grenat. Leurs compositions chimiques globales très voisines (tabl.16) et relativement homogènes d'un secteur à l'autre sur de longues périodes (10 ka) indiquent que ces liquides acides sont extraits de chambres magmatiques **dépourvues de nettes zonations géochimiques** (Dunbar *et al.*, 1989). Selon la plupart des auteurs, ignimbrites et rhyolites dériveraient de la **fusion partielle de sédiments grauwackeux**, d'âge mésozoïque à cénozoïque, constituant le soubassement de la zone volcanique. Ces sédiments turbiditiques, de faciès profond, se composent de grauwackes, contenant souvent une forte composante volcanogène, et d'intercalations d'argilites. En s'appuyant sur les compositions chimiques (majeurs, traces, terres rares) des volcanites acides, des laves basiques à intermédiaires associées et des sédiments grauwackeux, Reid (1983) a pu montrer que les processus de cristallisation fractionnée intéressant soit des liquides basaltiques de type HAB, soit des liquides andésitiques, ne pouvaient en aucun cas rendre compte de l'ensemble des caractères géochimiques des magmas acides. En revanche, un **modèle de fusion partielle non modale** (≈ 35 % de taux de fusion), s'appliquant sur un **assemblage granulitique**

(plagioclase + quartz + clinopyroxène + orthopyroxène + biotite + magnétite + cordiérite) de composition chimique globale identique à celle des **grauwackes**, fournit un liquide qui reproduit les spectres de terres rares des volcanites acides tout en respectant leurs concentrations en éléments-traces. Le faible fractionnement des terres rares lourdes (fig.126) suggère l'absence de grenat ou d'amphibole dans le résidu de fusion. Même si des preuves irréfutables ne peuvent être tirées des rapports isotopiques initiaux du strontium, les données obtenues sur les isotopes de l'oxygène sont parfaitement compatibles avec un tel modèle (Blattner et Reid, 1982).

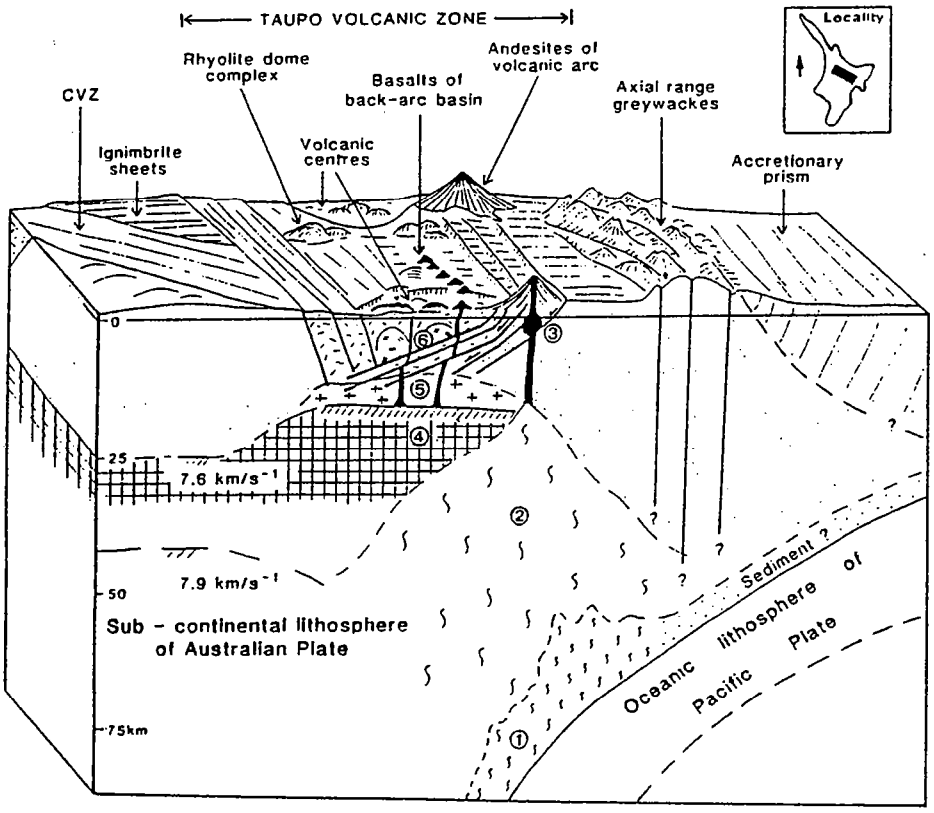


Fig. 129 : Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande (d'après Cole, 1990).

1 : déshydratation de la lithosphère océanique et migration des fluides dans le manteau sus-jacent ;
2 : fusion partielle du manteau lithosphérique produisant les basaltes tholéiitiques à quartz normatif ;
3 : fractionnement produisant les andésites ;
4 : genèse des basaltes riches en alumine par fusion partielle de la péridotite située au toit du manteau ;
5 : fusion partielle des termes volcaniques et plutoniques appartenant à l'extrémité sud de la zone de Coromandel (CVZ) : production des magmas acides rhyolitiques;
6 : réservoirs superficiels de magma rhyolitique alimentant les éruptions ignimbritiques, les dômes rhyolitiques et les projections acides.

Bien que fondé sur des données analytiques nombreuses et variées, le modèle élaboré par Reid (1983) **n'a pu être corroboré par les récentes expériences de fusion partielle** (Conrad et al., 1988), réalisées sur **deux types de matériaux crustaux** à chimisme intermédiaire ($SiO_2 \approx 65$ %) : - l'un de **nature grauwackeuse** dont la composition chimique globale est identique à celle, en moyenne, des sédiments de la croûte supérieure de Nouvelle-Zélande ; - l'autre représenté par une **dacite** de la zone de Taupo, dont la composition chimique globale est susceptible de refléter la nature de la croûte inférieure. La différence essentielle entre ces deux catégories de sources potentielles des magmas acides porte

sur le caractère **peralumineux**, de type S, de la grauwacke (corindon normatif = 2,8 %) par opposition au tempérament **métalumineux**, de type I, de la dacite (diopside normatif = 3,3 %). Les ignimbrites et les rhyolites de la zone de Taupo correspondent à des magmas acides de **type I** ; leurs teneurs en diopside normatif se situent, en moyenne, entre 0,2 et 0,4 %, tandis que leurs teneurs maximales en corindon normatif n'excèdent jamais 1,4 %, soit un chiffre légèrement supérieur à 1 %, limite admise par Chappell et White (1974) pour distinguer les granites de type I de ceux de type S. Compte-tenu des conditions expérimentales (P_{totale} = 10 Kb, T variant de 675 à 975°C, large gamme de pressions de fluides), les résultats révèlent que les magmas acides de la zone de Taupo tirent leur origine soit dans la **fusion partielle d'une croûte inférieure composée de matériaux riches en diopside normatif** (*cf.* dacite), soit dans le **fractionnement de magmas basiques ou intermédiaires de type arc**. Quel que soit le mécanisme retenu, l'intervention ultérieure d'une contamination des magmas par la croûte supérieure demeure possible. Ces résultats réfutent donc l'hypothèse de la genèse des magmas acides de la zone de Taupo par le seul processus de la fusion partielle d'une pile sédimentaire composée de grauwackes et d'argilites.

Il faut mentionner que dans l'expérience de la fusion des grauwackes, et ce dans une large gamme de températures et de pressions de fluides, les liquides acides obtenus sont en équilibre avec des phases résiduelles alumineuses comme la cordiérite, le grenat et la gédrite. En revanche, de telles phases sont absentes des liquides provenant de la fusion partielle d'un matériel dacitique (Conrad *et al.*, *op. cit.*).

Faisant référence à ces travaux expérimentaux, Cole (1990) admet aujourd'hui que les magmas rhyolitiques de la zone volcanique de Taupo pourraient dériver de la **fusion partielle d'un complexe volcano-plutonique** correspondant à une ancienne structure de type arc dont les témoins existent au Nord-Ouest de la zone de Taupo (zone volcanique de Coromandel) et qui semblent se prolonger sous cette dernière (fig.129).

iv) les ignimbrites de la caldera de Cerro Galan en Argentine

Quatrième et dernier exemple de complexe ignimbritique tirant son origine de la fusion partielle d'une souche crustale, celui associé à l'évolution de la caldera résurgente de Cerro Galan (Nord-Ouest de l'Argentine) présente un grand intérêt car les travaux consacrés à sa pétrogenèse, et à l'inverse de beaucoup d'autres, s'appuient sur de **très nombreuses données analytiques** parmi lesquelles figurent celles des isotopes du strontium, de l'oxygène, du néodyme et du plomb (Sparks *et al.*, 1985 ; Francis *et al.*, 1989).

Accompagnés d'épanchements basaltiques et andésitiques, les éruptions ignimbritiques d'âge pliocène du Cerro Galan rejettent de très puissantes nappes, partiellement à **fortement soudées**, qui débordent largement de la caldera et dont le volume global excède 1000 km^3. Les ignimbrites sont très **porphyriques** (40 à 55 % de phénocristaux de plagioclase + biotite + quartz + magnétite + ilménite ± sanidine ± accessoires), pauvres en fragments lithiques, et recèlent quelques xénocristaux de quartz (grains polycristallins à extinction roulante) et des agrégats de biotites interprétés comme des éléments de socle de nature schisteuse. De composition globalement dacitique (SiO_2 = 66 à 69 %), les ignimbrites présentent de faibles variations des concentrations en éléments majeurs et traces, compatibles avec leur extraction d'une chambre magmatique, **peu ou non zonée**, dans laquelle les processus de cristallisation fractionnée demeurent **limités**. En conformité avec les données de la géochimie isotopique, l'origine de ces magmas acides est recherchée dans la **fusion partielle d'une souche infra-crustale**, composée en partie de matériaux d'âge protérozoïque, sous l'effet de l'**injection de magmas basiques mantelliques** (*cf.* laves basaltiques et andésitiques associées aux volcanites acides). Il est important de souligner que les magmas acides acquièrent leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques au sein de **leur région source profonde** et non pas dans les réservoirs superficiels situés sous les calderas ; ceci concerne en particulier les processus de cristallisation qui s'accomplissent, pour l'essentiel, dans le lieu de genèse du bain silicaté.

c/ mécanisme d'assimilation crustale et de cristallisation fractionnée

Entre le processus du "tout mantellique" et celui du "tout crustal", s'inscrit un processus mixte de genèse des ignimbrites faisant appel, à degré variable, aux phénomènes d'**assimilation crustale** et de **cristallisation fractionnée**. Précédemment évoqué pour l'origine des dacites à grenat de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, ce type d'évolution étayé par des données géochimiques et isotopiques a servi à expliquer l'origine des magmas acides du complexe de Woods Mountains en Californie (Musselwhite *et al.*, 1989). En raison du fort contraste de composition isotopique entre les volcanites acides d'âge miocène et leur encaissant constitué de matériaux d'âges précambrien à mésozoïque, il est possible de démontrer que les volcanites acides ne peuvent dériver directement de la fusion partielle de la croûte continentale (*cf.* valeurs trop élevées de leur εNd), pas plus qu'elles ne dérivent d'un simple mécanisme de cristallisation fractionnée, agissant en système clos à partir de magmas basiques d'origine mantellique (*cf.* valeurs non compatibles des rapports isotopiques du strontium entre les volcanites acides et les présumés basaltes parentaux). Les données géochimiques confirmant l'importance accordée au rôle de la cristallisation fractionnée, le modèle de genèse des ignimbrites du complexe de Woods Mountains implique la **combinaison d'un processus de cristallisation fractionnée** appliqué sur un liquide basaltique d'origine mantellique, accompagné de **l'assimilation de matériaux crustaux** dont la masse est estimée entre 10 et 40 %. Compte-tenu des fortes températures nécessaires à son bon déroulement, le processus d'assimilation intervient surtout en domaine infra-crustal, tandis que les mécanismes de fractionnement se cantonnent au sein de chambres magmatiques superficielles situées sous les calderas.

Enfin, toujours selon Musselwhite et collaborateurs (1989), ce modèle d'évolution couplant assimilation et cristallisation fractionnée s'adresse en priorité à la genèse des magmas acides alcalins, mis en place en domaine continental. Rien n'interdit cependant à ce qu'un tel mécanisme intervienne dans la genèse des volcanites calco-alcalines, mais les preuves ne peuvent être apportées que si un net contraste isotopique existe entre le magma et les roches encaissantes.

En conclusion à cette revue des travaux consacrés à la genèse de quelques grands complexes ignimbritiques récents et actuels, il faut souligner qu'à l'exception des ignimbrites fortement peralumineuses de Macusani au Pérou qui proviennent indiscutablement de la fusion partielle d'une souche crustale à dominante pélitique, l'origine de nombreux autres complexes demeure encore controversée, faute souvent de données isotopiques nombreuses et variées. Si les auteurs, dans leur grande majorité, accordent à la croûte un rôle décisif dans la genèse des volumineuses ignimbrites émises en domaine continental, les débats tournent autour de **la nature de la souche impliquée par la fusion** (croûte inférieure ou supérieure, croûte homogène ou hétérogène) et sur les **modifications de cette souche par l'injection d'une certaine quantité de magma d'origine mantellique**. Le problème semble d'autant plus ardu que dans le cas d'une croûte de composition mixte, **volcano-sédimentaire**, en fonction du volume et de la nature de la fraction volcanogène, les magmas produits pourront posséder des caractéristiques bien différentes et évoluer, en particulier, d'un tempérament **crustal** bien affirmé (ignimbrites de type S) à un tempérament nettement **igné** (ignimbrites de type I) (*cf.* genèse des magmas ignimbritiques de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande).

2.- recherche de l'origine des magmas ignimbritiques du Maine

Contrairement à de nombreux exemples d'ignimbrites récentes à actuelles (Lipman, 1967 ; Smith, 1979 ; Fisher et Schmincke, 1978, 1984 ; Hildreth, 1981), les ignimbrites cambriennes du Maine ne montrent pas **de variations significatives de leur composition minéralogique et chimique**, ceci au sein d'un même ensemble de nappes.

Bien au contraire, les puissantes nappes occupant les grandes calderas du Maine sont presque toujours très porphyriques (> 30 % de phénocristaux) et composées d'un assemblage constant de cristaux de quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite, minéraux accessoires (zircon, apatite, opaques) auxquels s'ajoutent çà et là quelques cristaux de grenat et cordiérite. En outre, exception faite des variations liées à une mobilité d'origine secondaire (post-magmatique), les analyses réalisées à différents niveaux d'un même empilement de nappes soulignent **leur grande homogénéité chimique** (*cf.* par exemple les cinq analyses des volcanites acides de la cluse du ruisseau des Doucelles dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, tabl.7). En revanche, des variations géochimiques, mais d'amplitude modeste, peuvent se constater entre les diverses expressions d'un magmatisme acide appartenant à une même structure, comme par exemple entre les rhyolites hypovolcaniques et les nappes ignimbritiques aériennes de la vallée de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois (*cf.* Ch.III).

Ces remarques impliquent que les ignimbrites du Maine ne tirent pas leur source de réservoirs magmatiques affectés d'une nette **zonation géochimique**. L'origine d'une telle zonation, développée surtout au sein de petits réservoirs alcalins à hyperalcalins (ignimbrites phonolitiques de l'Eifel par exemple ; Wörner et Schmincke, 1984), demeure controversée : intervention ou non d'un mécanisme de cristallisation fractionnée couplé à des phénomènes de différenciation magmatique à l'état liquide de type "thermo-gravitationnel" (Hildreth, 1979) (*cf.* discussion à propos de la genèse des laves acides du Maine). L'absence de zonation géochimique bien marquée n'est pas un caractère spécifique aux chambres magmatiques alimentant les ignimbrites du Maine, mais intéresse également de **grands systèmes éruptifs**, tel celui associé à la caldera du Cerro Galan en Argentine (Francis *et al.*, 1989) dont l'énorme volume d'ignimbrites expulsé sur une période d'au moins 5 Ma présente une composition uniforme acquise très précocement dans la région source du magma (*cf.* modèles de genèse des ignimbrites récentes et actuelles). De même, les chambres magmatiques situées sous deux calderas de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande ont délivré durant des périodes d'environ 10.000 ans des magmas acides qui, hormis des variations mineures de concentration de certains éléments liées à des processus de fractionnement, se caractérisent par **leur grande homogénéité géochimique** (Dunbar *et al.*, 1989). Selon les auteurs de cette étude, plusieurs causes peuvent expliquer l'absence de zonation chimique des chambres magmatiques : - phénomènes de convection dans la chambre magmatique inhibant l'apparition de tout gradient chimique ; - temps de stockage du magma dans la chambre trop bref pour permettre aux processus de zonation géochimique de s'exprimer ; les crises éruptives sont séparées d'une durée d'environ 12.000 ans, laps de temps nécessaire à la recharge du réservoir magmatique.

En dépit de leur homogénéité apparente, les magmas ignimbritiques du Maine présentent des **variations**, toujours minimes, des concentrations de certains éléments majeurs et traces qui indiquent l'intervention d'un processus de **différenciation par cristallisation fractionnée**. A titre d'exemple, les facteurs de variation d'éléments en traces tels Th, La, Y, éléments peu sujets à des phénomènes de remobilisation post-magmatique, s'échelonnent entre 2,7 et 3, soit des valeurs sensiblement identiques à celles relevées chez les ignimbrites du Cerro Galan pour lesquelles les taux de cristallisation fractionnée, qualifiés de faibles, sont largement **inférieurs à 30 %** (Francis *et al.*, 1989). Parmi les minéraux concernés par le mécanisme de cristallisation fractionnée figurent, à l'évidence, **les plagioclases** dont la séparation s'accompagne d'une baisse des concentrations en CaO, Al_2O_3 et Sr au cours de l'augmentation du degré d'acidité des ignimbrites de 69 à 80 % (fig.106). Conjointement, sur les profils de terres rares s'observe une accentuation de l'anomalie négative en europium (fig.125). Hormis les plagioclases, le fractionnement de la biotite et surtout des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite et l'ilménite, pourrait rendre compte des diminutions de concentration en FeT, Ti, Nb, Th, Zr et Y (fig.115). Ces mécanismes de cristallisation fractionnée à basse pression évoquent ceux régissant l'évolution des laves acides du Maine. Cependant, dans le cas des ignimbrites, ces mécanismes paraissent d'**ampleur plus limitée** comme on peut le constater à l'examen des concentrations en terres rares (fig.128) qui, à l'exception de celles en europium, ne diminuent pas de façon claire en fonction du degré de différenciation de l'ignimbrite, contrairement à ce qui était observé chez les laves.

Bien que les ignimbrites suivent une évolution géochimique sensiblement identique à celle des laves acides du Maine, il apparaît fort improbable qu'elles tirent leur source d'un **simple mécanisme de cristallisation fractionnée s'exerçant sur un magma andésitique d'origine mantellique.** Au contraire, et en dépit de l'absence de données de la géochimie isotopique, plusieurs arguments d'ordre pétrographique, géochimique et plus largement géologique, militent en faveur de **la genèse des ignimbrites du Maine sous l'effet d'un processus de fusion crustale :**

- **caractère peralumineux du magma ignimbritique** ; les pourcentages moyens en corindon normatif, difficiles à estimer en raison de la mobilité des alcalins et du calcium, paraissent s'établir entre 2 et 3 % (*cf.* fig.109) ;

- considérable **déséquilibre** entre le **volume des ignimbrites** et **des pyroclastites acides** associées (plus de 90 % du volume global des volcanites cambriennes du Maine) et celui des **laves de la série calco-alcaline**, sachant en outre que chez ces dernières, les termes les plus différenciés (laves rhyolitiques) sont de loin les moins volumineux ;

- dans l'hypothèse où les ignimbrites représentent des produits de fin de différenciation des magmas andésitiques, un **énorme résidu de matériaux basiques à ultra-basiques** devrait se constituer, or, mis à part les petits stocks gabbroïques associés au plutonisme cadomien de la Mancellia (*cf.* massifs de Brée et d'Ernée ; Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987), rien ne permet d'en soupçonner l'existence : absence d'enclaves dans les ignimbrites ; défaut d'anomalie géophysique lourde centrée sur la province du Maine ;

- occurrence fréquente de cristaux de **cordiérite** et de **grenat** dans la minéralogie des ignimbrites et des rhyolites vitreuses indiquant une **participation crustale** à la genèse de ces roches ;

- **homogénéité minéralogique et géochimique**, dans le temps et dans l'espace, des nappes ignimbritiques du Maine, peu compatible avec l'intervention d'un même mécanisme de cristallisation fractionnée se déroulant au sein de plusieurs chambres magmatiques, ceci à des périodes différentes ;

- enfin, un dernier argument qui sera développé ultérieurement concerne les **similitudes pétrographiques et géochimiques entre les ignimbrites cambriennes du Maine et les granodiorites cadomiennes de la Mancellia dont l'origine crustale est bien affirmée** (Autran *et al.*, 1983; Graviou, 1984; Georget, 1986).

Dans l'hypothèse retenue de la genèse des magmas ignimbritiques du Maine par un mécanisme de **fusion crustale**, deux points importants méritent d'être abordés qui concernent : a/ les **facteurs initiateurs de l'anatexie** et b/ **la nature de la souche impliquée par la fusion.**

a/ facteurs initiateurs de l'anatexie

L'étroite association, dans le temps et dans l'espace, entre laves andésitiques calco-alcalines et volumineuses nappes ignimbritiques, constatée dans de nombreuses provinces volcaniques (Andes, Sardaigne, Nouvelle-Zélande...), suggère que des rapports actifs relient les deux types de magmatisme. Cette interaction est particulièrement évidente dans la province cénozoïque de Sardaigne où les ignimbrites sont exclusivement cantonnées dans les secteurs de l'île affectés par des éruptions andésitiques (Coulon, 1977). Dans la province cambrienne du Maine, les **venues andésitiques** se concentrent également de façon plus spécifique au niveau des **deux grandes calderas** d'Assé-le-Boisne - Pail et d'Ecouves, caractérisées par le

volume important de leurs émissions ignimbritiques. De telles observations conduisent à admettre que c'est **l'injection répétée des magmas andésitiques en base de croûte** qui, en élevant le flux de chaleur, **engendre des fusions locales responsables de la genèse des ignimbrites.** Ainsi que nous l'avons souligné dans la revue des travaux consacrés à la genèse des ignimbrites récentes et actuelles, ce modèle, étayé par des données pétrographiques et géochimiques, a permis d'expliquer l'origine de certaines ignimbrites comme celles de Sardaigne, de Nouvelle-Zélande (zone de Taupo) ou d'Argentine (Cerro Galan).

Remarquons en outre, qu'en plus de leur action sur le développement de fusions en base de croûte, les magmas andésitiques, en s'élevant vers la surface, peuvent s'introduire dans les chambres superficielles où stagnent les magmas ignimbritiques. L'injection de ces magmas chauds à la base d'un réservoir de magma acide déclenche **une réaction en chaîne** qui aboutit le plus souvent à une **éruption explosive paroxysmale**, et dont les phases principales, énumérées ci-après, ont été décrites par Sparks *et al.* (1977). En étant surchauffé, le magma acide situé à la base de la chambre devient moins dense que celui qui le surmonte ; il en résulte un déséquilibre à l'origine du développement de vigoureux courants de convection dans la chambre. Entraîné par ces mouvements, une partie du magma acide surchauffé subit une décompression et se vésicularise. Ce phénomène, couplé à celui de l'injection de magma basique, provoque une augmentation brutale de la pression exercée par le magma acide sur les parois de la chambre. Cette surpression est suffisante au déclenchement de l'éruption explosive.

Dans le Maine, quelques arguments plaident en faveur du déclenchement de certaines éruptions paroxysmales selon un tel scénario :

- les éruptions cataclysmiques ignimbritiques sont souvent **précédées de l'émission de laves andésitiques** : exemples de la caldera d'Ecouves avec les andésites basaltiques du forage du Bois de Goult et de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (andésites du cycle V3 de la cluse de la Sarthe et du Merdereau) ;

- des phénomènes de **mélange imparfait** entre magmas andésitique et rhyolitique s'observent parfois : exemple des brèches andésitiques chargées de flammèches ponceuses acides (rive droite de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois) ou d'ignimbrites riches en fragments de verre chloriteux et laves andésitiques (rive gauche de la Sarthe ; Sud de Saint-Léonard-des-Bois).

Hormis les phénomènes de mélange de magma, **le déclenchement des éruptions volcaniques du Maine** répond certainement à d'autres facteurs, parmi lesquels figure en premier lieu **le facteur tectonique** qui, en contrôlant le jeu de certaines failles, favorise directement la montée du magma (*cf.* rôle des failles normales N 20°E guidant le graben du Maine, fig.102).

b/ nature de la souche impliquée par la fusion

Si, comme supposée, la genèse des ignimbrites du Maine s'effectue selon un mécanisme d'anatexie crustale, la nature de la souche impliquée par la fusion peut être cernée grâce aux caractéristiques pétrographiques et géochimiques du magmatisme acide et tout particulièrement de ses concentrations en éléments traces et terres rares (*cf.* Cameron et Hanson, 1982). Sans développer ici des calculs théoriques de fusion portant sur des substrats de nature variée, il apparaît plus judicieux de remonter à cette source par le biais d'exemples de fusion intéressant des substrats bien identifiés et qui conduisent à l'obtention de magmas acides dont la composition minéralogique et chimique est proche de celle des ignimbrites du Maine. C'est le cas du **volcanisme acide de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande** et, plus localement, du **plutonisme granodioritique de la Mancellia.**

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
SiO2	74,78	69,84	68,97	73,85	69,11	69,14	73,01	70,40	69,11
Al2O3	13,72	14,28	14,16	13,55	14,82	15,02	13,76	14,40	15,35
Fe2O3	2,54	3,59	3,71	1,85	4,00	3,64	2,50	3,17	3,77
MnO	0,04	0,03	0,06	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05
MgO	0,54	1,02	0,71	0,30	1,18	1,15	0,62	1,20	1,42
CaO	0,51	0,80	0,61	1,53	1,92	2,20	1,21	1,10	1,29
Na2O	3,67	3,27	1,92	3,71	3,46	3,51	3,44	2,45	3,41
K2O	3,83	4,39	5,39	3,60	3,92	3,50	4,03	4,15	3,57
TiO2	0,26	0,48	0,40	0,23	0,61	0,51	0,32	0,60	0,54
P2O5	0,11	0,22	tr	0,05	0,20	0,16	0,11	0,17	0,21
PF		1,83	2,71			1,26	0,60	1,70	
Total		99,75	99,64			100,13	99,94	99,37	
Ba	587	599	959	961	697	465	417	704	642
Co		5	1,8					5,5	
Cr	12	30	9	2,2		29	21	46	
Hf	5,6	4,93	6,72	4,6		8	7	7,12	
Nb	6,8	<5	9	5	10	7	6		13
Ni	5,4	9,5	5,5		8	7	3	12	18
Rb	140	170	153	124	151	131	145	181	129
Sc	7,1	7	9	4,5		13	6	10,6	
Sr	91,5	110	70	119	119	121	84	86	155
Ta	0,89	0,82	0,9					1,23	
Th	8,6	12,3	14,3	11,4	8	10	6	14,1	10
U	3,8	3,88	3,73	2,48		3	4	4	
V	17	42	25	13	49	56	31		61
Y	30	44,86	19	21	33	38	38		32
Zr	140	173	233	142	187	173	117	256	230
La	16,8	28,34	8,49	23,6	20	21	7	35,7	20
Ce	38,84	59,1	25,1	46,4	47	50	41	71,8	51
Nd	17,2	26,82	9,45	23,6	22	23	16	33,7	24
Sm	4,98	7,26	3,03	5,6				7,41	
Eu	0,67	1,16	0,62	1,2				0,98	
Gd	4,8	7,02	2,9	5,8				7	
Tb				0,87				0,92	
Dy	5,24	6,64	3,48	5,5					
Er	2,86	3,51	2,11	3,3					
Yb	2,86	3,72	2,16	3,1				2,97	
Lu	0,49	0,57	0,56					0,48	
Eu/Eu*	0,38	0,5	0,64	0,76				0,42	
Σ REE	95	144	58	119				180	
Th/U	2,26	3,2	3,8	4,6		3,3	1,5	3,5	
Th/Ta	9,7	15	15,9					11,1	
Zr/Hf	25	35	34,7	31		21,6	16,7	36	

Tabl. 22 : Comparaison des compositions chimiques (majeurs, traces, terres rares) des volcanites acides du Maine (A: moyenne des ignimbrites et rhyolites "vitreuses"; B: rhyolite de Sillé-le-Guillaume; C: ignimbrite de Rouperroux) **avec : 1/ la composition chimique moyenne des ignimbrites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande** (D: d'après les données d'Ewart *et al.*, 1968; Ewart et Stipp, 1968; Cole, 1981; Reid, 1983); **2/ les compositions chimiques des granodiorites de la Mancellia** (E: moyenne des granodiorites de la mancellia; F et G: granitoïdes d'Alexain - Deux-Evailles - Izé; d'après Brown et D'Lemos, 1991; H: granitoïde de Fougères; d'après Autran *et al.*, 1983); **et 3/ la composition chimique moyenne des diatexites de Saint-Malo** (I: d'après Brown et D'Lemos, 1991).

*** comparaison entre la source des magmas acides de Nouvelle-Zélande et celle des ignimbrites du Maine**

En raison de leurs analogies tant sur le plan minéralogique que géochimique (tabl.16 et 22), les ignimbrites du Maine doivent dériver de la fusion partielle d'une source voisine de celle des volcanites acides de Nouvelle-Zélande, à savoir une **pile sédimentaire constituée d'un mélange de grauwackes et d'argilites** (Reid, 1983). Cependant, l'absence de cristaux de grenat et de cordiérite dans les ignimbrites de Nouvelle-Zélande, couplée à leur caractère magmatique de type I, indiquent que, contrairement à celle des magmas acides du Maine, la source des magmas néo-zélandais possède une empreinte "ignée" prédominante (source de nature volcano-sédimentaire ?). Ceci rejoint les critiques formulées à l'encontre du modèle de Reid par Conrad et collaborateurs (1988) dont les expériences de fusion partielle réalisées sur des grauwackes de composition chimique analogue à celle de la moyenne des sédiments de la croûte supérieure de Nouvelle-Zélande (SiO_2: 65 % ; corindon normatif: 2,8 %), ont conduit à l'obtention de liquides acides peralumineux en équilibre, dans les conditions d'un métamorphisme de faciès amphibolitique à granulitique, avec des phases résiduelles alumineuses comme la cordiérite, le grenat, la biotite et l'amphibole. Si ces expériences rejettent le modèle de genèse des magmas acides de Nouvelle-Zélande par fusion partielle d'une série à dominante sédimentaire silto-grauwackeuse, elles peuvent, en revanche, **parfaitement s'appliquer à l'origine des magmas acides du Maine.**

*** une source commune pour les magmas granodioritiques de la Mancellia et ceux rhyolitiques du Maine ?**

Le **batholite mancellien** se compose de nombreux plutons de taille variable dont l'ensemble dessine une vaste ellipse de 150 x 90 km, orientée E-W (Jonin, 1981) . Intrusives dans les turbidites anchizonales du Briovérien supérieur, les granodiorites sont clairement sécantes par rapport à un édifice cadomien structuré N 40 à N 60° avec cristallisation de minéraux post-schisteux dans les auréoles des massifs de Vire et d'Athis (Dissler *et al.*, 1988). Les dépôts transgressifs du Cambrien recouvrent directement ces deux derniers massifs ainsi que celui d'Izé situé en bordure du graben du Maine (fig.3). L'âge de ces intrusions tardi-cadomiennes est fixé aujourd'hui à 551 ± 28 Ma avec Io Sr = 0,7077 ± 15 (méthode Rb/Sr sur roche totale ; Graviou *et al.*, 1986) , valeur conforme à celle obtenue par la méthode U/Pb sur les monazites du massif de Vire : 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982).

Pétrographiquement, les termes composant le batholite mancellien appartiennent à plusieurs faciès (Jonin, 1973 ; 1981) dont le plus répandu, le faciès Vire, est une granodiorite gris-bleuté à quartz + feldspath potassique + plagioclase + biotite ± cordiérite ± muscovite ± minéraux accessoires. Outre les enclaves de cornéennes arrachées à l'encaissant des massifs, les enclaves les plus nombreuses relèvent de trois types (Autran *et al.*, 1983) : - **enclaves microgrenues sombres**, à texture doléritique, et de composition dioritique à gabbroïque, interprétées comme des "bulles" de **magma basique** ayant cristallisé en même temps que la granodiorite mais ayant subi une certaine hybridation ; - **enclaves alumineuses surmicacées**, à bordures floues, qui, dans un fond de cordiérite et quartz, montrent une trame orientée constituée de biotite, sillimanite et parfois muscovite ; de telles enclaves représentent des **résidus de fusion de la souche métasédimentaire** ; - **enclaves monominérales** de quartz ou de sillimanite auréolée de cordiérite et spinelle vert en association symplectique. Ajoutons encore que la granodiorite d'Athis renferme de petites enclaves à **grenat** et **cordiérite** qui, selon D'Lemos *et al.* (1992), dériveraient en partie de la fusion en l'absence de fluides ("deshydration melting") des biotites contenues dans la source parentale.

Les données géochimiques recueillies sur l'ensemble des massifs mancelliens (Cocherie, 1978 ; Jonin, 1981 ; Autran *et al.*, 1983 ; Georget, 1986 ; Brown *et al.*, 1990 ; Brown et D'Lemos, 1991) permettent de définir les granodiorites comme des roches **peralumineuses de type S** (corindon normatif : **3,27 %** en moyenne), plus potassiques que sodiques et relativement riches en éléments ferro-magnésiens. Quel que soit le degré de

fractionnement de ces roches (SiO_2 varie de 65 à 73 % ; SiO_2 moyen ≈ 69 %), leurs spectres de terres rares sont semblables. Ils se caractérisent par un fractionnement plus accusé des terres rares légères que des lourdes (La/Sm : 4,8 à 5,2, Gd/Yb : 2 à 2,3) et par une anomalie négative en europium bien prononcée (Eu/Eu* = 0,38 à 0,59). L'allure de ces spectres rappelle tout à fait celle des **ignimbrites et rhyolites "vitreuses" du Maine** (fig.130).

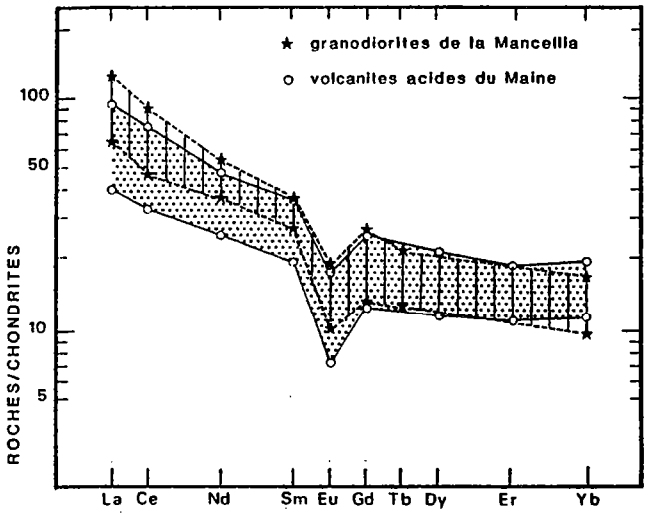


Fig. 130 :
Comparaison entre les profils de terres rares des ignimbrites du Maine et ceux des granodiorites cadomiennes de la Mancellia (la courbe enveloppe des granodiorites est tracée d'après les données de Cocherie, 1978 ; Jonin, 1981 ; Autran *et al.*, 1983).

Le modèle pétrogénétique élaboré par Georget (1986) à partir d'exemples concernant surtout des granitoïdes varisques armoricains, retient que les granodiorites à cordiérite de la Mancellia proviennent de la **fusion partielle à taux élevés** (> 60 %) de **métasédiments alumineux en faciès granulitique**, abandonnant un résidu composé pour l'essentiel de biotite, plagioclase et grenat. La présence de cordiérite implique des **pressions relativement faibles** compatibles avec des profondeurs inférieures à 25 km. Une fois produits, ces magmas acides subissent un **mécanisme de fractionnement** par le biais de la cristallisation fractionnée à des taux qui demeurent toujours **très faibles** (< 20 %). Compte-tenu des contraintes isotopiques et géochimiques, la souche soumise à la fusion partielle est supposée correspondre aux **sédiments du "Briovérien profond"** représentés ponctuellement par les micaschistes et les paragneiss de Saint-Malo. Le rejet des sédiments du Groupe supérieur du Briovérien repose essentiellement sur le fait que ces alternances silto-grauwackeuses renferment, en moyenne, des **teneurs beaucoup trop faibles en CaO** (≈ 0,28 % ; *cf.* Chantraine *et al.*, 1983) pour pouvoir être la source d'un magma granodioritique qui lui, en moyenne, contient entre 1,4 et 2 % de CaO. En outre, les taux de fusion très élevés de la source laissent prévoir l'interaction, dans la genèse des granodiorites, de **magmas basiques** (apport de chaleur nécessaire à la fusion en masse) dont l'existence est matérialisée par les nombreuses enclaves microgrenues sombres.

A la suite de ceux de Georget (1986), les travaux de l'école anglaise (Brown *et al.*, 1990 ; Brown et D'Lemos, 1991) ont permis de confirmer que les granodiorites de la Mancellia tiraient leur source de la fusion partielle, en domaine mésocrustal, de métasédiments briovériens analogues à ceux constituant la ceinture migmatitique de Saint-Malo. L'argumentation repose, d'une part, sur les étroites convergences géochimiques (majeurs, traces, terres rares, isotopes du strontium et du néodyme) existant entre les magmas granodioritiques mancelliens et les diatexites et granites d'anatexie de Saint-Malo et, d'autre part, sur le synchronisme des phénomènes d'anatexie affectant la ceinture de Saint-Malo (≈ 540 Ma ; Peucat, 1986) et le domaine mancellien. En revanche, contrairement au modèle pétrogénétique de Georget, Brown et D'Lemos (*op. cit.*) **minimisent l'influence des magmas basiques** d'origine mantellique sur **l'intensité des phénomènes anatectiques**.

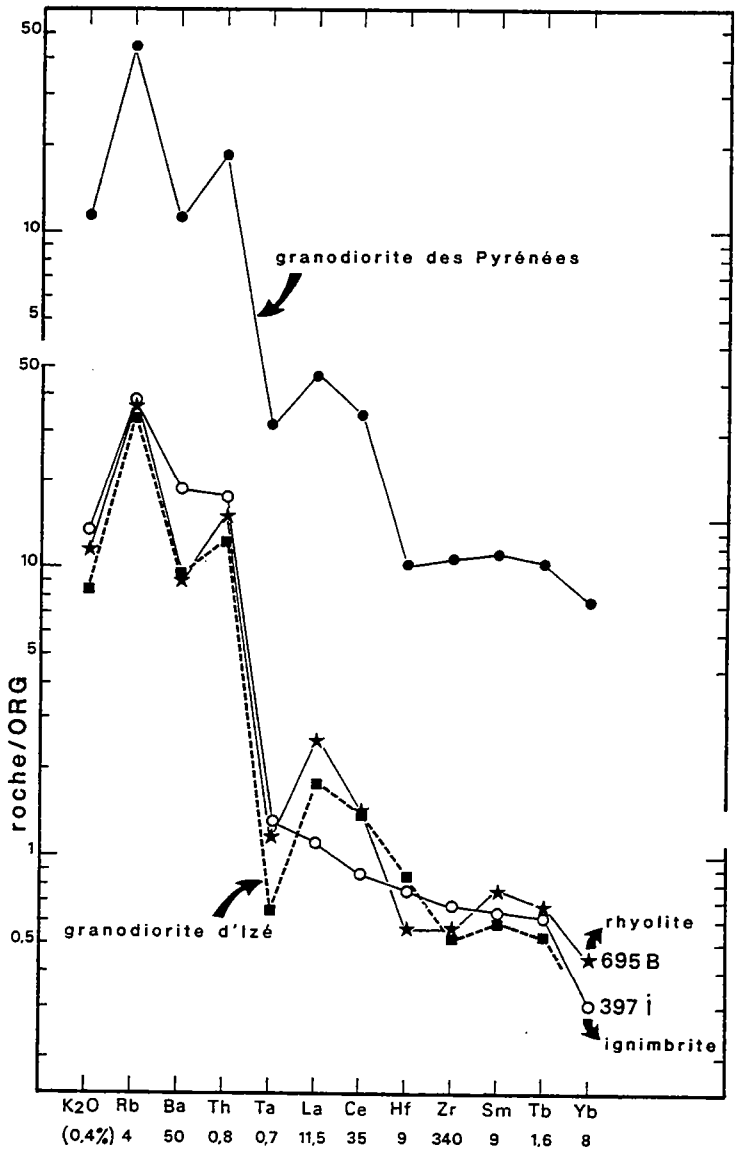


Fig. 131: Diagramme de normalisation multi-éléments par rapport aux plagiogranites (ORG = Ocean Ridge Granit ; d'après Pearce *et al.*, 1984) **pour deux volcanites acides du Maine** (une ignimbrite et une rhyolite "vitreuse") **et une granodiorite cadomienne** (massif d'Izé ; d'après Brown et D'Lemos, 1991). **Le spectre de la granodiorite des Pyrénées, donné pour comparaison, est représentatif des granites de type post-collision** (*cf.* Thiéblemont et Cabanis, 1990).

La nature de la source du plutonisme mancellien étant bien définie (séries volcano-détritiques du groupe inférieur du Briovérien), il est remarquable de constater les nombreuses **similitudes géochimiques** qui relient les **granodiorites cadomiennes** aux **volcanites acides cambriennes du Maine** et plus particulièrement à leurs termes les moins différenciés ($SiO_2 \approx 69$ -70 % ; tabl.22). Ces convergences, illustrées sur les spectres de terres rares (fig.130) et sur les profils d'éléments en traces normalisés aux granites de ride océanique ou au manteau primitif (fig.131 et 132), suggèrent que les ignimbrites du Maine sont issues de la

fusion partielle d'une source métasédimentaire analogue à celle des **granodiorites de la Mancellia**. En outre, les variations, en échelle logarithmique, des concentrations en éléments compatibles (Ni, Co) en fonction d'éléments incompatibles (Rb) (fig.133), indiquent qu'à l'image des magmas granodioritiques, les magmas ignimbritiques du Maine ont subi un mécanisme de différenciation de type **cristallisation fractionnée à des taux faibles** n'excédant pas 20 %. La seule différence notable entre les compositions chimiques des granodiorites et des volcanites acides tient dans les teneurs singulièrement **plus faibles en CaO** de ces dernières (≈ 0,51 % en moyenne). Mais, eu égard à la mobilité de cet élément, il est difficile d'en tirer parti pour retenir plus spécifiquement les sédiments silto-grauwackeux du **Briovérien supérieur** comme source potentielle des magmas ignimbritiques du Maine.

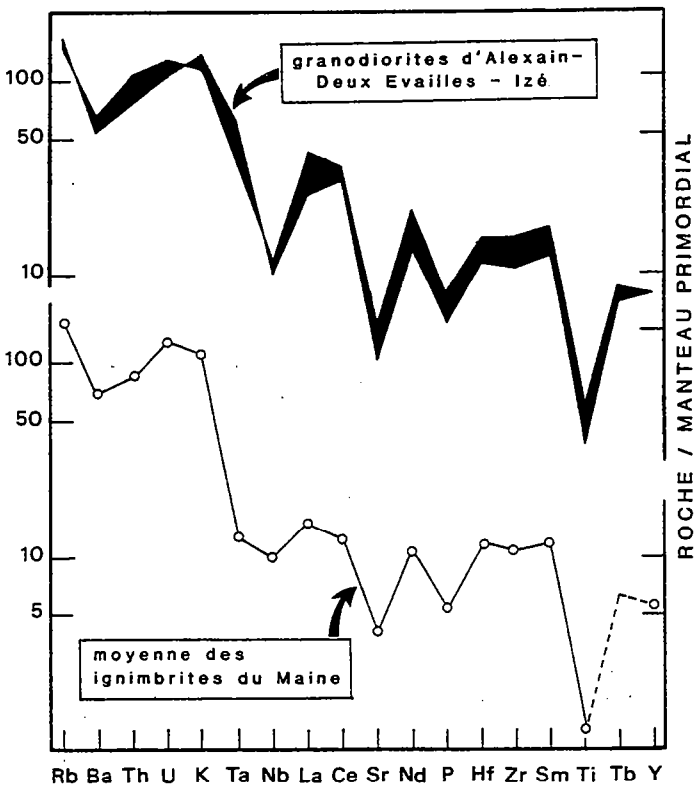


Fig. 132 : Diagramme de normalisation multi-éléments par rapport au manteau primitif (valeurs de normalisation d'après Wood, 1979) **montrant la similitude des spectres des granodiorites mancelliennes** (massifs d'Alexain - Deux Evailles et Izé ; d'après Brown et D'Lemos, 1991) **et des volcanites acides du Maine.**

Une autre démarche pour cerner la nature de cette source consiste, à la suite de Brown et D'Lemos (1991), à utiliser les diagrammes de Pearce *et al.*, (1984), conçus pour la discrimination des sites géotectoniques des granites (fig.134). A l'image des migmatites de Saint-Malo et des granitoïdes de la Mancellia, les ignimbrites et les rhyolites acides du Maine s'inscrivent dans le champ des **granites d'arc volcanique** ("VAG" = Volcanic Arc Granites). Mais, comme l'ont remarqué fort justement Brown et D'Lemos (1991), compte-tenu de la nature métasédimentaire de la source magmatique, de tels diagrammes nous renseignent en priorité sur la **provenance des matériaux constituant le protolithe sédimentaire**, plutôt que sur le site géotectonique dans lequel les magmas sont produits. En suivant ce raisonnement, il est possible d'en déduire que les ignimbrites du Maine, tout comme les granodiorites de la Mancellia, proviennent de la fusion partielle de sédiments qui tirent leur origine du **démantèlement d'une structure d'arc volcanique**. Or, précisément, la reconstitution géodynamique de l'évolution cadomienne, telle qu'elle est présentée en conclusion de ce travail (*cf.* 3ème partie), révèle que les séries volcano-détritiques du Groupe inférieur du Briovérien, tirent effectivement une partie de leur source du démantèlement d'édifices de type arc insulaire (arc interne de Coutances par exemple). Ajoutons que les séries silto-grauwackeuses du Groupe supérieur se nourrissent également de l'érosion de ces mêmes structures postérieurement à leur période d'activité majeure (cordillère constantienne par exemple).

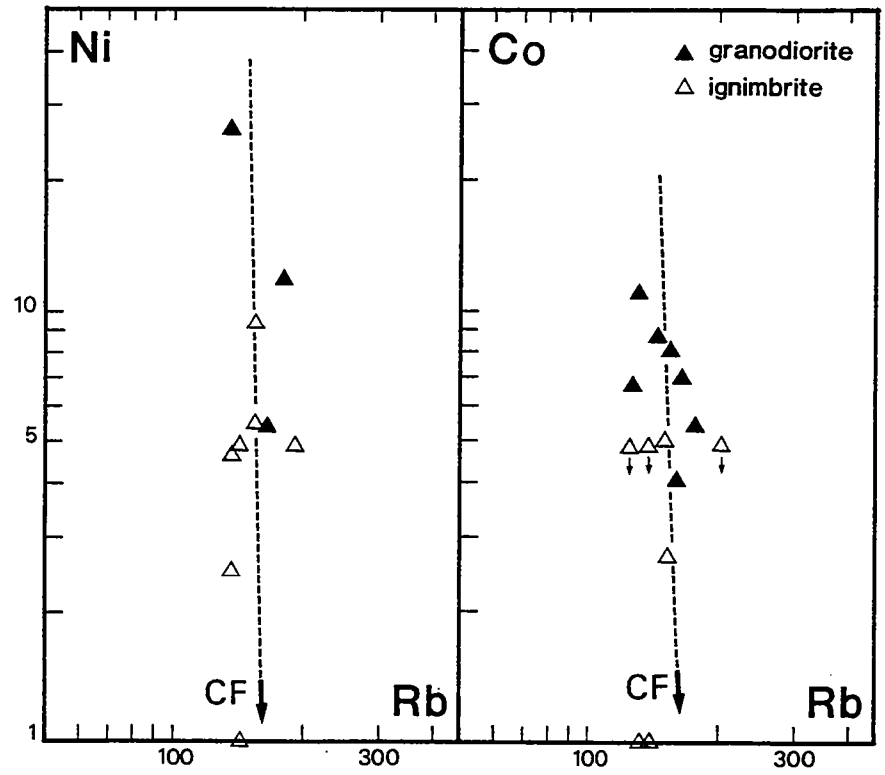


Fig. 133 : Diagrammes éléments compatibles (Ni, Co) - élément incompatible (Rb) montrant l'analogie entre les rôles joués par la cristallisation fractionnée (CF) dans les granodiorites mancelliennes (analyses de Jonin, 1981) **et les ignimbrites cambriennes du Maine.**

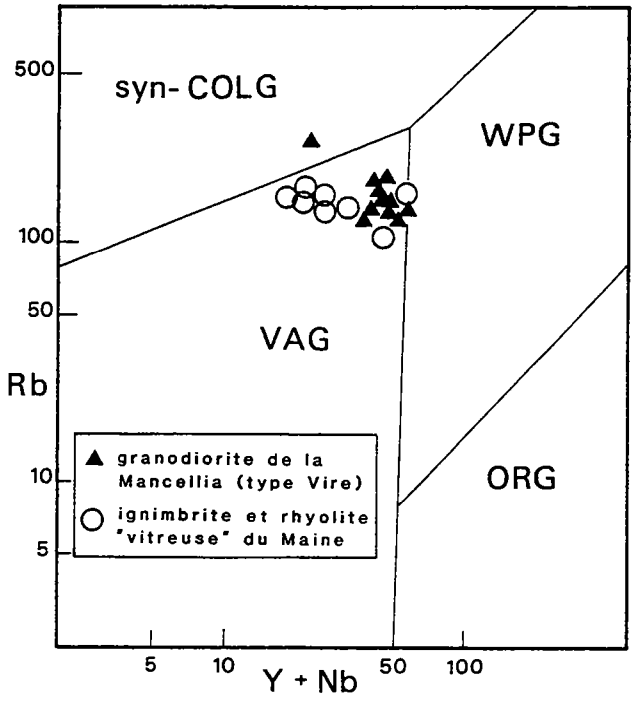


Fig. 134 : Position des granodiorites de la Mancellia (type Vire) **et des volcanites acides du Maine** (ignimbrite et rhyolite "vitreuse") **dans le diagramme de discrimination des granitoïdes de Pearce *et al.*,** (1984) (syn-COLG: granite syn-collision ; WPG : granite intra-plaque; VAG : granite d'arc volcanique ; ORG : granite de ride océanique); Les points figuratifs des granodiorites sont d'après Brown et D'Lemos (1991).

E.- CONCLUSION À L'ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET GÉOCHIMIQUE DES VOLCANITES CAMBRIENNES DU MAINE

Conformément au dynamisme des éruptions, les produits de l'activité volcanique cambrienne du Maine sont représentés essentiellement par des **ignimbrites et des pyroclastites à chimisme rhyolitique** (> 90 % du volume global des volcanites). Des **laves** microlitiques à hyalo-microlitiques, moins volumineuses (< 10 % du volume global des volcanites) mais étroitement associées aux volcanites acides, s'ordonnent selon une suite de termes à chimisme andésitique, dacitique, rhyo-dacitique et rhyolitique au sein de laquelle les termes les **moins différenciés sont prépondérants.**

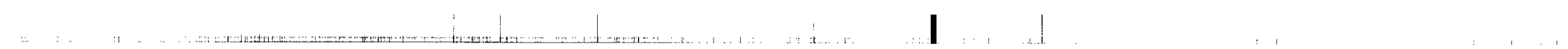
La totalité des volcanites cambriennes a subi d'importantes **transformations minéralogiques**, avec acquisition de paragenèses de **basse température** apparues soit au cours de processus syn- à tardi-magmatiques, soit lors d'un métamorphisme d'enfouissement ou plus certainement du **métamorphisme régional varisque** (diagenèse profonde à début d'anchizone). En dépit de la mobilité de certains éléments chimiques majeurs, tels les alcalins et le calcium, les laves et les ignimbrites du Maine présentent une **affinité calco-alcaline.** L'étude des éléments hygromagmaphiles et des terres rares confirme cette affinité et révèle que les laves ont été élaborées dans un **contexte compressif**, compte-tenu en particulier des valeurs élevées, voisines de 10, du rapport Th/Ta.

Un mécanisme de **cristallisation fractionnée à basse pression** gouverne la différenciation des liquides à l'origine des termes de la lignée calco-alcaline des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail. Des **andésites aux dacites**, le fractionnement intéresse un assemblage composé pour l'essentiel de **plagioclases, pyroxènes et oxydes ferro-titanés**, tandis que l'évolution conduisant des **dacites vers les rhyolites** met en jeu, outre les plagioclases, le **feldspath potassique**, l'**amphibole**, et des **phases accessoires** (zircon, épidotes, apatite).

Telle qu'elle peut être approchée grâce aux caractéristiques géochimiques des laves les plus primitives de la série calco-alcaline (andésites basaltiques), la **source potentielle des magmas andésitiques du Maine**, à l'image de celle des basaltes riches en alumine du Chili, pourrait être recherchée dans la **fusion partielle à taux faibles ou modérés d'une péridotite sans grenat**, suivie d'un mécanisme de cristallisation fractionnée. L'interaction de ces magmas d'origine mantellique avec la croûte continentale est suggérée dans la production de certaines laves acides comme les dacites à grenat.

Les **ignimbrites et les rhyolites vitreuses**, malgré leur homogénéité tant minéralogique que géochimique, ont subi un **fractionnement magmatique de faible ampleur**, principalement contrôlé par la séparation des plagioclases, de la biotite et des minéraux accessoires. La genèse de ce volumineux magmatisme acide par un **mécanisme de fusion crustale** est étayée par un faisceau d'arguments : - caractère peralumineux des ignimbrites ; - volume considérable des ignimbrites comparé à celui des laves ; - occurrence dans les ignimbrites et les rhyolites vitreuses de cristaux de cordiérite et de grenat, d'origine probablement métamorphique ; - aucune preuve de l'existence d'un volumineux résidu de termes basiques à ultrabasiques, nécessairement élaboré dans l'hypothèse où les ignimbrites représentent des produits de fin de différenciation des magmas andésitiques. L'**injection** répétée, en base de croûte, **des magmas andésitiques**, toujours étroitement associés au volcanisme ignimbritique, pourrait être **le facteur initiateur de cette anatexie crustale**.

Enfin, en raison de la même signature géochimique entre les granitoïdes de la Mancellia, assurément d'origine crustale, et les ignimbrites cambriennes du Maine, une source commune est recherchée pour ces deux magmatismes cadomiens. Celle-ci serait représentée par **les séries volcano-sédimentaires silto-grauwackeuses du Groupe inférieur du Briovérien**, métamorphisées en faciès granulitique de basse pression.



troisième partie

Intégration de la province volcanique cambrienne du Maine dans l'évolution géodynamique de la chaîne cadomienne

Le problème de l'**insertion de la province volcanique cambrienne du Maine** dans l'**évolution géodynamique cadomienne** du Nord-Est du Massif armoricain nécessite, au préalable, de rappeler brièvement les grands traits de l'histoire de cette chaîne, tels qu'ils ressortent des travaux de l'équipe de Géologie armoricaine de l'Université de Caen (Dupret *et al.*, 1985 a et b ; Le Gall *et al.*, 1986 ; Dissler, 1987 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990). Ce rappel sera suivi d'un développement axé plus spécifiquement sur le **domaine mancellien** afin de discuter de sa place dans l'évolution de la chaîne cadomienne et de se pencher sur l'**origine des magmatismes fini et post-orogéniques** qui l'affectent (**plutonisme mancellien** et **volcanisme cambrien du Maine**).

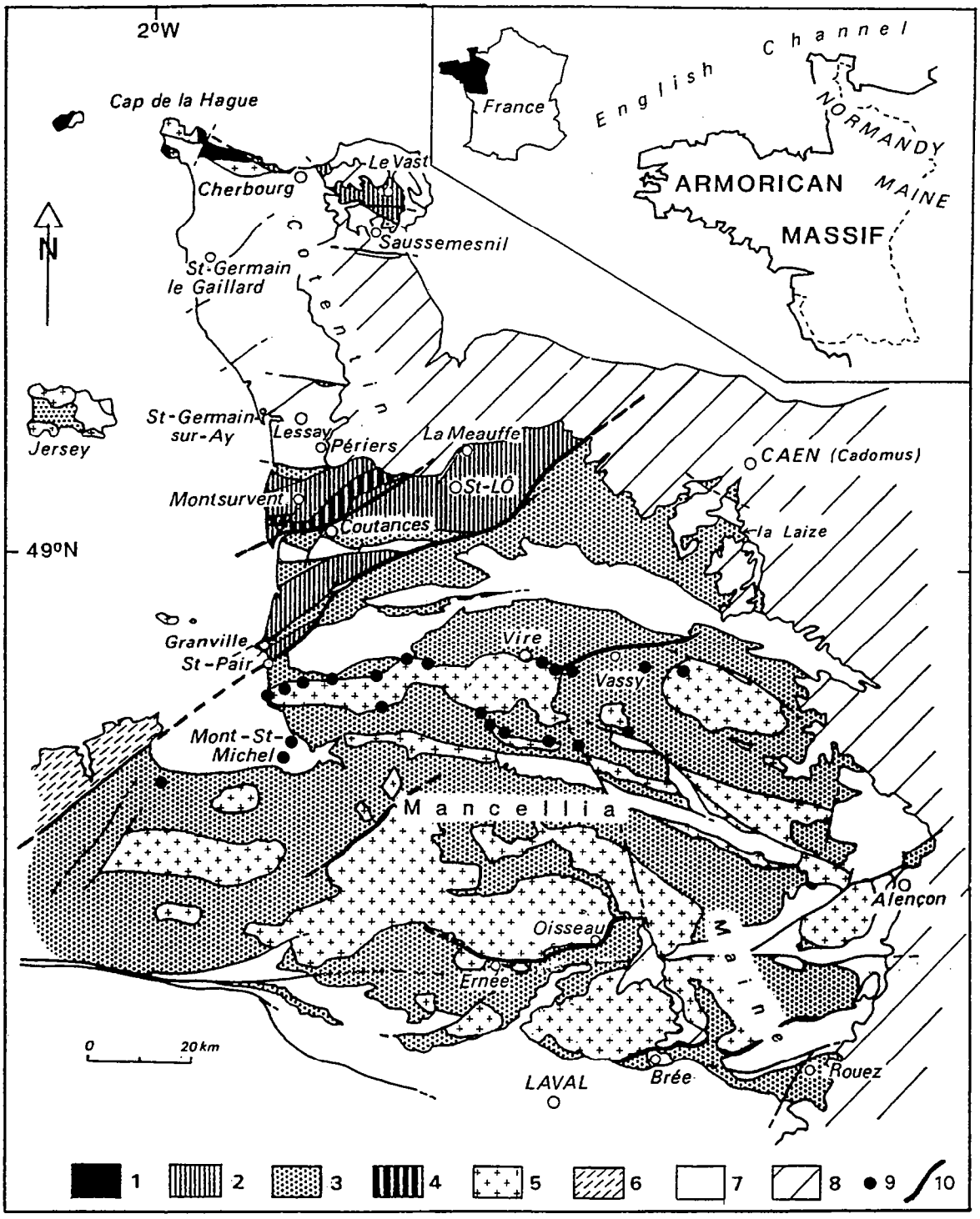


Fig. 135 : Carte géologique du Nord-Est du Massif armoricain
1 : socle pentévrien ; 2 : formations du Briovérien inférieur ; 3 : formation du Briovérien supérieur ; 4 : diorite quartzique de Coutances ; 5 : granitoïdes cadomiens ; 6 : gneiss migmatitiques de Saint-Malo ; 7 : formations paléozoïques ; 8 : couverture post-varisque; 9 : leucogranites de la Mancellia ; 10 : accidents cadomiens majeurs
(d'après Dupret *et al.*, 1990, légèrement modifié).

A.- MODÈLE MOBILISTE DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE CADOMIENNE DU NORD-EST DU MASSIF ARMORICAIN

L'interprétation de l'orogenèse cadomienne en termes de tectonique des plaques repose sur des bases magmatiques et géophysiques (Lefort, 1975 ; Wright, 1977 ; Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979 ; Cogné et Wright, 1980). Celles-ci suggèrent une évolution dans un dispositif de **marge active** avec subduction de matériaux océaniques - l'océan de la Manche - du nord-ouest au sud-est sous un front continental d'âge protérozoïque inférieur, individualisé antérieurement sous le nom de Pentévrien (Cogné, 1959). Les travaux ultérieurs, tout en conservant pour la plupart ce schéma directeur, débouchent sur l'identification de **structures d'arcs magmatiques** et de **bassins marginaux**, édifiées en arrière des lambeaux de croûte pentévrienne, et qui, lors du diastrophisme cadomien, viendront s'accoler contre une **marge continentale située plus au Sud** (Rabu *et al.*, 1983 ; Dupret *et al.*, 1985 a et b ; Le Gall *et al.*, 1986 ; Cabanis *et al.*, 1986, 1987 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Chantraine *et al.*, 1988 ; Graviou *et al.*, 1988 ; Strachan *et al.*, 1989). Une publication spéciale de la Société géologique de Londres (D'Lemos *et al.*, 1990) éditée à la suite du congrès d'Oxford (avril 1988), rassemble de nombreux travaux synthétiques consacrés à cette évolution géodynamique (par exemple : Dupret *et al.*, 1990 ; Rabu *et al.*, 1990 ; Strachan et Roach, 1990 ; Brown *et al.*, 1990), travaux qui mettent en lumière plusieurs points de divergence entre les interprétations, portant notamment sur la **typologie** et l'**âge des déformations** et sur l'**emplacement de la marge continentale méridionale.**

I.- Individualisation des arcs et des bassins au Briovérien inférieur

Faute de repères stratigraphiques et en raison de l'insuffisance des données radiométriques, l'enchaînement des premières étapes de l'évolution géodynamique cadomienne demeure hypothétique. Cependant, les marqueurs géochimiques fournis par l'identification des séries magmatiques briovériennes, reconnues dans le Nord-Est du Massif armoricain (fig.135), permettent d'envisager un processus d'évolution analogue à celui des systèmes d'arcs et de bassins actuels, tel celui des Mariannes. Les principales étapes s'établiraient ainsi (*cf.* fig.137, I, II, III) :

* **édification d'un arc frontal** représenté par les tholéiites du Vast (Val de Saire) (fig.136), dont la spécificité géochimique suggère qu'elles sont issues des **premiers stades** du fonctionnement de la subduction nord-armoricaine : faibles teneurs en TiO2, Y ; richesse en MgO, Cr et Ni ; enrichissement en terres rares légères et éléments incompatibles.

* le stade précoce de la subduction est suivi, plus au Sud, de l'**ouverture d'un bassin arrière-arc** avec épanchement des laves de la formation de la Terrette (fig.136). L'absence de pyroclastites et la fréquence des débits en pillow-lava indiquent une mise en place sous-marine, sous le niveau de compensation de la pression. Les volcanites, exclusivement basiques s'identifient aux **tholéiites de site distensif**, riches en TiO2, en Y et en éléments de transition. Les spectres de terres rares plats, quelque peu appauvris en terres rares légères, leur confèrent un cachet de MORB de type N. Ces caractères, typiques de basaltes tholéiitiques issus de la fusion d'un manteau non contaminé par l'influence de la subduction, suggèrent une mise en place des laves au sein d'un **bassin marginal largement ouvert** dont la limite sud pourrait correspondre à la trace d'un éventuel arc fossile.

* construction d'**une seconde structure d'arc insulaire** (arc interne constantien) par les pyroclastites et les laves andésitiques de Montsurvent (fig.136) d'**affinité tholéiitique compressive** (faibles teneurs en TiO2, Y, éléments de transition ; spectres de terres rares plats ; valeurs fortes du rapport Th/Ta ; caractère orogénique des clinopyroxènes).

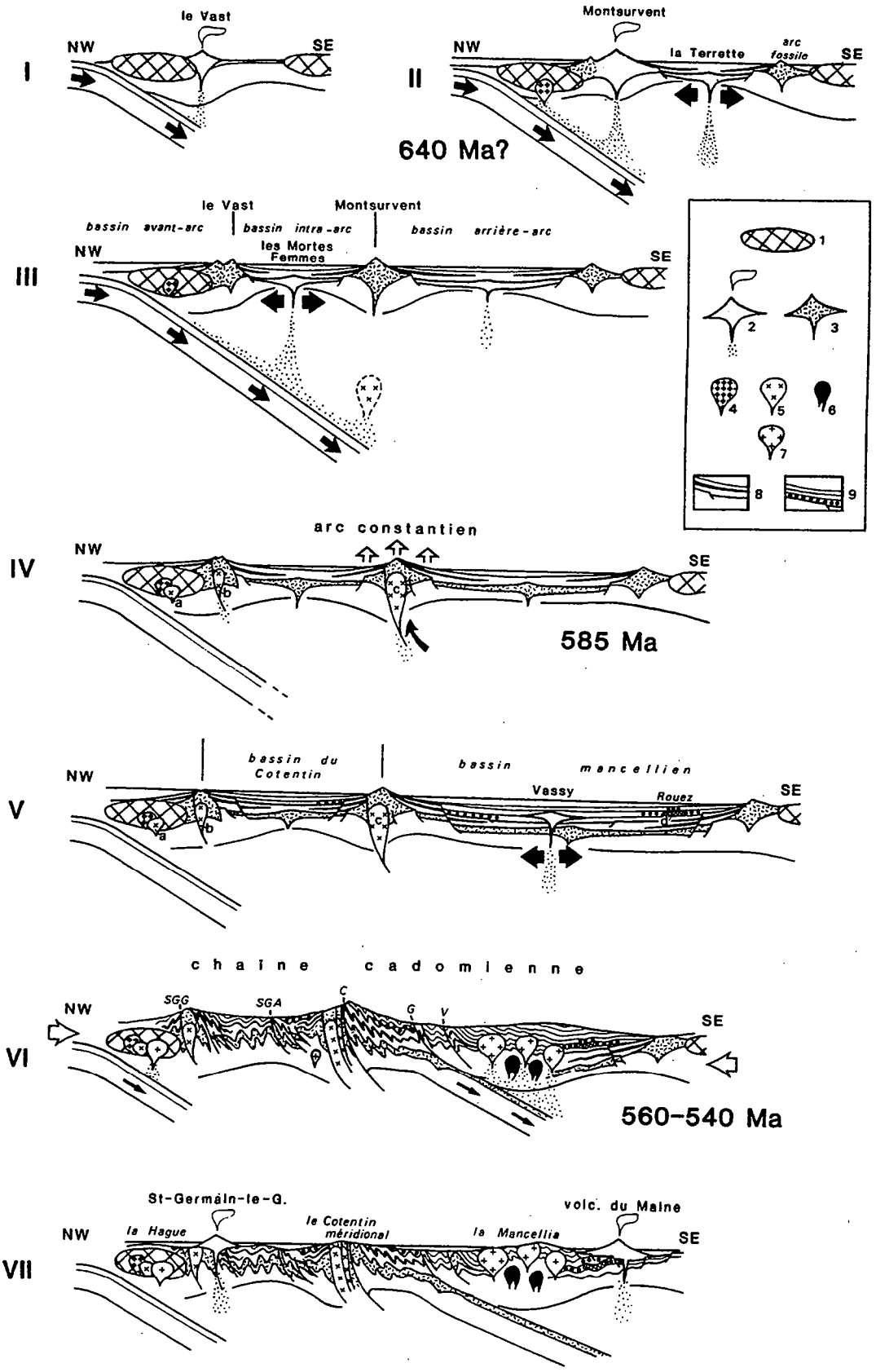


Fig. 137 : Evolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain. 1 : Pentévrien ; 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme inactif ; 4 : granitoïdes précoces ; 5 : diorites (a : les Moulinets ; b : le Theil ; c : Coutances) ; 6 : gabbros ; 7 : granitoïdes fini-cadomiens ; 8 : Briovérien inférieur à phtanites ; 9 : flysch et conglomérats du Briovérien supérieur (d : amas sulfuré de Rouez) ; accidents de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG), de Saint-Germain-sur-Ay (SGA), de Coutances (C), de Granville (G) et de Vassy (V) (d'après Dissler *et al.*, 1988).

* **ouverture d'un bassin intra-arc** (Les Mortes Femmes, fig.136) composé de laves à cachet de **tholéiites distensives** émises dans un contexte de convergence évolué (tholéiites riches en TiO2, Y, et pauvres en éléments de transition). L'enrichissement en terres rares légères, propre à certaines laves de bassins marginaux actuels (MORB de type E), reflète une **contamination de la source mantellique** par des fluides issus de la plaque subductée et/ou par des restes de croûte continentale pentévrienne amincie.

Ainsi, dès le **Briovérien inférieur**, l'arc frontal du Vast et l'arc interne de Coutances séparent **trois bassins** - avant, intra et arrière-arc - dont le comblement est assuré par une sédimentation détritique fine, où s'intercalent des horizons de phtanites. L'étroite association des phtanites et des laves basiques, constatée en particulier dans le bassin arrière-arc de la Terrette, conduit à rechercher l'origine de cette précipitation siliceuse dans l'activité volcanique. La sédimentation détritique, post-phtanitique, reste sous **influence volcanique**, ainsi que l'attestent les abondantes intercalations de grès tufacés dans les séries silto-gréseuses des trois bassins marginaux. Le **stade de maturité des arcs insulaires** est atteint lors de la montée d'intrusions tonalitiques, d'affinité calco-alcaline, telle la diorite de Coutances injectée dans l'arc interne constantien (fig.137, IV).

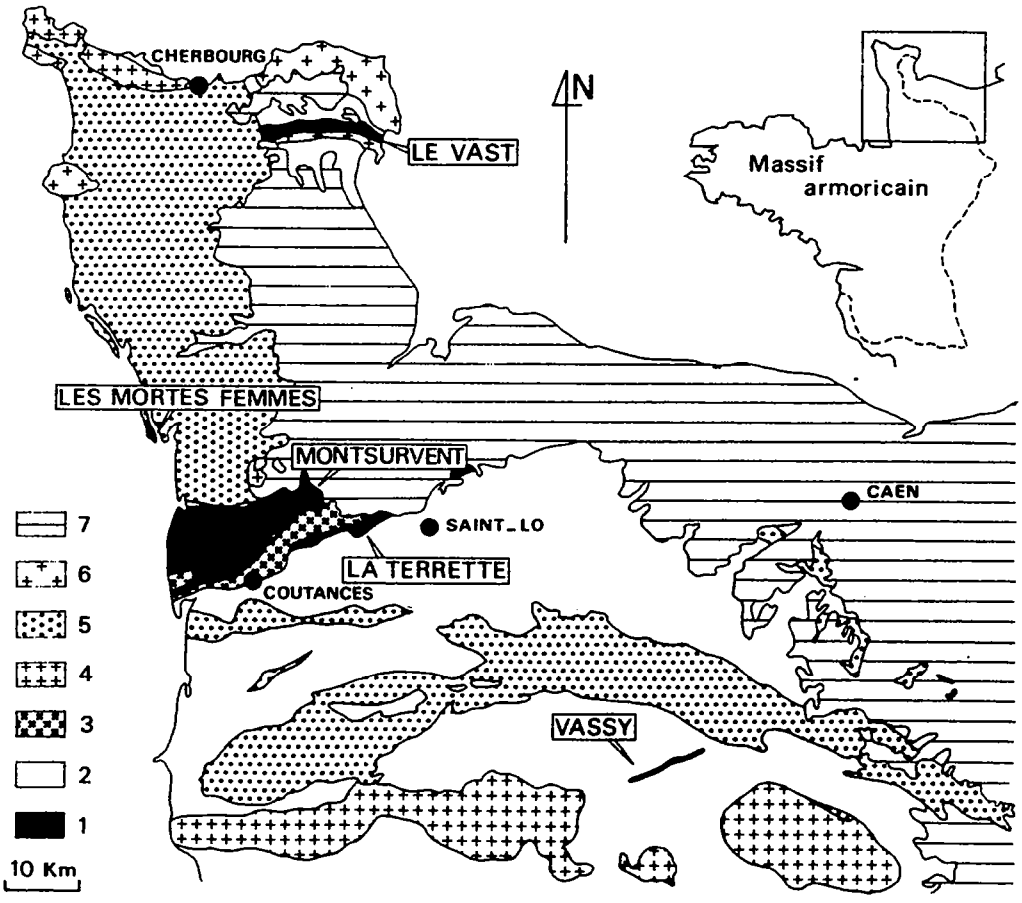


Fig. 136 : Situation des formations volcaniques brivériennes
1 : volcanites briovériennes ; 2 : formations sédimentaires briovériennes ; 3 : diorite quartzique de Coutances ; 4 : granitoïdes cadomiens ; 5 : Paléozoïque ; 6 : granites varisques ; 7 : couverture post-varisque (d'après Le Gall *et al.*, 1986).

II.- Le comblement des bassins au Briovérien supérieur

Au **Briovérien supérieur**, une épaisse série détritique terrigène de type flysch se dépose dans les bassins ouverts de part et d'autre de l'arc constantien, surélevé et érodé : **bassin intra-arc du Cotentin** et **bassin arrière-arc mancellien** (fig.137, V). Dans le large **bassin mancellien**, les faciès sédimentaires s'ordonnent parallèlement à l'arc interne émergé. Au pied du talus septentrional, s'édifie une succession de cônes sous-marins, entaillés de canyons où sont piégés des conglomérats mis en place par des courants de débris. En aval, la partie profonde des cônes sous-marins, nourrie de turbidites proximales puis distales, passe progressivement aux dépôts fins de plaine abyssale. L'arc constantien alimente ces corps sédimentaires comme le suggèrent l'orientation des paléocourants, la nature des lithoclastes, et les abondants cristaux de quartz et de feldspaths des niveaux grauwackeux (fig.138). Sur le versant méridional du bassin, un second talus, symétrique du premier, est jalonné par les niveaux de conglomérats encaissés dans des sédiments à dominante pélitique. Ces matériaux riches en phtanites et à un moindre titre en volcanites prouvent l'existence d'un **Briovérien inférieur** déposé en marge d'une structure volcanique présumée (arc fossile ?) bordant un **continent méridional.**

Les **mouvements d'extension** qui élargissent le bassin arrière-arc mancellien s'enregistrent par l'épanchement des pillow-lavas de Vassy (fig.136), **tholéiites à cachet de MORB-N**, interstratifiées dans les turbidites du **Briovérien supérieur.**

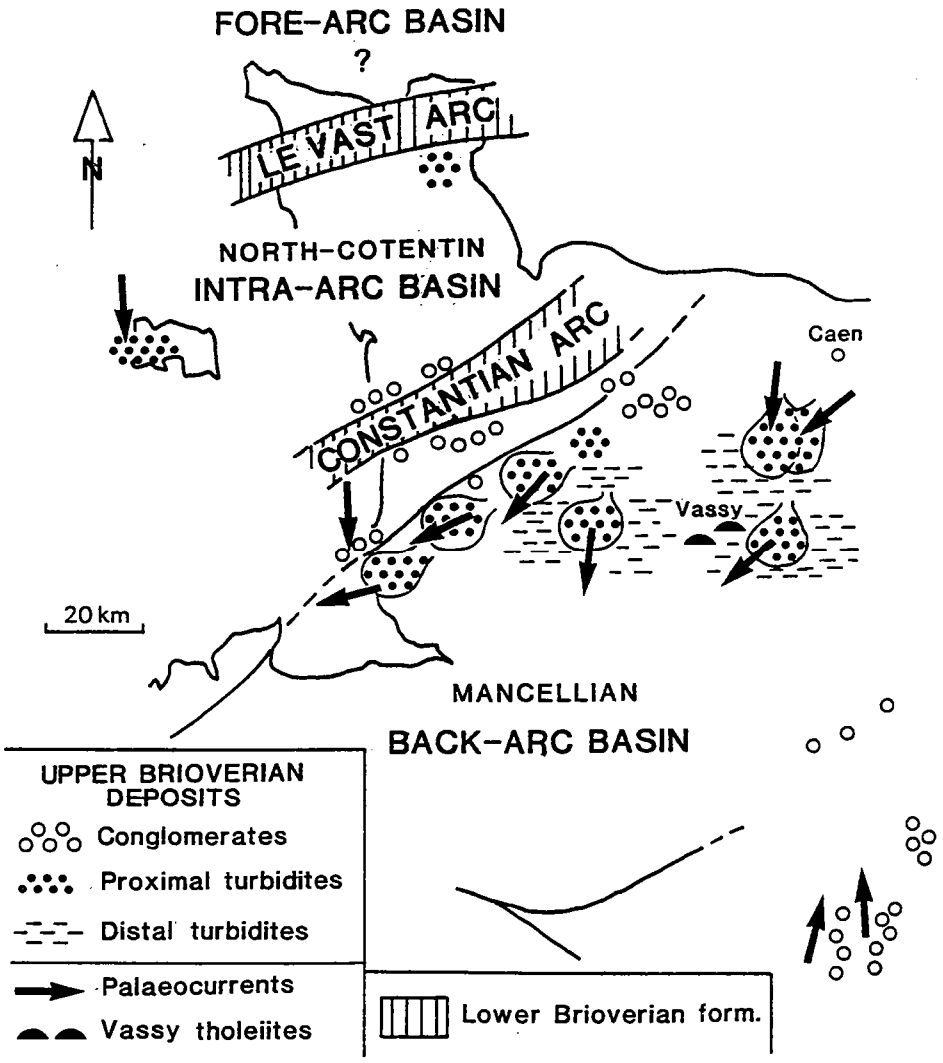


Fig. 138 : Esquisse paléogéographique au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions de paléocourants (d'après Dupret *et al.*, 1990).

III.- Le stade ultime de la convergence et les magmatismes fini-cadomiens

En **domaine domnonéen**, l'activité magmatique fini-cadomienne, liée aux derniers stades de la subduction du Nord de l'Armorique, se solde par :

- l'intrusion de plusieurs **cortèges plutoniques**, comme par exemple celui formé par les granites tardifs de la Hague dont les âges publiés récemment (527 à 477 Ma ; Rb/Sr sur roche totale ; Power *et al.*, 1990) paraissent singulièrement rajeunis (Dallmeyer *et al.*, sous presse).

- l'émission de **volcanites acides** le long d'un axe SW-NE, jalonné par les complexes de Saint-Germain-le-Gaillard, de Jersey et du Trégor. A l'exception de Jersey où existent des coulées andésitiques précoces, datées à 533 ± 16 Ma (Rb/Sr sur roche totale; Duff, 1978), les matériaux émis sont représentés en totalité par des **ignimbrites** et des **pyroclastites** qui témoignent d'un **dynamisme explosif en milieu aérien.** Les ignimbrites de Saint-Germain-le-Gaillard (531 ± 20 Ma ; Pb/Pb sur monozircon ; Guerrot *et al.*, 1992), clairement post-tectoniques, reposent sur un socle cadomien de nature dioritique, et sont recouvertes par les dépôts conglomératiques de la base du Cambrien.

En **domaine mancellien**, l'activité magmatique fini-cadomienne s'exprime avec un maximum d'intensité, tant par le **plutonisme** que le **volcanisme.**

- les **ensembles plutoniques** rassemblent : - les nombreux massifs granodioritiques de la Mancellia (Jonin, 1981) ; - les petits stocks gabbroïques à dioritiques (Ernée, Brée, Oisseau ; Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall, inédit) injectés dans les séries sédimentaires briovériennes, antérieurement au dépôt du Cambrien inférieur (*cf.* massif de Brée ; Le Gall et Mary, 1982) ; les pointements leucogranitiques groupés en bordure septentrionale de la Mancellia (Jonin, 1981 ; Laouenan, 1983), intrusifs aussi bien dans le Briovérien que dans les granodiorites.

- le **volcanisme post-tectonique cambrien de la province du Maine**, objet de la présente étude.

Dans ce domaine mancellien, la liaison entre le fonctionnement de la subduction au Nord de l'Armorique et la production des magmas fini-cadomiens paraît **douteuse** du fait de l'éloignement de ce domaine vis-à-vis de la ligne de suture située en Manche occidentale (Lefort, 1975 ; Lefort et Bardy, 1987), et en raison essentiellement du contexte de convergence qui implique un angle de plongement élevé de la plaque en subduction (Uyeda et Kanamori, 1979), surtout s'il s'agit, comme dans le cas présent, d'une vieille croûte océanique (Molnar et Atwater, 1978). Pourtant, le rôle actif d'une subduction semble requis en Mancellia pour rendre compte de l'**affinité calco-alcaline des magmatismes fini-cadomiens**, relevée aussi bien dans les **associations plutoniques** (*cf.* complexes gabbroïques ; Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987) que dans **les laves cambriennes du Maine**, élaborées en **contexte compressif**. De plus, les lignées de différenciation associées à ces magmatismes dérivent par cristallisation fractionnée, de liquides à composition de basaltes riches en alumine, symptomatique des magmatismes orogéniques.

Le modèle retenu (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990 ; fig.137, VI, VII), reposait sur la fermeture du bassin arrière-arc mancellien occasionnée par la **subduction de son plancher océanique** (tholéiites de la Terrette) sous la marge d'un continent méridional. Ce dernier serait constitué de l'arc fossile installé en bordure d'un fragment de vieille croûte pentévrienne, et en avant duquel se sont déposées les séries sédimentaires du Briovérien. C'est au cours de cette subduction "proto-mancellienne" à plongement sud, que les magmatismes fini-cadomiens du domaine mancellien seraient produits.

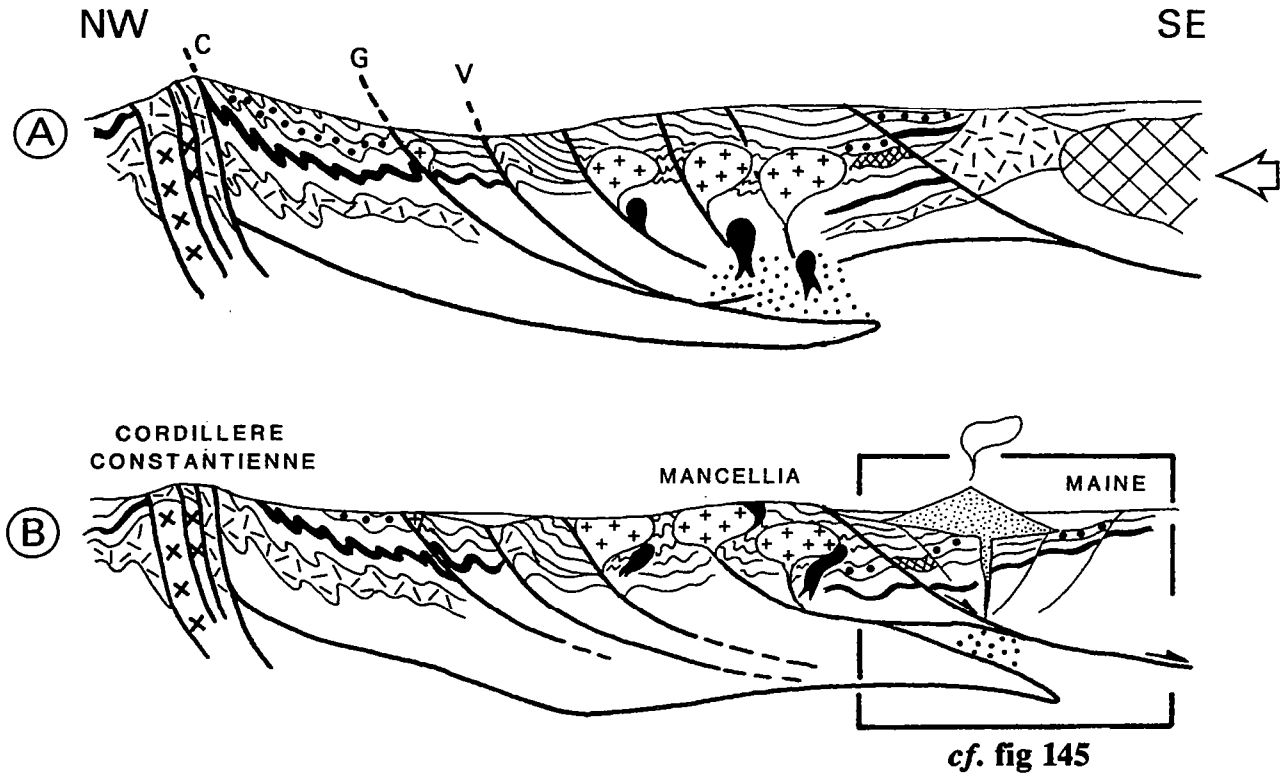


Fig. 139 : Les magmatismes fini et post-cadomiens (plutonisme mancellien et volcanisme cambrien du Maine) dans l'évolution géodynamique du domaine mancellien (mêmes légendes que la fig.137).

On ne peut cependant écarter un autre modèle qui privilégie le rôle des grands écaillage crustaux fonctionnant lors de la fermeture du bassin mancellien (fig. 139). C'est au cours de ce stade d'**épaississement crustal** qu'un mécanisme de **subduction continentale** pourrait survenir, provoquant la fusion partielle du manteau situé à l'aplomb d'une écaille crustale plongeante et la genèse de magmas basiques calco-alcalins. Ce mécanisme s'inspire de celui récemment développé par Lagarde *et al.* (1992 ; fig.140) pour rendre compte de la présence de tels magmas dans les zones de collision continentale.

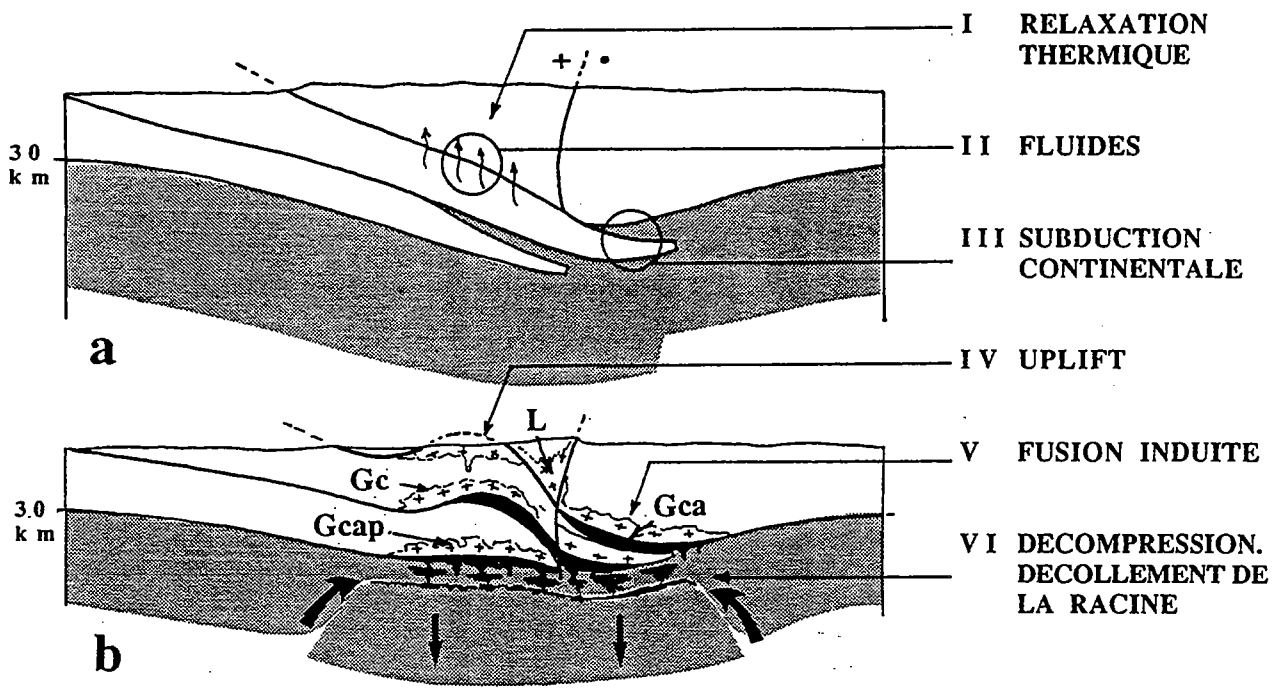


Fig. 140 : Granitoïdes hercyniens et collision continentale (Lagarde *et al.*, 1992). a: lithosphère épaissie. b: lithosphère en cours de désépaississement. Facteurs favorisant la fusion: I: relaxation thermique de la croûte épaissie; II: présence de fluides; III: subduction continentale et hydratation du manteau; IV: remontée des zones profondes; V: transferts de chaleur d'origine mantellique et fusion induite; VI: décompression adiabatique du manteau sous-continental et décollement de la racine mantellique. Types de granitoïdes et sources magmatiques: L: leucogranites; Gc: granites à cordiérite; Gca: granitoïdes calco-alcalins; Gcap: granitoïdes calco-alcalins potassiques

B.- REMARQUES CONCERNANT LA PLACE ET L'ÉVOLUTION DU DOMAINE MANCELLIEN DANS L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA CHAÎNE CADOMIENNE.

Avant de se pencher sur les problèmes soulevés par l'insertion du volcanisme cambrien du Maine dans l'évolution du domaine mancellien, il faut revenir sur la **signification** de cette unité structurale au sein de l'histoire géodynamique de la chaîne cadomienne. En effet, selon le modèle d'évolution défendu par Chantraine, Rabu *et al.* (Chantraine *et al.*, 1988; Rabu *et al.*, 1990), le domaine mancellien appartiendrait en totalité à un **domaine intraplaque continental**, développé au Sud d'une marge stable, elle-même en contact anormal, le long d'une suture majeure, avec le domaine orogénique cadomien qui s'étend plus au Nord (fig.141). Dans ce domaine continental, les formations du Briovérien supérieur post-phtanitique, qui remplissent un bassin qualifié de "molassique", pourraient recouvrir directement une ancienne croûte continentale, plus ou moins amincie et disloquée par des intrusions basiques d'origine profonde (exemple des spilites de Vassy). Ces intrusions d'origine mantellique probable, expliqueraient l'importance de la fusion crustale génératrice des granitoïdes mancelliens. L'argumentation développée par ces auteurs repose pour l'essentiel : 1/ sur le caractère surtout **terrigène** des associations lithologiques qui renferment des faciès de cherts noirs (phtanite), en niveaux intercalés (marge stable) ou en éléments remaniés (domaine continental) ; 2/ sur l'association locale des niveaux à phtanites avec des volcanites tholéiitiques à **affinité alcaline** de type **distensif intra-plaque** (série de Château-Serein) qui suggèrent un contexte de **marge continentale stable** pendant le dépôt de la série à phtanites. Or, ces thèses sont contredites par de nombreux faits qui plaident plutôt en faveur de l'existence d'un **large bassin arrière-arc**, le **bassin mancellien**, ouvert au Sud d'une structure d'arc représentée par l'arc interne de Coutances :

- le développement des faciès de cherts noirs (phtanites) n'est **nullement restreint** à la prétendue "marge stable" du dispositif orogénique cadomien. De tels niveaux, intercalés au sein de schistes noirs, sont connus dans le Nord-Cotentin (Val de Saire), donc en plein domaine orogénique, où ils sont étroitement associés à une activité volcanique (Dissler, 1987) ;

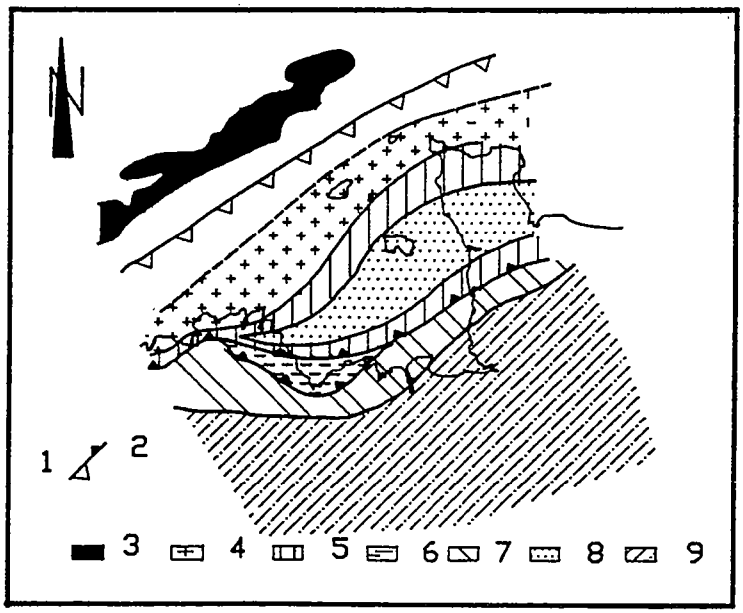


Fig. 141 : Configuration actuelle des unités géotectoniques cadomiennes du domaine armoricain.
1 : paléosubduction ; 2 : chevauchement majeur ; 3 : anomalie magnétique de la Manche ; 4 : continent icartien ; 5 : arc insulaire ; 6 : bassin arrière-arc ; 7 : marge continentale passive ; 8 : bassin tardi-orogénique ; 9 : bassin molassique (d'après Rabu *et al.*, 1990).

- les nombreux galets de phtanite, certains de taille pluri-décimétrique, qui abondent dans les conglomérats de turbidite du Briovérien supérieur du Maine, tirent leur origine d'une **source méridionale** (*cf.* direction des paléocourants ; Garlan, 1985 ; Dupret *et al.*, 1990 ; fig.138), et non pas du démantèlement de la marge continentale stable septentrionale ;

- les caractéristiques géochimiques des laves de la série de Château-Serein, n'impliquent pas, *ipso facto,* qu'elles se soient épanchées dans un environnement de marge continentale stable. Des laves d'affinité alcaline intra-plaque peuvent en effet être émises au cours des premiers stades de l'**ouverture de bassins marginaux ensialiques** (Weaver *et al.*, 1979 ; Saunders *et al.*, 1979 ; Tarney *et al.*, 1982 ; Atherton *et al.*, 1983), à moins, comme vient de le suggérer Graviou (1992), que ces laves riches en titane s'identifient avec des **basaltes d'île océanique**. En revanche, l'affinité tholéiitique de type MORB-N des pillow-lavas de Vassy apparaît bien peu compatible avec l'émission de ces basaltes au cœur d'un domaine intra-plaque continental ;

- le bassin mancellien est comblé, au Briovérien supérieur, par des séries turbiditiques dont les éléments essentiels (quartz, feldspaths potassiques et plagioclases albitiques) dérivent du **démantèlement d'un énorme volume de matériaux acides** (ignimbrites, pyroclastites), rejeté par des édifices volcaniques installés sur les structures d'arc magmatique en cours de maturation (arc de Coutances et arc méridional). Cette influence magmatique de type arc est préservée dans la signature géochimique (terres rares) des grauwackes du Briovérien supérieur de la Mancellia (Denis et Dabard, 1988). Ajoutons que cette activité volcanique acide pourrait être en **partie synchrone** du dépôt des sédiments du Briovérien supérieur, si l'on en juge par le fait que leurs produits d'érosion sont directement remaniés à la partie supérieure de la succession briovérienne. Dans le cas du démantèlement d'un arc volcanique inactif (*cf.* Fisher, 1984 ; fig. 13), ces produits devraient être partiellement recouverts par les matériaux issus des **parties plus profondes de l'arc**, autrement dit, dans l'exemple de l'arc de Coutances, par des volcanites surtout basiques de la formation de Montsurvent ou par les produits d'érosion de la diorite de Coutances et de ses enveloppes métamorphiques ;

- l'accident baie de la Fresnaye - Coutances, interprété par Chantraine *et al.*, (1988) comme une **suture majeure** séparant le domaine orogénique du domaine intraplaque méridional, correspond effectivement à une importante dislocation, mais le long de laquelle s'affrontent deux unités majeures de la paléogéographie cadomienne : **arc magmatique** au Nord et **bassin arrière-arc** au Sud. Cette interprétation est également celle retenue par Strachan *et al.*, (Strachan *et al.*, 1989 ; Strachan et Roach, 1990) selon lesquels le collage entre les grandes unités cadomiennes ("terranes") s'effectue par l'intermédiaire de cisaillements transpressifs senestres dont les derniers mouvements sont contemporains de la migmatisation du dôme de Saint-Malo, soit vers 540 Ma environ (*cf.* également discussion contradictoire entre Brun et Strachan *et al.*, 1992) ;

- l'hypothèse avancée par Chantraine *et al.*, (1988) de l'absence, en domaine mancellien, de dépôts appartenant au groupe inférieur du Briovérien est en totale opposition avec le modèle de genèse des granitoïdes de la Mancellia dont la source potentielle est précisément recherchée dans la fusion partielle de tels dépôts (Georget, 1986; *cf.* 2ème partie) ;

- le bassin mancellien, structuré lors des événements tectogénétiques post-Briovérien supérieur, appartient sans ambiguïté au **domaine orogénique externe** de la chaîne cadomienne, ainsi que l'atteste l'**affinité calco-alcaline** des plutons gabbro-dioritiques associés aux granitoïdes de la Mancellia (*cf.* Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987). Contrairement aux suppositions de Chantraine *et al.*, (*op. cit.*, p. 827), rien ne permet de soupçonner que ce tempérament calco-alcalin puisse être acquis par une contamination continentale de gabbros tholéiitiques distensifs. Il faudrait, pour cela, imaginer que les effets de cette prétendue contamination agissent avec la même intensité sur quatre massifs (Ernée, Brée, Oisseau, Trégomar) éloignés les uns des autres, pour transformer l'affinité tholéiitique distensive de leurs termes en une affinité calco-alcaline compressive qui, très curieusement, se

calque sur celle d'autres massifs assurément calco-alcalins de la chaîne cadomienne, comme celui de Saint-Quay-Portrieux (Arnaud, 1980 ; Fabriès *et al.*, 1984 ; Barrat, 1986).

Toutes ces remarques nous incitent donc à maintenir notre interprétation initiale : le **domaine mancellien correspond bien à un bassin marginal arrière-arc**, ouvert sur une croûte amincie (lambeaux de pentévrien ?), et comblé par une épaisse série détritique syn-orogénique appartenant aux groupes **inférieur** et **supérieur du Briovérien.** La structuration de ce bassin intervient tardivement dans l'histoire cadomienne (vers 540 Ma) alors que les derniers effets d'une subduction (océanique ou continentale ?) se pressentent encore dans la genèse des magmatismes calco-alcalins fini-orogéniques. Dans cette perspective, **où situer le véritable domaine continental méridional ?** L'hypothèse la plus simple consiste à rechercher ce domaine au **Sud du cisaillement nord-armoricain**, importante dislocation varisque dont l'héritage cadomien paraît indubitable (Chauris, 1969 ; Cogné, 1977 ; Paris et Jégouzo, 1976 ; Watts et Williams, 1979). Au Sud de ce cisaillement (ligne Moncontour - bassin de Laval), le Briovérien de Bretagne centrale est constitué de sédiments, pour l'essentiel détritiques, déposés dans des conditions bathymétriques nettement moins profondes que celles régnant dans le bassin mancellien (présence de pistes et de carbonates). Cette couverture sédimentaire, pratiquement indemne de déformations cadomiennes (Le Corre, 1977) et dont la partie sommitale semble déjà appartenir au Cambrien (Guerrot *et al.*, 1992), reposerait sur un socle constitué par un épais noyau pentévrien.

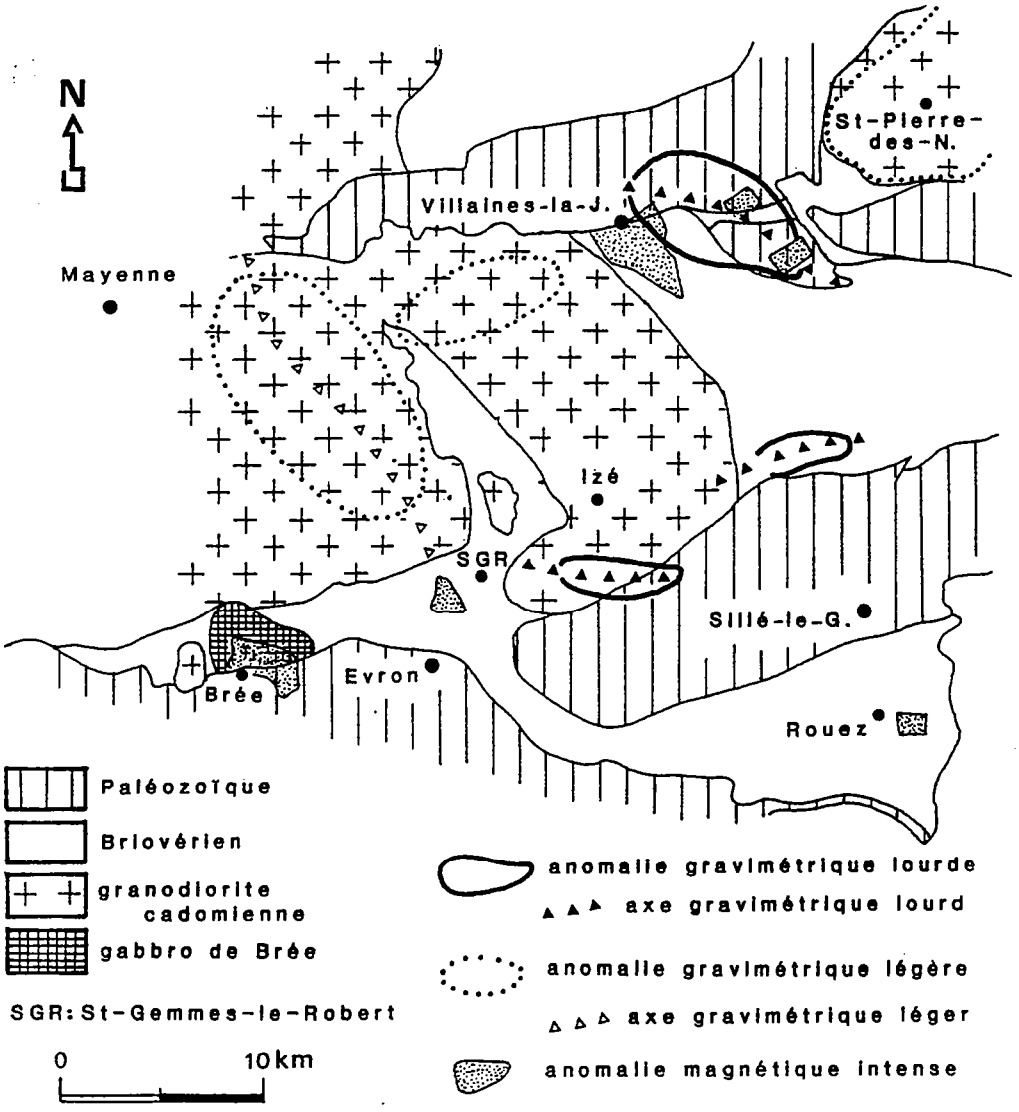


Fig. 142 : Carte des anomalies gravimétriques et magnétiques du Sud-Est de la Mancellia (d'après Bertin *et al.*, 1979).

Une dernière remarque relative au domaine mancellien concerne les modalités de la fermeture de ce bassin arrière-arc et les incidences qui en découlent sur la **genèse des granitoïdes mancelliens**, plus particulièrement sur les **mécanismes initiateurs des fusions crustales** à l'origine, comme on l'a vu, de ce volumineux plutonisme.

Hormis le rôle de l'**injection**, en base de croûte, de **magmas basiques juvéniles** représentés par les petits stocks gabbro-dioritiques mancelliens, l'un des facteurs de l'anatexie réside dans le **surépaississement crustal** lié au fonctionnement de grands écaillages à vergence nord-ouest, qui apparaîtraient lors du stade de fermeture du bassin arrière-arc (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990 ; fig.137, VI). La trace de ces accidents est matérialisée non seulement par d'importants linéaments d'orientation N 70°E qui limitent le domaine mancellien au Nord (accidents de Coutances et de Granville), mais également par des **injections de matériaux basiques d'origine mantellique** jalonnant des fractures intra-mancelliennes : - accident de Vassy souligné de basaltes tholéiitiques ; - accident au Sud du massif granodioritique de Louvigné-Gorron sur lequel sont logés les stocks gabbro-dioritiques d'Ernée et d'Oisseau ; - accident au Sud du granite d'Alexain-Deux Evailles où se met en place le massif de Brée et dans le prolongement duquel existent d'importantes anomalies gravimétriques et magnétiques (fig.142). Ajoutons que ces dislocations cadomiennes majeures rejoueront, plus ou moins intensément, lors du **diastrophisme varisque**, certaines avec un mouvement chevauchant vers le Sud, à l'**opposé de la vergence cadomienne** (exemple des dislocations sud-mancelliennes, Gresselin, 1990; fig.143). Remarquons également que l'épaississement crustal paraît atteindre une ampleur maximum en bordure nord de la Mancellia, comme le suggère la concentration dans ce secteur de nombreux stocks de leucogranites tardifs tirant leur origine de la fusion partielle d'une souche crustale alumineuse (Autran *et al.*, 1983).

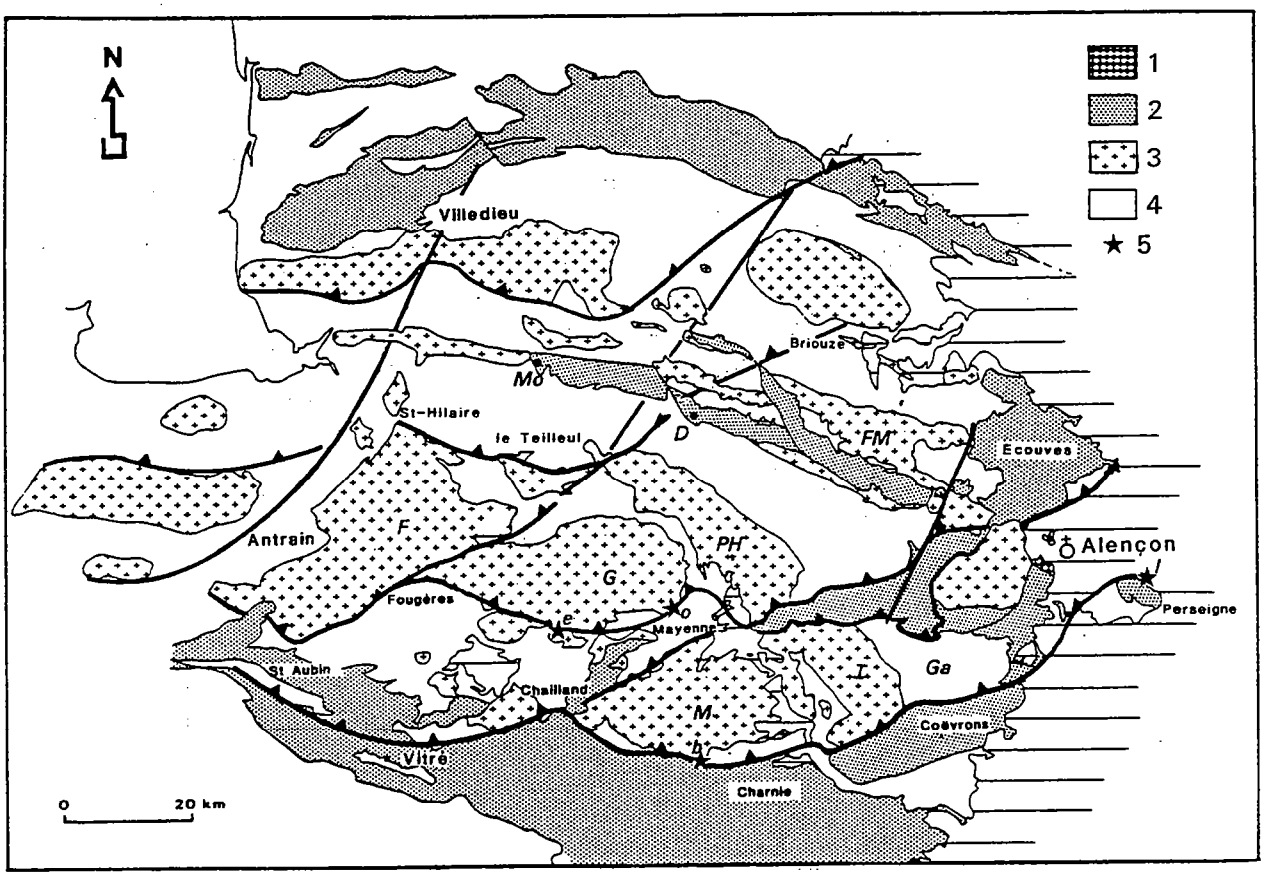


Fig. 143 : Localisation des chevauchements varisques majeurs du domaine mancellien.
1 : granite d'Alençon ; 2 : Paléozoïque ; 3 : granodiorite de la Mancellia (F : Fougères ; FM : La Ferté-Macé ; G : Gorron ; PH : Passais - Le Horps ; M : Mayenne ; I : Izé) ; 4 : Briovérien ; 5 : gabbro-diorite de la Mancellia (b : Brée ; e : Ernée ; l : Louzes ; o : Oisseau) ; D : Domfront ; Mo : Mortain (d'après Gresselin, 1990).

Outre le modèle de genèse des granites peralumineux de la Mancellia dans un contexte de chaîne épaissie par des écaillages crustaux à vergence nord-ouest, un autre modèle, publié récemment (D'Lemos *et al.*, 1992), privilégie encore le phénomène d'épaississement crustal comme facteur responsable de l'anatexie, mais dans un contexte structural en **transpression** provoquant l'**inversion du bassin mancellien**. Quel que soit le dispositif structural envisagé, il semble certain que l'emplacement actuel des plutons mancelliens jalonne des lignes de faiblesse de la croûte cadomienne le long desquelles le magma granodioritique a pu s'élever jusqu'à un domaine suprastructural épimétamorphique où ce magma s'est mis en place par expansion latérale (*cf.* modèle de mise en place des granitoïdes hercyniens ; Lagarde *et al.*, 1990).

C.- CONCLUSION : LA PROVINCE VOLCANIQUE DU MAINE, TÉMOIN DES DERNIERS ÉVÉNEMENTS MAGMATIQUES ET STRUCTURAUX DE L'HISTOIRE CADOMIENNE.

La province volcanique cambrienne du Maine s'installe au voisinage d'une **limite majeure** (cisaillement nord-armoricain) qui sépare deux unités paléogéographiques du dispositif orogénique cadomien :

- au Nord, **un bassin marginal** dont la couverture sédimentaire issue du démantèlement d'arcs magmatiques est affectée par une déformation plicative syn-schisteuse, bien exprimée dans le secteur septentrional du bassin, déformation scellée à 540 Ma par l'intrusion des granodiorites de la Mancellia ;

- au Sud, **un domaine continental**, pratiquement indemne de déformations et de granitisations cadomiennes, et qui correspond à l'actuel domaine centre-armoricain.

Le graben du Maine est limité sur sa bordure nord-ouest - la seule véritablement accessible à l'observation - par des accidents N20°E, plongeant vers le sud-est, apparus lors de la phase de **distension post-cadomienne**. C'est le long de ces failles normales que les magmas orogéniques vont s'élever dans un contexte de divergence continentale caractérisant la période cambrienne. L'existence de nombreuses structures distensives assurément cambriennes orientées N 60 - 70° E (couloirs de sédimentation ; fractures jalonnées d'intrusions volcaniques) suggère que l'ouverture du graben du Maine s'est réalisée de façon oblique, dans un contexte de **transtension dextre**. A l'image du contrôle structural s'exerçant sur l'évolution et la forme des grandes calderas récentes ou actuelles (Bellier *et al.*, 1991 ; 1993 ; Bonvalot *et al.*, 1993), ce régime d'extension pourrait conditionner étroitement la géométrie des calderas cambriennes (fig. 144).

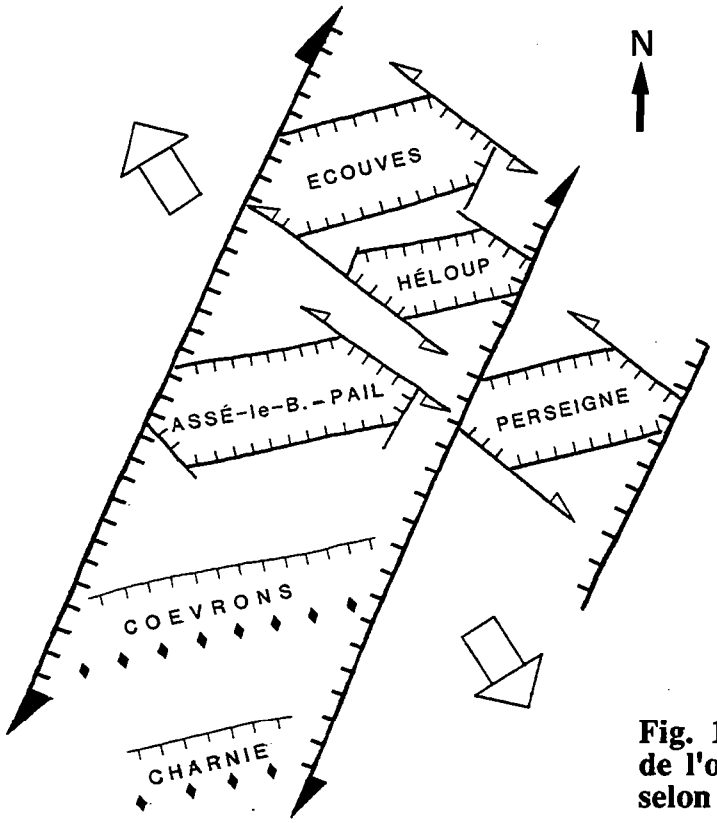


Fig. 144 : Essai de reconstitution de l'ouverture du graben du Maine selon un régime d'extension oblique

L'origine des magmas andésitiques du Maine, à net cachet compressif (*cf.* 2ème partie), pourrait être recherchée dans des **fusions partielles mantelliques**, engendrées :

- soit au cours des derniers stades d'activité de la subduction mancellienne, selon un mécanisme comparable à celui décrit par Harris et collaborateurs (1986) pour expliquer la genèse des magmatismes post-collisionnels, mécanisme se rapprochant de celui utilisé dans le modèle d'évolution de la chaîne cadomienne (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990 ; fig.137, VII) ;

- soit, plus vraisemblablement au cours d'événements en relation directe avec le phénomène d'**épaississement crustal** du domaine mancellien, selon des processus pétrogénétiques analogues à ceux requis pour la production des granites calco-alcalins des zones collisionnelles continentales (*cf.* Lagarde *et al.*, 1992, fig.140). Parmi ces processus, figure la **fusion partielle du manteau** à l'aplomb d'une **écaille crustale plongeante** (subduction continentale), procédé déjà évoqué pour la genèse des magmas basiques calco-alcalins à l'origine des gabbro-diorites de la Mancellia. La fusion mantellique serait déclenchée par l'action des fluides issus du lambeau de croûte subductée, ou, plus probablement, par la **décompression adiabatique du manteau lors de la distension cambrienne** (fig.139 et 145). Ce processus permettrait de s'affranchir de l'intervention directe d'une subduction de matériel océanique sous le graben du Maine, mécanisme qui demeure hautement hypothétique dans ce secteur externe de la chaîne cadomienne et à cette période de son évolution. Hormis l'exemple de la lignée andésitique du Maine, de nombreux autres exemples de volcanismes calco-alcalins post-orogéniques, pour lesquels une liaison directe avec une subduction active n'est pas prouvée, sont connus aussi bien dans les chaînes anciennes (orogenèse calédonienne ; Thirlwall, 1988 ; orogenèse varisque ; Bébien *et al.*, 1980 ; Bixel *et al.*, 1983 ; Bixel, 1988) que récentes (*cf.* volcanisme tertiaire de l'Ouest de la Turquie ; Seyitoglu *et al.*, 1992).

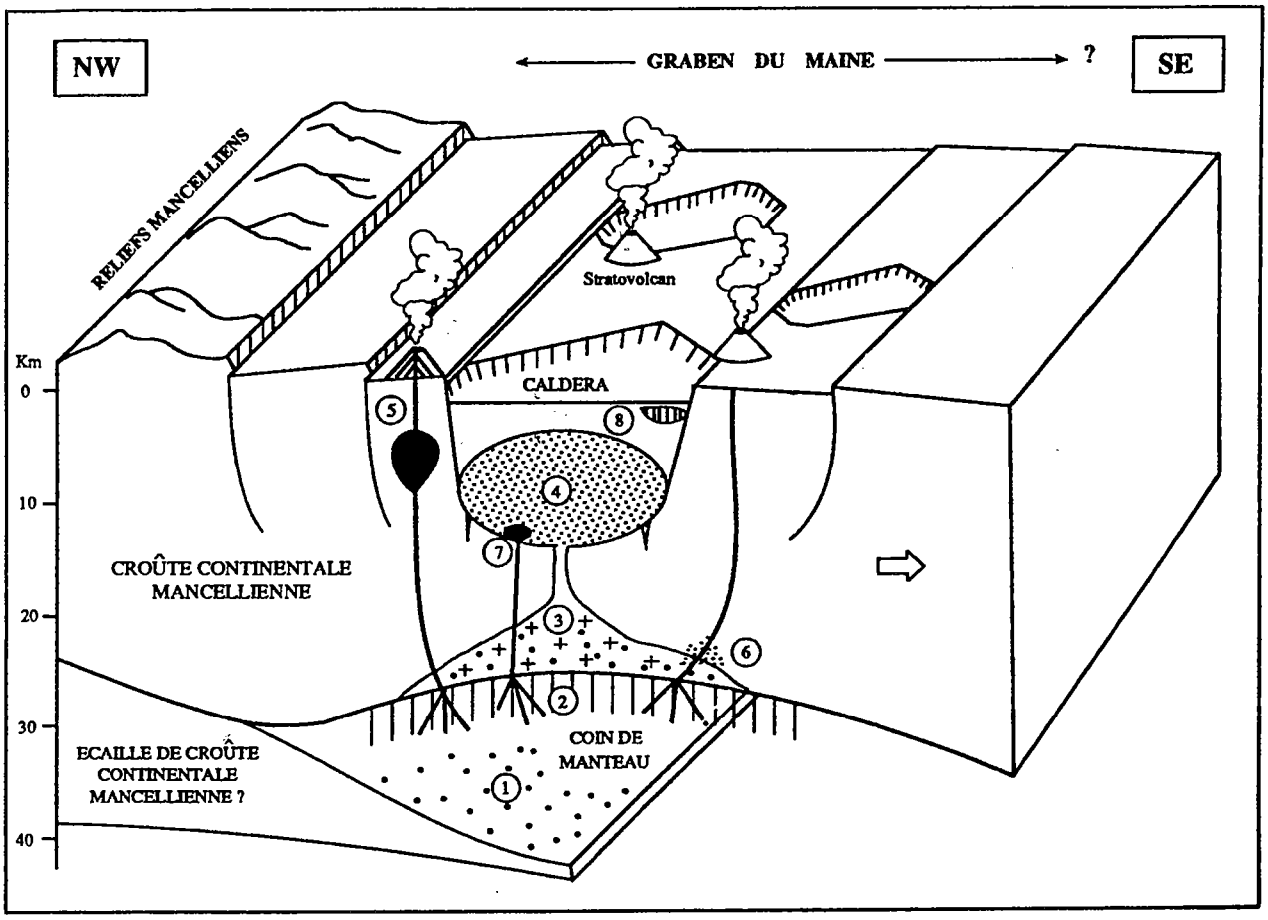


Fig. 145 : Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites cambriennes du Maine.

1: déshydratation d'une écaille de croûte mancellienne (subduction continentale ?).
2: zone de fusion partielle au sommet du coin de manteau = genèse des magmas andésitiques du Maine. Cette fusion est déclenchée soit par l'action des fluides issus du lambeau de croûte subductée, soit par un mécanisme de décompression adiabatique du manteau lors de la distension cambrienne.
3: fusion partielle de la croûte continentale inférieure et moyenne: production des magmas acides du Maine.
4: chambres magmatiques, non ou peu zonées, dans lesquelles se déroulent des mécanismes de cristallisation fractionnée d'ampleur limitée (réservoirs ignimbritiques).
5: différenciation des magmas andésitiques par cristallisation fractionnée dans de petits réservoirs superficiels (production des laves dacitiques, rhyodacitiques et rhyolitiques).
6: interaction entre magma mantellique et croûte continentale: genèse des dacites à grenat.
7: injection de magma basique à la base de la chambre magmatique (déclenchement de certaines éruptions ignimbritiques paroxysmales).
8: mise en place de dômes rhyolitiques.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'analyse cartographique et pétrographique détaillée des complexes volcaniques cambriens de l'Est du Massif armoricain (Sud de la Normandie et 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.

Les corrélations entre les phases volcaniques majeures, fondées esssentiellement 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 phases paroxysmales** (V2, V3, V4), séparées 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 très volumineuses nappes ignimbritiques 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 propageant dans le domaine externe jusque dans les Coëvrons et la Charnie. Nous avons pu montrer que 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 lahariques issues du glissement en masse des pyroclastites meubles finement pulvérisées. Ces apports soudains de matériaux volcanogènes, d'un volume considérable, entraînent de **sérieux bouleversements sur 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'agradation, la sédimentation contemporaine de l'activité volcanique peut être qualifiée de **catastrophique**.

Les produits de l'activité volcanique cambrienne du Maine sont surtout représentés par des **ignimbrites et des pyroclastites acides** (>90 % du volume total des volcanites), en association étroite avec quelques **laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques**. Les études minéralogiques et géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) conduites sur les volcanites permettent de conclure que les laves constituent une **suite de termes cogénétiques**, d'affinité clairement **calco-alcaline**, dont l'évolution est régie par des mécanismes de **cristallisation fractionnée à basse pression**. Des andésites basaltiques aux dacites, le fractionnement implique un assemblage constitué pour l'essentiel de plagioclase, de pyroxène et d'oxydes ferro-titanés, tandis que des dacites aux rhyolites, cet assemblage concerne le plagioclase, le feldspath potassique, l'amphibole et des minéraux accessoires. L'origine présumée des andésites basaltiques, laves les plus primitives de la province du Maine, est à chercher dans la **fusion partielle d'une souche mantellique dépourvue de grenat**. Cette fusion serait déclenchée soit par l'action de fluides relachés par une écaille de croûte continentale mancellienne subductée, soit plus vraisemblablement par un **mécanisme de décompression du manteau** lors de la distension cambrienne (*cf.* modèle de genèse des volcanites cambriennes du Maine, fig. 145).

L'ensemble des arguments pétrographiques et géochimiques, auxquels s'ajoutent des constatations d'ordre géologique, a permis de démontrer que les **ignimbrites du Maine dérivent de fusions crustales**, produites au sein de la croûte continentale mancellienne, aux dépens des **séries volcano-sédimentaires briovériennes**. L'injection répétée des magmas andésitiques, en base de croûte, pourrait être le **facteur initiateur de l'anatexie**. En outre, en s'élevant vers la surface, ces magmas andésitiques chauds, peuvent s'introduire dans les chambres superficielles où stagnent les magmas ignimbritiques, et provoquer le déclenchement de certaines éruptions paroxysmales.

La reconstitution du **cadre géodynamique** dans lequel s'exerce l'activité volcanique cambrienne est celui d'un fossé volcano-tectonique étroit (< 50 km de large) - **le graben du Maine** - soumis à une **forte extension** ainsi qu'en témoignent sa subsidence active et les injections multiples de magmas, certains d'origine mantellique, qui l'affecte. Ce graben est en effet installé au droit d'une **discontinuité crustale majeure**, héritée de l'histoire cadomienne, et qui séparait le bassin marginal mancellien de sa marge continentale méridionale.

Au terme de cette étude, parmi les interrogations qui demeurent posées, figure surtout celle concernant les **véritables mécanismes initiateurs de la genèse des magmas calco-alcalins du Maine**, mécanismes qui agissent au cours de la période charnière marquant la transition entre le **régime compressif cadomien** et celui de la **distension cambrienne.** Mais quel que soit le modèle proposé, l'activité volcanique du Maine fixe la fin des manifestations magmatiques cadomiennes, caractérisées en domaine mancellien par d'**intenses fusions crustales** impliquant la néo-croûte briovérienne et qui contribuent à la **cratonisation** progressive des systèmes d'arcs et de bassins du dispositif orogénique cadomien.

ANNEXE

PARAGENÈSES ARGILEUSES ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL VARISQUE

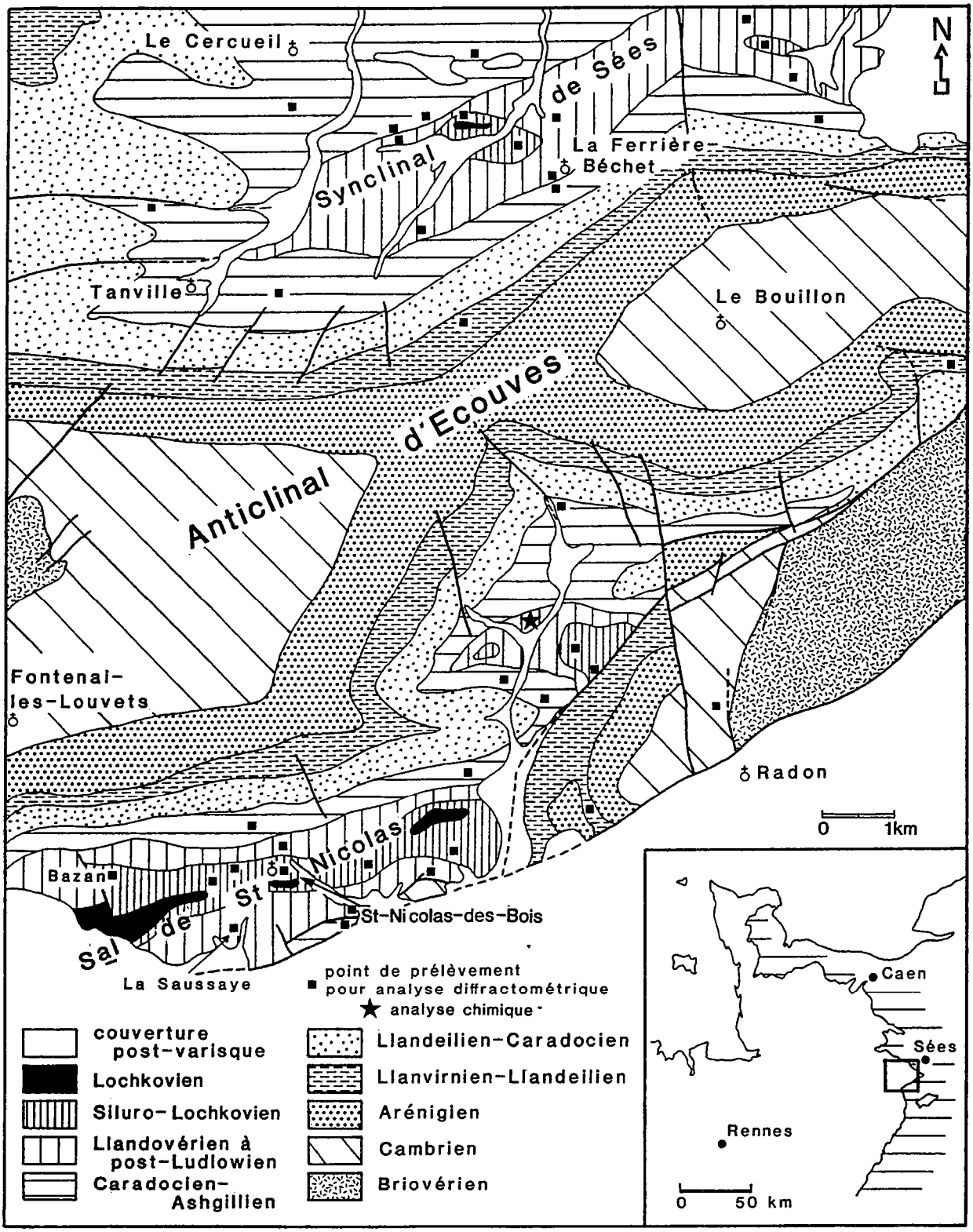


Fig. 146 : Points de prélèvement des échantillons pour l'analyse diffractométrique dans les synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois (massif d'Ecouves) (d'après les cartes à 1/50 000 de la Ferté-Macé et d'Alençon, Doré *et al.*, 1977 ; 1981).

Paragenèses argileuses et métamorphisme général varisque

Dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif armoricain, depuis le massif d'Ecouves au Nord jusqu'au bassin de Laval au Sud, la **schistosité principale** associée au plissement varisque est de type **fracture** avec début de recristallisation (Dupret et Le Gall, 1984) ; localement, dans les unités de Saint-Léonard-des-Bois et d'Héloup, elle atteint le **flux** (ardoisières exploitant les schistes de l'Ordovicien moyen). Les néogenèses des minéraux phylliteux, illite et chlorite, contenus dans les plans de schistosité, dénotent le **caractère synschisteux du métamorphisme régional** dont l'âge demeure controversé. En effet, contrairement aux vues classiquement admises fixant la phase majeure de plissement synschisteux à la période post-namurienne, par référence aux événements enregistrés dans le bassin carbonifère de Laval (Pelhâte, 1971 ; Houlgatte *et al.*, 1988), il apparaît aujourd'hui que les premières étapes de l'évolution orogénique du domaine est-mancellien se sont déroulées plus tôt, au cours d'une **période éo-varisque** située vers la limite dévono-carbonifère (phase bretonne au sens large ; Gresselin, 1990). De plus, quel que soit son âge exact, la schistosité qui affecte les séries paléozoïques passe en continuité dans les sédiments briovériens tout en y conservant même intensité et même direction, preuve que l'événement tectonométamorphique majeur intéressant le Briovérien du Maine est à imputer à l'**histoire varisque** et non cadomienne (Doré *et al.*, 1977; Safa, 1980 ; Chantraine *et al.*, 1983 ; Dupret, 1988).

L'**intensité du métamorphisme** régional varisque a été appréciée avant tout par l'**analyse diffractométrique des sédiments fins** appartenant d'une part aux formations cambriennes du synclinal des Coëvrons et d'autre part aux formations ordoviciennes et silurolochkoviennes du massif d'Ecouves (synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois, fig.146). Cette étude de la fraction argileuse, conduite sur une soixantaine d'échantillons, complète celles déjà réalisées sur les sédiments paléozoïques régionaux (Le Gall et Doré, 1972 ; Robardet et Steinberg, 1972) et les sédiments briovériens du Maine (Safa, 1980 ; Garlan, 1985).

I.- Techniques d'étude, conditions expérimentales

L'analyse diffractométrique s'effectue sur agrégats orientés, composés de particules inférieures à 2 µm. Les échantillons subissent au préalable plusieurs préparations : broyage, destruction de la matière organique et des carbonates, séparation granulométrique par centrifugation puis dépôt de la fraction fine sur lame de verre. Certaines lames sont soumises à des traitements complémentaires : glycol, chauffage à 550°C, action d'HCl concentré. Le diffractomètre utilisé est de marque Philips, à anticathode de cuivre et filtre au nickel, et fonctionne selon les conditions expérimentales suivantes : 40 kV, 30 mA avec vitesse de rotation du goniomètre de 1°2θmn et vitesse de défilement de l'enregistreur de 10 mm/mn.

Les abondances relatives des minéraux argileux ont été calculées sur les diffractogrammes des essais naturels, en mesurant les hauteurs de leur réflexion d (001), sauf pour la chlorite où intervient une valeur moyenne des pics 001 et 002 ; les résultats sont arrondis à la classe de 5 % la plus proche, compte-tenu des marges d'erreurs de la méthode (*cf.* Holtzappfel, 1985).

II.- Caractéristiques diffractométriques des principales phases argileuses

1.- L'illite

Les siltites et argilites appartenant au Briovérien et au Paléozoïque inférieur (Cambrien à Ordovicien supérieur) contiennent environ 2/3 d'illite, toujours bien cristallisée (fig.147). Les indices de cristallinité (IC), mesurés par la largeur à mi-hauteur de la réflexion 001 et exprimés en °2Θ (Kübler, 1966), s'établissent en moyenne entre 0,31 et 0,32 (tabl.23) et traduisent l'influence d'un métamorphisme de **degré anchizonal** (limites de l'anchizone placées à 0,25 et 0,40° 2Θ). Seuls quelques échantillons de schistes ardoisiers briovériens enregistrent les effets d'un métamorphisme légèrement plus intense, proche de l'épizone (fig.147). La composition chimique des illites, déduite de la valeur du rapport des réflexions I 002 / I 001 (Esquevin, 1969), est celle de micas blancs intermédiaires entre des **phengites** et des **muscovites** (I 002 / I 001 ≈ 0,4). Deux groupes de points s'écartent de cette tendance moyenne (fig.147) :

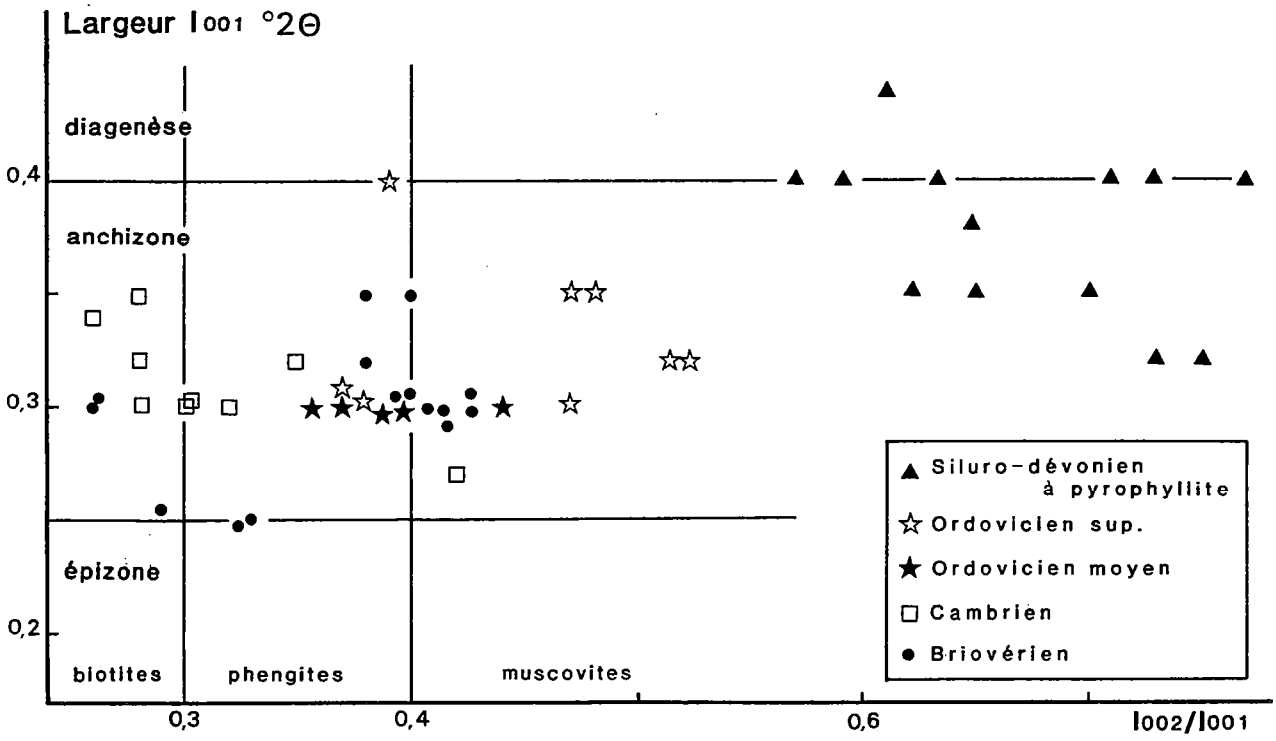


Fig. 147 : Appréciation du degré de métamorphisme des sédiments briovériens et paléozoïques du Maine grâce au degré de cristallinité des illites (largeur de la réflexion 001 exprimée en °2Θ ; Kübler, 1966). Le chimisme des illites est déduit de la valeur du rapport de leurs réflexions I 002 / I 001 (Esquevin, 1969).

- d'une part, des micas à tendance franchement magnésienne, d'origine détritique, issus de la Formation cambrienne des "Psammites de Sillé" ;
- d'autre part, des illites nettement alumineuses dérivant d'argilites noires de l'Ordovicien supérieur.

Si, du Briovérien à l'Ordovicien supérieur, les pourcentages, la cristallinité, et même la composition chimique des illites n'évoluent guère, par contre des **changements radicaux** s'opèrent dès la **base du Silurien** et se poursuivent jusqu'au Lochkovien, limite supérieure d'érosion du Paléozoïque régional. Ces changements s'expriment par :

Position stratigraphique des échantillons (n) nombre d'échantillons		Illite IC en ° 2Θ	Chlorite	Pyrophyllite	Interstratifiés I-S
SILURO - LOCHKOVIEN	Siluro-Lochkovien post-ampélitique (n= 10)	30 % (10 à 55 %) IC= 0,38	40 % (20 à 70 %)	30 % (traces à 60 %)	- -
	Silurien ampélitique (Pridoli + éch. non datés (n= 8)) n=5	20 % (15 à 32 %)	20 % (5 à 32 %)	60 % (52 à 71 %)	- -
	n=3	25 % (23 à 33 %) IC = 0,38	20 % (15 à 23 %)	35 % (30 à 41 %)	15 % (12 à 26 %) + kaolinite en traces
	Ampélites wenlockiennes (n= 3)	100 % IC = 0,37	-	-	-
ORDOVICIEN supérieur (Caradoc + Ashgill) (n= 14)		65 % (40 à 70 %) IC = 0,32	35 % (30 à 40 %)	- -	- -
ORDOVICIEN moyen (Llanvirn- Llandeilo) (n = 5)		55 % (40 à 65 %) IC = 0,31	45 % (35 à 55 %)	-	-
CAMBRIEN (formations des Schistes et Calcaires et des Psammites de Sillé) (n= 10)		65 % (50 à 70 %) IC= 0,31	35 % (30 à 50 %)	-	-
BRIOVERIEN du Maine (n= 14)		60 % (50 à 70 %) IC = 0,30	40 % (30 à 50 %)	-	-

Tabl. 23 : Composition des paragenèses argileuses et indices de cristallinité des micas blancs des formations fines du Massif armoricain.

- une **variation brutale des teneurs en illite**, passant de 100 % dans certaines ampélites datées du Wenlock, à 20 % dans d'autres ampélites à pyrophyllite supra-wenlockiennes. Des fluctuations importantes sont encore enregistrées au sein des siltites siluro-lochkoviennes post-ampélitiques dans lesquelles les concentrations en illite passent de 10 à 55 % (tabl.23) ;

- des **indices de cristallinité** qui, sur l'ensemble de la population siluro-lochkovienne, se fixent en moyenne à 0,38, valeur proche de la limite entre le domaine de métamorphisme **anchizonal** et celui de la **diagenèse profonde**. La présence des réflexions de la pyrophyllite n'altère pas de manière significative la valeur de ces indices, ceci dans les conditions expérimentales utilisées (*cf.* fig.149) ;

- une accentuation du **tempérament alumineux des illites**, accusée par les valeurs du rapport I 002/ I 001 qui dépassent 0,5. Ce type d'évolution est conforme à celui relevé dans les séries de même âge du bassin de Laval (Mélou, 1976 ; Dabard, 1983).

2.- La chlorite

Exception faite de certaines ampélites du Wenlock dans lesquelles son absence peut être totale, la chlorite représente, après l'illite, la seconde espèce cardinale du cortège des minéraux argileux. Dans les sédiments du Briovérien et du Paléozoïque inférieur, jusqu'à l'Ashgill compris, les teneurs en chlorite demeurent stables, entre 35 et 45 % en moyenne, alors qu'au sein des ampélites siluriennes et des siltites siluro-lochkoviennes elles fluctuent beaucoup plus, respectivement de 0 à 20 % et de 20 à 70 % (tabl.23).

Les chlorites du Briovérien et du Cambro-ordovicien possèdent des réflexions 001 quasi-identiques par leur forme et leur intensité relative (fig.148), traduisant, outre la bonne cristallinité du minéral, son caractère trioctaédrique et son chimisme plus ferreux que magnésien (*cf.* diagramme de Oinuma *et al.*, 1972, fig.150). L'homogénéité de la population des chlorites, déjà constatée à l'échelle du Briovérien régional (Safa, 1980), se retrouve également dans les sédiments cambro-ordoviciens de l'Est du Massif armoricain.

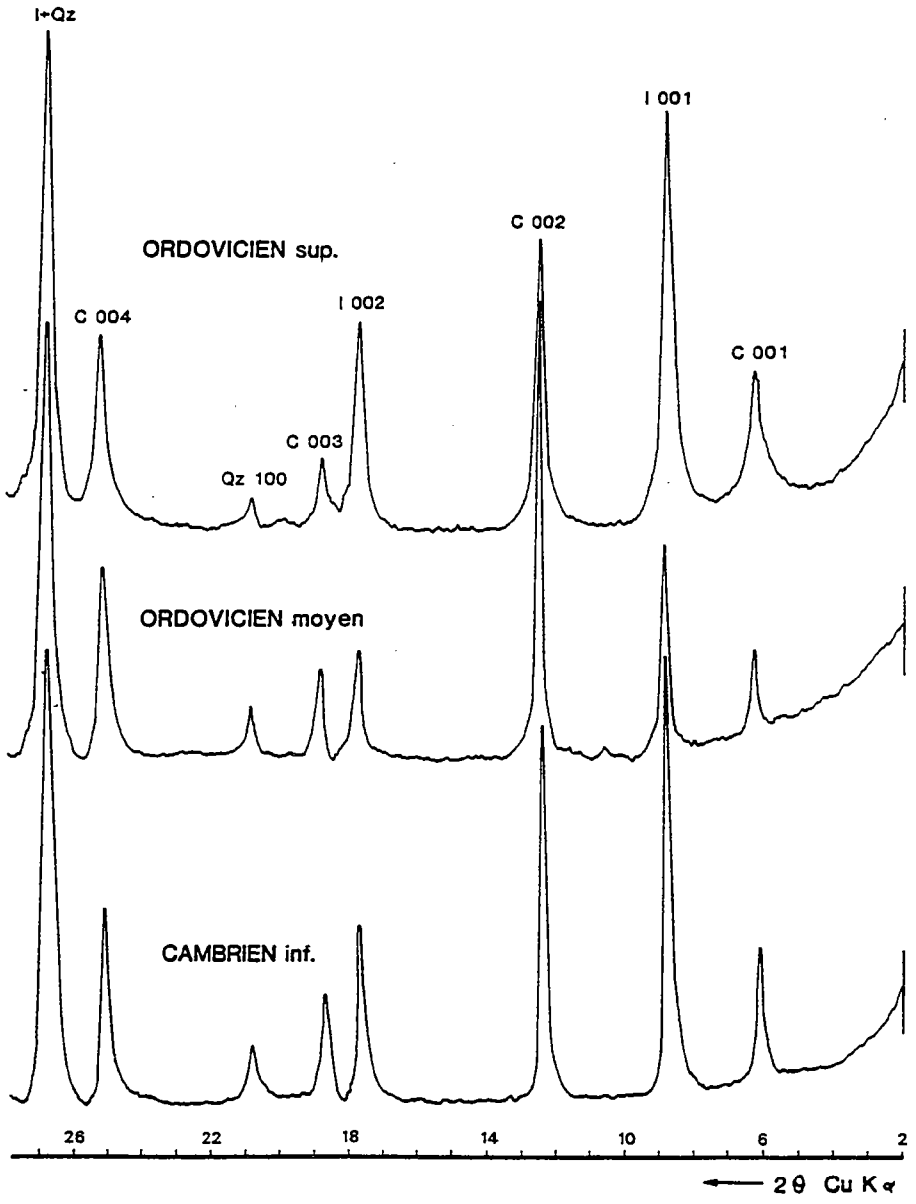


Fig. 148 : Diffractogrammes caractéristiques des minéraux argileux contenus dans les Formations des Schistes et calcaires (Cambrien inférieur), **des Schistes à *Neseuretus*** (Ordovicien moyen) et **des Schistes supérieurs** (Ordovicien supérieur). (I = illite ; C = chlorite ; Qz = quartz)

A l'image des illites, les chlorites des formations siluro-lochkoviennes se démarquent des précédentes par un léger élargissement de leur pics et surtout par une diminution du rapport d'intensité des réflexions 001 et 002. Les valeurs obtenues, en moyenne 0,09, suggèrent une accentuation du caractère ferreux du minéral (Brown, 1955). Cette évolution chimique se traduit dans le diagramme de Oinuma (fig.150) par la concentration des points figuratifs des chlorites siluro-lochkoviennes à proximité du pôle ferreux. Seul un échantillon de l'Ordovicien moyen, associé il est vrai à un horizon minéralisé, intègre ce nuage de points.

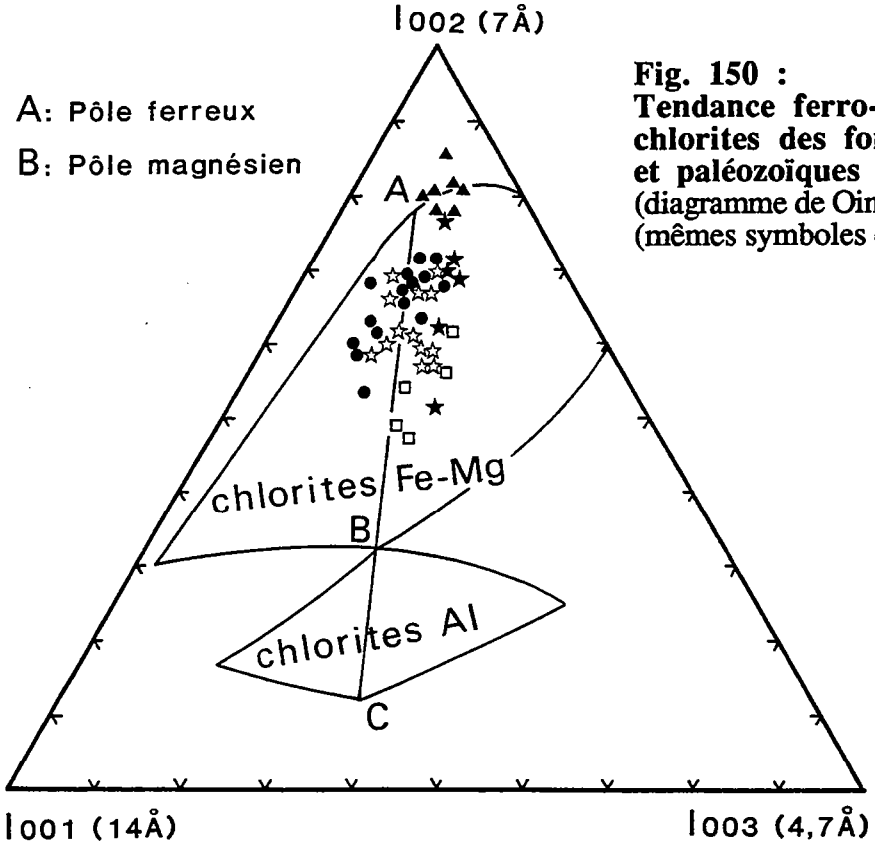


Fig. 150 :
Tendance ferro-magnésienne des chlorites des formations briovériennes et paléozoïques du Maine
(diagramme de Oinuma *et al.*, 1972)
(mêmes symboles que fig.147).

3.- La pyrophyllite

La transition entre les sédiments de l'Ordovicien tout à fait terminal (argilites encaissées dans les calcaires ashgilliens des Vaux ; Weyant *et al.*, 1977) et ceux du Silurien se marque non seulement par des modifications dans la répartition et la structure des minéraux de la paragenèse argileuse, mais également par l'apparition d'un nouveau minéral index : **la pyrophyllite.** L'existence attestée de ce minéral dans les siltites micacées de Bazan (Ouest de Saint-Nicolas-des-Bois) (fig.146), attribuées avec doute à l'Ordovicien supérieur (Robardet et Steinberg, 1972), n'infirme nullement cette thèse puisque les siltites appartiennent en réalité aux formations siluro-lochkoviennes du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (La Ferté-Macé à 1/ 50 000 ; Doré *et al.*, 1977).

Le **développement généralisé de la pyrophyllite** ne paraît pas coïncider avec l'instauration du faciès ampélitique, mais s'effectue au **Silurien terminal** (Ludlow-Pridoli) ainsi qu'en témoignent :

- l'absence de pyrophyllite dans les schistes ampélitiques intercalés au toit de la Formation des Grès culminants de la carrière des Noës (Sud du massif d'Héloup : Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000 ; Juignet *et al.*, 1984). Cette formation gréseuse, inexistante dans les synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois, est attribuée au Llandovery-Wenlock basal par l'âge de ses enveloppes sédimentaires (Robardet, 1981) ;

- l'absence de pyrophyllite dans les ampélites wenlockiennes à graptolites, aussi bien dans le Synclinal des Coëvrons où elles recouvrent directement le toit de la Formation des Grès culminants (Le Gall, 1971), que dans le synclinal de Sées (La Ferrière-Béchet) où elles reposent sur les argilites de l'Ashgillien ;
- l'existence de pyrophyllite dans des ampélites du synclinal de Saint-Nicolas-des-Bois (La Saussaye), initialement rapportées au Wenlock, puis rangées dans le Pridoli à la suite d'une révision de leur faune graptolitique (Robardet, 1981).

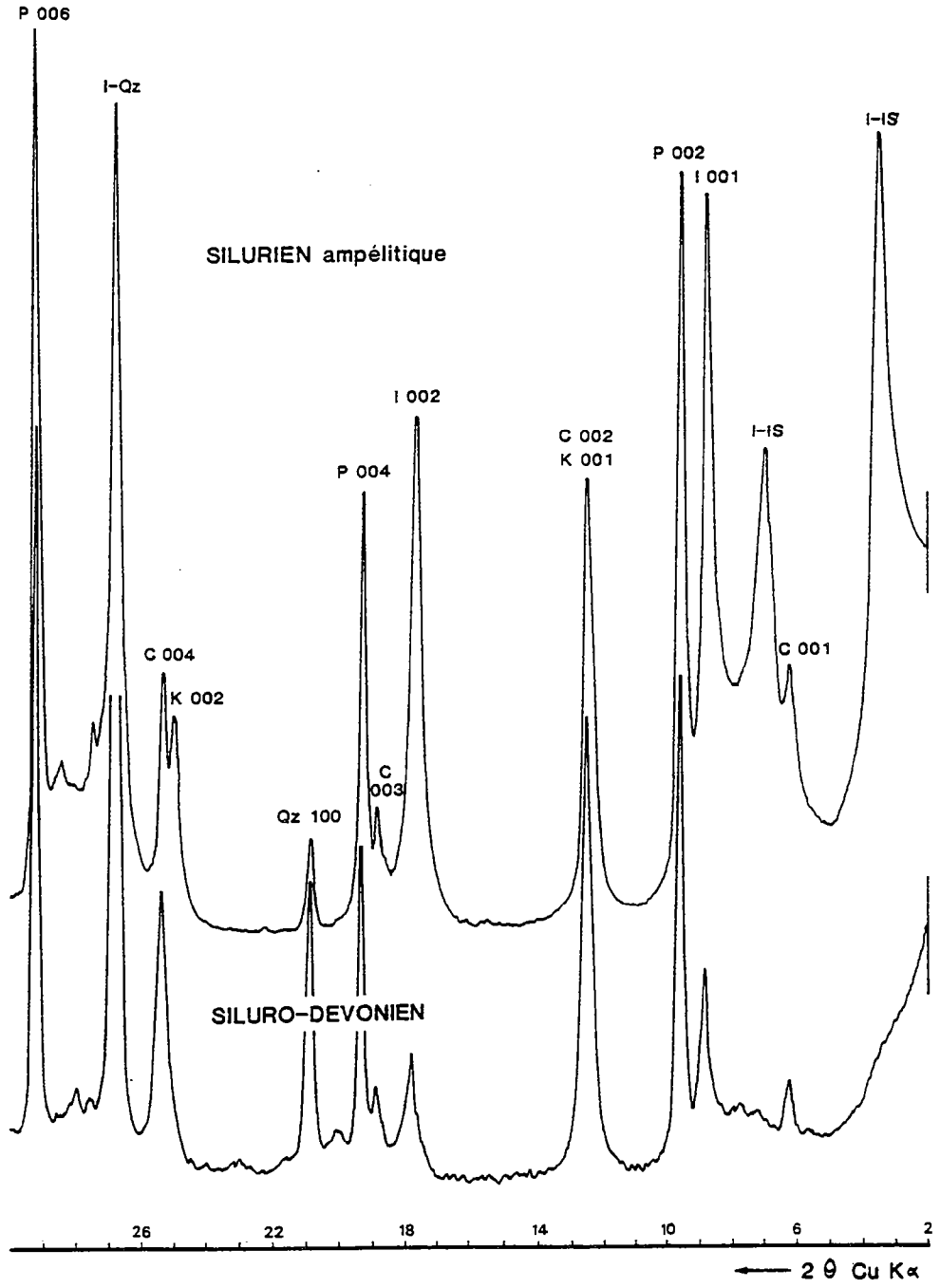


Fig. 149 : Diffractogrammes caractéristiques des minéraux argileux des schistes siluro-dévoniens et des ampélites siluriennes du Maine (I = illite ; C = chlorite ; Qz = quartz ; K = kaolinite ; P = pyrophyllite ; I-IS = interstratifié régulier illite-smectite).

Sur un plan plus régional, l'analyse des minéraux argileux du sondage du Quesnay (synclinal d'Urville au Sud de Caen) atteste que la pyrophyllite, absente au Wenlock, apparaît au Ludlow puis abonde dans les ampélites du Pridoli (= Budnanien supérieur) (Le Gall et Doré, 1971) où ses teneurs (50 à 60 %) avoisinent celles relevées dans les ampélites de même âge du secteur d'Ecouves. De même, à l'échelle du Massif armoricain, le développement de la pyrophyllite se généralise dans les assises du Ludlow des synclinaux de Laval (Mélou, 1976 ; Dabard, 1983) et du Ménez-Bélair (Régnault et Sagon, 1988), et dans celles du pré-Lochkovien (Pridoli) appartenant au Paléozoïque du Domaine centre-armoricain occidental (Paradis, 1981).

4.- Autres minéraux argileux : interstratifiés et kaolinite

Si les traces de kaolinite et de smectite mises en évidence dans quelques faciès briovériens altérés sont assurément d'origine secondaire (Safa, 1980), le problème d'une telle origine se pose au sujet d'édifices interstratifiés et de traces de kaolinite, relevés dans trois échantillons d'ampélites à pyrophyllite du Silurien d'Ecouves. Le minéral interstratifié présente deux pics très nets, l'un à 25 Å, l'autre à 12,5 Å (fig.149), qui, sous l'effet d'une glycolation, migrent respectivement à 27 et 13,5 Å. Cet interstratifié régulier, caractérisé par une superstructure ordonnée à 27 Å, appartient au type **allevardite** (Reynolds, 1980). D'après les courbes de diffraction publiées par Reynolds et Hower (1970), l'estimation du pourcentage de feuillets gonflants se situe autour de 30 %. L'allevardite, décrite en association avec illite + chlorite + pyrophyllite dans les séries anchizonales de l'Ouest saharien et des Pyrénées basques (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Dunoyer de Segonzac et Hennebault, 1971), est également rencontrée dans les sédiments pridoliens de la presqu'île de Crozon, au sein d'un même cortège de minéraux argileux, mais comprenant en outre des traces de kaolinite ; cette dernière étant interprétée, non comme un minéral d'altération, mais comme un minéral diagénétique (Paradis, 1981). Une telle paragenèse qui paraît stable dans les conditions d'une **diagenèse profonde**, persiste encore à la limite supérieure de l'anchizone dans le Paléozoïque de la zone cantabrique d'Espagne (Aller *et al.*, 1987).

III.- Paragenèses argileuses et degré de métamorphisme

La composition des phases argileuses et la valeur des indices de cristallinité des micas blancs révèlent que **le métamorphisme régional varisque** affectant l'ensemble Briovérien-Paléozoïque de Normandie méridionale et du Maine, se situe globalement en **domaine anchizonal** et demeure donc de très faible degré selon la nomenclature de Winkler (1976). Ces données sont comparables à celles recueillies dans les synclinaux du Sud de Caen (*cf.* forage du Quesnay ; Le Gall et Doré, 1971) et le Paléozoïque du Cotentin (Robardet et Steinberg, 1972). Elles impliquent l'**absence de gradient métamorphique** pour l'ensemble du Paléozoïque est-armoricain, à l'exception de quelques couloirs de cisaillements, tel celui du Nord-Cotentin (Dissler et Gresselin, 1988), où règnent des conditions épizonales. Une augmentation significative du degré de métamorphisme ne s'observe qu'en gagnant les unités paléozoïques de Bretagne centrale (synclinorium médian et synclinaux du Sud de Rennes) dans lesquelles l'**épizone** est atteinte avec cristallisation généralisée de chloritoïde (Sagon, 1976 ; Le Corre, 1978 ; Régnault et Sagon, 1988 ; Martinez et Rolet, 1988). Si, à l'échelle de la province est-armoricaine, aucune évolution métamorphique n'apparaît à l'intérieur de mêmes formations, une coupure s'esquisse en revanche, entre les séries briovériennes, cambriennes et ordoviciennes, strictement confinées à l'**anchizone** (IC compris entre 0,25 et 0,35°2Θ), et les séries siluro-dévoniennes se situant à la limite **anchizone-diagenèse profonde** (IC compris entre 0,35 et 0,40°2Θ). Cette légère évolution de degré métamorphique s'explique probablement par une différence d'enfouissement des séries analysées.

Les **valeurs du couple température-pression** régnant lors du métamorphisme varisque ne peuvent être estimées qu'approximativement (fig. 151) :

Dans les formations siluro-dévoniennes, la néogenèse de la pyrophyllite, née de la réaction de la kaolinite et du quartz, implique des **températures minimales de 270°C** pour

des **pressions de 1 à 2 kb** (Hemley *et al.*, 1980). Dans ces conditions, la présence occasionnelle d'édifices à feuillets gonflants pose quelques problèmes si l'on se réfère aux travaux portant sur leurs domaines de stabilité. En effet, dans les forages profonds de la côte du Texas, un interstratifié de type allevardite, renfermant de 20 à 30 % de smectites, apparaît vers 3700 m (T≈100°C) et se perpétue jusque 5500 m (T≈170°C) ; au-delà, pour des températures voisines de 200°C, les feuillets gonflants disparaissent totalement et le faciès à illite + chlorite est atteint (Hower *et al.*, 1976). Cette température maximale d'équilibre de l'allevardite, d'environ 175°C, est celle retenue par Velde (1985) dans son étude sur les domaines de stabilité des interstratifiés illite-smectite. Même si la prudence est requise dans l'utilisation de ces données, obtenues à la fois expérimentalement et sur roches naturelles, il apparaît difficile voire impossible à la pyrophyllite et à l'allevardite de coexister dans la même paragenèse. Cette constatation débouche sur cette alternative :

- ou les interstratifiés réguliers sont des **minéraux de dégradation** apparus aux dépens de néogenèses stables dans les conditions climatiques de la limite diagenèse profonde-anchizone. A l'appui de cette thèse signalons que les échantillons contenant de l'allevardite ont tous, sauf un, été prélevés en surface et qu'aucun interstratifié n'a été mis en évidence dans les assises siluriennes du forage profond du Quesnay (Le Gall et Doré, 1971) ;

- ou le minéral interstratifié régulier de type allevardite appartient en fait à l'espèce **rectorite.** Cette variété sodique, associant feuillets paragonitique et beidellitique, est en effet stable dans les conditions permettant la cristallisation de pyrophyllite voire de chloritoïde (Paradis *et al.*, 1983). Or, la rectorite, identifiée grâce à l'utilisation de la microsonde et du MEB, serait fréquente dans les ampélites à pyrophyllite, là où, à l'origine, elle avait été qualifiée d'allevardite (Velde, 1985).

Dans le cas des formations briovériennes et cambro-ordoviciennes, il est sûr que la **température n'a pas excédé 400°C,** car le chloritoïde fait toujours défaut, même dans des formations chimiquement identiques à celles de Bretagne où ce minéral est fréquent (*cf.* "Schistes à Neseuretus" de l'Ordovicien moyen). L'absence de chloritoïde témoigne également de conditions de **basses pressions** (< 2 kb d'après Baltatzis, 1980), compatibles avec l'état de **déformation modérée** de la série paléozoïque régionale, dans laquelle, et à l'écart des couloirs de cisaillement, la typologie de la schistosité s'établit entre le stade de la fracture et celui du flux naissant (Dupret et Le Gall, 1984).

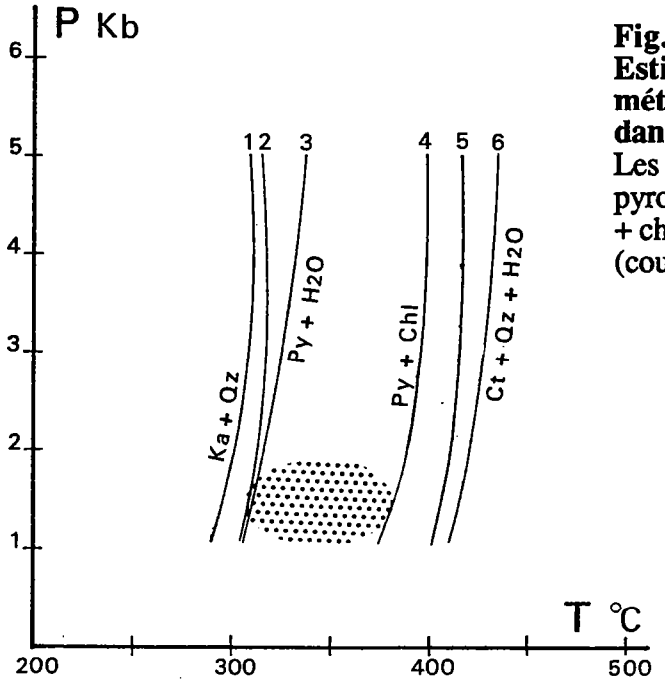


Fig. 151 :
Estimation du couple T.P. du métamorphisme régional varisque dans le Maine (aire en pointillé).
Les courbes d'équilibre kaolinite + quartz = pyrophyllite + eau (courbes 1, 2 et 3) et pyrophyllite + chlorite = chloritoïde + quartz+ eau (courbes 4,5 et 6) sont tirées de Frey *et al.*, 1988.

En dehors des données fournies par les associations de minéraux argileux, d'**autres facteurs** peuvent être pris en compte afin d'**estimer l'intensité du métamorphisme régional varisque**. Il s'agit : 1) de la **couleur des conodontes**, 2) de la **nature des phases sulfurées** du gisement de Rouez, enfin, 3) des **paragenèses reconnues dans les volcanites andésitiques du Cambrien.**

1) Depuis les travaux d'Epstein *et al.* (1970) on sait que la couleur des conodontes varie régulièrement au cours d'une élévation de la température. Ce changement de couleur est particulièrement adapté pour fixer la frontière entre la diagenèse profonde et le début du métamorphisme (Kovacs et Arkai, 1987). L'indice de coloration (CAI) des conodontes recueillis dans les calcaires ashgilliens d'Ecouves (Formation des Vaux ; Weyant *et al.*, 1977), a une valeur voisine de 5, correspondant à un noir mat (renseignement M. Weyant). Cette valeur, qui, expérimentalement, coïncide avec des **températures comprises entre 300 et 400°C**, indique assurément des **conditions au moins anchizonales.** Un tel indice de 5 se rencontre dans des séries renfermant par ailleurs des illites possédant un IC de 0,25 à 0,35°2θ (Kovacs et Arkai, 1987), valeurs conformes à celles relevées ici.

2) Encaissée dans le Briovérien supérieur du Maine, la **minéralisation de Rouez** (Sarthe) contient plusieurs phases sulfurées, d'origine hydrothermale, qui paraissent en équilibre avec les effets du dernier événement thermique rapporté à l'histoire varisque (Safa, 1980). Les conditions d'équilibre des sulfures, établies par l'analyse des compositions chimiques de la blende, de la chalcopyrite et de la pyrrhotite, paraissent se situer dans une gamme thermique de **250 à 300°C** (Safa *et al.*, 1982), donc compatible avec celle estimée par les minéraux argileux.

3) Les **volcanites cambriennes du Maine** contiennent des associations minérales qui, toutes sans exception, ont subi d'importantes transformations secondaires, particulièrement sensibles chez les termes les plus basiques représentés ici par quelques coulées et brèches andésitiques. Ces transformations se soldent par la déstabilisation totale des ferro-magnésiens - pyroxènes essentiellement -, et par l'albitisation des plagioclases à l'origine calciques (*cf.* 1ère et 2ème parties). Les produits de néoformation, concentrés soit dans les anciens minéraux primaires soit à l'intérieur de veinules et cavités, se composent d'un assemblage à : albite + calcite + pistacite + chlorite + mica blanc + quartz. A cette liste, s'ajoutent des traces d'un minéral sphérolitique, de teinte jaune-verdâtre, qui présente les caractères optiques de la **pumpellyite**, bien que cette zéolite n'ait pu être mise en évidence par diffractométrie. Si l'on tient compte de l'absence d'actinote, le degré métamorphique déduit de cette paragenèse se rapporte **au faciès zéolitique (Préhnite - pumpellyite faciès)**, faciès qui correspond approximativement à l'anchizone (Frey *et al.*, 1988).

IV.- Les paragenèses argileuses à pyrophyllite et leur implications paléoclimatiques

Au-delà de l'évaluation des conditions physiques du métamorphisme, l'analyse des associations argileuses permet parfois de préciser la nature pétrographique des dépôts initiaux. Ainsi, parmi les minéraux de néogenèse, la pyrophyllite joue le rôle de minéral-index car sa cristallisation nécessite, en plus de conditions thermiques adéquates, un substrat riche en alumine. Dans la région étudiée, la seule analyse chimique disponible (tabl.24) provient d'ampélites à pyrophyllite extraites d'un petit forage implanté en forêt d'Ecouves (fig.146). La concentration en Al_2O_3 (32,5 % en base anhydre) rejoint celles relevées dans les sédiments ludlowiens à pyrophyllite du bassin de Laval ou, plus largement, du domaine centre-armoricain (Dabard, 1983) (fig.152). Ces fortes teneurs en alumine, non assorties d'une augmentation en K_2O (fig.152), impliquent l'**occurrence de kaolinite dans la minéralogie primaire** (Sagon, 1976 ; Dabard, 1983). La kaolinite, dont on retrouve des traces dans quelques faciès ampélitiques, réagira avec le quartz pour constituer la pyrophyllite.

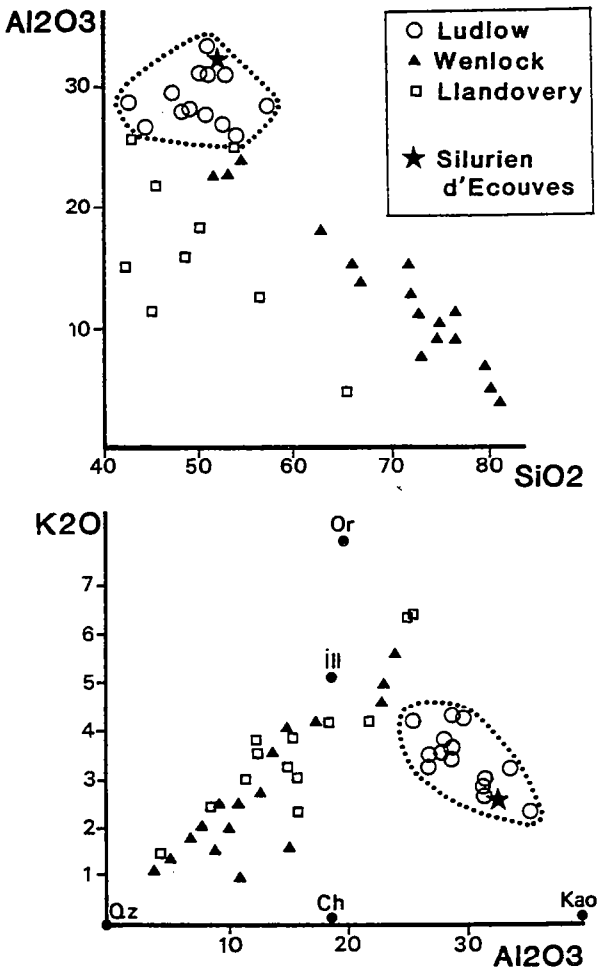


Fig. 152 :
Comparaison de la composition chimique de l'ampélite à pyrophyllite du Silurien d'Ecouves avec celles des sédiments siluriens du bassin de Laval et du domaine centre-armoricain
(d'après Dabard, 1983).

L'apparition de la pyrophyllite dans les assises du Ludlow et ses fortes concentrations dans les termes du Pridoli suggèrent un apport massif de kaolinite dans le milieu de sédimentation vers la **fin des temps siluriens**, période qui contraste avec celle du Wenlock où ne se déposent que des ampélites riches en illite. Le facteur responsable de cette évolution est, ainsi que l'ont bien montré Régnault et Sagon (1988), avant tout d'**ordre climatique** : à une période de climat froid inhibant la formation de kaolinite, succède une période de climat chaud favorable à son développement. Cette évolution climatique est confirmée par les résultats paléomagnétiques qui, à l'Ordovicien terminal, placent l'Armorique près du pôle sud (Scotese *et al.*, 1979, Perroud, 1985). L'enregistrement sédimentaire de ces conditions climatiques froides se concrétise par les **dépôts glacio-marins** qui jalonnent la limite ordovico-silurienne (Formation ashgillienne de la Tillite de Feuguerolles ; Dangeard et Doré, 1971 ; Doré et Le Gall, 1972 ; Doré *et al.*, 1985). En fonction d'une nouvelle donnée paléomagnétique obtenue en Afrique centrale (Hargraves *et al.*, 1987), il est admis que la frange nord-africaine du Gondwana se situe, dès le Silurien moyen (435 Ma), à des latitudes sub-tropicales et qu'en conséquence, l'Armorique, placée en position péri-gondwanienne, vient dès cette période au voisinage de l'équateur, position qu'elle ne quittera plus jusqu'au Carbonifère (Van der Voo, 1988). Ces nouvelles conditions climatiques, propices au développement de la kaolinite, n'intéresse pas que l'Armorique, mais aussi le **domaine nord-gondwanien**, à preuve l'apparition de la pyrophyllite dans les siltites ludlowiennes de l'Ouest saharien (Dunoyer de Segonzac, 1969).

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
52,5	32,5	7,75	tr.	1,15	0,64	0,85	2,55	1,39	0,18

Tabl. 24 : Analyse chimique, recalculée sans les fluides (PF = 10,65 %), **d'ampélites à pyrophyllite du Silurien d'Ecouves.**

V.- Conclusions

Les associations minérales argileuses contenues dans les formations **briovériennes** et **cambro-ordoviciennes** de l'extrémité orientale du Massif armoricain sont toutes identiques et appartiennent au **faciès à illite et chlorite**. Elles dérivent du dernier événement métamorphique, d'âge varisque, dont l'intensité, appréciée grâce au degré de cristallinité des micas blancs, se situe en **domaine anchizonal**. Cette intensité, confirmée par d'autres facteurs tels que la couleur des conodontes ou la nature des phases sulfurées du gisement de Rouez, correspond sensiblement au faciès à préhnite et pumpellyite si l'on en juge par le contenu zéolitique de certaines andésites cambriennes.

Dès l'**entrée dans le Ludlow**, les séries siluro-lochkoviennes renferment une paragenèse à illite + chlorite + pyrophyllite ± interstratifié régulier illite-smectite, stable dans les conditions d'un métamorphisme plus faible, correspondant à la **limite anchizone-diagenèse profonde**. Une telle paragenèse dominée par le minéral-index **pyrophyllite**, reflète les profonds bouleversements climatiques subis par l'ensemble du domaine armoricain entre les périodes ordovicienne et silurienne. Aux conditions péri-glaciaires de la fin de l'Ordovicien, succèdent, dès le Silurien moyen, la chaleur et l'humidité d'un climat sub-équatorial favorable au développement de la kaolinite qui, lors du métamorphisme varisque, se transformera en pyrophyllite.

Références bibliographiques

ALLER J., BASTIDA F., BRIME C., PEREZ-ESTAUN A. (1987).- Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of North-West Spain). *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 40, 3, p. 255-272.

AMSTUTZ G.C. (1974).- Spilites and spilitic rocks. Springer-Verlag, 482 p.

ARNAUD G. (1980).- L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Thèse de 3° cycle, Paris VI, 141 p.

ATHERTON M.P., PITCHER W.S., WARDEN V. (1983).- The Mesozoic marginal basin of central Peru. *Nature*, 305, p. 303-306.

AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.-J., COCHERIE A., FOUILLAC A.-M., ROSSI P. (1983).- Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien. Implications métallogéniques. Colloque ATP "Géochimie et métallogénie", Bonas, p. 20-35.

AUVRAY B. (1979).- Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse d'Etat, Sci., Rennes, 680 p.

AUVRAY B., MAILLET P. (1977).- Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, 7, p. 953-958.

BAGBY W.C., CAMERON K.L., CAMERON M. (1981).- Contrasting evolution of calc-alkalic volcanic and plutonic rocks of Western Chihuahua, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 10402-10410.

BALTATZIS E. (1980).- Chloritoid-forming reaction in the eastern Scottish Dalradian : a possibility. *N. Jb. Mineral.*, 7, p. 306-313.

BARDINTZEFF J.-M. (1992).- Volcanologie. Masson, Paris. 235 p.

BARRAT J.-A. (1986).- Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, Rennes, II, 2, p. 125-133.

BARROIS C., PRUVOST P. (1931).- Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. géol. Nord*, 56, p. 80-125.

BEAUMONT (de) E. (1859).- Sur un pétrosilex glanduleux de la ferme du Grand Houx, sur la pente des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. France*, 16, p. 856.

BEBIEN J., CAGNY C., ROCCI G. (1980).- La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. *In* : 26° Congr. géol. Int., coll. C 6, Géologie de l'Europe, p. 213-225.

BELLIER O., DETOURBET C., SEBRIER M. (1993).- Contrôle structural de vastes caldeiras volcaniques situées le long de la grande faille de Sumatra (Indonésie).- Symposium "Les Calderas" ; Réunion Scientifique de la Soc. Géol. de France (Section de Volcanologie) (2 avril, Paris).

BELLIER O., SEBRIER M., PRAMUMIJOYO S. (1991).- La grande faille de Sumatra : géométrie, cinématique et quantité de déplacement mises en évidence par l'imagerie satellitaire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 312, p. 1219-1226.

BERTHOIS L. (1939).- Contribution à l'étude des roches éruptives de la feuille de Mayenne au 80 000°. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 199, 40, p. 77-97.

BERTIN J., GATINOT F., ICART J.-C., VANEL L. (1979).- Massif armoricain : interprétation géologique des données MAG., INPUT, GRAVI., Laval-Est et Villaines-la-Juhel. Rapport interne SNEA (P) ; inédit.

BESSON M., FONTEILLES M. (1974).- Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. minéral. cristallogr.*, 97, p. 445-449.

BIGOT A. (1893).- Sur la constitution géologique de la forêt de Perseigne. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sc. Caen*, 2° année, 3, p. 139-151.

BIGOT A. (1924).- Notice explicative de la feuille Alençon (2° édit.). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 7, p. 100-117.

BIGOT A. (1937).- Notes géologiques sur la forêt de Perseigne (Sarthe). *C. R. somm. Soc. géol. min. Bretagne*, p. 69-81.

BIGOT A., MATTE R. (1924).- Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille 62, Alençon (2° édit.). *Serv. Carte géol. France*, Paris.

BIGOT A., OEHLERT D. (1898).- Note sur le massif silurien d'Hesloup. *Bull.Soc.géol. France*, (3), XXVI, p. 82-104.

BIXEL F. (1988).- Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées atlantiques. *Bull. Cent. Rech. Explor.- Prod. Elf. Aquitaine*, 12, 2, p. 661-706.

BIXEL F., KORNPROBST J., VINCENT P. (1983).- Le massif du Pic du Midi d'Ossau : un "cauldron" calco-alcalin stéphano-permien dans la Zone Axiale des Pyrénées. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 24, 4, p. 315-328.

BLATTNER P., REID F.W. (1982).- The origin of lavas and ignimbrites of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, in the light of oxygen isotope data. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 1417-1429.

BLAVIER E. (1837).- Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. Le Mans, Monnoyer, 196 p.

BOLES J.R., COOMBS D.S. (1977).- Zeolite facies alteration of sandstones in the Southland Syncline, New Zealand. *Am. J. Sci.*, 277, p. 163-173.

BOND A., SPARKS R.S.J. (1976).- The Minoan eruption of Santorini, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 1-16.

BONJOUR J.-L., ODIN G.-S. (1989).- Recherche sur les volcanoclastites des Séries Rouges Initiales en presqu'île de Crozon : premier âge radiométrique de l'Arénig. *Géol. de la France*, 4, p. 3-8.

BONJOUR J.-L., PEUCAT J.-J., CHAUVEL J.-J., PARIS F., CORNICHET J. (1988).- U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France) : a new constraint for the Lower Paleozoic timescale. *Chem. Geol.*, 72, p. 329-336.

BONVALOT S., DEPLUS C., DAHRIN D., DIAMENT M. (1993).- Structure interne du complexe volcanique du Krakatau (Indonésie) : apport de la bathymétrie et de la gravimétrie. Symposium "Les Calderas" ; Réunion Scientifique de la Soc. Géol. de France (Section de Volcanologie) (2 avril, Paris).

BOUCARUT M. (1971).- Etude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse d'Etat, Sci., Nice, 487 p.

BOUCARUT M., CREVOLA G. (1972).- Dépôts de "déferlantes basales" (base surge) dans l'Esterel et le Devès (Var et massif Central français) et "gouttes de cendres pisolithiques". *Bull. Soc. géol. France*, XIV, p. 179-190.

BOYER C. (1967).- Sur le volcanisme kératophyrique du paléozoïque inférieur des Alpes Mancelles (Mayenne et Sarthe). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 10, 8, p. 9-24.

BOYER C. (1968).- Présence d'ignimbrites dans le Cambro-Ordovicien des Coëvrons (Maine). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 10, p. 11-15.

BOYER C. (1969).- Le volcanisme pyroclastique acide dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons (carrière de Voutré, Mayenne). *Bull. Soc. géol. France*, XI, p. 800-809.

BOYER C. (1972).- Study of a few Paleozoic ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. *Bull. Volcanol.*, 36, p. 46-82.

BOYER C. (1974).- Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse d' Etat, Sci., Paris-Sud, Orsay, 384 p.

BOYER C., BROUSSE R. (1967).- Phases d'érosion et de comblement fluvio-lacustre dans l'ensemble volcanique paléozoïque inférieur des Coëvrons (Mayenne). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 265, p. 177-180.

BRANNEY M.J. (1991).- Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District : An exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1991, p. 886-897.

BROOKS C.K. (1976).- The Fe2O3/FeO ratio of basalt analyses : an appeal for a standardized procedure. *Bull. Soc. geol. Denm.*, 25, p. 117-120.

BROPHY J.G., MARSH B.D. (1986).- On the origin of high-alumina arc basalt and the mecanics of melt extraction. *J. Petrol.*, 27, p. 763-789.

BROWN G. (1955).- Intensities of OOl reflections of mica-and chlorite-type structures. *Min. Mag.*, 30, p. 657-665.

BROWN M., D'LEMOS R.S. (1991).- The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France : relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, 51, p. 393-427.

BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMOS R.S. (1990).- Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. *In* : D'LEMOS R.S. *et al.*, (Eds). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 181-213.

BRUN J.-P. (1992).- Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (Northern Brittany). *J. Geol. Soc. London,* 149, p. 151-155.

BUSBY-SPERA C.J. (1984).- Large-volume rhyolite ash flow eruptions and submarine caldera collapse in the lower Mesozoic Sierra Nevada, California. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 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. Volcano. Geotherm. Res.*, 27, p. 43-76.

CABANIS B. (1986).- Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricain. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments traces. Thèse d'Etat, Sci., Paris VII, 640 p.

CABANIS B., THIEBLEMONT D. (1988).- La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th- 3xTb - 2xTa. *Bull. Soc. géol. France*, IV, 6, p. 927-935.

CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1986).- Etude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain ; implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 303, p. 51-56.

CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987).- Geochemical study of the Brioverian (Late Peroterozoic) volcanic rocks in the northern Armorican massif (France). Implications for geodynamic evolution during the Cadomian. *In* : PHARAOH T.C. *et al.*, (Eds). Geochemistry and Mineralisation of Proterozoic Volcanic Suites. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 33, p. 525-539.

CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982).- Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne centre-ouest. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, 1-2, p. 47-61.

CAILLAT C., DELHAVI P., MARTEL-JANTIN B., MICHEL R. (1982).- Mécanisme de mise en place des nappes ignimbritiques paléogènes de la région de Saveh (Zone de l'Iran Central). *Bull. Soc. géol. France*, XXIV,4, p. 777-784.

CAILLEUX A., TRICART J. (1963).- Initiation à l'étude des sables et des galets. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 369 p.

CAMERON K.L. (1984).- Bishop Tuff revisited : New rare earth element data consistent with crystal fractionation. *Science*, 224, p. 1338-1340.

CAMERON K.L., HANSON G.N. (1982).- Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolite ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 1489-1503.

CAMERON K.L., CAMERON M. (1986).- Whole-rock/groundmass differenciation trends of rare earth elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, p. 759-769.

CAMERON M., BAGBY W.C., CAMERON K.L. (1980 a).- Petrogenesis of voluminous Mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, p. 271-284.

CAMERON K.L., CAMERON M., BAGBY W.C., MOLL E.J., DRAKE R.E. (1980 b).- Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*, 8, p. 87-91.

CAREY S.N., SIGURDSSON H. (1980).- The Roseau ash : Deep-sea tephra deposits from a major eruption on the Island of Dominica, Lesser Antilles arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 67-86.

CARRARA C. (1981).- Morphometric data on beach and river pebbles in Italy. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 100, p. 393-413.

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 de 3° 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. *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, I, 3, p. 187-205.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J. , DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1983).- Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, 1-2, 3, p. 3-18.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988).- Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogenèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, IV, 5, p. 815-829.

CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974).- Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8,, p. 173-174.

CHAURIS L. (1969).- Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 268, p. 2859-2861.

CHAUVEL C. (1982).- Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments-traces des basaltes alcalins du Massif Central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse de 3° cycle, Rennes, 180 p.

CHEVALIER B. (1968).- Relations entre le volcanisme rhyolitique d'Ecouves et les formations détritiques cambriennes. Dipl. d'Et. Sup., Caen, 81 p.

CHEVALIER B., DORE F. (1970).- Interstratification des éruptions volcaniques du Massif d'Ecouves (Orne) dans les formations du Cambrien régional. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, p. 61-77.

COCHERIE A. (1978).- Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thèse de 3°cycle, Rennes, 207 p.

COGNE J. (1959).- Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. France*, 7, I, p. 112-118.

COGNE J. (1977).- La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *In* : Ecologie et géologie de l'Himalaya.- Coll. intern. CNRS, Paris, 268, p. 111-129.

COGNE J., WRIGHT A.E. (1980).- L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. *In* : COGNE J., SLANSKY M. (Eds). Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. 26° Cong. Int., Coll. C 6, Paris, p. 29-55.

COLE J.W. (1978).- Andesites of the Tongariro centre, North Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, p. 121-153.

COLE J.W. (1979).- Structure, petrology and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo volcanic zone, New Zealand - a review. N.Z. *J. Geol. Geophys.*, 22, p. 631-657.

COLE J.W. (1981).- Genesis of lavas of the Taupo Volcanic Zone, North Island, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 10, p. 317-337.

COLE J.W. (1982).- Tonga-Kermadec-New Zealand. *In* : THORPE R.S. (Ed.). Andesites : Orogenic andesites and related rocks. Wiley & Sons, p. 245-258.

COLE J.W. (1984).- Taupo-Rotorua Depression : an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. *In* : KOKELAAR B.P. et HOWELLS M.F.(eds). Marginal Basin Geology. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 16, p. 109-120.

COLE J.W. (1990).- Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bull. Volcanol.*, 52, p. 445-459.

COLE R.B., De CELLES P.G. (1991).- Subaerial to submarine transitions in early Miocene pyroclastic flow deposits, southern San Joaquin basin, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, p. 221-235.

CONRAD W.K., NICHOLLS I.A., WALL V.J. (1988).- Water-saturated and-undersaturated melting of metaluminous crustal compositions at 10 Kb : evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.*, 29, p. 765-803.

COOMBS D.S. (1974).- On the mineral facies of spilitic rocks and their genesis. *In* : AMSTUTZ G.C. (Ed.). Spilites and spilitic rocks. Springer-Verlag, p. 373-385.

COULON C. (1977).- Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie). Pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. Thèse d'Etat, Sci., Marseille, 288 p.

COULON C., THORPE R.S. (1981).- Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations. *Tectonophysics*, 77, p. 79-83.

COULON C., DOSTAL J., DUPUY C. (1978).- Petrology and geochemistry of the ignimbrites and associated lava domes from NW Sardinia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, p. 89-98.

CRANDELL D.R. (1971).- Post-glacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 677, 75 p.

CROWE B.M., FISHER R.V. (1973).- Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 663-682.

DABARD M.-P. (1983).- Etude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif armoricain. Presqu'île de Crozon ; Flanc nord du Bassin de Laval. Thèse 3°Cycle, Rennes, 207 p.

DALLMEYER R.D., D'LEMOS R.S., STRACHAN R.A. (1992).- Timing of Cadomian and Variscan tectonothermal activity, La Hague and Alderney, North Armorican Massif: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages. *Geol. Journ.*, sous presse.

DAMOUR A. (1860).- Examen minéralogique et analyse d'un pétrosilex glanduleux recueilli par M. E. de Beaumont à la ferme du Grand Houx, sur la pente des Coëvrons (Mayenne). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 50, p. 989.

DANGEARD L. (1921).- Gisements fossilifères du grès armoricain des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, 2, 2, p. 324-328.

DANGEARD L., DORE F. (1971).- Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. *In* : Coll. Ordovicien-Silurien, Brest. *Mém. B.R.G.M.*, 73, p. 119-125.

DELAUNAY P. (1930).- Le sol sarthois. Fasc. I et II ; Monnoyer, Le Mans, 359 p.

DELAUNAY P. (1955).- Etudes sur les Coëvrons. *Bull. Soc. Agri. Sci. Arts, Sarthe*, 60-64, 114 p.

DENIS E., DABARD M.-P. (1988).- Sandstone petrography and geochemistry of late Proterozoic sediments of the Armorican Massif (France). A key to basin development during the Cadomian orogeny. *Precambrian Research*, 42, p. 189-206.

DE PAOLO D.J. (1981).- Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, p. 189-202.

DISSLER E. (1987).- Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse Sci., Caen, 255 p.

DISSLER E., GRESSELIN F. (1987).- The North Cotentin shear-zone (Normandy-France) : Variscan mobilization of the Cadomian basement and its Palaeozoic cover. *Geol. Journ.*, 23, p. 191-204.

DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988).- L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, IV, 5, p. 801-814.

DIXON T.H., BATIZA R. (1979).- Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas. Implications for the origin of island arc basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, p. 167-181.

D'LEMOS R.S., STRACHAN R.A., TOPLEY C.G. (1990).- The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, 423 p.

D'LEMOS R.S., BROWN M., STRACHAN R.A. (1992).- Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 487-490.

DORE F. (1963).- Stromatolithes cambriens de la Sarthe et de la Mayenne. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 9, p. 307-308.

DORE F. (1969 a).- Les formations cambriennes de Normandie. Thèse d'Etat, Caen, 790 p.

DORE F. (1969 b).- Révision du Paléozoïque du massif de Perseigne, axée sur l'étude du Cambrien. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 10° sér., 10, p. 24-51.

DORE F. (1992).- The Cambrian. *In* : KEPPIE D. (Ed.). The pre-Mesozoic terranes in France and related areas. Springer-Verlag. Sous presse.

DORE 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. France*, 3, p. 142-143.

DORE 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. France*, 4, p. 352-353.

DORE F., LE GALL J. (1972).- Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 14, p. 199-211.

DORE F., LE GALL J. (1979).- La Mancellia, ses granitisations cadomiennes, son volcanisme acide post-orogénique. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 11, 1-2, p. 57-59.

DORE F., DUPRET L., LE GALL J. (1985).- Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 51, p. 85-96.

DORE F., GIORDANO R., LE GALL J. (1972).- Mise au point sur la position stratigraphique des volcanites cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 103, p. 29-45.

DORE F., LE GALL J., PAREYN C. (1977 a).- Présence d'ignimbrites cambriennes dans le flanc nord du synclinal de Sées (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 105, p. 19-21.

DORE F., DUPRET L., LE GALL J. , CHALOT-PRAT F. (1977 b).- Notice explicative de la feuille La Ferté-Macé à 1/50 000e. *Serv. géol. national, B.R.G.M.*, Orléans, 31 p.

DORE F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986).- Carte géologique de Villaines-la-Juhel à 1/50 000 (1ère édit.). *Service géol. national*, Orléans.

DORE F., LE GALL J., RIOULT M., KUNTZ G., DASSIBAT C., VERRON G. (1982).- Notice explicative de la feuille Alençon à 1/50 000. *Serv. géol. national, B.R.G.M.*, Orléans, 70 p.

DOSTAL J., COULON C., DUPUY C. (1982).- Cainozoic andesitic rocks of Sardinia (Italy). *In* : THORPE R.S. (Ed.). Andesites : Orogenic andesites and related rocks. Wiley & Sons, p. 353-370.

DRUITT T.H. (1985).- Vent evolution and lag breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece. *J. Geol.*, 93, p. 439-454.

DRUITT T.H.., SPARKS R.S.J. (1985).- On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310, p. 679-681.

DUFF B.A. (1978).- Rb-Sr whole-rock age determination of the Jersey Andesite Formation, Jersey, C.I. *J.Geol. Soc. London*, 135, p. 153-156.

DUGUE O. (1989).- Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse Sci., Caen, 593 p.

DUNBAR N.W., KYLE P.R., WILSON C.N.J. (1989).- Evidence for limited zonation in silicic magma systems, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 17, p. 234-236.

DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).- Les minéraux argileux dans la diagenèse : passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.

DUNOYER DE SEGONZAC G., HEDDEBAULT C. (1971).- Paléozoïque anchi-métamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées basques. *Bull. Serv. carte géol. Als. Lor.*, 24, 4, p. 277-290.

DUPRET L. (1988).- Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 110-111, p. 75-100.

DUPRET L., LE GALL J. (1978).- La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coëvrons (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 106, p. 49-61.

DUPRET L., LE GALL J. (1984).- Intensité et superposition des schistogenèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10e Réun. Sc. Terre, Bordeaux, p. 200.

DUPRET L., CABANIS B., LE GALL J., DORE F. (1985 a). - Les tholéiites d'arc briovériennes de Montsurvent (Manche) ; leur place dans l'évolution orogénique cadomienne du Nord de l'Armorique. *Hercynica*, Rennes, I, 1, p. 39-46.

DUPRET L., LE GALL J., DORE F., GATINOT E., DISSLER E. (1985 b).- Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme sous-marin tholéiitique et distensif dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 300, p. 687-692.

DUPRET L., DISSLER E., DORE F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990).- Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *In* : D'LEMOS R.S. *et al.*, (Eds.). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 115-131.

DUPUY C., DOSTAL J., COULON C., VERNIERES J. (1975).- Quelques données géochimiques sur les roches calco-alcalines du Logudoro et du Bosano (Sardaigne Nord-occidentale). Considérations pétrogénétiques à l'aide des Terres rares. *Pétrologie*. 1, p. 197-208.

EPSTEIN A.G., EPSTEIN J.B., HARRIS L.D. (1977).- Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 995, p. 1-27.

ESQUEVIN J. (1969).- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, 3, p.. 147-154.

EWART A., STIPP J.J. (1968).- Petrogenesis of the volcanic rocks of the central North Island, New Zealand, as indicated by a study of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios, and Sr, K, U, and Th abundances. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 32, p. 699-736.

EWART A., BROTHERS R.N., MATEEN A. (1977).- An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec - New Zealand island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, p. 205-250.

FABRIES J., CONQUERE F., ARNAUD G. (1984).- The mafic silicates in the Saint-Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Minéral.*, 107, p. 715-736.

FISHER R.V. (1960 a).- Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 973-982.

FISHER R.V. (1960 b).- Criteria for recognition of laharic breccias, southern Cascade Mountains, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 127-132.

FISHER R.V. (1961).- Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, p. 1409-1414.

FISHER R.V. (1965).- Settling velocity of glass shards. *Deep. Sea Res.*, 12, p. 345-353.

FISHER R.V. (1966 a).- Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci. Rev.*, 1, p. 287-298.

FISHER R.V. (1966 b).- Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *Am. J. Sci.*, 264, p. 350-363.

FISHER R.V. (1979).- Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 6, p. 305-318.

FISHER R.V. (1984).- Submarine volcaniclastic rocks. *In :* KOKELAAR B.P. and HOWELLS M.F. (Eds). Marginal basin geology. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 16, p. 5-27.

FISHER R.V., HEIKEN G. (1982).- Mt Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, p. 339-371.

FISHER R.V., SCHMINCKE H. (1978).- Les ignimbrites. *In* : GIROD M. (Ed). Les roches volcaniques ; Pétrologie et cadre structural. Doin. p. 193-209.

FISHER R.V., SCHMINCKE H.-U. (1984).- Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

FISHER R.V., WATERS A.C. (1970).- Base surge bed forms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.*, 268, p. 157-180.

FISHER R.V., SMITH A.L., ROOBOL M.J. (1980).- Destruction of St. Pierre, Martinique, by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*, 8, p. 472-476.

FISKE R.S. (1963).- Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74, p. 391-406.

FISKE R.S., MATSUDA T. (1964).- Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation. *Am. J. Sci.*, 262, p. 76-106.

FRANCIS E.H., HOWELLS M.F. (1973).- Transgressive welded ash-flow tuffs among the Ordovicien sediments of NE Snowdonia, N. Wales. *J. Geol. Soc. London*, 129, p. 621-641.

FRANCIS P.W. (1984).- Les caldeiras volcaniques géantes. *In* : VINCENT P. (Ed.). Les volcans. *Pour la Science*. p. 69-81.

FRANCIS P.W., SELF S. (1984).- L'éruption du Krakatoa. *In* : VINCENT P. (Ed.). Les volcans. *Pour la Science*. p. 25-36.

FRANCIS P.W., O'CALLAGHAN L., KRETZCHMAR G.A., THORPE R.S., SPARKS R.S.J., PAGE R.N., de BARRIO R.E., GILLOU G., GONZALEZ O.E. (1983).- The Cerro Galan ignimbrite. *Nature*, 301, p. 51-53.

FRANCIS P.W., SPARKS R.S.J., HAWKESWORTH C.J., THORPE R.S., PYLE D.M., TAIT S.R., MANTOVANI M.S., Mc DERMOTT E. (1989).- Petrology and geochemistry of volcanic rocks of the Cerro Galan caldera, northwest Argentina. *Geol. Mag.*, 126, p. 515-547.

FREY F.A., BRYAN W.B., THOMPSON G. (1974).- Atlantic ocean floor : geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project. *J. Geophys. Res.*, 79, p. 5507-5527.

FREY M., SAUNDERS J., SCHWANDER H. (1988).- The mineralogy and metamorphic geology of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. *J. Geol. Soc. London*, 145, p. 563-575.

GARCIA M.O. (1978).- Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. *Earth Sci. Rev.*, 14, p. 147-165.

GARLAN T. (1985).- Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse de 3° Cycle, Caen, 166 p.

GEORGET Y. (1986).- Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. Thèse Sci., Rennes, 176 p.

GILL J.B. (1974).- Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, p. 29-45.

GILL J.B (1981).- Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, 390 p.

GIORDANO R. (19674).- Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) ; Stratigraphie et structure. Thèse doct. 3ème cycle, Caen, 94 p.

GRAHAM I.J., WORTHINGTON T.J. (1988).- Petrogenesis of Tauhara dacite (Taupo Volcanic Zone, New Zealand). Evidence for magma mixing between high-alumina andesite and rhyolite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, p. 279-294.

GRAINDOR M.-J. (1957).- Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. expl. Carte géol. France*, 211 p.

GRAINDOR M.-J. (1959).- Granites et synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, I, 6, p. 555-556.

GRAINDOR M.-J. (1965).- Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricain (feuille Alençon au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. France*, 274, 130 p.

GRAINDOR M.-J. (1966).- Essai d'analyse structurale des Coëvrons (Sarthe et Mayenne). *Rev.Géogr. phys. Géol. dynam.*, III, 4 P. 307-315.

GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M. (1959).- Sur l'âge des roches volcaniques à l'Ouest d'Alençon. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 248, p. 2112-2113.

GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M. (1963).- Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille 62, Alençon (3° édit.). *Serv. Carte géol. France, Paris.*

GRAINDOR M.-J., ROBLOT M.-M. (1965).- Influence de la tectonique tangentielle régionale sur la structure des Coëvrons. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXV, p. 345-355.

GRAVIOU P. (1984).- Petrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricain). Thèse de 3° cycle, Rennes, 236 p.

GRAVIOU P. (1992).- Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 315, p. 1799-1802.

GRAVIOU P., PEUCAT J.-J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988).- The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica*, Rennes, IV, p. 1-13.

GREEN T.H., RINGWOOD A.E. (1968).- Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, p. 105-162.

GRESSELIN F. (1990).- Evolution varisque du Massif armoricain oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse Sci., Caen, 335 p.

GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992).- Age du Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : contraintes radiométriques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 315, p. 1741-1746.

GUEST J.E., SANCHEZ J. (1969).- A large dacitic lava flow in northern Chile. *Bull. Volcanol.*, 33, p. 778-790.

GUILLIER A. (1886).- Géologie du département de la Sarthe. Le Mans, Monnoyer, 430 p.

GUNDERSON R., CAMERON K.L., CAMERON M. (1986).- Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern Chihuahua ; Mexico : Geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, p. 737-753.

HARGRAVES R.B., DAWSON E.M., VAN HOUTEN F.B. (1987).- Paleomagnetism and age of mid-Paleozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. *Roy. Astr. Soc. Geophys. J.*, 90, p. 705-729.

HARRIS N.B.W., PEARCE J.A., TINDLE A.G.. (1986).- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In :* COWARD M.P. and RIES A.C. (Eds). Collision tectonics. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19, p. 67-81.

HART S.R., ERLANK A.J., KABLE E.J.D. (1974).- Sea floor basalt alteration : some chemical and Sr isotope effects. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, p. 219-240.

HEIKEN G.H (1971).- Tuff rings : examples from Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south central Oregon. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 5615-5626.

HEIKEN G.H. (1972).- Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1961-1988.

HELGESON H.C., DELANY J.M., NESBITT H.W., BIRD D.K. (1978).- Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Am. J. Sci.*, 278, p.229.

HELLMAN P.L., HENDERSON P. (1977).- Are rare earth element mobile during spilitisation ? *Nature*, 267, p. 38-40.

HELLMAN P.L., SMITH R.E., HENDERSON P. (1979).- The mobility of the rare earth element : evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib., Mineral., Petrol.*, 71, p. 23-44.

HEMING R.F., RANKIN P.C. (1979).- Ce-anomalous lavas from Rabaul caldera, Papua New Guinea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, p. 1351-1355.

HEMLEY J.J., MONTEYA J.W., MARINENKO J.W., LUCE R.W. (1980).- Equilibria in the system Al2O3-SiO2-H2O and some general implications for alteration mineralization processes. *Econ. Geol.*, 75, p. 210-228.

HENRY J.-L. (1971).- Les trilobites Asaphidae et Eohomalonotidae du grès armoricain supérieur (? Arénigien) de l'Ouest de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 73, p. 65-77.

HERRERA J.V. , PICHAVANT M., ESTEYRIES C. (1984).- Le volcanisme ignimbritique peralumineux plio-quaternaire de la région de Macusani, Pérou. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 298, p. 77-82.

HILDRETH W. (1979).- The Bishop Tuff : evidence for the origin of compositional zonation in magma chambers. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 180, p. 43-75.

HILDRETH W. (1981).- Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, p. 10153-10192.

HILDRETH W. (1983).- The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 1-56.

HOGG S.E. (1982).- Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or...? *Earth Sci. Rev.*, 18, p. 59-76.

HOLTZAPPFEL T. (1985).- Les minéraux argileux ; Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. du Nord*, Publ. n°12, 136 p.

HOULGATTE E., LE HERISSE A., PELHATE A., ROLET J. (1988).- Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géol. de la France*, Orléans, 1, p. 27-46.

HOWELLS M.F., CAMPBELL S.D.G., REEDMAN A.J. (1985).- Isolated pods of subaqueous welded ash-flow tuff : a distal facies of the Capel Curing Volcanic Formations (Ordovician), North Wales. *Geol. Mag.*, 122, p. 175-180.

HOWELLS M.F., LEVERIDGE B.E., ADDISON R., EVANS C.D.R., NUTT M.J.C. (1979).- The Capel Curing Volcanic Formation Snowdonia, North Wales ; variations in ash-flow tuffs related to emplacement environment. *In* : HARRIS A.L. *et al.* (Eds) ; The Caledonides of British Isles - reviewed. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 8, p. 611-618.

HOWER J., ESLINGER E.V., HOWER M.E., PERRY E.A. (1976).- Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment : 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 725-737.

HUGHES C.J. (1982).- Igneous petrology. Elsevier Ed., Amsterdam, 551 p.

IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. (1971).- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 523-548.

JAKES P., WHITE A.J.R. (1972).- Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 29-40.

JONIN M. (1973).- Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 277, p. 281-284.

JONIN M. (1981).- Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse d'Etat, Sci., Brest, 319 p.

JORON J.L., TREUIL M. (1977).- Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. géol. France*, XIX, 6, p. 1197-1205.

JORON J.-L., CABANIS B., TREUIL M. (1983).- Méthode d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments traces ; comparaison avec les séries récentes : exemples d'application. *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 273-284.

JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984).- Notice explicative de la feuille Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000. *Serv. géol. national., B.R.G.M.*, Orléans, 56p.

JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J., MARY G. (1989).- Notice explicative ; Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaumont-sur-Sarthe (322) ; Orléans ; *B.R.G.M.*, 63 p.

KEAN B.F., STRONG D.F. (1975).- Geochemical evolution of an ordovician island arc of the Central Newfoundland Appalachians. *Am. J. Sci.*, 275, p. 97-118.

KOKELAAR B.P., BUSBY C. (1992).- Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, 257, p. 196-201.

KOKELAAR B.P., HOWELLS M.F., BEVINS R.E., ROACH R.A. (1984).- Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in the Ordovician marginal basin of Wales : a field guide. *In :* KOKELAAR B.P. and HOWELLS M.F. (Eds.). Marginal basin geology. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 16, p. 291-322.

KOVACS S., ARKAI P. (1987).- Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. *In* : AUSTIN R.L. (Ed.). Conodonts : Investigative techniques and applications. p. 209-229.

KUBLER B. (1966).- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *In* : Colloque sur les étages tectoniques. Neufchâtel, p. 105-122.

KUNO H. (1959).- Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanol., 20, p. 37-76.

LACROIX A. (1904).- La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson et C^{ie}, 662 p.

LACROIX A. (1930).- Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. *Soc. géol. Fr.*, Livre jubilaire 1830-1930, II, p. 431-472.

LAGARDE J.-L., BRUN J.-P., GAPAIS D. (1990).- Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 310, II, p. 1109-1114.

LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992).- Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères de la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 5, p. 597-610.

LANPHERE M.A., CAMERON K.L., CAMERON M. (1980).- Sr isotope geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, western Mexico. *Nature*, 286, p. 594-596.

LAOUENAN J.-P. (1983).- Les leucogranites de la marge nord de la Mancellia (Massif armoricain) dans leur cadre structural. Thèse de 3° Cycle, Caen, 185 p.

LAPPARENT (de) J. (1909).- Etude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Paris, 131 p.

LEAT P.T., THORPE R.S. (1986).- Ordovician volcanism in the Welsh Borderland. *Geol. Mag.*, 123, p. 629-640.

LE CORRE C. (1977).- Le Briovérien de Bretagne centrale. Essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, I, 3, p. 219-254.

LE CORRE C. (1978).- Approche quantitative des processus synschisteux; l'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'Etat, Sci., Rennes, 381 p.

LEFEVRE C. (1979).- Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Pérou (Sud) du Miocène à l'actuel. (Zonation et pétrogenèse des andésites et shoshonites). Thèse d'Etat, Sci., Montpellier, 555 p.,

LEFORT J.-P. (1975).- Le socle péri-armoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse d'Etat, Sci., Rennes, 217 p.

LEFORT J.-P., BARDY P. (1987).- Mise en évidence de chevauchements cadomiens sur le profil sismique SWAT n° 10 levé en Manche. *Bull. Soc. géol. France*, III, 6, p. 1189-1194.

LE GALL J. (1971).- Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Ac. Sci., Paris*, 273, p. 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, p. 65-74.

LE GALL J. (1978).- Les pyroclastites acides du Cambrien de la Charnie (E du Massif armoricain) : Pétrographie ; encadrement lithostratigraphique. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 106, p. 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, p. 9-14.

LE GALL J., BARRAT J.-A. (1987).- Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géol. de la France*, Orléans, 1, p. 3-22.

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, p. 99-109.

LE GALL J., DORE F. (1971).- Minéraux phylliteux de l'Ordovicien et du Silurien du synclinal d'Urville (NE du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 102, p. 50-58.

LE GALL J., MARY G. (1982).- Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. B. R. G. M.*, Orléans, I, 1-2, p. 19-23.

LE GALL J., MARY G. (1983).- Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 2, p. 169-180.

LE GALL J., POTTIER Y. (1973).- La fermeture périclinale entre les Coëvrons et le massif d'Assé-le-Boisne (E du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, 104, p. 31-46.

LE GALL J., DISSLER E., DUPRET L. (1986).- Signification géodynamique des volcanismes briovériens dans le Nord-Est du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 303, p. 1587-1592.

LE GALL J., DUGUE O., LAUTRIDOU J.-P. (1992).- Carte géologique de Sillé-le-Guillaume à 1/50 000. *B.R.G.M.*, Orléans, sous presse.

LE GALL J., DORE 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. France*, XVII, p. 1101-1109.

LE HERISSE A., PLAINE J. (1982).- Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du Synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, 294, p. 1199-1202.

LETELLIER M. (1888).- Etudes géologiques sur les deux cantons d'Alençon. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4, 2, p. 305-420.

LEVI B. (1969).- Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence West from Santiago, Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, p. 30-49.

LEVI B., AGUIRRE L., NYSTROM J.O. (1982).- Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas : Comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flow from Central Chile. *Contrib., Mineral., Petrol.*, 80, p. 49-58.

LIPMAN P.W. (1967).- Mineral and chemical variations within an ash-flow sheet from Aso caldera, southwestern Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16, p. 300-327.

LIPMAN P.W. (1984).- The roots of ash-flow calderas in Western North America : windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.*, 89, p. 8801-8841.

LIPMAN P.W., CHRISTIANSEN R.L. (1964).- Zonal features of an ash-flow sheet in the Piapi Canyon Formation, southern Nevada. *U.S. Geol. Survey Prof.Paper*, 501-B, p 74-78.

LOPEZ-ESCOBAR L., FREY F.A., VERGARA M. (1977).- Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile High Andes : geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 199-228.

LOWE D.R. (1982).- Sediment gravity flows : II, depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 52, p. 279-297.

MAGONTHIER M.C. (1984).- Les ignimbrites de la Sierra Madre Occidental et de la province uranifère de la Sierra Pena Blanca (Mexique). Thèse d'Etat, Sci., Paris VI, 283 p.

MAHOOD G.A. (1980).- Geological evolution of a Pleistocene Rhyolite Center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, p. 199-230.

MARSH B.D. (1982).- The Aleutians. *In* : THORPE R.S. (Ed.), Andesites : Orogenic andesites and related rocks. Wiley & Sons, p. 99-114.

MARTINEZ F.J., ROLET J. (1988).- Late Palaeozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. *In* : HARRIS A.L. & FETTES D.J., The Caledonian - Appalachian Orogen. *Geol. Soc. Sp. publ.*, 38, p. 611-620.

MARY G., GIORDANO R. (1983).- Carte géologique à 1/50 000, n°320, feuille Evron. *Serv. géol. national, B.R.G.M.*, Orléans.

MARY G., GIORDANO R. (1988).- Relations des bassins laguno-lacustres de l'Eocène supérieur sarthois avec la fracturation : Exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géol. de la France*, 1, p. 61-70.

MARY G., LE GALL J. (1985).- Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré: volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, Rennes, I, 2, p. 155-163.

MAURY R.C., DEFANT M.J., JORON J.-L. (1992).- Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature*, 360, p. 661-663.

McBIRNEY A.R. (1980).- Mixing and unmixing of magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 86, p. 10153-10192.

McCULLOCH M.T., GAMBLE J.A. (1991).- Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 102, p. 358-374.

McPHIE J. (1983).- Outflow ignimbrite sheets from late Carboniferous calderas, Currabubula Formation, New South Wales, Australia. *Geol. Mag.*, 120, p. 487-503.

MELOU M. (1976).- Etude de la fraction argileuse. *In* : Les Schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Céneré (Massif armoricain, France). Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, p. 25-26.

MENILLET F., GERARD J., LE GALL J., DORE F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J. (1987).- Carte géologique de la France à 1/50 000, Argentan. *Serv. géol. national, B.R.G.M.*, Orléans.

MICHAEL P.J. (1983).- Chemical differenciation of the Bishop Tuff and other high-silicic magmas through crystallization processes. *Geology*, 11, p. 31-34.

MINAKAMI T., ISHIKAWA T., YAGI K. (1951).- The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokhaido, Japan. *Bull. Volcanol.*, 11, p. 45-160.

MIYASHIRO A. (1974).- Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.

MOLNAR P., ATWATER T. (1978).- Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic spreading. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, p. 330-340.

MOORE J.G. (1967).- Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volcanol.*, 30, p. 337-363.

MOORE J.G., PECK D.L. (1962).- Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western United States. *J. Geol.*, p. 182-193.

MOORE J.G., NAKAMURA K., ALCARAZ A. (1966).- The 1965 eruption of Taal volcano. *Science*, 155, p. 955-960.

MULLINEAUX D.R., CRANDELL D.R. (1962).- Recent lahars from Mount St. Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, p. 855-870.

MUSSELWHITE D.S., DE PAOLO D.J., McCURRY M. (1989).- The evolution of a silicic magma system : isotopic and chemical evidence from the Woods Mountains Volcanic Center, eastern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, p. 19-29.

MYERS J.D., MARSH B.D., SINHA K. (1986).- Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental Aleutian Arc magmas : evidence from the basaltic lavas of Atka. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, p. 1-11.

NAGASAWA H., SCHNETZLER C.C. (1971).- Partition of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 35, p. 953-968.

NICHOLLS I.A., HARRIS K.L. (1980).- Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene, and amphibole co-existing with andesitic and basaltic liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 287-308.

NIEM A.R. (1977).- Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 49-61.

NOBLE D.C., VOGEL T.A., PETERSON P.S., LANDIS G.P., GRANT N.K., JEZEK P.A., McKEE E.H. (1984).- Rare-element-enriched, S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite, and sillimanite, southeastern Peru. *Geology,* 12, p. 35-39.

NOBLET C. (1984).- La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse de 3° Cycle, Rennes, 136 p.

NYSTROM J.O. (1984).- Rare earth element mobility in vesicular lava during low-grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, p. 328-331.

ODIN G.-S. (1984).- Datation du Paléozoïque. *Géochronique*, 10, p. 11.

OEHLERT D.-P. (1886).- Failles et filons des environs de Montsûrs. *Bull. Soc. géol. France*, XIV, p. 526-549.

OEHLERT D.-P. (1889).- Sur la constitution du Silurien dans la partie orientale du département de la Mayenne. *C. R. Acad. Sci., Paris*, CVIII, p. 1262-1264.

OEHLERT D.-P. (1891).- Sur le Silurien inférieur des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. France.* XIX, p. 355-361.

OEHLERT D.-P. (1912).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, 9, p. 545-679.

OEHLERT D., BIGOT A. (1899).- Carte géologique de Mayenne (n°77) au 1/80 000 (1ère édit.). *Serv. Carte géol. France*, Paris.

OINUMA K., SHIMODA S., SUDO T. (1972).- Triangular diagrams for surveying chemical compositions of chlorites. *J. Tokyo Univ.*, Tokyo, 15, p. 1-33.

PARADIS S. (1971).- Le métamorphisme hercynien dans le domaine centre-armoricain occidental : Essai de caractérisation par l'étude des phyllites des formations gréso-pélitiques. Thèse de 3° Cycle, Brest, 167 p.

PARADIS S., VELDE B., NICOT E., (1983).- Chloritoid - pyrophyllite - rectorite facies rocks from Brittany, France. *Contr. Miner. Petr.*, 83, p. 342-347.

PARIS F., JEGOUZO P. (1976).- La bordure Mancellia-synclinorium médian : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. 4° R.A.S.T., Paris, p. 317.

PARSONS W.H. (1969).- Criteria for the recognition of volcanic breccias : a review. *Geol. Soc. Am. Mem.*,115, p. 263-304.

PASTEELS P., DORE F. (1982).- Age of the Vire-Carolles granite. *In* : ODIN G.S. (Ed.), Numerical dating in stratigraphy. Wiley & Sons, p. 784-790.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. (1984).- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 956-983.

PELHATE A. (1971).- Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval. Massif armoricain. Thèse d'Etat, Rennes. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 15, 315 p.

PERROUD H. (1985).- Synthèse des résultats paléomagnétiques sur le Massif armoricain. *Hercynica*, Rennes, I, 1, p. 65-71.

PEUCAT J.-J. (1986).- Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from St Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, 143, p. 875-885.

PICHAVANT M., KONTAK D.J., HERRERA J.V., CLARK A.H.. (1988 a). The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, S.E. Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-mica alumino-silicate-bearing ignimbrite suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, p. 300-324.

PICHAVANT M., KONTAK D.J., HERRERA J.V., CLARK A.H. (1988 b). The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, S.E. Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, p. 325-338.

PICHLER H. (1965).- Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.*, 28, p. 293-310.

PICHLER H., ZEIL W. (1972).- The Cenozoic rhyolite-andesite associations of the Chilean Andes. *Bull. Volcanol.*, 35, p. 424-452.

PLAINE J. (1976).- La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse de 3° cycle, Rennes, 212 p.

POTTIER Y. (1974).- Stratigraphie et structure du Paléozoïque entre Alençon et Fresnay-sur-Sarthe (Est du Massif armoricain). Thèse de 3° cycle, Caen, 57 p.

POWER G.M., BREWER T.S., D'LEMOS R.S. (1990).- The post-tectonic Cadomian plutonic complex of La Hague, Manche, N. France. *In* : D'LEMOS R.S. *et al.*, (Eds). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 261-272.

PRUVOST P. (1949).- Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et Haug*, VII, p. 345-361.

RABU D., CHAUVEL J.-J., CHANTRAINE J. (1983).- Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, XXV, p. 615-621.

RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DENIS E., BALE P., BARDY P. (1990).- The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. *In* : D'LEMOS R.S. *et al.*, (Eds). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 81-94.

REA W.J. (1974).- The Volcanic geology and Petrology of Montserrat, West Indies. *J. Geol. Soc. London*, 130, p. 341-366.

REEDMAN A.J., HOWELLS M.F., ORTON G., CAMPBELL S.D.G. (1987).- The Pitts Head Tuff Formation : a subaerial to submarine welded ash-flow tuff of Ordovician age, North Wales. *Geol. Mag.*, 124, p. 427-439.

REGNAULT S., SAGON J.-P. (1988).- Le Paléozoïque du Ménez-Bélair (synclinorium médian armoricain) : associations minérales et milieux de dépôt, métamorphisme général. *Géol. de la France*, Orléans, 1, p.. 17-26.

REID F.W. (1983).- Origin of the rhyolitic rocks of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 15, p. 315-338.

REID F.W., COLE J.W. (1983).- Origin of dacites of Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 191-214.

REYNOLDS R.C. (1980).- Interstratified clay mineral. *In* : BRINDLEY G.W. and BROWN G.(Eds). Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, Mineralogical Society, 495 p.

REYNOLDS R.C., HOWER J. (1970).- The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Minerals*, 18, p. 25-36.

RIGGS N.R., BUSBY-SPERA C.J. (1990).- Evolution of a multi-vent volcanic complex within a subsiding arc graben depression : Mount Wrightson Formation, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, p. 1114-1135.

ROBARDET M. (1971).- Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, 342p.

ROBARDET M., STEINBERG M. (1972).- Etude de la fraction argileuse de roches sédimentaires du Paléozoïque normand. Contribution à la connaissance de la série "siluro-dévonienne". *Bull. Soc. géol. France*, XIV, p. 212-217.

ROCCI G. (1978).- Spilites et roches apparentées. *In* : GIROD M. (Ed.). Les roches volcaniques ; Pétrologie et cadre structural. Doin. p. 210-229.

ROOBOL M.-J. (1976).- Post-eruptive mechanical sorting of pyroclastic material.- an example from Jamaica. *Geol. Mag.*, 113, p. 429-440.

RYERSON F.J., WATSON E.B. (1987).- Rutile saturation in magmas : implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth Planett. Sci. Lett.*, 86, p. 225-239.

SAFA P. (1980).- L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse de 3° Cycle, Paris, 246 p.

SAFA P., LAFITTE M., MAURY R. (1982).- Etude analytique des phases sulfurées du gîte de Rouez. *Bull. Minéral.*, 105, p. 51-56.

SAGON J.-P. (1976).- Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Châteaulin (Massif armoricain) : Stratigraphie, Volcanisme, Métamorphisme, Tectonique. Thèse d'Etat, Sci., Paris VI, 671 p.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., STERN C.R., DALZIEL I.W.D. (1979).- Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, p. 237-258.

SAUNDERS A.D., TARNEY J., WEAVER D. (1980).- Transverse geochemical variations across the Antartic Peninsula : implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, p. 344-360.

SCHMID R. (1981).- Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. *Geol. Rundsch.* 70, 2, p. 794-799.

SCHMINCKE H.-U. (1967).- Graded lahars in the type sections of the Ellensburg formation, South-Central Washington. *J. Sed. Petrol.*, 37, p. 438-448.

SCHMINCKE H.-U., FISHER R.V., WATERS A.C. (1973).- Antidune and chute and pool structures in base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology,* 20, p. 553-574.

SCHNEIDER J.-L. (1989).- Ignimbrites soudées en conditions sous-aquatiques : l'exemple du Viséen des Vosges du Sud (France). *C.R.Acad. Sc., Paris*, 308, II, p. 675-680.

SCHUMACHER R., SCHMINCKE H.U. (1991).- Internal structure and occurrence of accretionary lapilli - a case study at Laacher See Volcano. *Bull. Volcanol.*, 53, p. 612-634.

SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R., ZIEGLER A.M. (1979).- Paleozoic base maps. *J. Geol.*, 87, p. 217-277.

SELF S. (1983).- Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism : a case study from New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, p. 433-469.

SELF S., SPARKS R.S.J. (1978).- Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bull. Volcanol.*, 41, p. 196-212.

SELF S., RAMPINO M.R. (1981).- The 1883 eruption of Krakatau. *Nature*, 294, p. 699-704.

SEYITOGLU G.., SCOTT B.C., RUNDLE C.C. (1992).- Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 149, p. 533-538.

SHERIDAN M.F., UPDIKE R.G. (1975).- Sugarloaf Mountain tephra : a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin in Northern Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 571-581.

SHERIDAN M.F., WOHLETZ K.H. (1981).- Hydrovolcanic explosions : the systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212, p. 1387-1389.

SMITH R.E. (1974).- The production of spilitic lithologies by burial metamorphism of flood basalts from the Canadian Keweenawan, Lake Superior. *In :* AMSTUTZ G.C. (Ed). Spilites and spilitic rocks, Springer-Verlag, p. 403-416.

SMITH R.L. (1960).- Ash-flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, p. 795-842.

SMITH R.L. (1979).- Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 180, p. 5-27.

SMITH R.L., BAILEY R.A. (1966).- The Bandelier Tuff, a study of ash-flow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.*, 29, p. 83-104.

SMITH R.L., BAILEY R.A. (1968).- Resurgent cauldrons. *In* : COATS R.R. *et al.* (Eds). Studies in volcanology. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, p. 153-210.

SMITH R.L., ROOBOL M.J. (1982).- Andesitic pyroclastic flows. *In* : THORPE R.S. (Ed.). Andesites, orogenic andesites and related rocks. , Wiley, p. 415-433.

SPARKS R.S.J. (1975).- Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini volcano, Central Italy. *Geol. Rundsch.*, 64, p. 497-523.

SPARKS R.S.J. (1976).- Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, p. 147-188.

SPARKS R.S.J., WALKER G.P.L. (1973).- The ground surge deposit : a third type of pyroclastic rock. *Nature Phys. Sci.*, 241, p. 62-64.

SPARKS R.S.J., WALKER G.P.L. (1977).- The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with cristal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, p. 329-341.

SPARKS R.S.J., WILSON L. (1976).- A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 441-451.

SPARKS R.S.J., SELF S., WALKER G.P.L. (1973).- Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, p. 115-118.

SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H., CAREY S.N. (1980 a). The entrance of pyroclastic flows into the sea, I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 87-96.

SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H., CAREY S.N. (1980 b).- The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, p. 97-105.

SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H., WILSON L. (1977).- Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, p. 315-318.

SPARK R.S.J., WILSON L., HULME G. (1978).- Theoretical modelling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83, p. 1727-1739.

SPARKS R.S.J., FRANCIS P.W., HAMER R.D., PANKHURST R.J., O'CALLAGHAN L.O., THORPE R.S., PAGE R.N. (1985).- Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 24, p. 205-248.

STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990).- Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In* : D'LEMOS R.S. *et al.*, (Eds). The Cadomian orogeny. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 51, p. 133-150.

STRACHAN R.A., TRELOAR P.J., BROWN M., D'LEMOS R.S. (1989).- Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, 146, p. 423-426.

TARNEY J., WEAVER S.D., SAUNDERS A.D., PANKHURST R.J., BARKER P.F. (1982).- Volcanic evolution of the northern Antarctic peninsula and the Scotia arc. *In* : THORPE R.S. (Ed.). Andesites. Wiley & Sons, p. 371-400.

TAYLOR S.R. (1969).- Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *In* : Mc BIRNEY A.R. (Ed.). Proc. Andesite Conf., Dep. *Geol. Mineral. Res. Oreg. Bull.*, 65, p. 43-64.

THIEBLEMONT D., CABANIS B. (1990).- Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. géol. France*, VI, I, p. 23-35.

THIRLWALL M.F. (1988).- Wenlock to mid-Devonian volcanism of the Caledonian-Appalachian orogen. *In* : HARRIS A.L. and FETTES D.J. (Eds). The Caledonian - Appalachian orogen, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 38, p. 415-428.

THORPE R.S. , FRANCIS P.W. (1979).- Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *In* : UYEDA S. (Ed.), Processes at Subduction Zones. *Tectonophysics*, 57, p. 53-70.

THORPE R.S., FRANCIS P.W., MOORBATH S. (1979).- Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of north chilean ignimbrites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, p. 359-367.

THORPE R.S., FRANCIS P.W., HAMMILL M., BAKER M.C.W. (1982).- The Andes. *In* : THORPE R.S. (Ed.). Andesites : Orogenic andesites and related rocks. Wiley & Sons. p. 187-205.

TREUIL M., JORON J.-L., JAFFREZIC H., VILLEMANT B., CALAS G. (1979).- Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristal.*, 102, p. 402-409.

TRIGER J. (1851).- Réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Mans (Sarthe). 25 Août au 1er septembre 1850. *Bull. Soc. géol. France*, 7, p. 745-808.

TRIGER J. (1874).- Carte géologique du département de la Sarthe à l'échelle du 1/40 000, en 15 feuilles.

UYEDA S., KANAMORI H. (1979).- Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 1049-1061.

VALENTINE G.A., FISHER R.V. (1986).- Origin of layer 1 deposits in ignimbrites. *Geology*, 14, p. 146-148.

VANDERNOTTE L. (1913).- Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure Sud-Est du Massif Armoricain. Thèse d'Etat, Sci., Paris, 188 p.

VAN DER VOO R. (1988).- Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes : Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 311-324.

VAN HOUTEN F.B. (1976).- Late Cenozoic volcaniclastic deposits, Andean Foredeep, Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 481-495.

VELDE B. (1985).- Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. Developments in sedimentology, 40. Elsevier, 427 p.

VIDAL P. (1980).- L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p.

VINCENT P.-M. (1960).- Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Thèse d'Etat, Sci., Paris, 307 p.

VINCENT P.-M. (1963).- Le volcanisme ignimbritique du Tibesti (Sahara tchadien). Essai d'interprétation dynamique. *Bull. Volcanol.*, 26, p. 259-272.

WALKER G.P.L. (1971).- Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, p. 696-714.

WALKER G.P.L. (1973).- Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.*, 62, p. 431-446.

WALKER G.P.L. (1979).- A volcanic ash generated by explosions where ignimbrite entered the sea. *Nature*, 281, p. 642-646.

WALKER G.P.L. (1980).- The Taupo pumice : product of the most powerful known (ultraplinian) eruption ? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, p. 69-94.

WALKER G.P.L. (1981a).- Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.*, 44, p. 232-240.

WALKER G.P.L. (1981b).- Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water flushed origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, p. 395-407.

WALKER G.P.L. (1983).- Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, p. 65-88.

WALKER G.P.L. , WILSON C.J.N. (1983).- Lateral variations in the Taupo ignimbrite. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, p. 117-133.

WALKER G.P.L., WRIGHT J.V., CLOUGH B.J., BOOTH B. (1981).- Pyroclastic geology of the rhyolitic geology of La Primavera, Mexico. *Geol. Rundsch.*, 70, p. 1100-1118.

WATERS A.C., FISHER R.V. (1971).- Base surge and their deposits : Capelinhos and Taal volcanoes. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 5596-5614.

WATTS M.J., WILLIAMS G.D. (1979).- Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.*, 1, 4, p. 323-332.

Fig. 40 : Successions lithologiques des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la Formation des Pyroclastites de Voutré (flanc sud-ouest des Coëvrons; secteur de Rouessé-Vassé).

Fig. 41 : Carte d'affleurement des Pyroclastites de Voutré sur les deux flancs du synclinal des Coëvrons dans le secteur du Grez.

Fig. 42 : Successions lithologiques des unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la formation des Pyroclastites de Voutré dans le secteur du Grez (synclinal des Coëvrons).

Fig. 43 : Les Pyroclastites de Voutré au flanc nord des Coëvrons (étang de Jouteau).

Fig. 44 : Les unités volcaniques de la Formation des Pyroclastites de Voutré ; coupe de l'étang de Jouteau, flanc nord des Coëvrons orientaux.

Fig. 45 : Les Pyroclastites de Voutré au flanc nord des Coëvrons; carte géologique détaillée du secteur du Saut du Serf.

Fig. 46 : Colonne lithostratigraphique de la coupe du Saut du Serf (flanc nord-est des Coëvrons).

Fig. 47 : Position des complexes volcaniques (cycle V1 et cycles V3-V4) dans la succession lithostratigraphique cambrienne des Coëvrons orientaux (coupe de Montreuil-le-Chétif).

Fig. 48 : La Formation des Pyroclastites de Voutré dans la coupe de la carrière du Coq (flanc sud-est des Coëvrons).

Fig. 49 : Schéma détaillé de l'ancienne carrière du Thabor à Sillé-le-Guillaume, entamant le sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et les Pyroclastites de Voutré.

Fig. 50 : Les successions lithologiques de la formation des Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons.

Fig. 51 : Répartition dans les Coëvrons et en Charnie des unités volcaniques (ignimbrites distales, brèches lithiques, cinérites à pisolithes volcaniques) et sédimentaires (conglomérats volcanogènes) appartenant au cycle éruptif terminal des Pyroclastites de Voutré (cycle V4).

Fig. 52 : Carte géologique de la région de Sillé-le-Guillaume, indiquant l'emplacement des quatre "filons" de rhyolite de Sillé (P1 à P4).

Fig. 53 : Brèche sédimentaire à matrice tufacée développée au contact de la rhyolite de Sillé et des Psammites de Sillé (Sillé-le-Guillaume, rue de Villaines-la-Juhel).

Fig. 54 : Schéma d'une extrusion sous-marine rhyolitique.

Fig. 55 : Lithologie de la Formation des Psammites de Sillé dans la localité-type. Cette formation renferme un dôme rhyolitique (P3) dont le toit érodé alimente en quartz un niveau d'arkoses grossières.

Fig. 56 : Corrélation entre les différents corps rhyolitiques intercalés dans la Formation des Psammites de Sillé à Sillé-le-Guillaume.

Fig. 57 : Le complexe volcanique des Pyroclastites de Voutré en Charnie.

Fig. 58 : Les Pyroclastites de Voutré et les formations cambriennes de la coupe de l'Erve à Sainte-Suzanne.

Fig. 59 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes de la Charnie avec colonne détaillée des faciès volcanogènes composant la Formation des Pyroclastites de Voutré.

Fig. 60 : Carte détaillée de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la forêt de la Grande Charnie.

Fig. 61 : Carte géologique simplifiée du massif d'Assé-le-Boisne.

Fig. 62 : Carte détaillée des complexes volcaniques du ruisseau de Rocher Reine dans le massif d'Assé-le-Boisne.

Fig. 63 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes du ruisseau de Rocher Reine (massif d'Assé-le-Boisne) avec coupe détaillée du complexe volcanique d'Eclopard.

Fig. 64 : Faciès microscopique de la rhyolite porphyrique à texture perlitique d'Eclopard (massif d'Assé-le-Boisne).

Fig. 65 : Faciès microscopique de la rhyolite à texture fluidale d'Eclopard (massif d'Assé-le-Boisne).

Fig. 66 : Cinérites à pisolithes volcaniques d'Eclopard.

Fig. 67 : Les nappes ignimbritiques du cycle V4 et le passage cambro-ordovicien dans la coupe de Saint-Ouen-de-Mimbré (Sud-Est du massif d'Assé-le-Boisne)

Fig. 68 : Les complexes volcaniques cambriens de la vallée de la Sarthe au Sud de Saint-Léonard-des-Bois.

Fig. 69 : Deux aspects des brèches développées au contact entre les intrusions rhyolitiques (dôme du Pont de la Folie et sill au Nord-Ouest des Vallées) et les siltites cambriennes encaissantes.

Fig. 70 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes de la vallée de la Sarthe (massif d'Assé-le-Boisne).

Fig. 71 : Evolution des cycles éruptifs de la crise V3 entre le ruisseau des Doucelles et le Nord-Est de Fresnay-sur-Sarthe (massif d'Assé-le-Boisne).

Fig. 72 : Les deux stades de formation d'une caldera.

Fig. 73 : 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.

Fig. 74 : Les complexes volcaniques cambriens du massif de Pail.

Fig. 75 : Carte détaillée des complexes volcaniques cambriens de la vallée du Merdereau (massif de Pail).

Fig. 76 : Succession lithostratigraphique des formations cambriennes du massif de Pail dans le panneau du Merdereau.

Fig. 77 : Répartition des faciès volcaniques d'un stratovolcan.

Fig. 78 : Extension présumée de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail.

Fig. 79 : Les grandes unités structurales des massifs paléozoïques d'Ecouves et de Multonne.

Fig. 80 : Les complexes volcaniques cambriens du massif de Multonne et de la vallée du Sarthon.

Fig. 81 : Modèle de mise en place sous-marine d'une volumineuse coulée pyroclastique.

Fig. 82 : Carte géologique détaillée du massif de Saint-Ellier-les-Bois.

Fig. 83 : Les complexes volcaniques cambriens du versant méridional d'Ecouves.

Fig. 84 : Successions lithologiques des complexes volcaniques cambriens du massif de Multonne et du versant sud d'Ecouves.

Fig. 85 : Emplacement des forages CH5, CH6 et BG-G1 à l'extrémité occidentale du massif d'Ecouves.

Fig. 86 : Coupe du forage CH6 réalisé par la SNEA (P) à l'Est de Chahains.

Fig. 87 : Coupe du forage BG-G1 réalisé par la SNEA (P) dans le bois de Goult.

Fig. 88 : Corrélation entre les formations cambriennes reconnues en forage à l'extrémité occidentale d'Ecouves.

Fig. 89 : Les unités volcaniques cambriennes de l'anticlinal de la Bellière et du synclinal de Vrigny.

Fig. 90 : Les complexes volcaniques cambriens à l'Est et au Sud-Est du massif d'Ecouves

Fig. 91 : Position supposée de la limite externe de la caldera d'Ecouves dans la coupe Chahains-Rouperroux (Sud-Ouest du massif d'Ecouves).

Fig. 92 : Reconstitution de la caldera d'Ecouves et de son domaine externe.

Fig. 93 : Les unités volcaniques cambriennes du massif d'Héloup.

Fig. 94 : Cartes détaillées des complexes volcaniques cambriens du massif d'Héloup.

Fig. 95 : Coupes lithostratigraphiques des formations cambriennes du massif d'Héloup.

Fig. 96 : Carte géologique du massif de Perseigne.

Fig. 97 : Carte détaillée des complexes volcaniques cambriens de la vallée d'Enfer et de la vallée située à l'Ouest de cette dernière.

Fig. 98 : Coupe lithostratigraphique des formations cambriennes de la vallée d'Enfer et coupe détaillée du complexe volcanique cambrien de la vallée située à l'Ouest de la vallée d'Enfer

Fig. 99 : Profondeur et nature du socle rencontré en forage sous la couverture du bassin de Paris à l'Est des Coëvrons et au Sud du massif de Perseigne.

Fig. 100 : Emplacement des domaines intra-caldera et extra-caldera au sein des complexes volcaniques cambriens de la province du Maine.

Fig. 101 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des formations cambriennes de la province du Maine avec emplacement et nature des grands cycles volcaniques et leur extension au sein des unités paléozoïques.

Fig. 102 : Essai de reconstitution du fossé volcano-tectonique du Maine avec emplacement des grandes structures de type caldera.

Fig. 103 : Composition lithologique et environnement sédimentaire des formations cambriennes constituant le substratum des complexes volcaniques du Maine (cycle éruptif V1).

Fig. 104 : Caractérisation de la couverture sédimentaire cambrienne recouvrant les complexes volcaniques du Maine.

Fig. 105 : Teneurs en fluides, exprimées par les pourcentages de la perte au feu (PF), des volcanites du Maine

Fig. 106 : Diagrammes de variation de Harker pour les laves et ignimbrites du Maine.

Fig. 107 : Mobilité des alcalins dans les volcanites du Maine sur le diagramme $Na_2O = f(K_2O)$.

Fig. 108 : Albitisation des laves et muscovitisation de certaines ignimbrites du Maine dans le diagramme de Bixel *et al.*, (1982).

Fig. 110 : Diagramme alcalins-silice.

Fig. 111 : Diagramme AFM ($A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + Fe_2O_3$; $M = MgO$) indiquant l'affinité calco-alcaline des volcanites du Maine.

Fig. 112 : Affinité calco-alcaline des volcanites cambriennes du Maine dans les diagrammes de Miyashiro (1974).

Fig. 113 : Position des laves cambriennes du Maine dans les diagrammes Al_2O_3 - $FeO+Fe_2O_3$ - MgO et Al_2O_3-TiO_2-MgO.

Fig. 114 : Spectres de terres rares de basalte non spilitisé et de spilites avec ou sans amygdales provenant des séries d'âge Crétacé du Chili.

Fig. 115 : Diagrammes de variation de Harker pour quelques éléments en traces des laves et ignimbrites du Maine.

Fig. 116 : Position des andésites cambriennes du Maine dans le champ des andésites orogéniques, défini par les valeurs du rapport La/Th.

Fig. 117 : Nature calco-alcaline des laves et des ignimbrites du Maine dans les diagrammes de discrimination des séries volcaniques de Winchester et Floyd (1977) (Zr/TiO_2 et Nb/Y en fonction du pourcentage en SiO_2).

Fig. 118 : Diagrammes Th/Ta et Th/U pour les volcanites du Maine.

Fig. 119 : Affinité calco-alcaline des volcanites du Maine dans le diagramme Th - Tb x3 - Ta x2

Fig. 120 : Diagramme La/Th et La/(Ta ou Nb/16) pour les volcanites du Maine.

Fig. 121 : Courbes de distribution des terres rares dans les laves calco-alcalines cambriennes du Maine.

Fig. 122 : Comparaison entre les courbes enveloppes des spectres de terres rares des andésites du Maine et d'andésites moyennement potassiques (Chili, Japon, Nouvelle-Guinée) ; comparaison entre les courbes enveloppes de terres rares de trois andésites basiques du Maine et de six basaltes riches en alumine du Chili.

Fig. 123 : Courbes d'enrichissement en La et Yb en fonction du degré d'acidité des andésites du Maine par comparaison avec des andésites récentes ou actuelles.

Fig. 124 : Comparaison entre les courbes de terres rares des dacites du Maine et celles de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande.

Fig. 125 : Courbes de distribution des terres rares dans les ignimbrites et rhyolites vitreuses du Maine.

Fig. 126 : Comparaisons entre les courbes enveloppes de terres rares des ignimbrites du Maine et celles : - de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande ; - de Sardaigne ; - de la Sierra Madre occidental au Mexique.

Fig. 127 : Mise en évidence du cogénétisme des laves des strato-volcans de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail grâce aux profils des terres rares.

Fig. 128 : variations du degré de fractionnement (Ce/YbN), de la somme des concentrations en terres rares (Σ REE) et de l'anomalie négative en europium (Eu/Eu*) en fonction du degré de différenciation des laves et des ignimbrites du Maine.

Fig. 129 : Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande.

Fig. 130 : Comparaison entre les profils de terres rares des ignimbrites du Maine et ceux des granodiorites cadomiennes de la Mancellia.

Fig. 131 : Diagramme de normalisation multi-éléments par rapport aux plagiogranites pour deux volcanites acides du Maine et une granodiorite cadomienne.

Fig. 132 : Diagramme de normalisation multi-éléments par rapport au manteau primitif montrant la similitude des spectres des granodiorites mancelliennes et des volcanites acides du Maine.

Fig. 133 : Diagrammes éléments compatibles (Ni, Co) - élément incompatible (Rb) montrant l'analogie entre les rôles joués par la cristallisation fractionnée (CF) dans les granodiorites mancelliennes et les ignimbrites cambriennes du Maine.

Fig. 134 : Position des granodiorites de la Mancellia et des volcanites acides du Maine dans le diagramme de discrimination des granitoïdes de Pearce *et al.*, (1984).

Fig. 135 : Carte géologique du Nord-Est du Massif armoricain.

Fig. 136 : Situation des formations volcaniques brivériennes.

Fig. 137 : Evolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain.

Fig. 138 : Esquisse paléogéographique au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions de paléocourants.

Fig. 139 : Les magmatismes fini et post-cadomiens (plutonisme mancellien et volcanisme cambrien du Maine) dans l'évolution géodynamique du domaine mancellien.

Fig. 140 : Granitoïdes hercyniens et collision continentale.

Fig. 141 : Configuration actuelle des unités géotectoniques cadomiennes du domaine armoricain.

Fig. 142 : Carte des anomalies gravimétriques et magnétiques du Sud-Est de la Mancellia.

Fig. 143 : Localisation des chevauchements varisques majeurs du domaine mancellien.

Fig. 144 : Essai de reconstitution de l'ouverture du graben du Maine selon un régime d'extension oblique.

Fig. 145 : Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites cambriennes du Maine.

Fig. 146 : Points de prélèvement des échantillons pour l'analyse diffractométrique dans les synclinaux de Sées et de Saint-Nicolas-des-Bois (massif d'Ecouves).

Fig. 147 : Appréciation du degré de métamorphisme des sédiments briovériens et paléozoïques du Maine grâce au degré de cristallinité des illites.

Fig. 148 : Diffractogrammes caractéristiques des minéraux argileux contenus dans les formations des Schistes et calcaires (Cambrien inférieur), des Schistes à *Neseuretus* (Ordovicien moyen) et des Schistes supérieurs (Ordovicien supérieur).

Fig. 149 : Diffractogrammes caractéristiques des minéraux argileux des schistes siluro-dévoniens et des ampélites siluriennes du Maine.

Fig. 150 : Tendance ferro-magnésienne des chlorites des formations briovériennes et paléozoïques du Maine (diagramme de Oinuma *et al.*, 1972).

Fig. 151 : Estimation du couple T.P. du métamorphisme régional varisque dans le Maine.

Fig. 152 : Comparaison de la composition chimique de l'ampélite à pyrophyllite du Silurien d'Ecouves avec celles des sédiments siluriens du bassin de Laval et du domaine centre-armoricain (d'après Dabard, 1983).

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 : Classification des volcanoclastites selon les recommandations de l'I.U.G.S.

Tabl. 2 : Classification génétique des coulées pyroclastiques.

Tabl. 3 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites de Vimarcé (Coëvrons).

Tabl. 4 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du synclinal des Coëvrons.

Tabl. 5 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites de la Charnie.

Tabl. 6 : Analyses chimiques en éléments majeurs des laves "kératophyriques" des massifs de Pail et d'Assé-le-Boisne (d'après Boyer, 1967, 1974).

Tabl. 7 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif d'Assé-le-Boisne (secteurs central et oriental).

Tabl. 8 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif d'Assé-le-Boisne (secteur occidental).

Tabl. 9 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif de Pail (vallée du Merdereau; cycles V2 et V3).

Tabl. 10 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites du massif de Pail (vallée du Merdereau; cycles V3 et V4).

Tabl. 11 : Analyses chimiques en éléments majeurs des ignimbrites de la caldera d'Ecouves.

Tabl. 12 : Analyses chimiques en éléments majeurs des volcanites des calderas d'Ecouves et de Perseigne.

Tabl. 13 : Analyses chimiques en éléments majeurs des andésites des forages de Saint-Jean d'Assé et de Saint-Fulgent-des Ormes.

Tabl. 14 : Paragenèses primaires et secondaires des ignimbrites et des laves cambriennes du Maine.

Tabl. 15 : Compositions chimiques moyennes, calculées sans les fluides, des volcanites du Maine.

Tabl. 16 : Comparaison entre les compositions chimiques moyennes, en éléments majeurs, des ignimbrites et laves cambriennes et celles des termes équivalents de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande.

Tabl. 17 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des andésites du Maine.

Tabl. 18 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des laves dacitiques, rhyo-dacitiques et rhyolitiques du Maine.

Tabl. 19 : Compositions chimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) des ignimbrites et rhyolites vitreuses du Maine.

Tabl. 20 : Précisions analytiques obtenues sur les dosages des éléments majeurs, traces et terres rares au Service d'Analyses des Roches et Minéraux du CRPG de Nancy.

Tabl. 21 : Comparaison des compositions chimiques des andésites basaltiques du massif de Pail avec des basaltes riches en alumine du Chili. Comparaison des compositions chimiques d'une andésite basaltique d'Ecouves avec des basaltes du Sud-Sardaigne et des basaltes pauvres en alumine de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande.

Tabl. 22 : Comparaison des compositions chimiques des volcanites acides du Maine avec : 1/ la composition chimique moyenne des ignimbrites de la zone de Taupo en Nouvelle-Zélande ; 2/ les compositions chimiques des granodiorites de la Mancellia ; et 3/ la composition chimique moyenne des diatexites de Saint-Malo.

Tabl. 23 : Composition des paragenèses argileuses et indices de cristallinité des micas blancs des formations fines du Massif armoricain.

Tabl. 24 : Analyse chimique d'ampélites à pyrophyllite du Silurien d'Ecouves.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION GÉNÉRALE p.9

I-Problème de l'âge des manifestations volcaniques p.12

II-Nomenclature et classification des roches volcaniques p.15

1-Terminologie des laves p.15
2-Classification et nomenclature des roches volcanoclastiques p.15
3-Les ignimbrites: définition, faciès, modes de genèse et de dépôt p.19
a/ Définition p.19
b/ Variations des faciès ignimbritiques p.20
c/ Genèse des ignimbrites p.22
d/ Contexe aérien ou sous-aquatique de mise en place des ignimbrites p.23

PARTIE I : LES COMPLEXES VOLCANIQUES CAMBRIENS DES UNITÉS PALÉOZOÏQUES DE L'EST DU MASSIF ARMORICAIN : ANALYSE LITHOLOGIQUE ET RECONSTITUTION DES DYNAMISMES ÉRUPTIFS p.27

CHAPITRE I : Les manifestations volcaniques cambriennes du synclinal des Coëvrons p.29

A-Introduction p.29

B-Le complexe volcanique de Vimarcé p.35

I-Apport des travaux précédents p.35

II-Pétrographie des volcanites de Vimarcé p.37

1-Les laves rhyolitiques p.37
2-Les dacites p.39
3-Les ignimbrites p.40
4-Les tufs et brèches autoclastiques et épiclastiques p.41

III-Mise en place du complexe volcanique de Virmacé p.41

C-La crise volcanique à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne p.44

D-La Formation des Pyroclastites de Voutré: la crise volcanique paroxysmale du synclinal des Coëvrons p.47

I-Historique des travaux anciens..... p.47

II-La succession volcanique des carrières de Voutré (Mayenne)..... p.49

1-Cadre structural des carrières de Voutré..... p.49
2-Les grandes unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la carrière de la Kabylie: lithologie et interprétation génétique..... p.49
a/ ensemble "infra-lahar"..... p.49
b/ brèche laharique..... p.54
c/ les tuffites "supra-lahar"..... p.56
d/ les pyroclastites ponceuses "infra-brèche bleue"..... p.56
e/ la brèche bleue..... p.61
f/ les brèches stratifiées..... p.66
g/ les cinérites vertes à pisolithes volcaniques..... p.68
h/ la nappe de ponces massive..... p.71
i/ les conglomérats..... p.72
j/ les cinérites et tufs de lapilli à pisolithes volcaniques.... p.73
k/ les termes volcano-sédimentaires et sédimentaires sommitaux (Formation des Grès feldspathiques)..... p.74
3-Les unités volcaniques et volcano-sédimentaires de la carrière de la Massottrie: comparaisons avec celles de la Kabylie..... p.76
a/ le complexe bréchique inférieur p.76
b/ les conglomérats et les coulées pyroclastiques de l'ensemble médian..... p.80
c/ les tuffites et les termes sédimentaires de l'ensemble supérieur..... p.84
4-Les termes de base de la succession volcanique..... p.84
5-Essai de reconstitution des cycles d'activité volcanique dans la carrière de Voutré..... p.85
a/ cycle initial de nature phréato-plinienne..... p.85
b/ cycle intermédiaire de nature volcano-sédimentaire..... p.85
c/ le cycle éruptif terminal: activité phréato-magmatique et mise en place des nappes ignimbritiques..... p.87

III-La Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons centraux..... p.90

1-Les complexes volcaniques du secteur de Rouessé-Vassé..... p.90
2-Les séquences volcaniques du secteur de Le Grez..... p.93
a/ les unités volcaniques du flanc nord..... p.93
b/ les unités volcaniques du flanc sud..... p.95
3-Interprétation des unités volcaniques..... p.96

IV-La Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons orientaux..... p.98

1-Les unités volcaniques du flanc nord..... p.98
a/ la coupe de l'étang de Jouteau..... p.98
b/ la coupe du Saut du Serf..... p.101
c/ extension vers l'Est des complexes volcaniques..... p.104
2-Les unités volcaniques du flanc sud..... p.106
a/ la coupe de la carrière du Coq..... p.106
b/ le prolongement vers l'Ouest et l'Est des unités volcaniques de la coupe du Coq..... p.108

V-Conclusion: les caractéristiques essentielles de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons..... p.110

E-La rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume : des dômes acides, contemporains de la sédimentation des Psammites de Sillé..... p.113

I-Introduction..... p.113

II-Analyse pétrographique et géochimique de la rhyolite de Sillé-le-Guillaume..... p.114

III-Mécanisme de mise en place des laves rhyolitiques..... p.115

CHAPITRE II : La Formation des Pyroclastites de Voutré dans le Cambrien de la Charnie..... p.119

I-Encadrement lithostratigraphique des volcanites cambriennes : documents de la cluse de l'Erve..... p.119

II-Les produits de l'activité volcanique..... p.121

1-La coupe de référence..... p.121
a/ les pyroclastites inférieures..... p.121
b/ les coulées pyroclastiques ponceuses..... p.123
c/ les tuffites violacées..... p.124
d/ le complexe pyroclastique supérieur..... p.124
2-Le complexe volcanique occidental de la Charnie..... p.126
3-Les volcanites cambriennes en forêt de Grande Charnie..... p.127

III-Conclusions: reconstitution du cycle des activités volcaniques en Charnie..... p.129

CHAPITRE III: Les complexes volcaniques cambriens de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail..... p.131

A-Les manifestations volcaniques cambriennes du massif d'Assé-le-Boisne..... p.131

I-Rappel des études consacrées aux volcanites du massif d'Assé-le-Boisne..... p.131

1-Les travaux anciens..... p.131
2-Les travaux récents..... p.133

II-Les complexes volcaniques du secteur sud-est : la coupe du ruisseau de Rocher-Reine entre Fresnay-sur-Sarthe et Assé-le-Boisne..... p.134

1-Les ignimbrites et les cinérites à pisolithes volcaniques de l'épisode V1..... p.136
2-Les ignimbrites et les cinérites de l'épisode V2..... p.136
3-La crise volcanique paroxysmale V3..... p.138
a/ le complexe volcano-sédimentaire V3 de la coupe d'Eclopard..... p.138

b/ l'extension sud-orientale du complexe V3..... p.142
c/ le prolongement nord-ouest du complexe V3..... p.142
4-Les complexes ignimbritiques de l'épisode V4..... p.144

III-Les complexes volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne occidental : la cluse de la Sarthe à Saint-Léonard-des-Bois..... p.145

1-Le dôme et les sills rhyolitiques intrusifs dans la Formation des Schistes et calcaires..... p.145
2-Les nappes ignimbritiques inférieures (V2) et leur recouvrement volcano-sédimentaire..... p.148
3-Les laves et les brèches andésitiques à dacitiques du complexe V3..... p.150
a/ pétrographie des laves et des brèches..... p.150
b/ caractères géochimiques des volcanites andésitiques et dacitiques..... p.151
4-Les nappes ignimbritiques supérieures du complexe V3..... p.153

IV-Conclusion : les manifestations volcaniques du massif d'Assé-le-Boisne dans leur cadre structural..... p.153

B-Les complexes volcaniques cambriens du massif de Pail..... p.158

I-Rappel des travaux consacrés aux volcanites du massif de Pail..... p.159

II-Les complexes volcaniques de la coupe du Merdereau..... p.159

1-Les rhyolites intrusives dans la Formation des Schistes et calcaires..... p.159
2-La nappe ignimbritique intra Formation des Grès de Sainte-Suzanne..... p.161
3-Les complexes dacitiques et andésitiques de l'épisode V3..... p.163
4-La crise paroxysmale V4 : projections et nappes ignimbritiques soudées..... p.167
a/ l'ensemble pyroclastique inférieur..... p.167
b/ les nappes ignimbritiques soudées..... p.168
c/ le complexe pyroclastique supérieur et le passage à la sédimentation des Psammites de Sillé..... p.169

III-Les volcanites cambriennes du triangle de Pail..... p.169

IV-Reconstitution des manifestations volcaniques du massif de Pail : comparaison avec celles du massif d'Assé-le-Boisne..... p.170

Chapitre IV: Les complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves (massifs de Multonne et d'Ecouves)..... p.175

I-Les complexes volcaniques acides du massif de Multonne et de la partie sud du massif d'Ecouves..... p.175

1-Le massif de Multonne..... p.175
2-La vallée du Sarthon..... p.177
3-Le massif de Saint-Ellier-les-Bois..... p.178
4-Le versant méridional du massif d'Ecouves..... p.178
a/ les formations cambriennes de la coupe de Longuenoë..... p.178

b/ les volcanites cambriennes de la coupe de Livaie..... p.180
c/ la succession cambrienne de la coupe de Bousance..... p.184

II-Les complexes volcaniques cambriens de l'extrémité occidentale du massif d'Ecouves..... p.184

1-Les nappes ignimbritiques de la terminaison nord-ouest de l'anticlinal de Saint-Didier-sous-Ecouves..... p.184
2-Analyse des complexes volcaniques reconnus en forage et de leurs enveloppes sédimentaires..... p.186
a/ analyse du forage "Chahains 6" (CH6)..... p.186
b/ analyse du forage"Bois de Goult" (BG-G1)..... p.187

III-Les complexes volcaniques du secteur septentrional du massif d'Ecouves (synclinal de Sées)..... p.191

1-Les volcanites de l'anticlinal de la Bellière..... p.191
a/ la cluse du ruisseau de Gastine..... p.191
b/ la cluse de Goult..... p.192
c/ l'Etre au Maréchal..... p.193
d/ départementale 16, au Nord-Est de la Bellière..... p.193
2-Les volcanites du flanc nord du synclinal de Vrigny..... p.193
3-Conclusions..... p.193

IV-Les complexes volcaniques des secteurs est et sud-est du massif d'Ecouves..... p.194

1-Les volcanites de l'anticlinal du Bouillon..... p.194
2-Les écailles volcaniques de la bordure sud-est du massif d'Ecouves..... p.196
a/ les écailles de Radon..... p.196
b/ les écailles de la butte du Froust..... p.197

V-Conclusions : les crises volcaniques des massifs de Multonne et d'Ecouves dans leur cadre sédimentaire et structural..... p.197

Chapitre V: Les complexes volcaniques des massifs d'Héloup et de Perseigne, et le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris..... p.201

I-Les complexes volcaniques cambriens du massif d'Héloup..... p.201

II-Les complexes volcaniques cambriens du massif de Perseigne..... p.206

1-Rappel des travaux antérieurs..... p.206
2-Les volcanites de la vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer..... p.208
3-Le complexe ignimbritique de la vallée d'Enfer..... p.210
4-Observations complémentaires sur les complexes volcaniques du massif de Perseigne..... p.211
5-Reconstitution des dynamismes volcaniques cambriens du massif de Perseigne..... p.213

III-Le prolongement de la province volcanique du Maine sous la couverture du bassin de Paris..... p.213

1-Les andésites du forage de Saint-Jean d'Assé (Sarthe)..... p.215
2-Les andésites du forage de Saint-Fulgent-des-Ormes (Sarthe).. p.215

Chapitre VI: Conclusion: les dynamismes éruptifs dans l'évolution volcano-tectonique et sédimentaire du graben du Maine..... p.217

PARTIE II : CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES IGNIMBRITES ET DES LAVES CAMBRIENNES DU MAINE - IMPLICATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES..... p.229

A-Caractères minéralogiques des ignimbrites et des laves..... p.230

I-Les ignimbrites et les rhyolites "vitreuses"..... p.230

II-Les laves..... p.231

1-Les textures et paragenèses primaires..... p.231
2-Les transformations secondaires et les facteurs responsables.... p.231

B-Signature géochimique en éléments majeurs des ignimbrites et des laves p.232

I-Evolution géochimique et mobilité des éléments..... p.234

II-Eléments majeurs et affinité magmatique des volcanites..... p.240

C-Caractérisation géochimique en éléments-traces des volcanites..... p.243

I-Mobilité des éléments en traces et des terres rares..... p.243

II-Variations des concentrations en éléments-traces..... p.248

III-Confirmation de l'affinité calco-alcaline des volcanites du Maine grâce à l'étude des éléments hygromagmaphiles..... p.251

IV-Analyse des terres rares..... p.255

1-Les laves andésitiques..... p.255
2-Les laves dacitiques..... p.258
3-Les rhyolites et les rhyodacites..... p.259
4-Les ignimbrites et les rhyolites vitreuses..... p.259

D-Origine des laves et des ignimbrites cambriennes du Maine..... p.262

I-Mécanismes de genèse des laves cambriennes..... p.262

II-Pétrogenèse des magmas ignimbritiques..... p.269

1-Mécanismes de genèse des ignimbrites : exemples de complexes récents à actuels..... p.269
a/ différenciation par cristallisation fractionnée de magmas basiques..... p.269
b/ fusion partielle de matériaux crustaux..... p.270
c/ mécanisme d'assimilation crustale et de cristallisation fractionnée..... p.274

2-Recherche de l'origine des magmas ignimbritiques du Maine... p.274
a/ facteurs initiateurs de l'anatexie.... p.276
b/ nature de la souche impliquée par la fusion.... p.276

E-Conclusion à l'étude minéralogique et géochimique des volcanites cambriennes du Maine.... p.284

PARTIE III : INTÉGRATION DE LA PROVINCE VOLCANIQUE CAMBRIENNE DU MAINE DANS L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA CHAÎNE CADOMIENNE p.287

A-Modèle mobiliste de l'évolution géodynamique cadomienne du nord-est du Massif armoricain.... p.289

I-Individualisation des arcs et des bassins au Briovérien inférieur.... p.289

II-Le comblement des bassins au Briovérien supérieur.... p.292

III-Le stade ultime de la convergence et les magmatismes fini-cadomiens.... p.293

B-Remarques concernant la place et l'évolution du domaine mancellien dans l'évolution géodynamique de la chaîne cadomienne.... p.296

C-Conclusion: la province volcanique du Maine, témoin des derniers événements magmatiques et structuraux de l'histoire cadomienne.... p.300

CONCLUSION GÉNÉRALE.... p.303

ANNEXE : PARAGENÈSES ARGILEUSES ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL VARISQUE.... p.305

I-Techniques d'étude, conditions expérimentales.... p.307

II-Caractéristiques diffractométriques des principales phases argileuses. p.308

1-L'illite.... p.308
2-La chlorite.... p.309
3-La pyrophyllite.... p.311
4-Autres minéraux argileux: interstratifiés et kaolinite.... p.313

III-Paragenèses argileuses et degré de métamorphisme.... p.313

IV-Les paragenèses argileuses à pyrophyllite et leur implications paléoclimatiques.... p.315

V-Conclusions.... p.317

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.... p.319

LISTE DES FIGURES.... p.345

LISTE DES TABLEAUX.... p.353

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

Complexe volcanique de Vimarcé (Coëvrons)

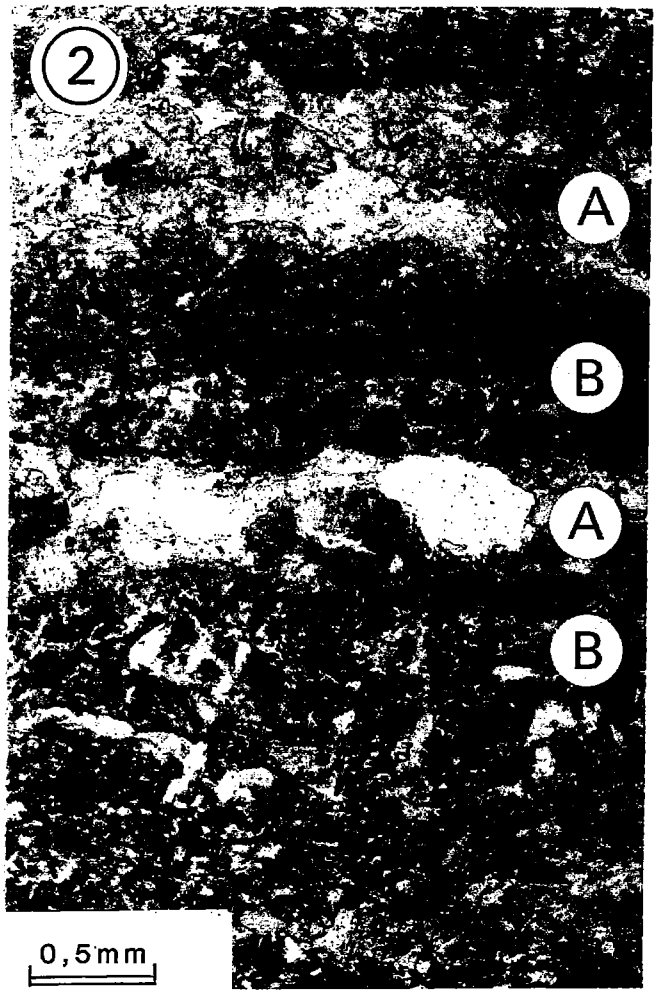
Photo 1 (LPA) : rhyolite hyalo-microlitique fluidale à rares phénocristaux de quartz et de plagioclase (Nord-Est de Monthondon).

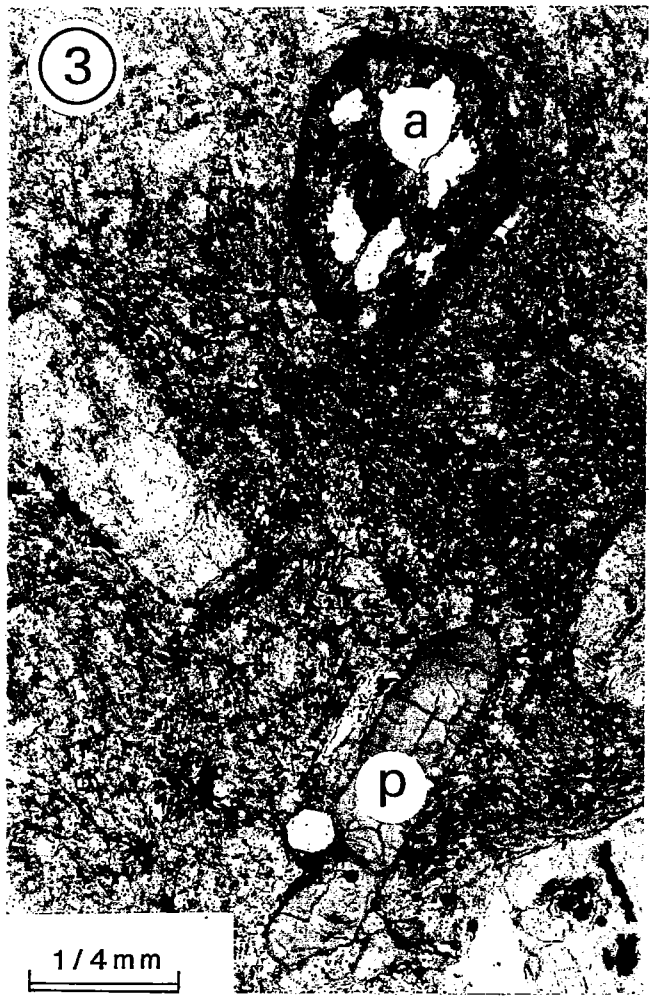
Photo 2 (LPNA) : rhyolite rubanée composée d'alternances de films vitreux à sphérolites de dévitrification (A) et de films en voie de vésiculation, finement dévitrifiés (B) (butte du Coudray).

Photo 3 (LPNA) : dacite porphyrique, fluidale, à phénocristaux de plagioclases et de ferro-magnésiens totalement déstabilisés : amphibole (a) et pyroxène (p) (la Gauchardière).

Photo 4 (LPNA) : amphibole (a) déstabilisée en un mélange de chlorite, quartz et épidote dans la dacite précédente.

1
0,5mm


2
A
B
A
B
0,5mm


3
a
p
1/4mm

4
a
1/4mm

PLANCHE II

Complexe volcanique V1 des Coëvrons et Pyroclastites de Voutré (carrière de la Kabylie)

Photo 1 (LPNA) : ignimbrite à texture vitroclastique non soudée (faciès distal), renfermant des flammes ponces chloriteuses (f) (Nord de Montreuil-le-Chétif).

Photo 2 (LPNA) : pyroclastite remaniée de l'ensemble infra-lahar (carrière de la Kabylie). Un fragment de lave, dont le contour est souligné, est fiché dans la strate cinéritique sous-jacente. La flèche indique la polarité.

Photo 3 (LPNA) : pyroclastite remaniée de l'ensemble infra-lahar (carrière de la Kabylie). Alternances de lits cinéritiques grossiers (Cg) et fins (Cf) et de lits riches en flammèches ponceuses (Cp). Un léger débit schisteux, oblique sur la stratification, affecte les fragments ponceux. La flèche indique la polarité.

Photo 4 (LPNA) : matrice cinéritique fine d'une cinérite à pisolithes volcaniques de l'ensemble infra-lahar (carrière de la Kabylie). Noter l'absence de classement des éléments et l'abondance des clastes vitreux anguleux (Cv) témoignant du dynamisme hydroclastique de l'éruption.

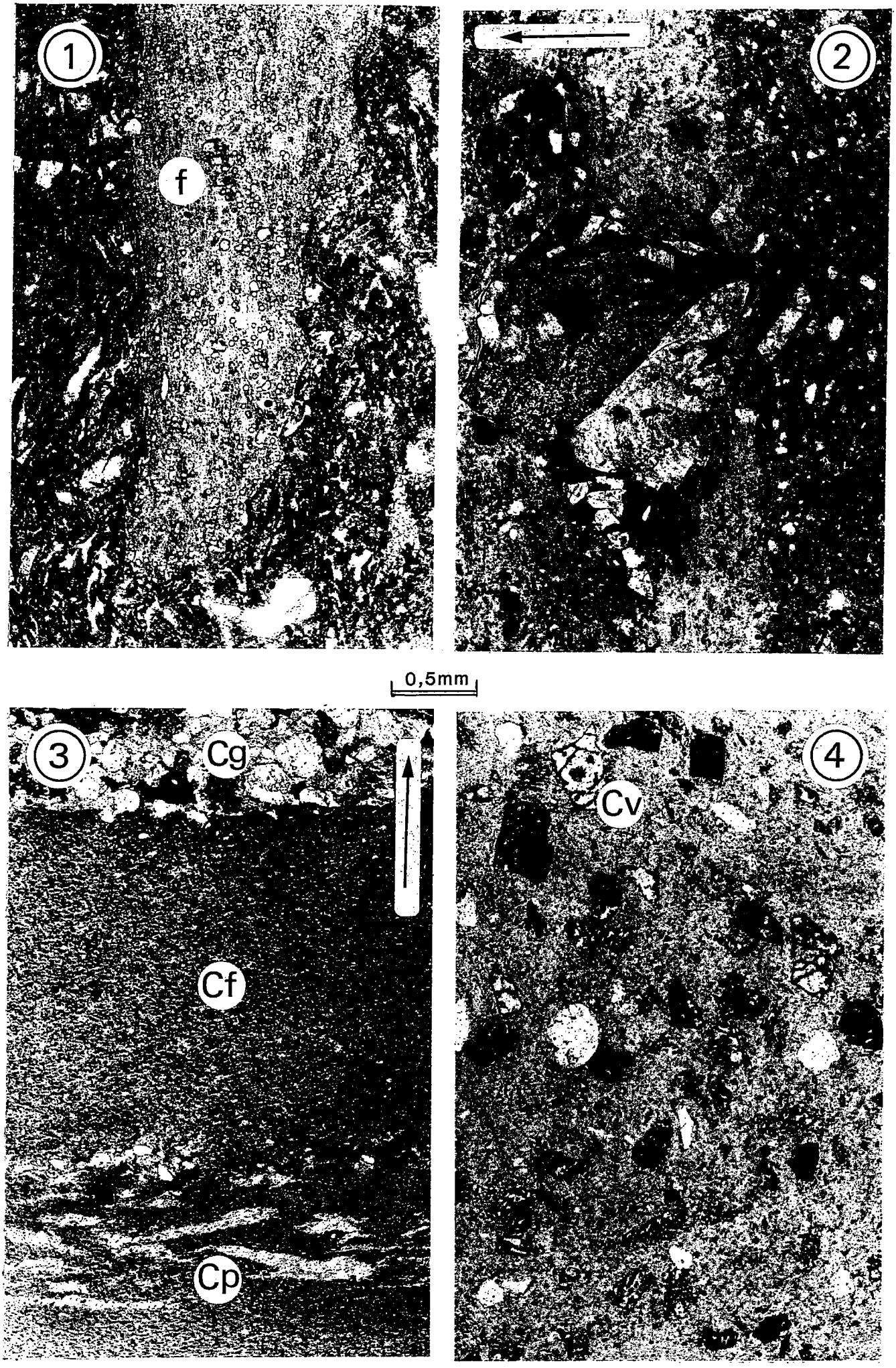

1
f
2
0,5mm
3
Cg
Cf
Cp
4
Cv

PLANCHE III

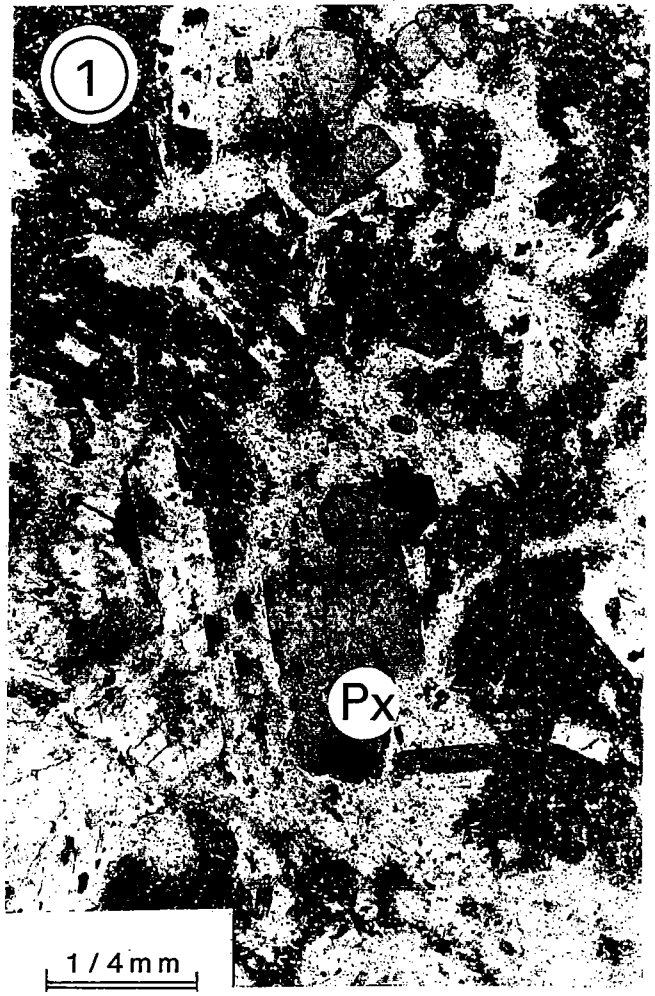
Pyroclastites de Voutré (carrière de la Kabylie ; synclinal des Coëvrons)

Photo 1 (LPNA) : lave andésitique hyalo-microlitique, à pyroxènes totalement déstabilisés en chlorite (Px), remaniée dans un horizon bréchique surmontant le lahar.

Photo 2 (LPNA) : pyroclastites ponceuses stratifiées, situées sous la "brèche bleue". Contact, souligné en noir, entre deux lits cinéritiques. Noter les gros fragments de ponces (p) groupés au sommet du lit inférieur et les nombreux petits clastes vitreux (Cv) concentrés à la base du lit supérieur. La flèche indique la polarité (*cf.* fig. 26).

Photo 3 (LPNA) : fragments de ponces fibreuses et bulleuses dans les pyroclastites ponceuses stratifiées situées sous la "brèche bleue".

Photo 4 (LPNA) : ponce fibreuse (p) dans les pyroclastites ponceuses massives infra "brèche bleue".


1
Px
1/4mm

2
cv
p
0,5mm

3
0,5mm

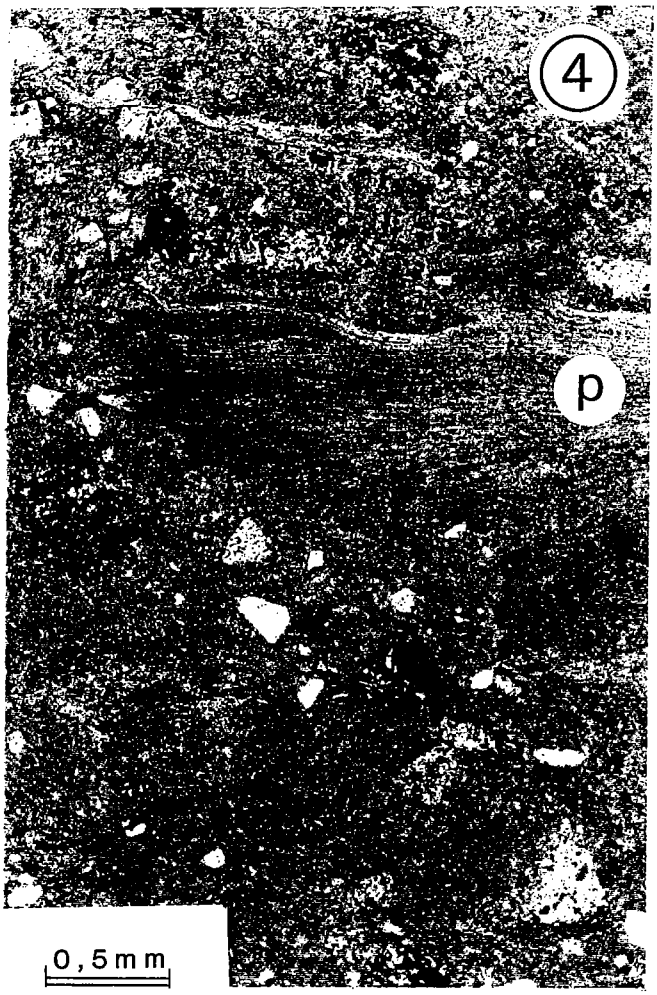

4
p
0,5mm

PLANCHE IV

Pyroclastites de Voutré (carrière de la Kabylie ; synclinal des Coëvrons)

Photos 1 et 2 : coulée pyroclastique ponceuse constituant le sommet de la "brèche bleue". (LPNA) Flammes chloriteuses (f), fragments de ponce (p) et d'ignimbrite à texture vitroclastique soudée (i) dans une matrice cinéritique non soudée.

Photo 3 : cinérite à pisolithes volcaniques recouvrant le toit de la "brèche bleue". Noter (LPNA) l'abondance des clastes vitreux (Cv) contenus aussi bien dans la matrice cinéritique que dans le nucléus des pisolithes (*cf.* fig. 29).

Photo 4 : brèche volcanique remaniée appartenant au complexe des brèches stratifiées (LPNA) (unité n°6, fig. 21). Fragments de nature variée (verre acide perlitique : vp ; ignimbrite à texture vitroclastique soudée : i) contenus dans un ciment réduit, riche en cristaux brisés de quartz et de feldspaths.

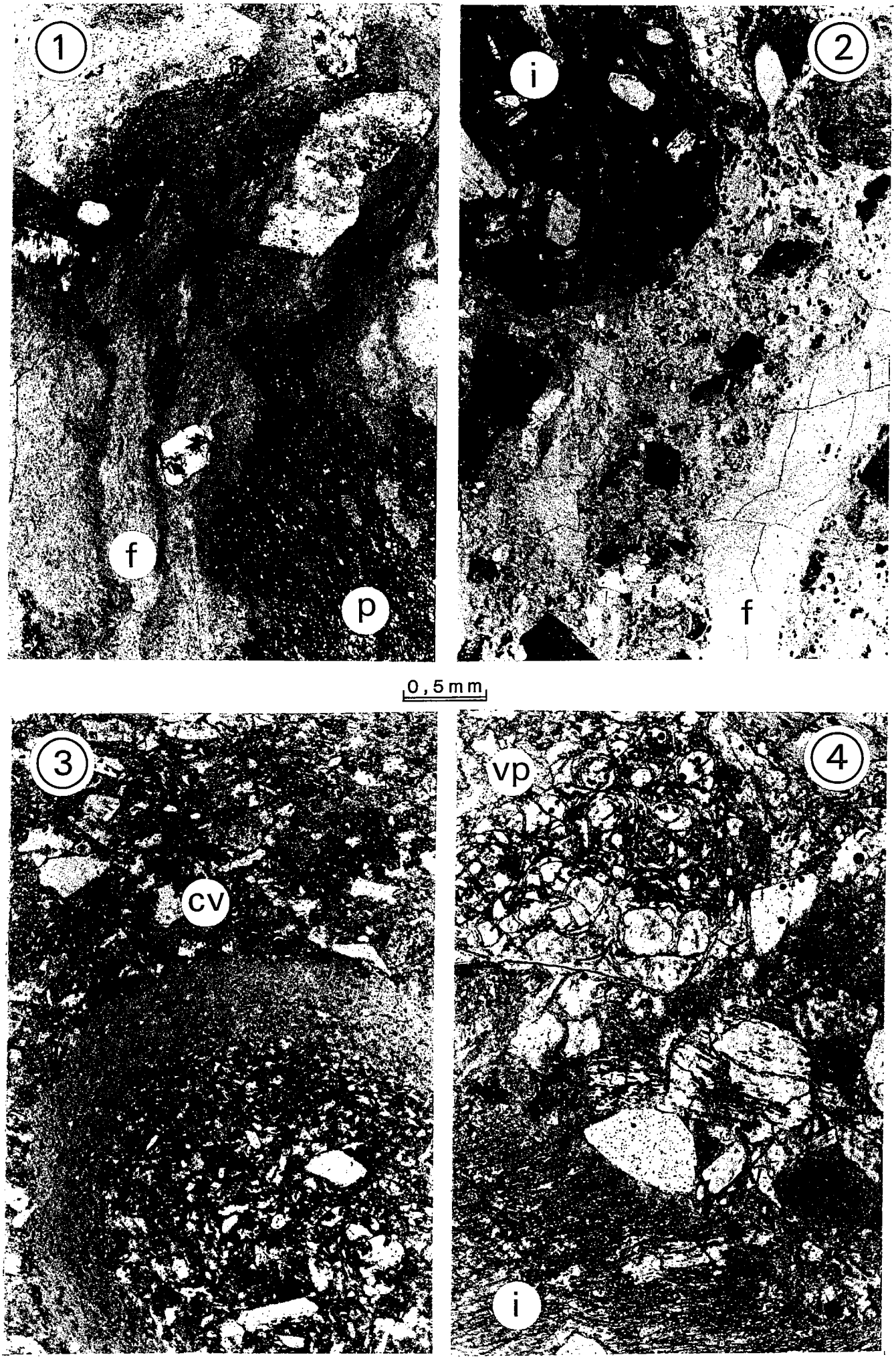

1
f
p
2
i
f
0,5 mm
3
cv
4
vp
i

PLANCHE V

Pyroclastites de Voutré (carrière de la Kabylie ; synclinal des Coëvrons)

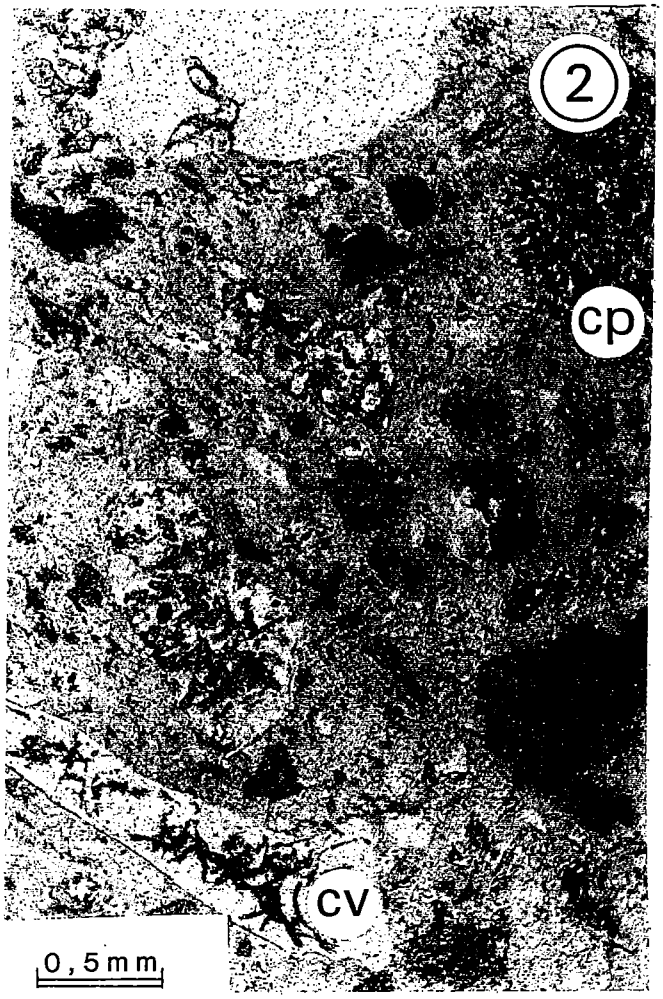
Photo 1 (LPNA) : transition entre les cinérites vertes à pisolithes volcaniques et la nappe de ponces massive (unité n°7, fig. 21). Petit lit de cendres "humides" agglomérées, recouvert par des cendres massives à fragments de ponces (p). La flèche indique la polarité.

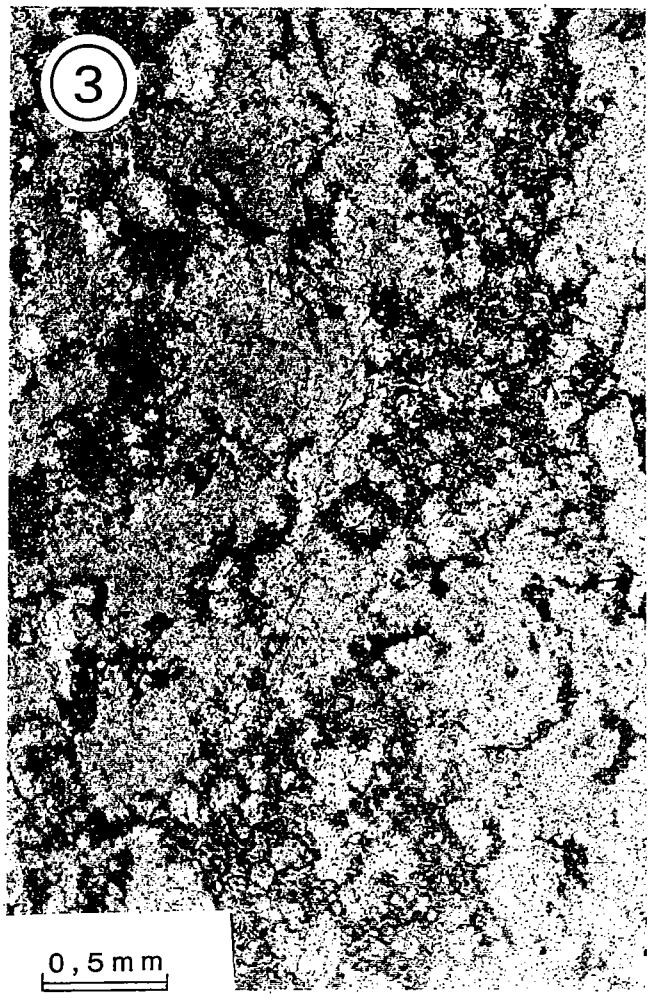
Photo 2 (LPNA) : corps de la nappe de ponces massive (= coulée pyroclastique distale). Aux côtés des fragments ponceux plus ou moins vésiculés (cp), noter la présence de clastes vitreux aux contours anguleux (cv). Ces fragments et les cristaux de quartz et de feldspaths à façonnement pyroclastique sont contenus dans une matrice cendreuse pétrie de microfragments ponceux non soudés.

Photo 3 (LPNA) : rhyolite rubanée en galet dans les décharges conglomératiques (unité n°8, fig. 21). La texture de la volcanite résulte de l'alternance de rubans vitreux et de rubans à mésostase en voie de vésiculation.

Photo 4 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques recouvrant les conglomérats (unité n°9, fig.21) Détail d'un claste partiellement vésiculé montrant l'éclatement des bulles et la multitude de microfragments vitreux envahissant la matrice cinéritique. Noter l'absence de déformation postérieure au dépôt de ces cinérites (*cf.* également Pl. VI, ph. 3 et 4).

1
p
0,5mm


2
cp
cv
0,5mm


3
0,5mm

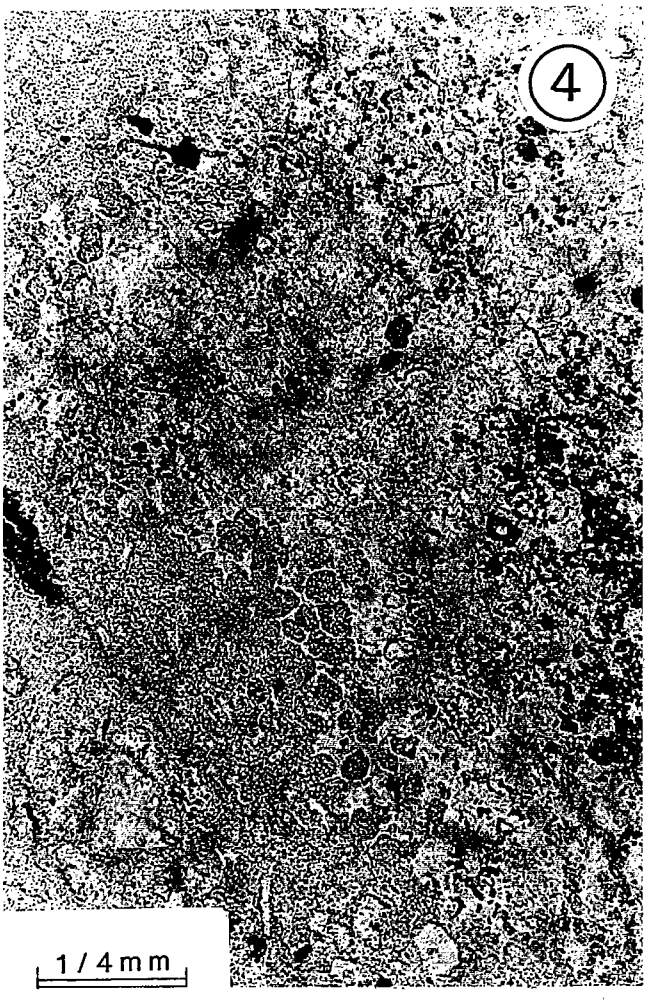

4
1/4mm

PLANCHE VI

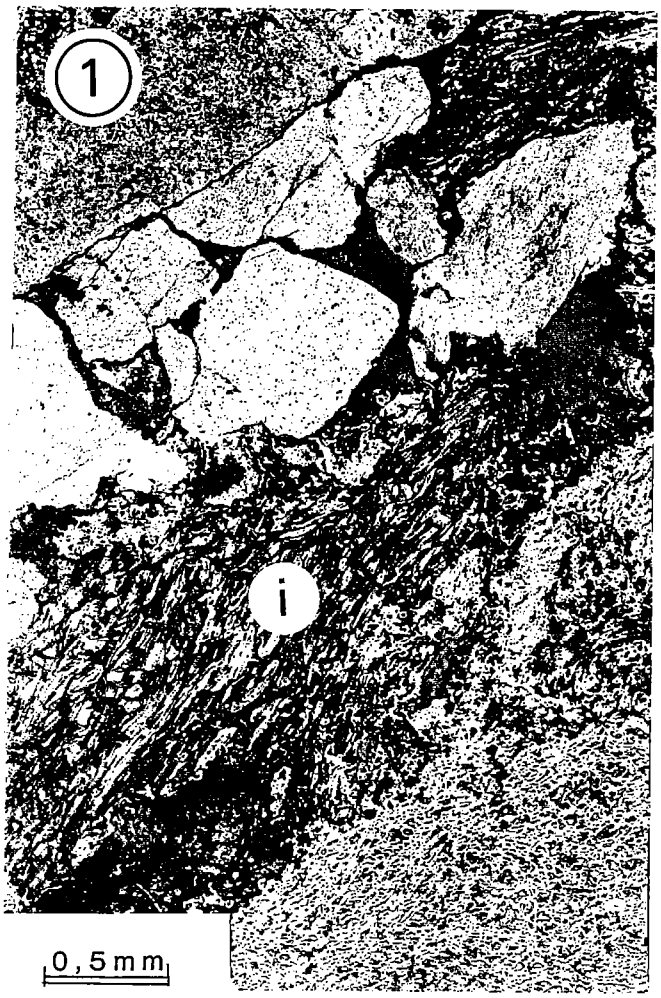
Pyroclastites de Voutré (carrière de la Massottrie ; synclinal des Coëvrons)

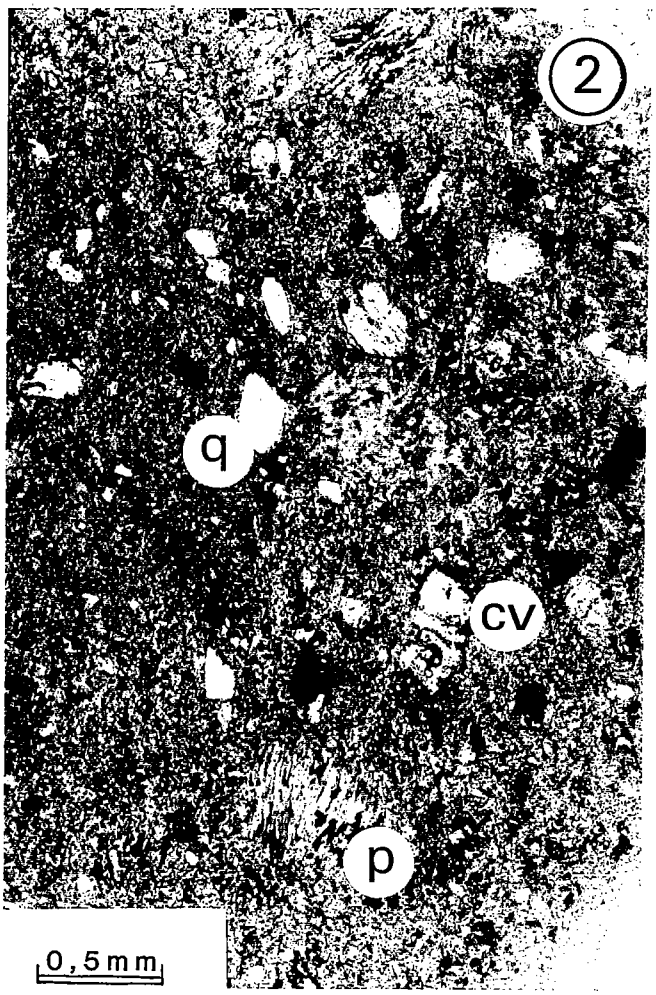
Photo 1 (LPNA) : unité conglomératique renfermant des galets de nature variée dont quelques ignimbrites à texture vitroclastique soudée (i). Matrice riche en cristaux de quartz et de feldspaths de forme anguleuse.

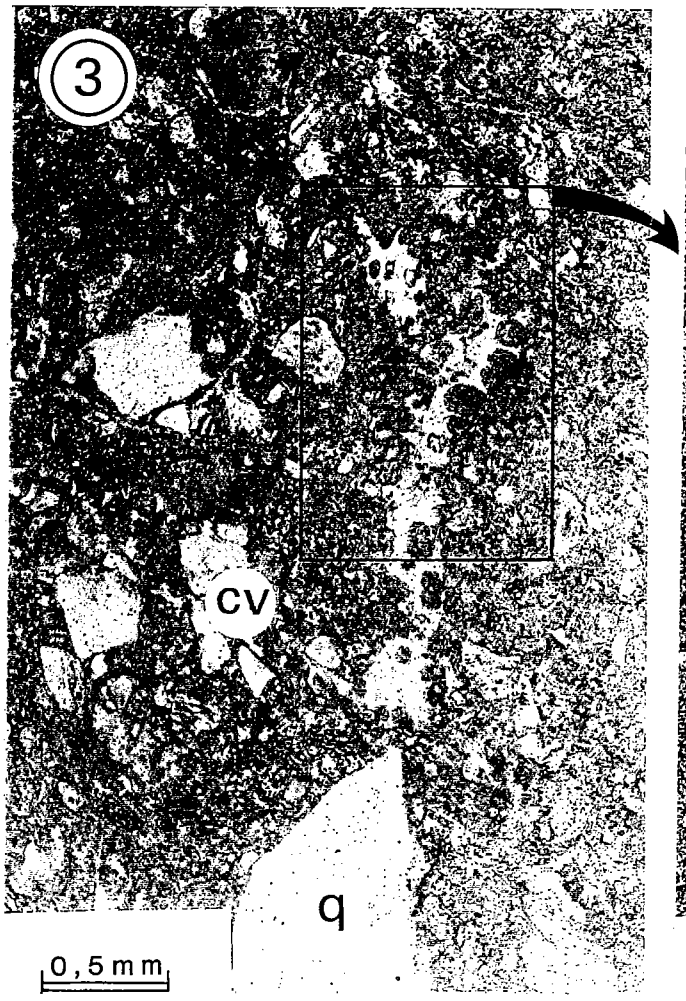
Photo 2 (LPNA) : matrice d'une cinérite à pisolithes volcaniques accompagnant les coulées pyroclastiques (ensemble 2 ; fig. 34). Nombreux fragments de ponces (p), clastes vitreux (cv) et éclats de quartz (q).

Photo 3 (LPNA) : coulée pyroclastique (ensemble 2 ; fig. 34) riche en fragments de ponces, clastes vitreux plus ou moins vésiculés (cv) et cristaux de quartz à façonnement pyroclastique (q).

Photo 4 (LPNA) : détail de la photo précédente montrant la forme des clastes vitreux plus ou moins vésiculés. La morphologie des parois des bulles éclatées écarte tout phénomène de déformation postérieure au dépôt de cette coulée pyroclastique distale (*cf.* fig. 36)


1
i
0,5 mm


2
q
cv
p
0,5 mm


3
cv
q
0,5 mm

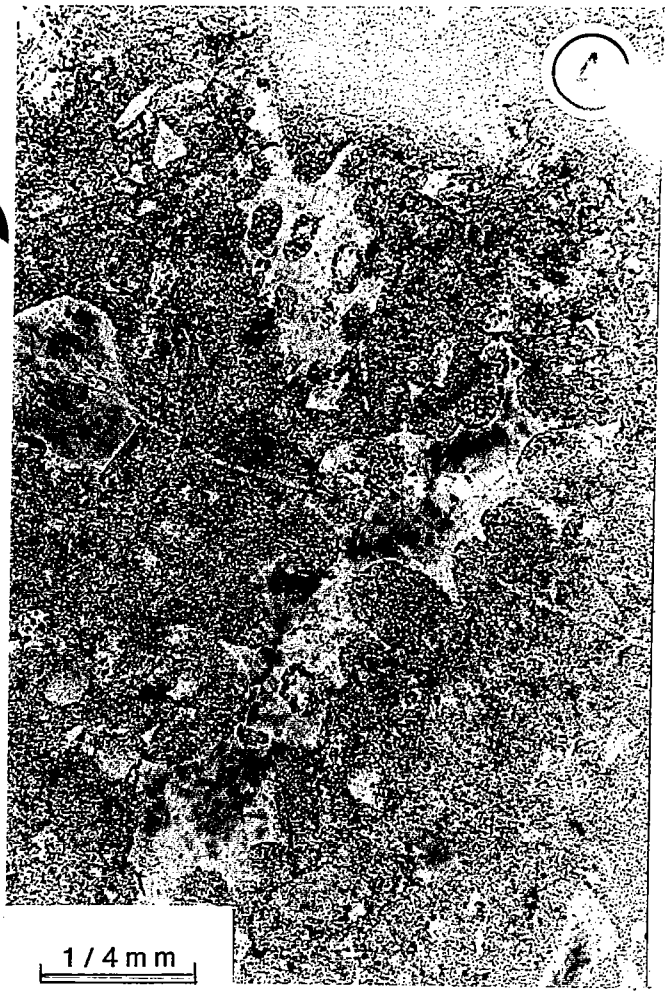

1/4 mm

PLANCHE VII

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (secteur de Rouessé-Vassé)

Photo 1 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques de la séquence éruptive inférieure (n°1, fig.40) Matrice fine envahie de flammèches ponceuses (p). Noter le débit schisteux qui entraîne l'aplatissement des pisolithes.

Photo 2 (LPA) : coulée pyroclastique de la séquence éruptive inférieure (n°1, fig. 40). Ponces aux extrémités effilochées (p) et lithoclastes variés (l : lave hyalo-microlitique).

Photo 3 (LPNA) : pyroclastite remaniée de l'ensemble volcano-sédimentaire inférieur (n°2, fig. 40) renfermant de nombreux fragments de laves andésitiques à dacitiques hyalo-microlitiques (l) et de laves rhyolitiques rubanées (r). Noter le classement médiocre des lithoclastes et des cristaux ainsi que leur défaut d'usure.

Photo 4 (LPA) : coulée pyroclastique non soudée particulièrement riche en ponces fibreuses (séquence volcanique supérieure ; n°3, fig. 40).

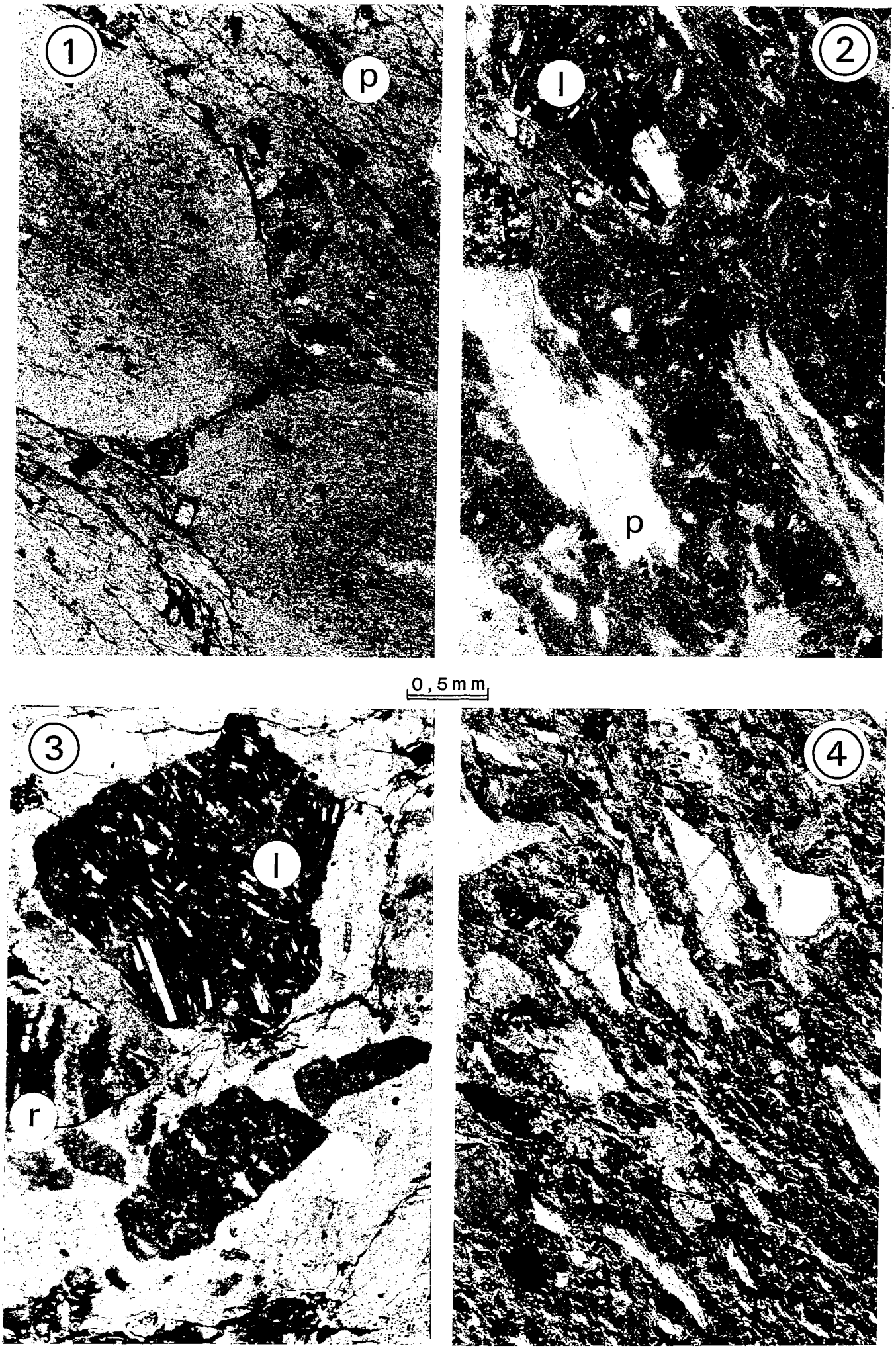

1
p
2
l
p
0,5mm
3
l
r
4

PLANCHE VIII

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (secteurs de Rouessé-Vassé et du Grez)

Photo 1 : (LPNA) tuffite (grès tufacé) à fragments de laves hyalo-microlitiques (l) et cristaux de quartz d'origine volcanique (q). Ensemble volcano-sédimentaire supérieur de la coupe des Chauvinières (n°4, fig. 40).

Photo 2 : (LPNA) cinérite à pisolithes volcaniques du cycle éruptif inférieur (unité A, fig. 42). Flanc nord des Coëvrons centraux, coupe du Grez.

Photos 3 et 4 : (LPNA) coulées pyroclastiques ponceuses à texture non soudée renfermant des lithoclastes de laves microlitiques ou hyalo-microlitiques (l) et quelques fragments d'ignimbrite à texture vitroclastique soudée (i). Complexe de nappes ignimbritiques de la coupe du Grez (unité C, fig. 42) ; flanc nord des Coëvrons.

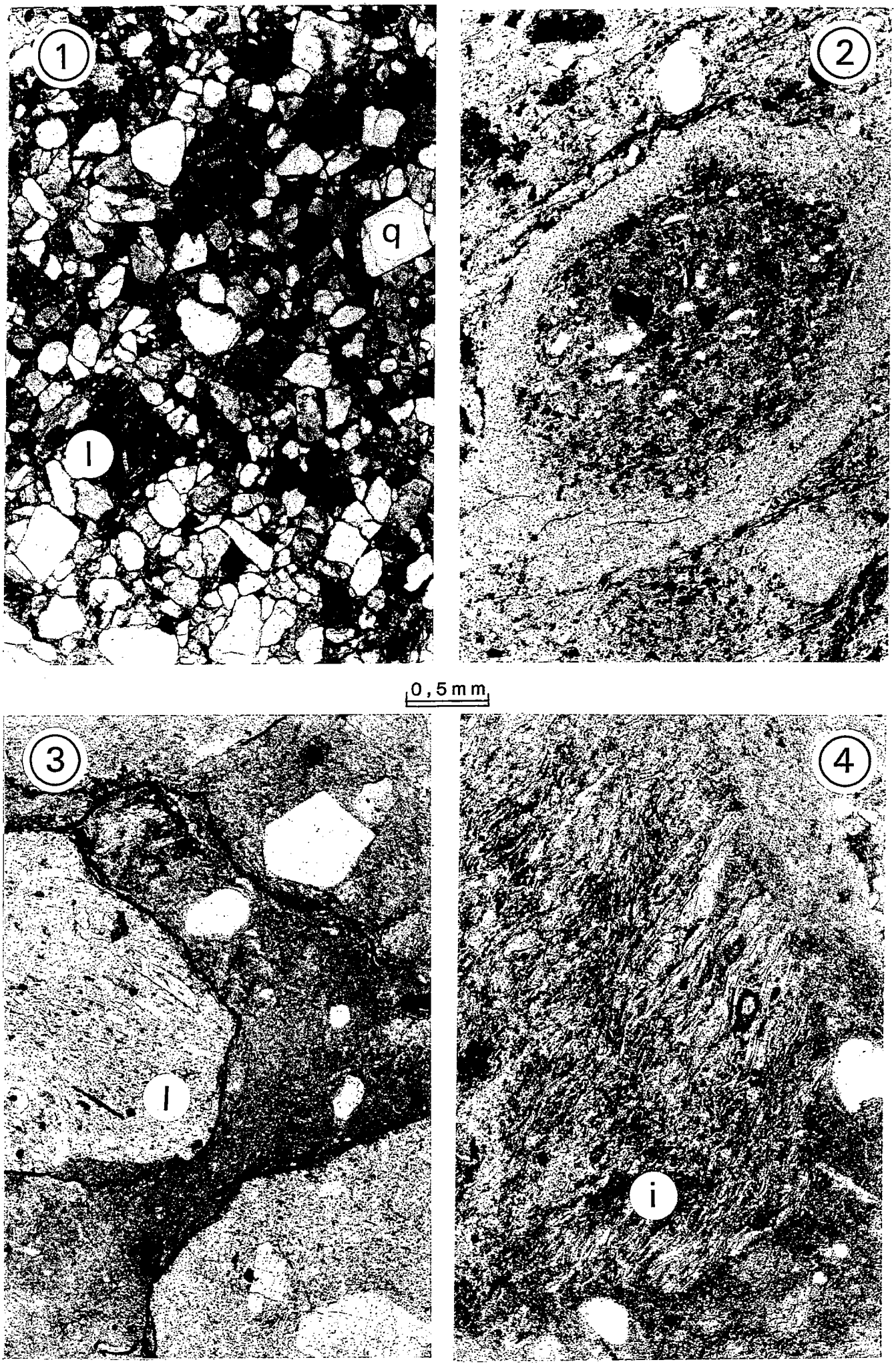

1
q
l
2
0,5 mm
3
l
4
i

PLANCHE IX

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (secteur du Grez)

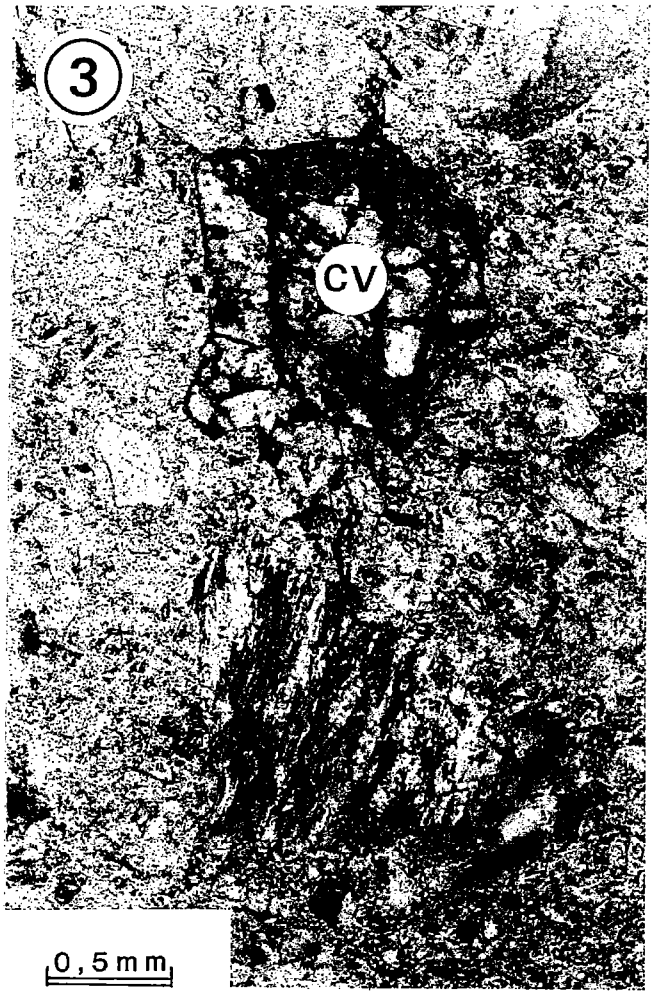
Photo 1 (LPNA) : cinérite ponceuse intercalée dans les nappes ignimbritiques distales du cycle éruptif supérieur (unité C ; fig. 42). Noter la richesse en fragments de ponces et l'absence de remaniement par l'eau. La flèche indique le litage.

Photo 2 (LPNA) : tuffite (grès tufacé) riche en quartz et feldspaths d'origine volcanique ; grenat accidentel (g). Sommet des unités volcaniques de la coupe du Grez, flanc nord des Coëvrons.

Photos 3 et 4 (LPNA) (LPA) : Coulée pyroclastique renfermant des clastes vitreux (cv), plus ou moins vésiculés et de forme anguleuse. Les structures de dévitrification associent sphérolites et enchevêtrement de quartz et de feldspaths (photo 4). Flanc sud des Coëvrons (unité n°2, fig. 42).

1
0,5mm

2
g
0,5mm


3
CV
0,5mm

4
1/4mm

PLANCHE X

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (secteurs du Grez et de Jouteau)

Photo 1 (LPNA) : niveau de tuffite (grès tufacé) dont la base s'enfonce dans des horizons de cendres fines. Flanc sud des Coëvrons, ferme de la Roierie (unité n° 3; fig. 42). La flèche indique la polarité.

Photo 2 (LPNA) : coulée pyroclastique non soudée, riche en ponces (p) appartenant au cycle éruptif supérieur du flanc sud des Coëvrons centraux (coupe de l'Essart, unité n°4; fig. 42). Un clivage schisteux, oblique sur la pseudo-fluidalité affecte cette ignimbrite distale.

Photo 3 et (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques (pv) renfermant de multiples éclats de quartz de petites flammèches ponceuses. Base du complexe volcanique de l'étang de Jouteau (flanc nord des Coëvrons orientaux).

Photo 4 (LPA) : coulée pyroclastique ponceuse (ponces : p) à texture non soudée et cristaux de quartz et de feldspaths surmontant les cinérites de la photo précédente (étang de Jouteau).

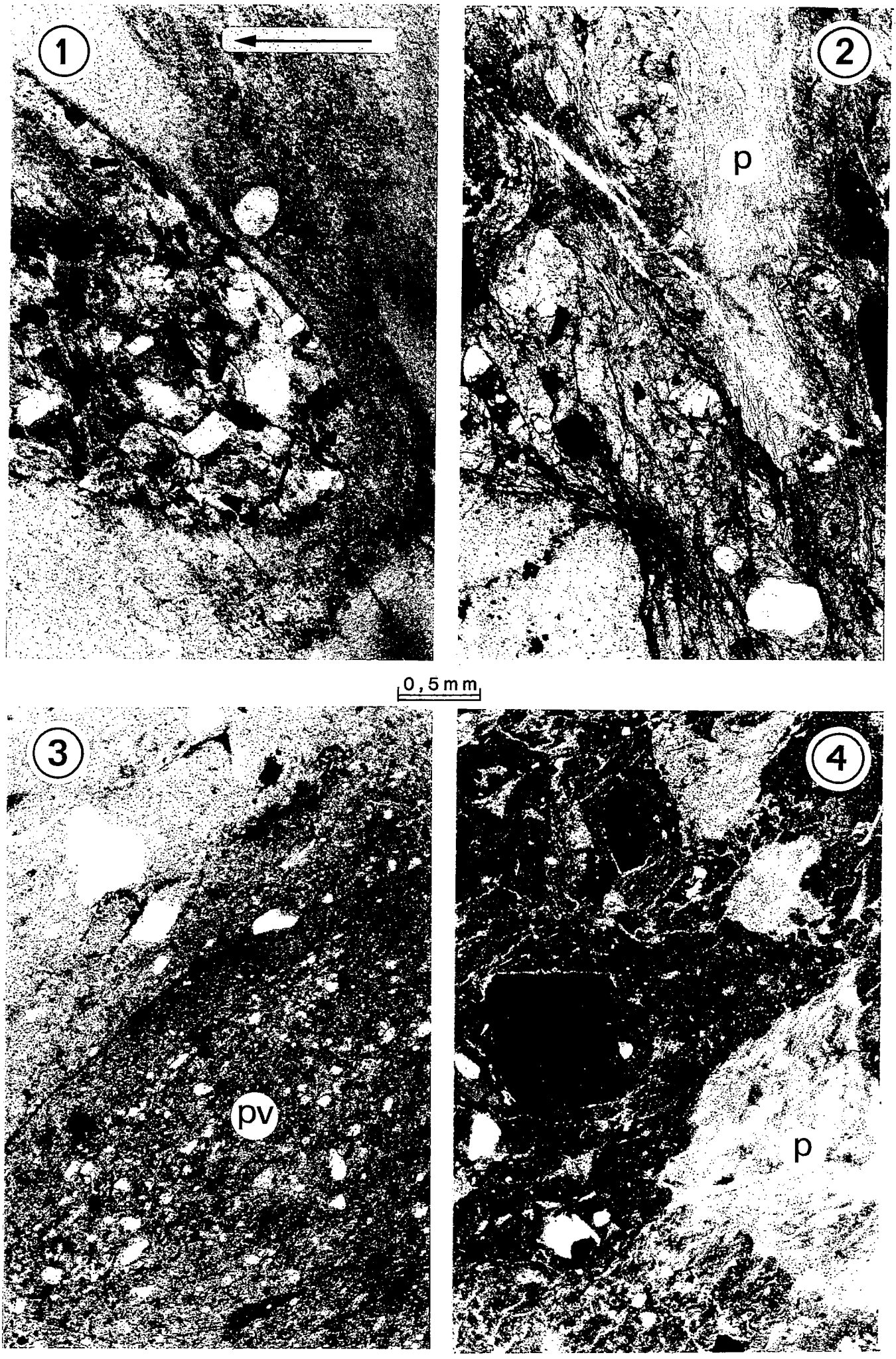

1
2
p
0,5 mm
3
pv
4
p

PLANCHE XI

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (coupes de l'étang de Jouteau et du Saut du Serf)

Photo 1 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques (pv) dépourvue de cristaux de quartz, à fragments de laves hyalo-microlitiques concentrés dans le nucléus des pisolithes et dans la matrice cendreuse. Rares cristaux de grenat (g). Second ensemble de projections cinéritiques de la coupe de Jouteau (fig.44).

Photo 2 (LPNA) : lave hyalo-microlitique dacitique à grenat contenue dans les brèches du complexe volcanique supérieur de l'étang de Jouteau.

Photo 3 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques (pv) cernés d'un cortex de cendres très fines et dont la composition du nucléus est identique à celle de la matrice qui les contient. Noter la présence de nombreux cristaux de quartz éclatés et d'une schistosité. Base du cycle éruptif V3, coupe du Saut du Serf (fig. 46).

Photo 4 (LPNA) : tuffite mal calibrée à quartz anguleux et fragments de laves microlitiques (l). Sommet du cycle éruptif V4, coupe du Saut du Serf (fig. 46).

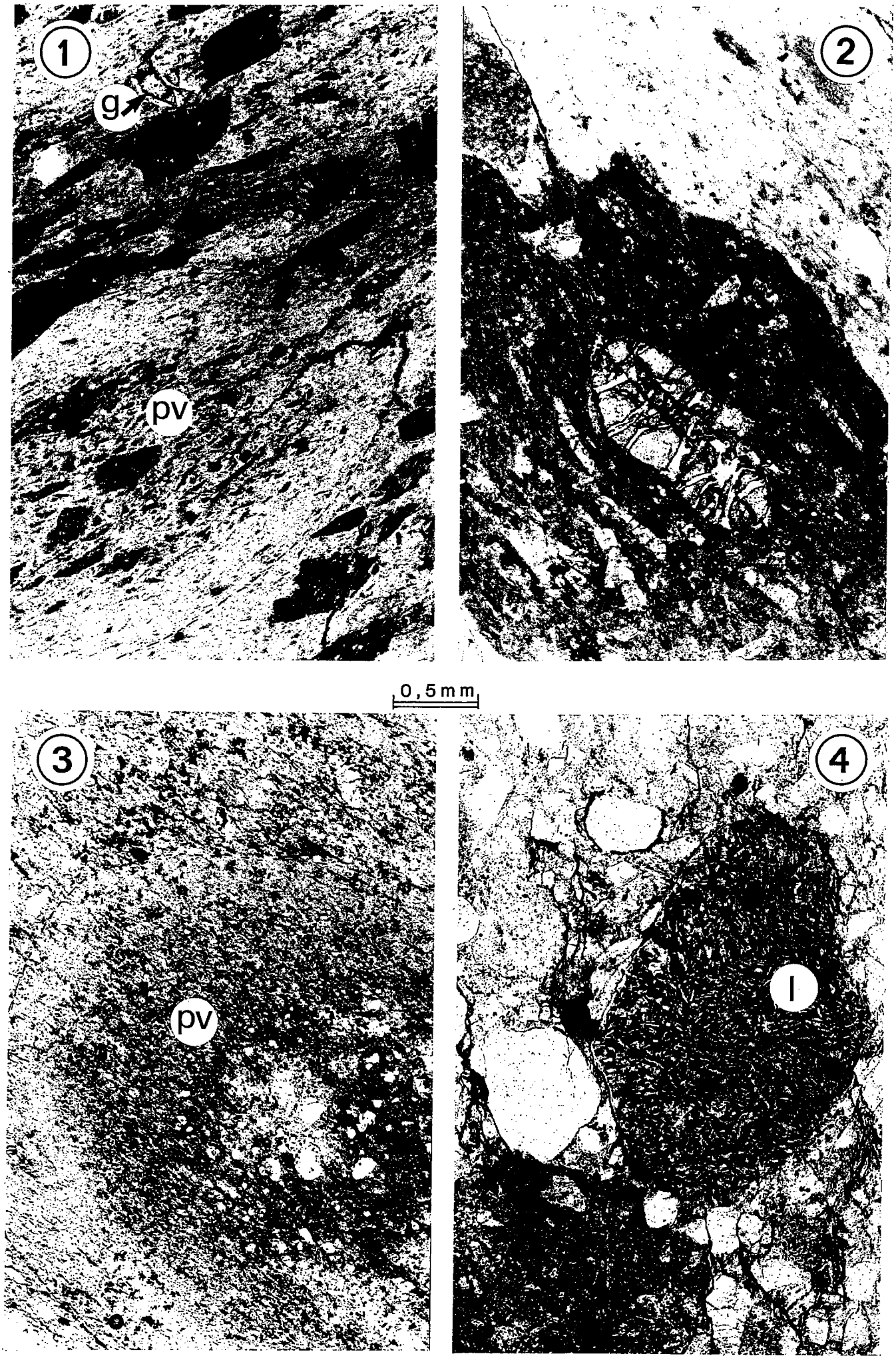

1
g
pv
2
0,5 mm
3
pv
4
l

PLANCHE XII

Les Pyroclastites de Voutré dans le synclinal des Coëvrons (secteurs de Montreuil-le-Chétif et du Coq ; Coëvrons orientaux)

Photo 1 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques (pv) riche en quartz appartenant au cycle éruptif V3 (Nord de Montreuil-le-Chétif ; *cf.* fig. 47).

Photo 2 (LPNA) : coulée pyroclastique ponceuse non soudée (p : ponce) incorporant quelques pisolithes volcaniques (pv) et qui accompagne les projections cinéritiques précédentes.

Photo 3 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques recouvrant le toit des Grès de Sainte-Suzanne (coupe de la carrière du Coq ; fig. 48).

Photo 4 (LPA) : mince coulée pyroclastique riche en ponces fibreuses (p) contenant quelques lithoclastes (lave acide dévitrifiée : l) et des cristaux de quartz anguleux ou arrondis. Cette ignimbrite distale, intercalée dans les cinérites précédentes, est affectée d'une schistosité transverse sur la texture d'écoulement laminaire (carrière du Coq).

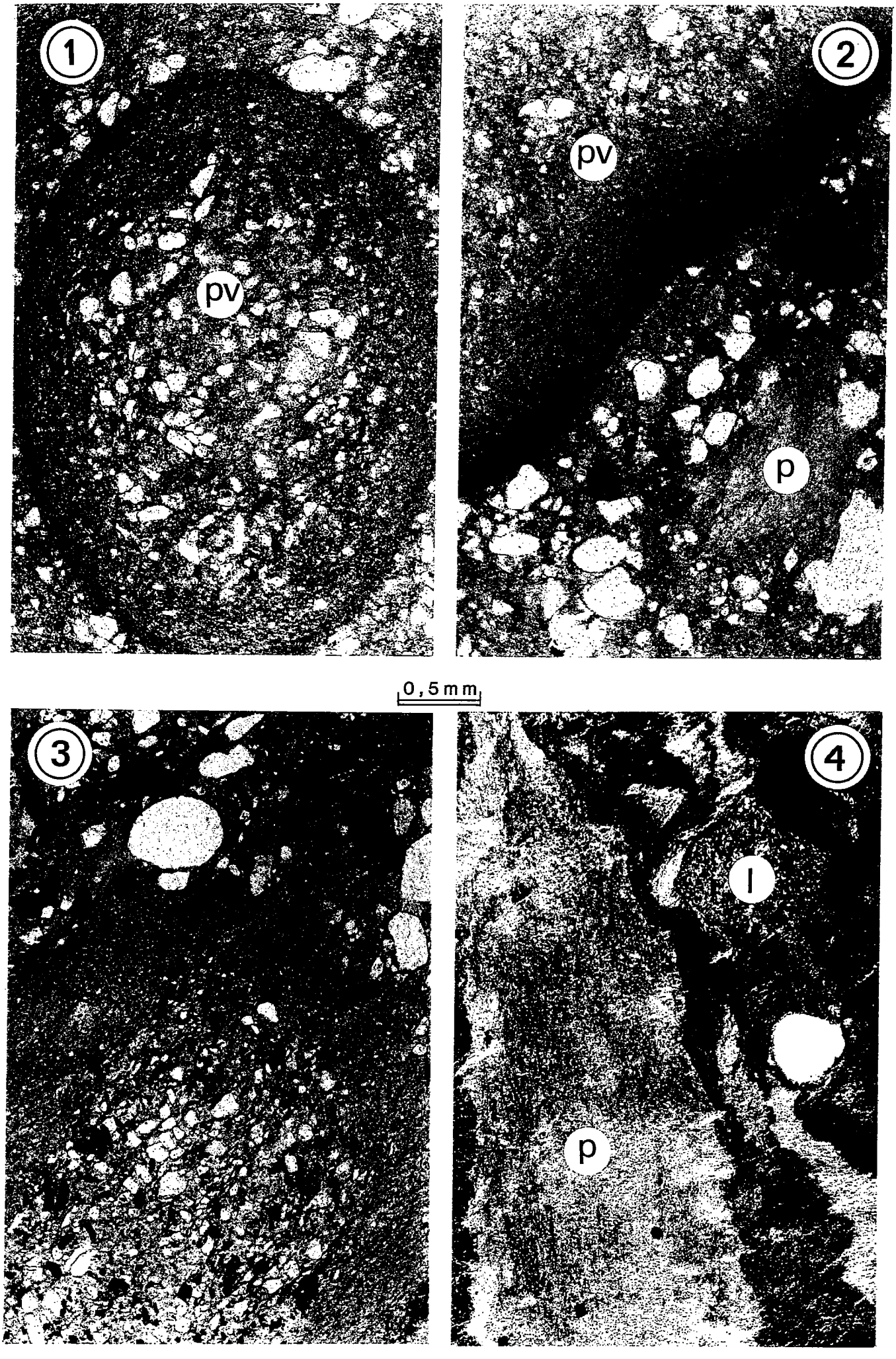

1
pv
2
pv
p
0,5 mm
3
4
l
p

PLANCHE XIII

Les Pyroclastites de Voutré dans l'Est du synclinal des Coëvrons (carrières du Coq et du Thabor ; Sillé-le-Guillaume)

Photo 1 (LPNA) : cinérite particulièrement riche en clastes totalement vitreux ou peu vésiculés, de forme anguleuse (cv), caractéristiques d'une fragmentation hydroclastique. Seconde unité volcanique de la coupe de la carrière du Coq (flanc sud des Coëvrons). La flèche indique le litage.

Photo 2 (LPNA) : tuffite (grès tufacé) à fragments de laves variées (lave acide hyaline : la ; lave intermédiaire hyalo-microlitique : li). Sommet des unités volcaniques de la coupe de la carrière du Coq (fig. 48).

Photos 3 et 4 (LPA) : cinérites faiblement remaniées par l'eau. Noter la concentration des cristaux de quartz et la présence de flammèches ponceuses (p). Première et seconde unités volcaniques de la carrière du Thabor à Sillé-le-Guiillaume (fig. 49).

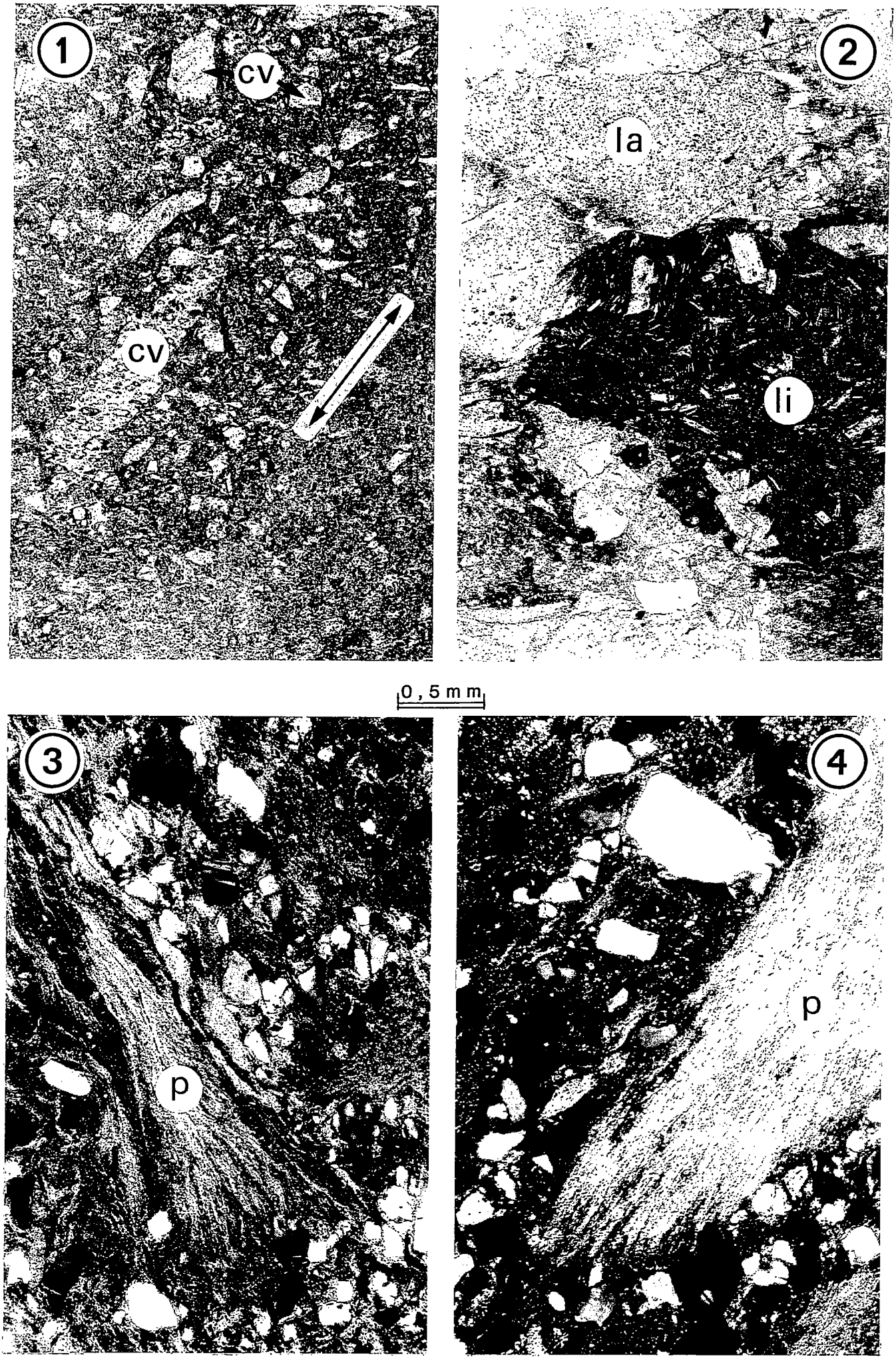

1
cv
cv
2
la
li
0,5 mm
3
p
4
p

PLANCHE XIV

Les dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume (synclinal des Coëvrons)

Photo 1 (LPNA) : cristaux de cordiérite (cd) en prismes automorphes pinitisés, quartz (q), orthose perthitique (fk), biotite (bi) contenus dans une mésostase finement dévitrifiée. Rhyolite de Sillé-le-Guillaume (la Revannière).

Photo 2 (LPNA) : résidus de grenat (g) partiellement chloritisé et de cordiérite pinitisée (cd) dans la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume (la Revannière).

Photo 3 (LPNA) : lambeaux de verre chloriteux (v) et quartz d'origine éruptive dans un niveau bréchique (hyaloclastite acide) surmontant le dôme rhyolitique P2 de Sillé-le-Guillaume (rue de Villaines-la-Juhel).

Photo 4 (LPNA) : arkose grossière à quartz rhyolitiques recouvrant l'intrusion rhyolitique P3 (chemin de la Paresse ; Sillé-le-Guillaume).

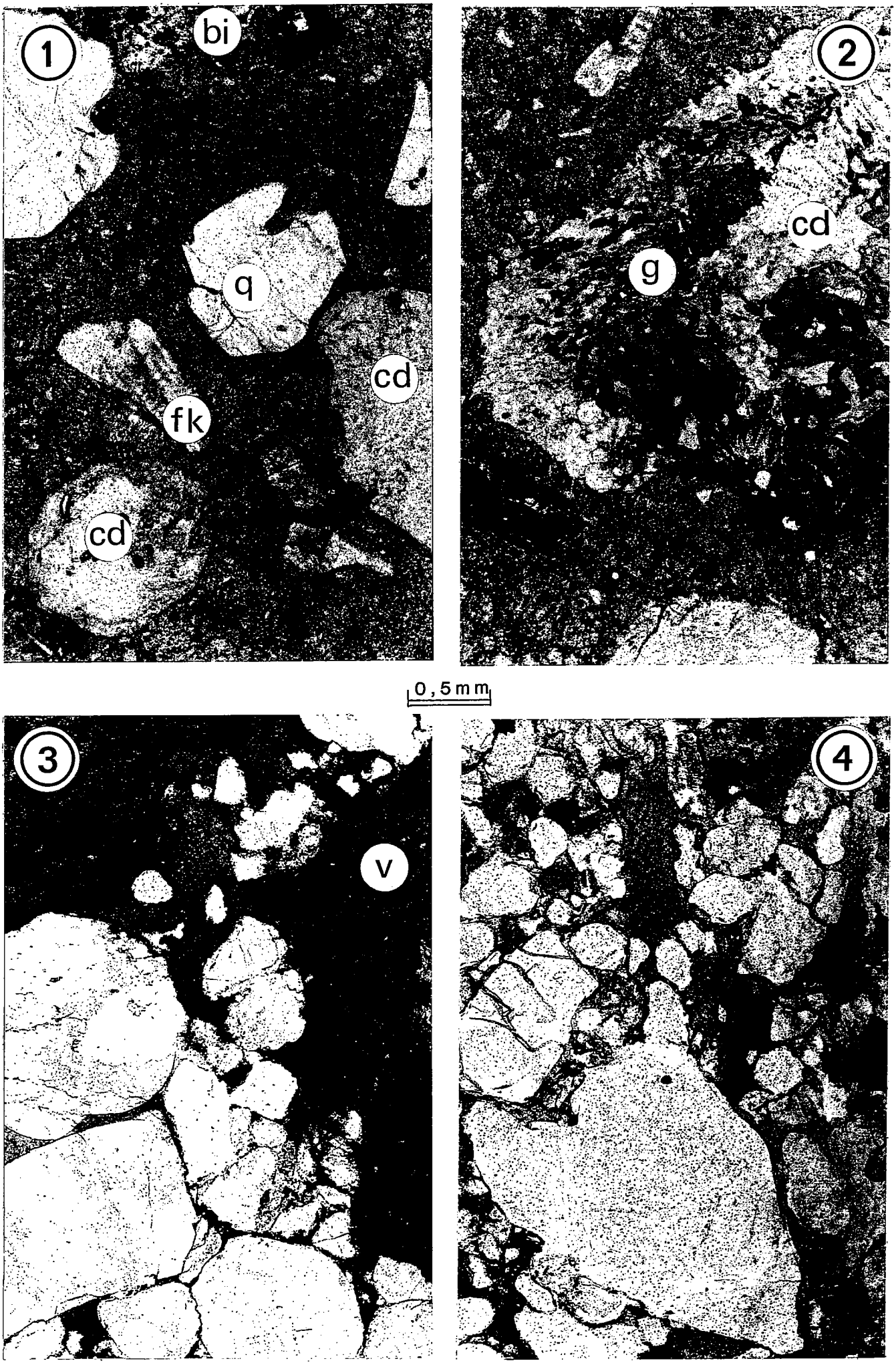

1
bi
q
cd
fk
cd
2
cd
g
0,5 mm
3
v
4

PLANCHE XV

Les Pyroclastites de Voutré en Charnie

Photo 1 (LPNA) : pyroclastite remaniée à fragments volcaniques de nature variée (laves andésitique, dacitique et rhyolitique) et à cristaux de quartz et de feldspaths. Noter le classement médiocre des éléments et leur défaut d'usure. Complexe pyroclastique inférieur (ferme des Choiseaux).

Photo 2 (LPNA) : coulée pyroclastique très riche en ponces et à texture non soudée. Complexe des coulées pyroclastiques ponceuses (rive gauche de l'Erve ; Sud des Choiseaux).

Photo 3 (LPNA) : clastes vitreux non ou peu vésiculés, de forme anguleuse (cv) ; quartz et feldspaths à facture pyroclastique, dans une coulée pyroclastique ponceuse (rive droite de l'Erve ; Nord de la Rivière).

Photo 4 (LPNA) : cinérite à pisolithes volcaniques (pv) dont la matrice est chargée de ponces, de clastes vitreux plus ou moins vésiculés et de cristaux brisés. Complexe des coulées pyroclastiques ponceuses (ferme des Pierras).

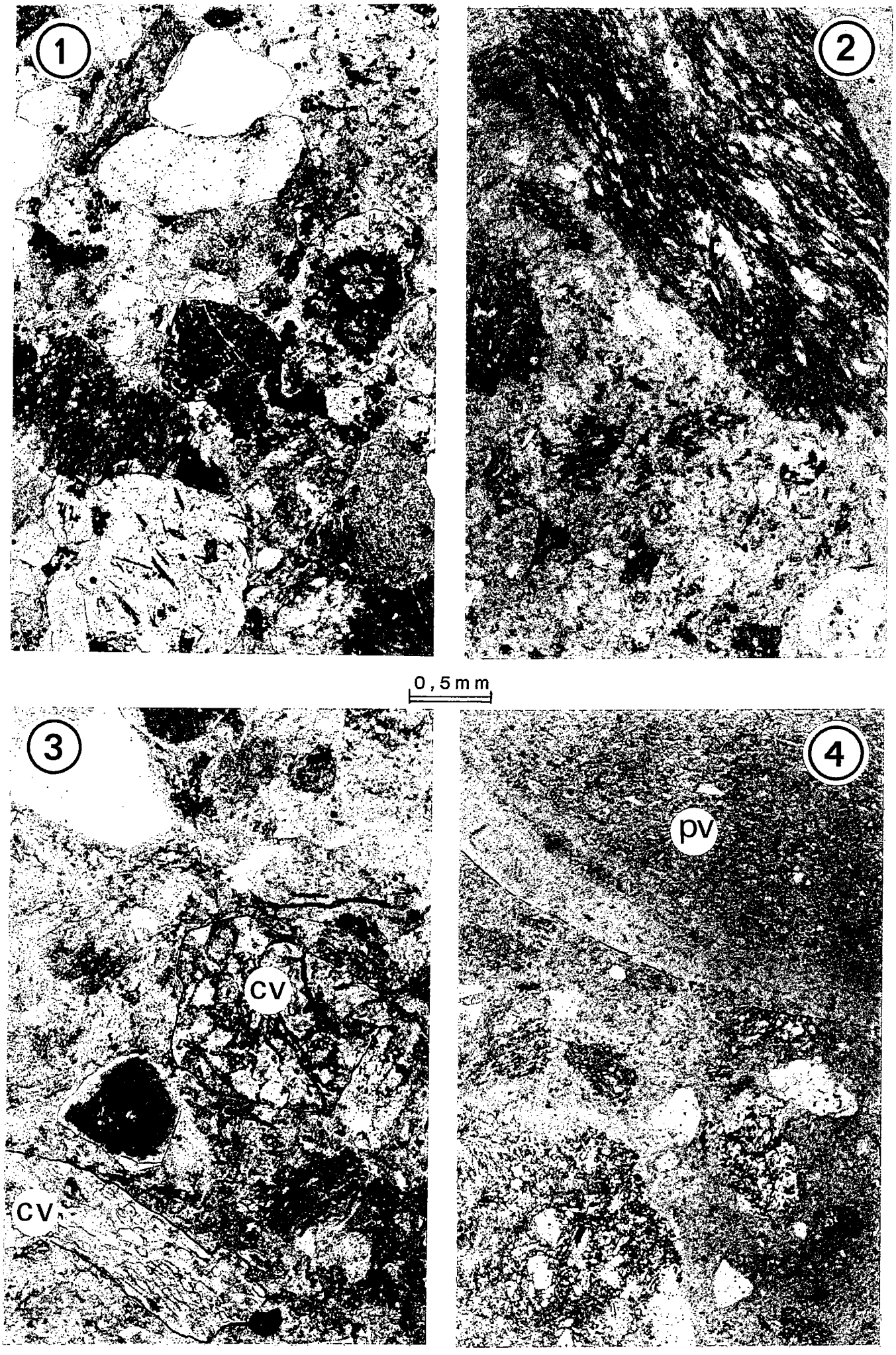

1
2
0,5 mm
3
cv
cv
4
pv

PLANCHE XVI

Les Pyroclastites de Voutré en Charnie

Photo 1 (LPNA) : pyroclastite remaniée renfermant de nombreux fragments de laves hyalo-microlitiques. Complexe pyroclastique supérieur (Ouest des Pierras).

Photo 2 (LPNA) : ignimbrite dont la texture vitroclastique non soudée est soulignée, par place, par un voile d'épidote (la Richardière).

Photo 3 (LPNA) : tuffite grossière, mal calibrée, à quartz rhyolitiques, fragments de laves (l), minéraux opaques et grenat (g). Sommet de la formation des Pyroclastites de Voutré (étang des Pins).

Photo 4 (LPNA) : tuffite (grès tufacé) à quartz rhyolitiques (q), fragments de laves (l), biotite. Terme de transiton entre les Pyroclastites de Voutré et les Psammites de Sillé (forêt de la Grande Charnie ; ligne de Partage).

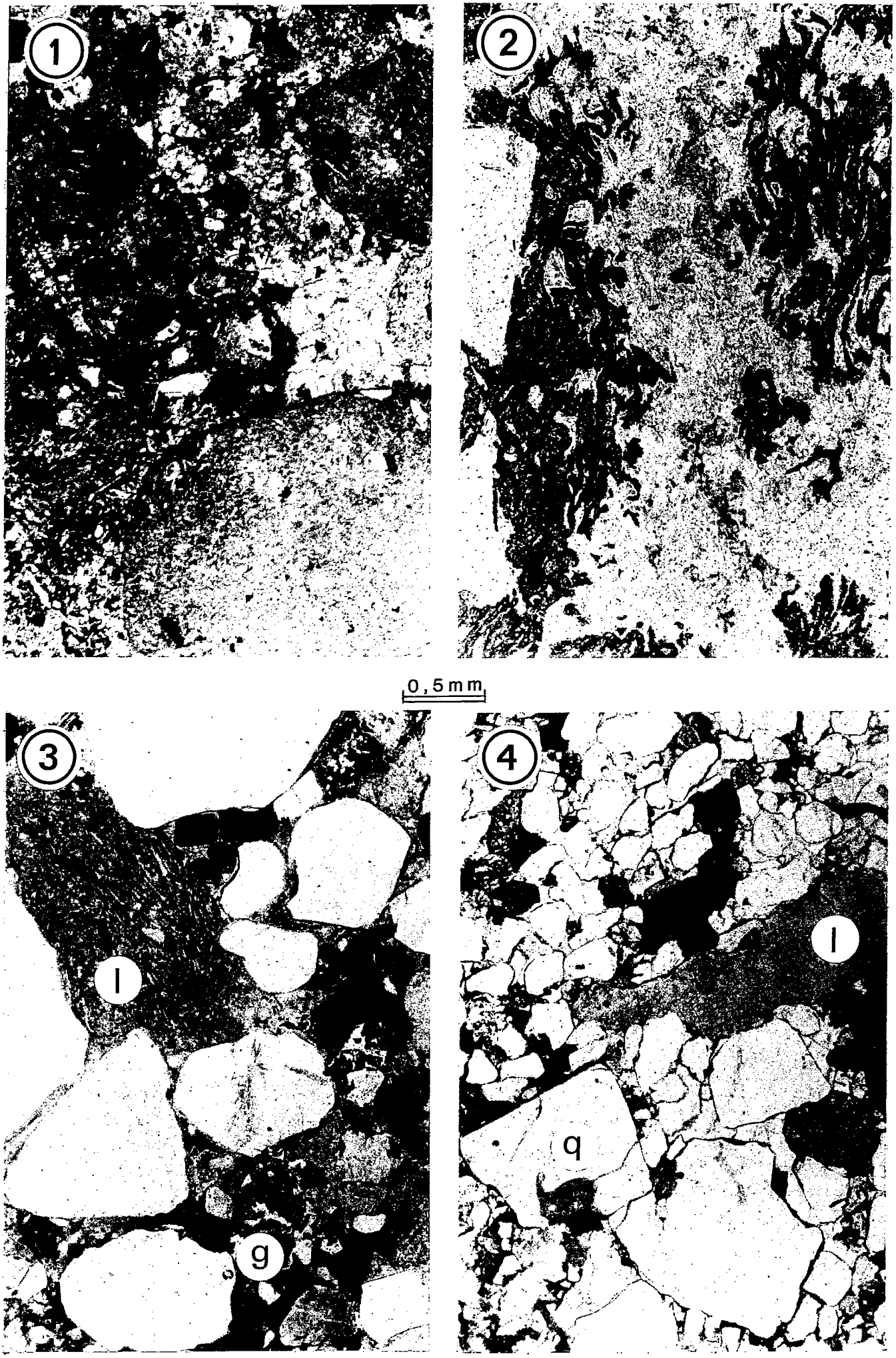

1
2
0,5 mm
3
l
g
4
l
q

PLANCHE XVII

Complexes volcaniques cambriens du massif d'Assé-le-Boisne (coupe du ruisseau de Roche Reine)

Photo 1 (LPNA) : rhyolite porphyrique à phénocristaux automorphes de quartz (q), orthose perthitique, plagioclase (p) et biotite, contenus dans une mésostase perlitique. Complexe volcano-sédimentaire V3 d'Eclopard (*cf.* fig. 63).

Photo 2 (LPNA) : rhyolite fluidale à phénocristaux de quartz et de feldspaths (o : orthose perthitique) dans laquelle alternent des rubans vésiculés (vé) et des rubans vitreux (vi). Complexe volcanique V3 d'Eclopard (*cf.* fig. 63).

Photo 3 (LPNA) : horizon de grès tufacé recouvrant les coulées rhyolitiques d'Eclopard. Noter le caractère érosif du contact qui tronque les textures d'écoulement de la lave. La flèche indique la polarité.

Photo 4 (LPNA) : lave rhyodacitique à bandelettes vitreuses vésiculées renfermant des cristaux de grenat (g). Complexe volcanique V3 (Lévrigné).

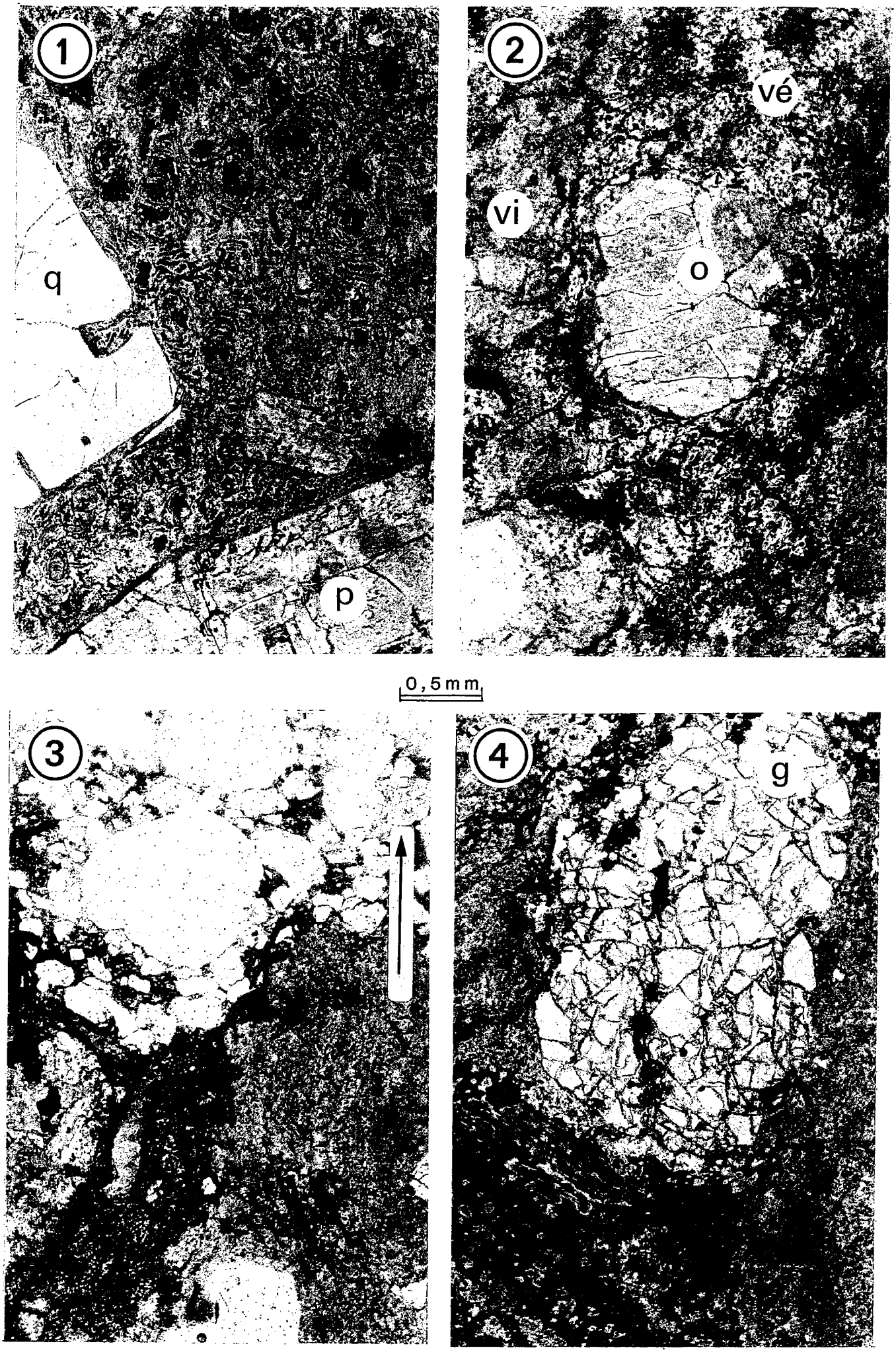

1
q
p
2
vé
vi
o
0,5 mm
3
4
g

PLANCHE XVIII

Complexes volcaniques cambriens du massif d'Assé-le-Boisne (coupes du ruisseau de Rocher Reine et de la Sarthe)

Photo 1 (LPNA) : rhyolite porphyrique à quartz (q), orthose perthitique (o), plagioclase, biotite et cordiérite pinitisée (cd). Dôme acide du complexe V3 de la coupe du ruisseau de Rocher Reine (Rontaunay).

Photo 2 (LPA) : rhyolite porphyrique à cristaux automorphes de quartz (q), orthose perthitique (o), plagioclase (p), biotite, contenus dans une mésostase finement dévitrifiée. Dôme acide du Pont de la Folie ; vallée de la Sarthe.

Photo 3 (LPNA) : rhyolite du Pont de la Folie intrusive dans les siltites cambriennes. Noter la bréchification des sédiments et le développement d'une texture fluidale dans la lave par coalescence des vésicules.

Photo 4 (LPNA) : ignimbrite à mésostase vésiculée renfermant des phénocristaux de quartz et de feldspaths à facture pyroclastique. Dans les golfes de corrosion des quartz est piégé un verre chloriteux très peu vésiculé. Nappes ignimbritiques inférieures du complexe V2 de la Sarthe (fig. 70).

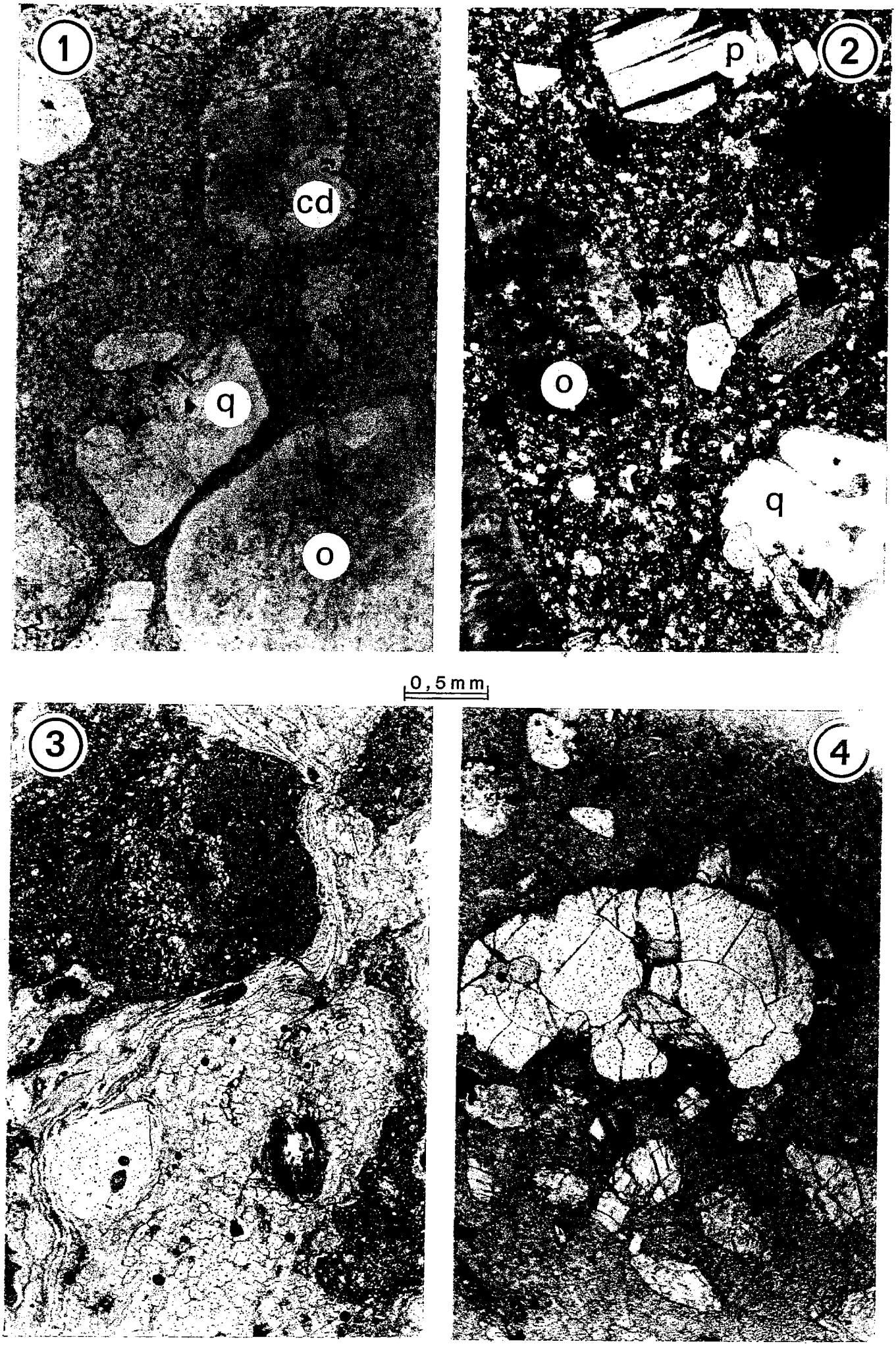

1
cd
q
o
p
2
o
q
0,5 mm
3
4

PLANCHE XIX

Complexes volcaniques de la caldera d'Assé-le-Boisne (vallée de la Sarthe)

Photo 1 (LPNA) : texture vitroclastique soudée dans les ignimbrites appartenant au complexe des nappes inférieures V2 (Est de la route menant aux Coslins).

Photo 2 (LPNA) : phénomène de granulation des ignimbrites avec formation de globules vitreux emballés dans une matrice cinéritique. Passage des nappes ignimbritiques inférieures V2 aux tuffites (rive droite du ruisseau de l'Etang Durand).

Photo 3 (LPNA) : tuf basique à fragments de laves andésitiques (l) contenus dans une matrice cinéritique chargée de lambeaux de verre chloriteux (vc), de granules opaques et de plagioclases. Terme de transition entre les nappes ignimbritiques inférieures V2 et le complexe de laves andésitiques V3 (Est de la route menant aux Coslins).

Photo 4 (LPNA) : tuffite incorporant une fraction de cendres fines et des gros cristaux de quartz à façonnement pyroclastique. Série volcano-sédimentaire située entre les nappes ignimbritiques V2 et le membre gréseux G3 des Grès de Sainte-Suzanne (rive gauche de la Sarthe). La flèche indique le litage.

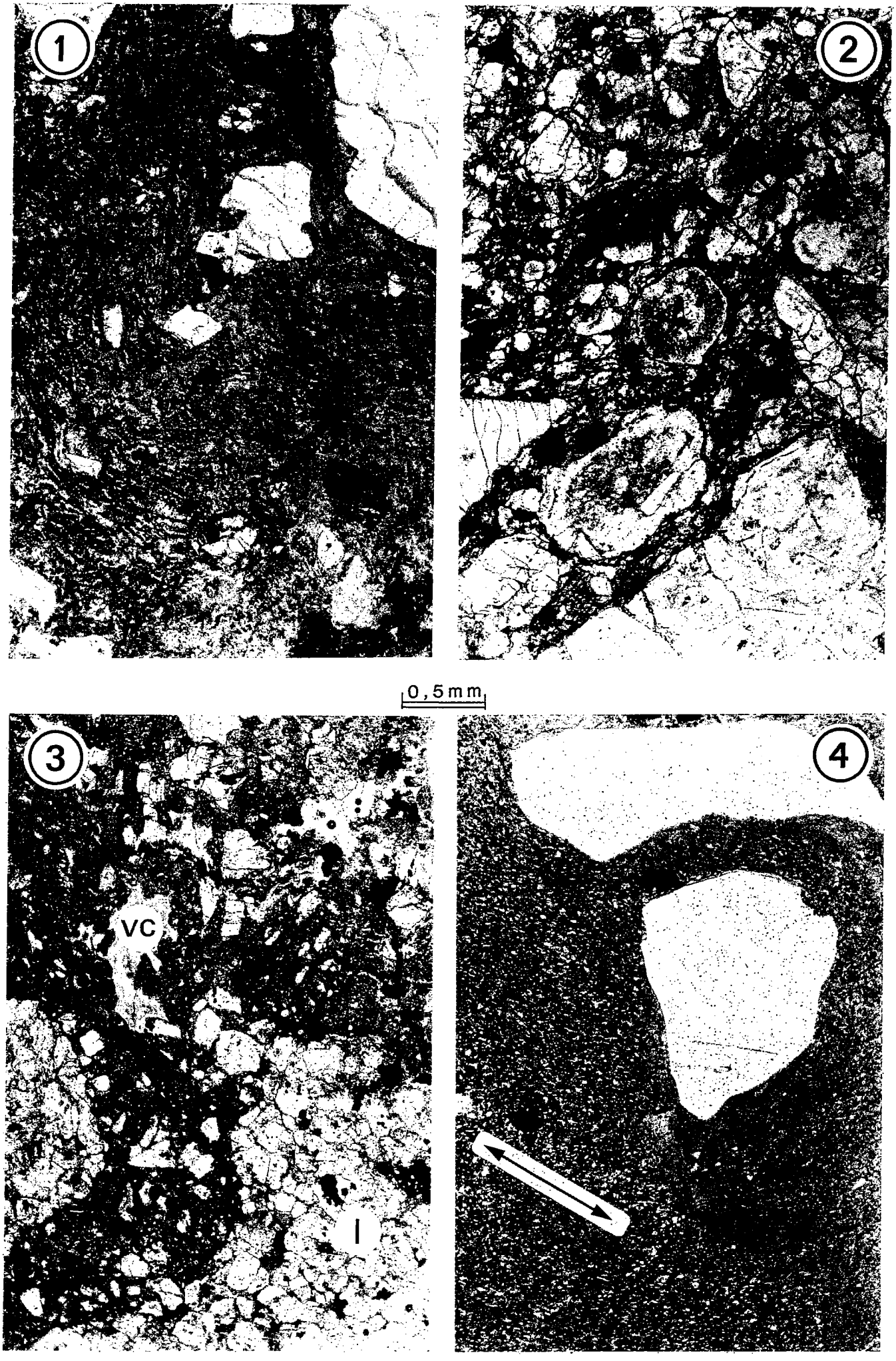

1
2
0,5 mm
3
VC
4

PLANCHE XX

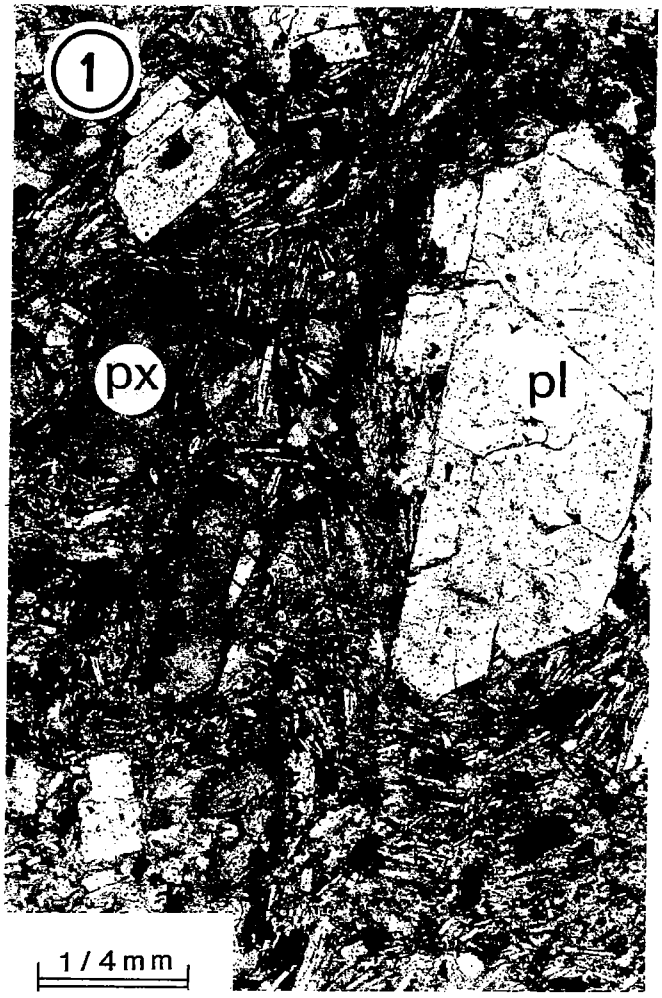
Laves et brèches andésitiques à dacitiques du complexe V3 vallée de la Sarthe (caldera d'Assé-le-Boisne)

Photo 1 (LPNA) : andésite porphyrique fluidale à phénocristaux de plagioclase (p) et de pyroxènes (px) totalement déstabilisés en chlorite (rive gauche de la Sarthe).

Photo 2 (LPNA) : andésite porphyrique à amygdales emplies de chlorite et tapissées de quartz et de minéraux opaques (rive gauche de la Sarthe ; sommet du complexe V3).

Photo 3 (LPNA) : enclave andésitique (A) dans une lave dacitique (D). Complexe bréchique V3 (route des Coslins).

Photo 4 (LPNA) : brèche volcanique résultant d'un phénomène de mélange imparfait entre un magma andésitique (teinte sombre) et un magma dacitique (teinte claire). Noter le caractère monogénique de la brèche et le contour sinueux, plus ou moins diffus, des fragments andésitiques. Complexe bréchique V3 (rive gauche de la Sarthe).


1
px
pl
1/4mm

2
0,5mm

3
D
A
0,5mm

4
0,5mm

PLANCHE XXI

Complexe éruptif V3 de laves et brèches andésitiques à dacitiques et ses relations avec le membre G2 des Grès de Sainte-Suzanne vallée de la Sarthe (massif d'Assé-le-Boisne)

Photo 1 (LPNA) : dacite porphyrique à phénocristaux de plagioclase, de quartz (q) et de pyroxènes chloritisés (soulignés en noir) (px). Sommet du complexe V3 (rive gauche de la Sarthe).

Photo 2 (LPNA) : andésite porphyrique à phénocristaux de plagioclase (pl) et de pyroxènes chloritisés (soulignés en noir) (px). Complexe V3 de la rive droite de la Sarthe.

Photos 3 et 4 (LPNA) : injection des laves andésitiques à pyroxènes chloritisés (px) dans les Grès de Sainte-Suzanne (membre G2). Remarquer le classement médiocre et le faible degré d'usure des quartz du corps gréseux (rive droite de la Sarthe).

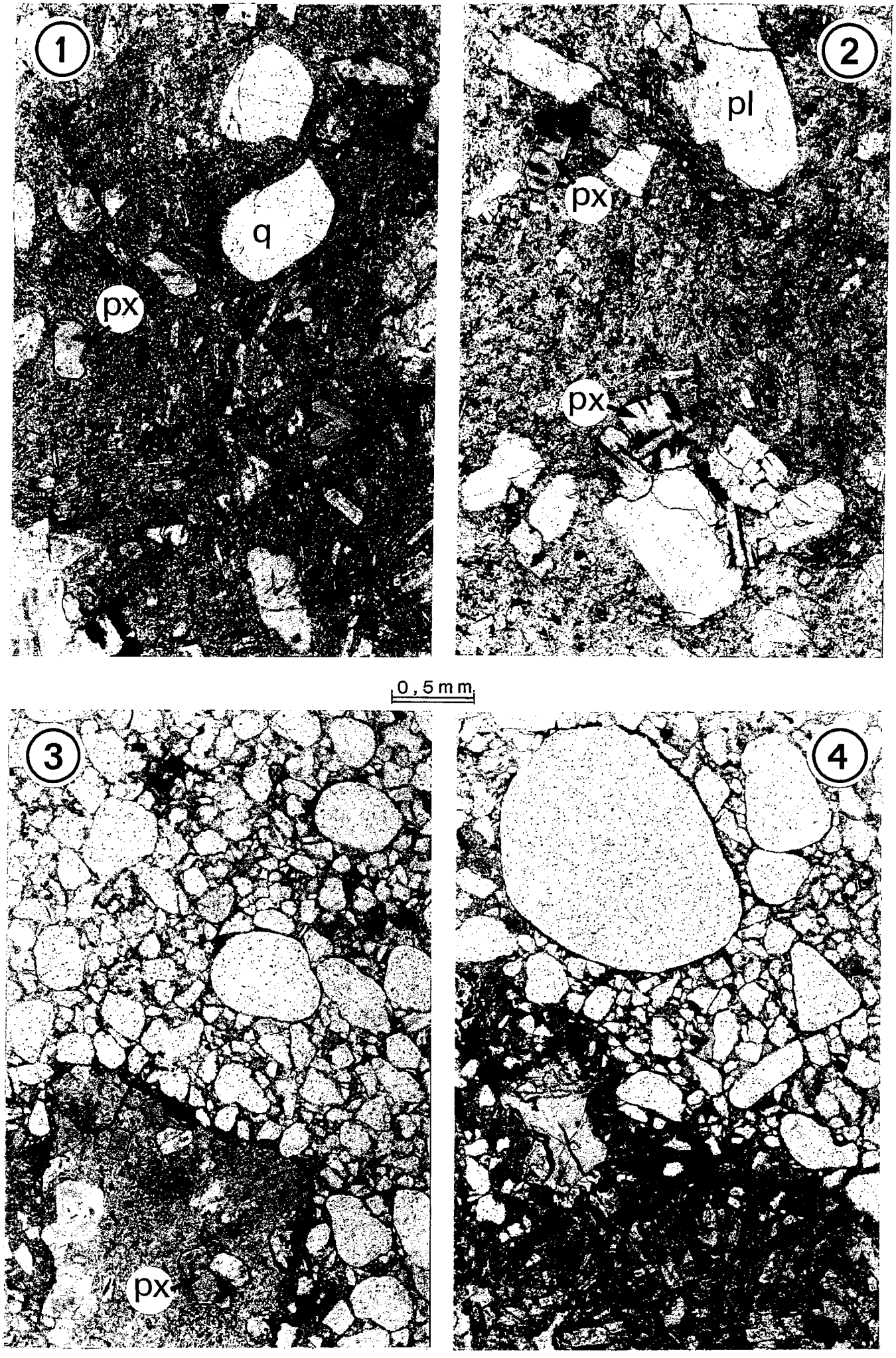

1
q
px
2
pl
px
px
0,5 mm
3
px
4

PLANCHE XXII

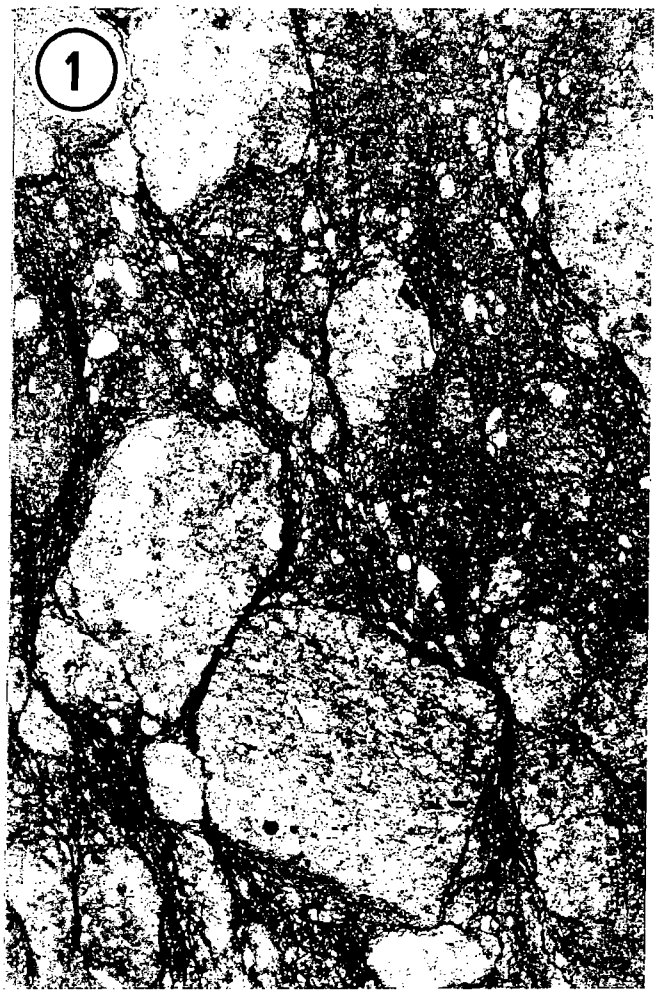
Complexes volcaniques cambriens du massif de Pail (vallée du Merdereau)

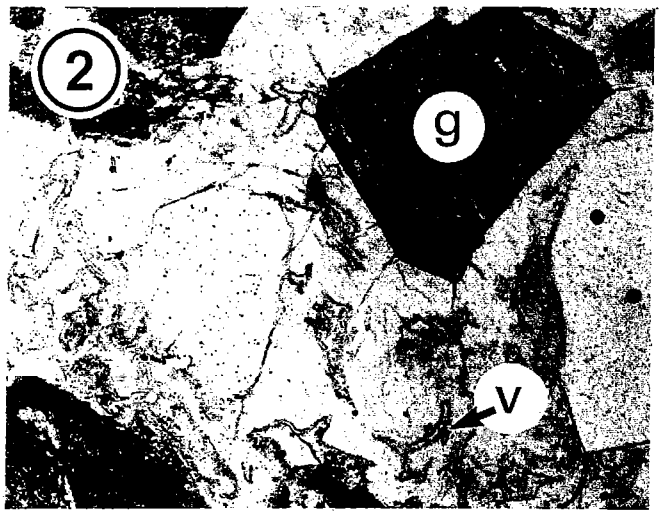
Photo 1 (LPNA) : siltites cambriennes morcelées en fragments anguleux au contact d'une intrusion rhyolitique. L'injection de la lave s'est effectuée dans un sédiment déjà induré mais encore imprégné d'eau. Rive gauche du Merdereau (Nord de la Nommée).

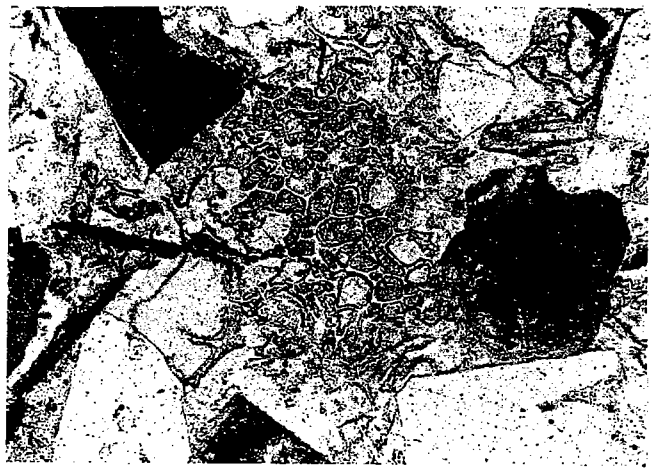
Photo 2 (LPNA) : ignimbrite à texture vitroclastique non soudée (v : vitroclaste) renfermant d'abondants phénocristaux de quartz et de feldspaths et de rares grenats (g). La photo inférieure montre un reste de mésostase largement vésiculée. Nappe ignimbritique V2 intra-Grès de Sainte-Suzanne (rive gauche du Merdereau).

Photo 3 (LPNA) : lave dacitique, hyalo-microlitique à texture perlitique. Complexe dacitique et andésitique V3 (rive droite du Merdereau ; Nord du Tronchai).

Photo 4 (LPNA) : tuffite incorporant de gros fragments de laves dacitiques hyalo-microlitiques. Ensemble volcano-sédimentaire surmontant les coulées dacitiques inférieures du complexe V3 (rive gauche du Merdereau ; Bel Air).







0,5 mm

PLANCHE XXIII

Complexes volcaniques cambriens de la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail (massif de Pail ; vallée du Merdereau)

Photo 1 (LPNA) : andésite porphyrique, fluidale, à vacuoles remplies d'un mélange de chlorite, quartz, épidote et minéraux opaques. Complexe dacitique et andésitique V3 (rive gauche du Merdereau ; Bel Air).

Photo 2 (LPNA) : dacite porphyrique, hyalo-microlitique, à phénocristaux de plagioclases (pl), quartz (q) et pyroxènes chloritisés (px). Complexe dacitique et andésitique V3 (rive gauche du Merdereau ; Ouest de Bel Air).

Photo 3 (LPNA) : enclave andésitique à texture intersertale contenue dans une lave dacitique du complexe V3 (rive gauche du Merdereau; Ouest de Bel Air).

Photo 4 (LPNA) : brèche hétérolithique d'origine laharique (?) composée de fragments anguleux très mal classés : lave andésitique (la), siltite cambrienne (s), ignimbrite à texture vitroclastique soudée (i). Ensemble pyroclastique inférieur V4 (rive gauche du Merdereau ; Nord-Est du Pont de fer).

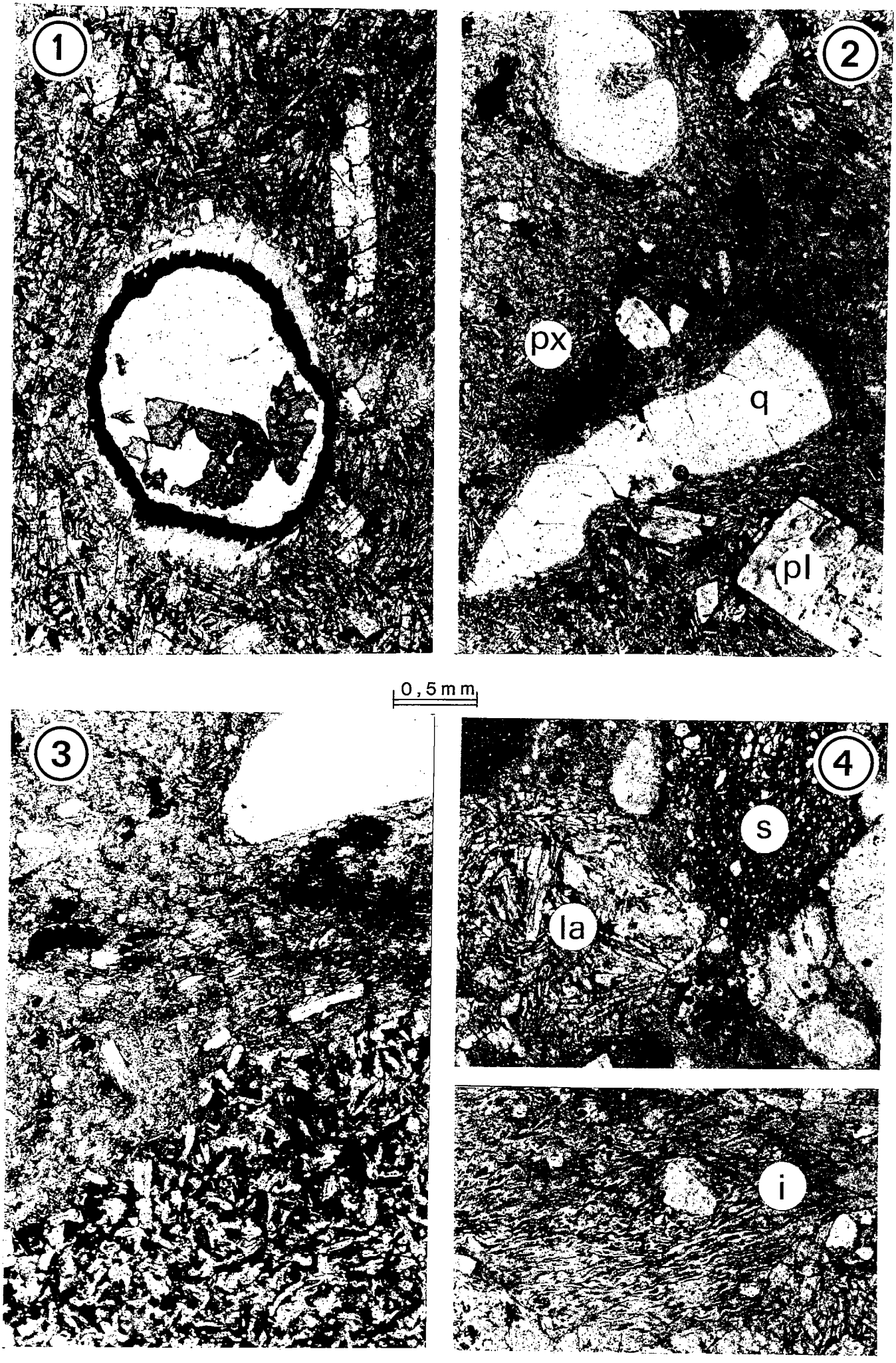

1
2
px
q
pl
0,5 mm
3
4
s
la
i

PLANCHE XXIV

Complexes volcaniques cambriens du massif de Pail

Photo 1 (LPNA) : ignimbrite porphyrique à texture vitroclastique soudée appartenant au complexe des nappes de la crise paroxysmale V4 (rive gauche du Merdereau ; Nord-Est des Saussais).

Photo 2 (LPNA) : tuffite (grès tufacé) à quartz d'origine volcanique et fragments de laves hyalo-microlitiques. Sommet du complexe volcanique V4 (rive gauche du Merdereau Ouest du moulin à Papier).

Photo 3 (LPNA) : faciès d'ignimbrite "rhyolitique" à phénocristaux automorphes de quartz, de feldspaths et de biotite et à mésostase microvésiculée. Complexe V4 de la forêt de Pail (Nord de la Scierie).

Photo 4 (LPNA) : lave acide à phénocristaux d'amphibole totalement déstabilisée en chlorite et minéraux opaques (a). Extrémité occidentale du massif de Pail (Nord de l'étang des Perles).

1
0,5mm

2
0,5mm

3
0,5mm

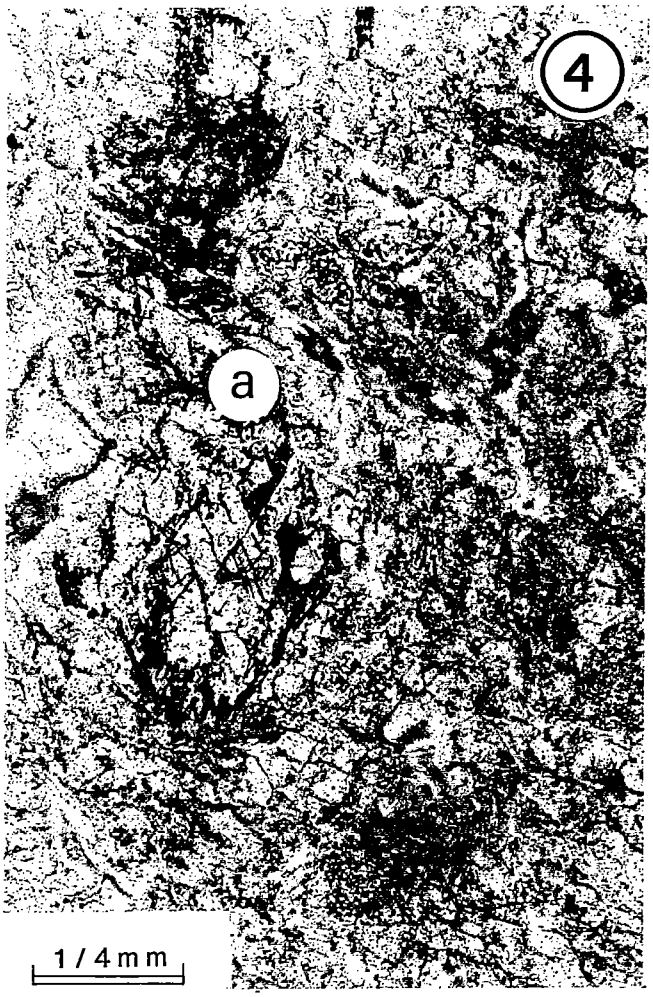

4
a
1/4mm

PLANCHE XXV

Complexes volcaniques du massif de Multonne, de la vallée du Sarthon, et du massif d'Ecouves (secteur de Longuenoë-Livaie)

Photo 1 (LPNA) : tuf à fragments de ponces et d'ignimbrite à texture vitroclastique (i). La concentration des cristaux de quartz et de feldspaths dans la matrice de cette volcanite suggère son remaniement en masse au sein d'une coulée laharique. Massif de Multonne (Sud de la Boulaie).

Photo 2 (LPNA) : ignimbrite riche en fragments ponceux (p) et à texture non soudée. Rive droite du Sarthon (Sud de la Forge).

Photo 3 (LPNA) : ignimbrite porphyrique à cristaux de quartz et de feldspaths contenus dans une mésostase pseudo-fluidale à texture vitroclastique soudée. Coupe de Longuenoë (Pré Chauvon).

Photo 4 (LPNA) : brèche monogénique à fragments de laves microlitiques à texture intersertale, riches en minéraux opaques, contenus dans une lave plus leucocrate, hyalo-fluidale. Brèche violacée de Livaie (Ouest du moulin de Bas).

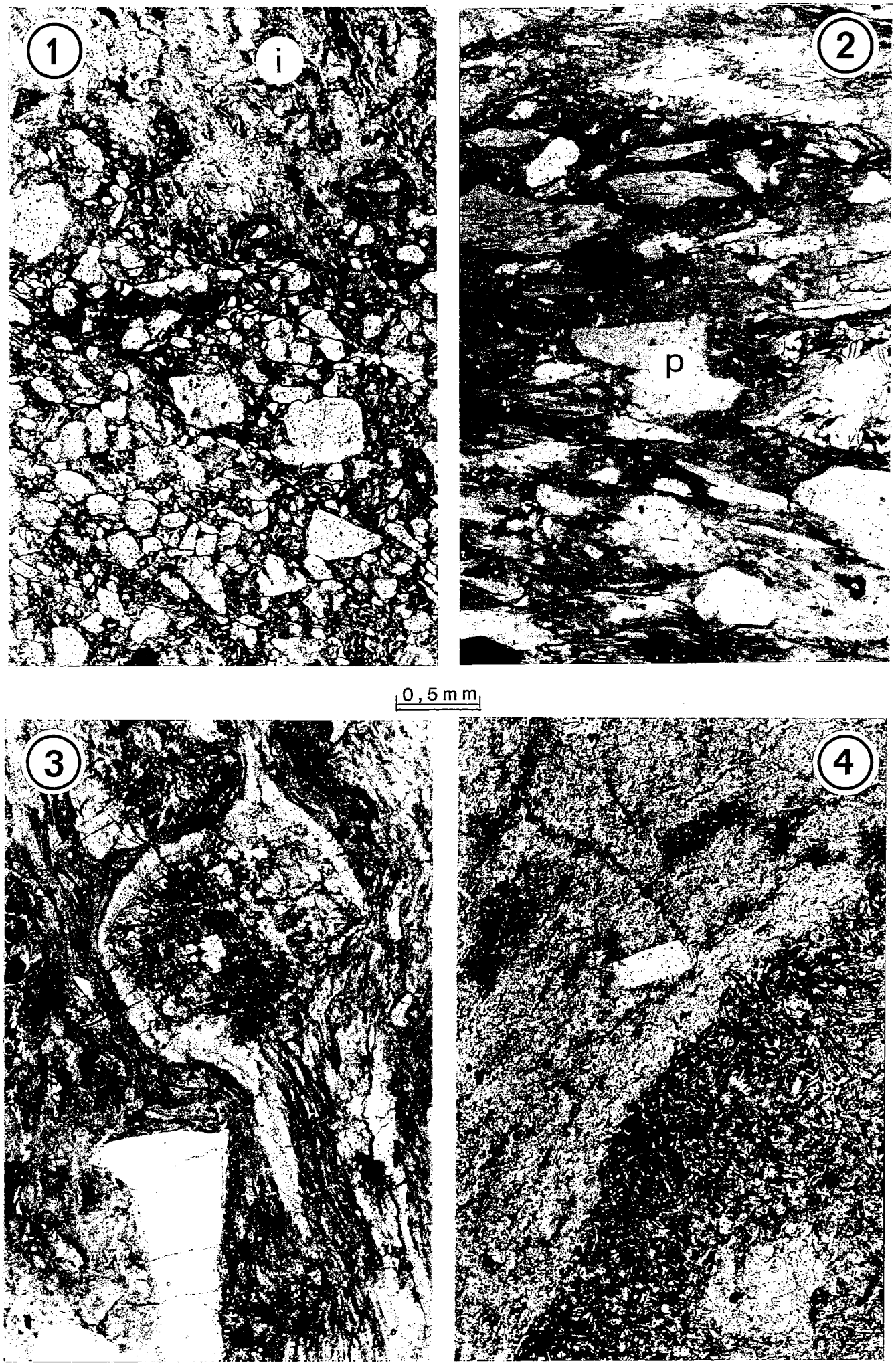

1
i
2
p
0,5 mm
3
4

PLANCHE XXVI

Complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves (secteurs sud-ouest et ouest)

Photo 1 (LPA) : ignimbrite tufacée riche en flammèches ponceuses (p) et en cristaux éclatés de quartz et de feldspaths. Sommet du premier cycle volcanique de Livaie.

Photo 2 (LPNA) : rhyolite composée de rubans vitreux à sphérolites de dévitrification et de rubans vésiculés à texture fluidale. Sommet du second cycle volcanique de Livaie (Sud-Est de la Raveterie).

Photo 3 (LPNA) : texture vitroclastique soudée dans une ignimbrite des nappes intra-caldera d'Ecouves (Nord de Rouperroux ; Villeneuve).

Photo 4 (LPNA) : flamme de type lithophyse à cortex axiolitique (fl) et flamme sans cortex à verre brunâtre plus ou moins vésiculé (fv) dans une ignimbrite à texture vitroclastique soudée. Cluse du ruisseau de Gastine (Nord-Ouest du massif d'Ecouves).

1
p
0,5mm

2
0,5mm

3
1/4mm

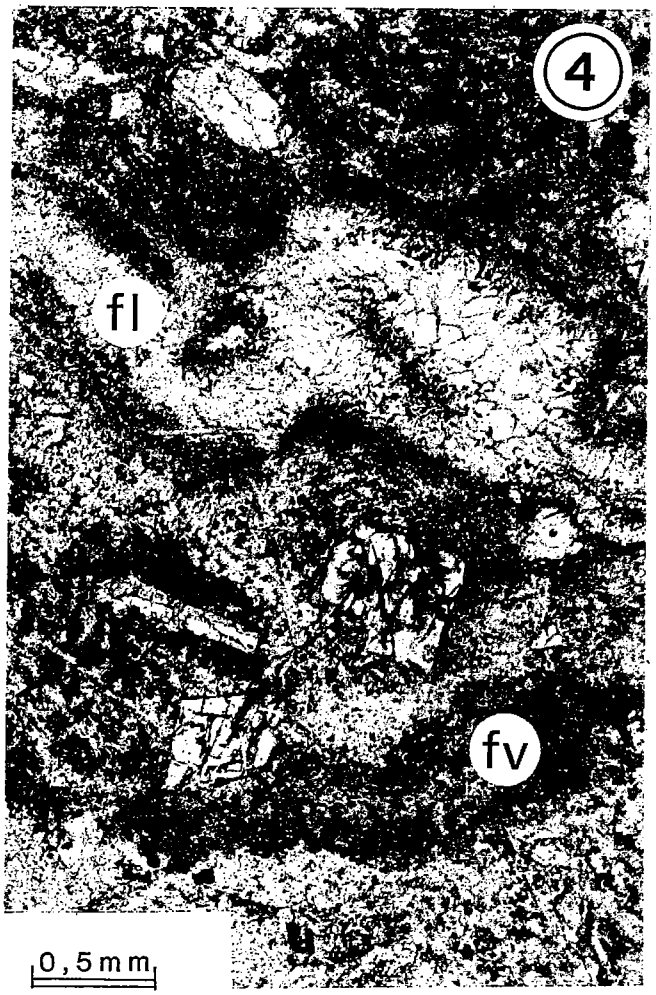

4
fl
fv
0,5mm

PLANCHE XXVII

Faciès sédimentaires et volcaniques des formations cambriennes de l'extrémité ouest du massif d'Ecouves (forages de Chahains et du bois de Goult)

Photo 1 (LPNA) : horizon microconglomératique à ciment calcareux renfermant des fragments de calcaire oolithique dolomitisé (c) et des éléments de socle cadomien (granodiorite : g). Cambrien basal du forage de Chahains (cote - 67 m). La flèche indique la polarité.

Photo 2 (LPNA) : grès tufacé à ciment chloriteux renfermant de multiples échardes de quartz et entrecoupé de plusieurs horizons cinéritiques. Ensemble volcano-sédimentaire couvrant la coulée andésitique inférieure du forage du bois de Goult (cote - 191 m). La flèche indique la polarité.

Photo 3 (LPA) : horizon de grès silicifié séparant les deux coulées andésitiques supérieures du forage du bois de Goult. Le développement d'aiguilles siliceuses à la surface des grains de quartz est attribué à l'activité volcanique (cote - 167 m).

Photo 4 LPNA) : ignimbrite à texture vitroclastique non soudée à échardes chloriteuses renfermant des phénocristaux de quartz et de feldspaths à facture pyroclastique. Faciès de base des nappes ignimbritiques du forage du bois de Goult (cote - 112 m).

1
c
g
0,5 mm

2
0,5 mm

3
1/4 mm

4
0,5 mm

PLANCHE XXVIII

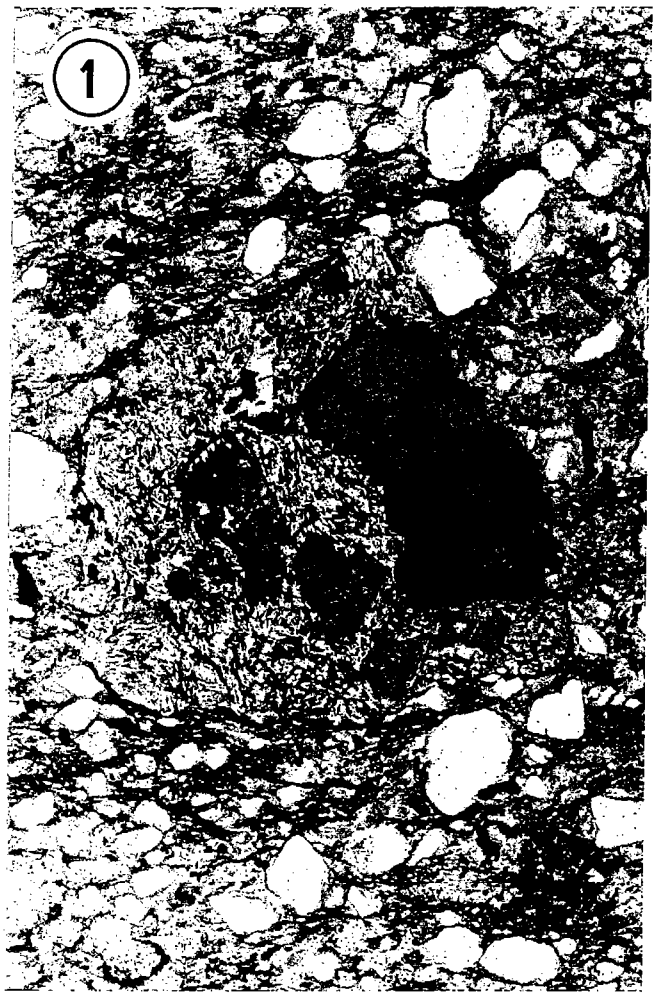
Complexes volcaniques de la caldera d'Ecouves (secteurs nord et est)

Photo 1 (LPNA) : fragment de lave andésitique dans les brèches lahariques de la cluse de Goult (Nord-Ouest du massif d'Ecouves).

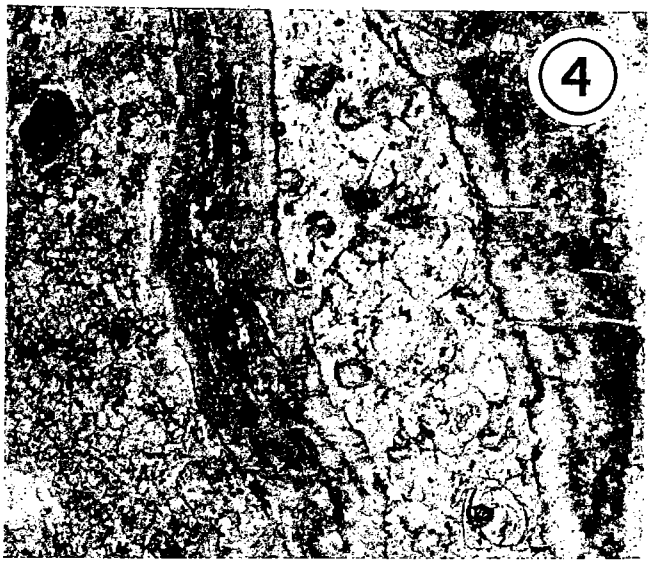
Photo 2 (LPNA) : texture vitroclastique non soudée et flammèches ponceuses dans les ignimbrites du forage de la Petite Mortrée (Nord-Ouest de Mortrée).

Photo 3 (LPNA) : flamme à cortex fibroradié dans les ignimbrites porphyriques à mésostase soudée pseudo-fluidale de l'anticlinal du Bouillon. La partie centrale des flammes de type lithophyse est constituée de chlorite et de cristaux de quartz et de feldspaths venant combler un vide initial.

Photo 4 (LPNA) : rubans fluidaux vésiculés, individualisés dans une rhyolite à mésostase vitreuse perlitique. Cette mésostase montre, par place, une amorce de fluidalité par coalescence des vésicules (photo du bas) (extrémité orientale du massif d'Ecouves ; Est du Tertre).



0,5 mm



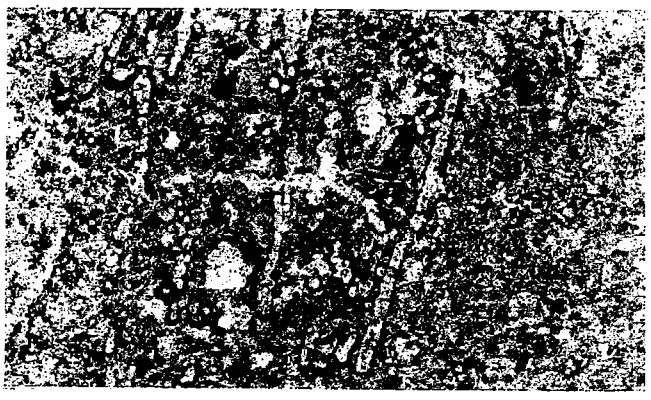


PLANCHE XXIX

Complexes volcaniques des massifs d'Héloup et de Perseigne

Photo 1 (LPNA) : méta-ignimbrite à phénocristaux de quartz (q) et d'orthose perthitique (o) dans l'auréole thermique du leucogranite varisque d'Alençon. Petites biotites métamorphiques cristallisées dans les zones abritées et dans les fractures des phénocristaux (Plan XZ) (Sud-Ouest de Condé-sur-Sarthe ; La Cusselière).

Photo 2 (LPNA) : pyroclastite acide remaniée en masse (lahar ?) à forte concentration de cristaux de quartz et à lambeaux de ponces (p) (Sud du massif d'Héloup ; Nord-Ouest de la Tonnelière).

Photo 3 (LPNA) : ignimbrite tufacée à texture non soudée, riche en fragments de ponces. Complexe volcano-sédimentaire inférieur de la caldera de Perseigne (vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer).

Photo 4 (LPNA) : rhyolite perlitique à quartz automorphes développant des boules vitreuses pluri-centimétriques (b). Faciès basal du complexe ignimbritique principal de la caldera de Perseigne (vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer).

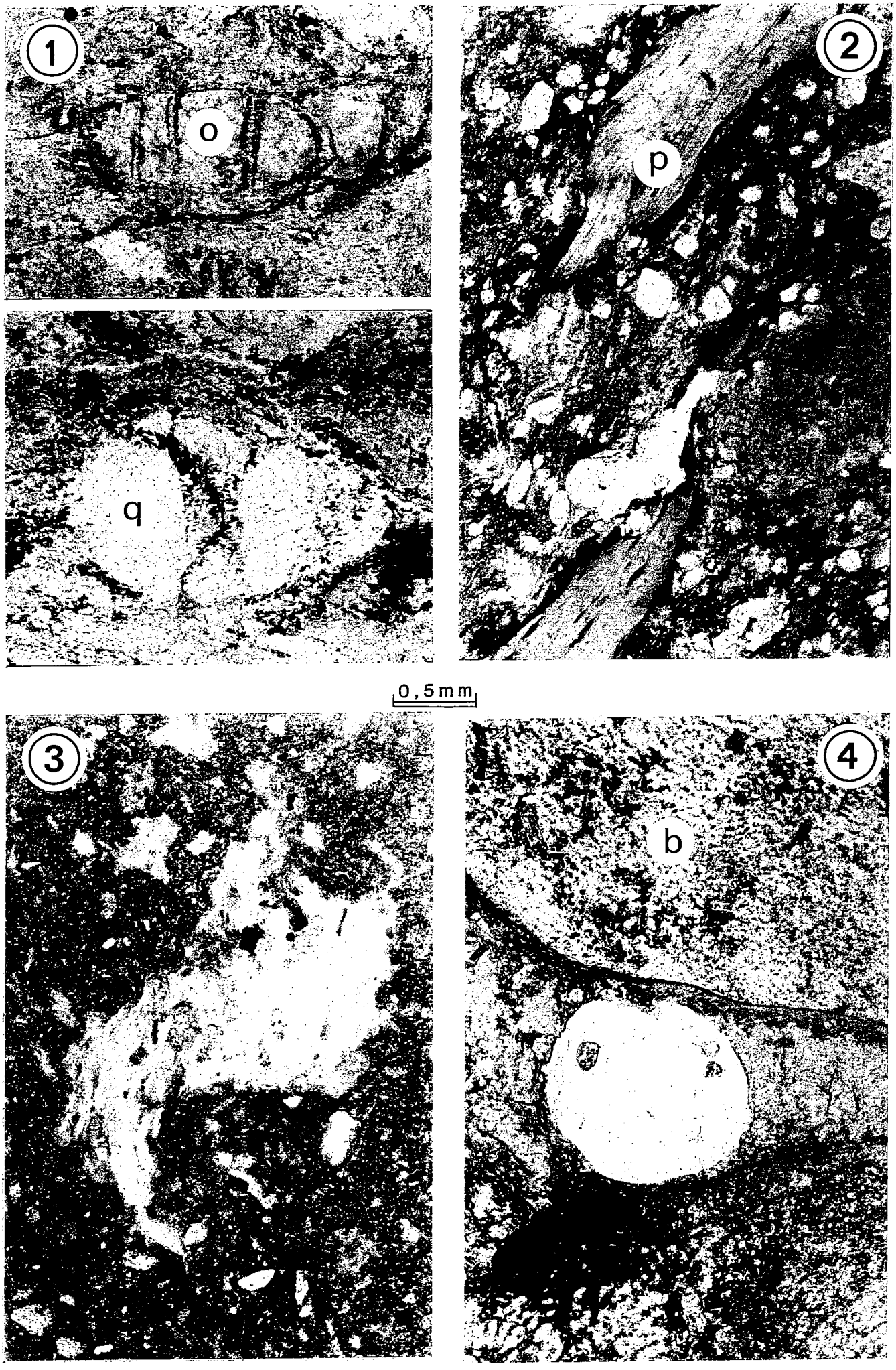

1
o
2
p
q
0,5mm
3
4
b

PLANCHE XXX

Complexes volcaniques de la caldera de Perseigne

Photo 1 (LPNA) : texture vitroclastique soudée dans les nappes ignimbritiques du complexe volcanique principal de Perseigne (vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer).

Photo 2 (LPNA) : ignimbrite à flamme - ponce fibreuse (f) et à texture vitroclastique soudée (vallée d'Enfer).

Photo 3 (LPNA) : ignimbrite porphyrique riche en quartz à cachet pyroclastique. Les grandes flammes à texture axiolitique, renfermant des cristaux automorphes de quartz, apparaissent comme des portions de magma non dégazé baignant dans une mésostase plus évoluée à texture vitroclastique soudée (vallée Layée).

Photo 4 (LPNA) : microconglomérat volcanogène à quartz d'origine éruptive recouvrant les nappes ignimbritiques du complexe principal de Perseigne (vallée à l'Ouest de la vallée d'Enfer).

1
1/4 mm

2
f
0,5 mm

3
0,5 mm

4
0,5 mm

DANS LA MEME COLLECTION :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl.** (1985). **EPUISE**

N°2 - G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l'archéen les granitoides tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.** (1985). **85F.**

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricain. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl.** (1985). **EPUISE**

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl.,** (1985). **55F.**

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaine panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl.** (1986). **EPUISE**

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl.** (1986). **55F.**

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoique inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl.** (1986). **EPUISE**

N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. **233 p., 72 fig., 2 tabl.** (1986). **EPUISE**

N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoides du Massif Armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. **250 p., 140 fig., 67 tabl.,** (1986). **EPUISE**

N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoides. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). **287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-**

texte (1987). **120 F.**

N°11 - **J.S. SALIS** -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaine des Puys. **190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte** (1987). **90F.**

N°12 - **Y. GERARD** - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. **126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl.** (1987). **75F.**

N°13 - **H. TATTEVIN** - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. **150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl.** (1987). **95F.**

N°14 - **J.L. PAQUETTE** - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. **190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl.** (1987). **95F.**

N°15 - **B. VENDEVILLE** - Champs de failles et tectonique en extension modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). **EPUISE**

N° 16 - **E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). **195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte.** (1987). **110F**

N°17 - **J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. **204 p., 86 fig., 17 tabl.,** (1987) . **90F.**

N°18 - **E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoique supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. **263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl.**(1988). **140F.**

N°19 - **M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). **340 p., 146 fig., 10 tabl.,** (1988). **EPUISE**

N°20 - **J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. **165 p., 82 fig., 2 tabl.** (1988). **85F.**

N°21 - **R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoîques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaine varisque ouest-européenne. **465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl.,** (1988). **200F**

N°22 - **S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. **312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo,1 pl. h.texte,** (1989). **160F**

N°23 - **A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. **217 p., 100 fig., 13** tab. (1989). **100F.**

N°24 - **J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. **307 p., 143 fig., 26 tab., 6pl. hors-texte.** (1989). **170F.**

N°25 - **C. GUERROT** - Archéen et Protérozoique dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. **180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl.** (1989) **90 F.**

N°26 - **J.L. LAGARDE** - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. **353 p., 244 fig., 15pl.** (1989). **210F.**

N°27 - **Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nrd-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. **395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte.** (1989) **175F.**

N°28 - **D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. **377 p., 184 fig., 3** tab., (1989). **275F.**

N°29 - **E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. **321 p., 146 fig., 42 tab.** (1989). **150F.**

N°30 - **D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoiques du Maroc. **220 p., 97 fig., 35 tab.,** (1989). **100 F.**

N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. **215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl.** (1989). **130 F.**

N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. **186 p., 121 fig., 4 tab.,** (1989). **210 F**

N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). **342 p., 109 fig., 73 tab.,** (1989). **200 F.**

N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. **382 p., 137 fig.,** (1989). **400 F.**

N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. **370 p., 128 fig., 64 tabl.,** (1989). **180 F.**

N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO2. (1989). **100 F.**

N°37 - 0. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. **280 p., 165 fig., 3 tabl.,** (1990). **160F.**

N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. **205 p., 106 fig., 13 tabl.,** (1990). **160F.**

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. **230 p., 161 fig., 7 tabl.,** (1990). **130F.**

N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. **250 p., 80 fig., 5 tabl.,** (1991). **150F.**

N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et Ar/ Ar : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoiques du Trégor. (Massif Armoricain) . **261 p., 80 fig., 19 tabl.,** (1991). **120F.**

N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. **262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl.,** (1991). **210F.**

N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. **274 p., 101 fig., 53 tabl.,** (1991). **130F.**

N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). **283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur.,** (1991). **170F.**

N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. **257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur.,** (1991). **180F.**

N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), **250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur,**(1992). **300F.**

N°47 - S TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale, **185 p., 53 fig., 23** tabl., (1992) **100F.**

N°48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. **175 p., 47 fig., 23 tab.,** (1992). **100F.**

N°49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques: Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuc, Bretagne Nord) et modélisation analogique. **331 p., 101 fig., 30 tabl.,** (1993). **180F.**

N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. **225 p., 2 pl. coul., 1 tabl.,** 91 fig., 16 pl. **photo., 1 carte H.Texte,** (1993). **190F.**

UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
BIBLIOTHÈQUE
INSTITUT DE GÉOLOGIE

N°51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post-épaississement : Le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France),.**350 p., 100 fig., 48 tabl ., 2 pl . photo couleur., annexes,** (1993). **190 F.**

N°52 - J. LE GALL - 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. **370 p., 30 pl. photo , dont 1 pl. coul.** (1993). **350 F**

BON DE COMMANDE

à retourner à : **Mme FALAISE**

Mémoires de GEOSCIENCES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM .....

ORGANISME .....

ADRESSE .....

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total

Frais d'envoi : 20,00F par volume	Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F	Frais d'envoi	
	Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

IMPRIMÉ À GÉOSCIENCES-RENNES

Dépot Légal

4ème trimestre 1993

Résumé

Au Cambrien (Tommotien à cambro-trémadocien), l'extrémité orientale du Massif armoricain est le siège d'une intense activité volcanique localisée dans le graben du Maine, important fossé d'effondrement comblé de plus de 3 000 mètres de sédiments marins peu profonds. Les centres éruptifs se situent à l'intérieur de trois grandes calderas (calderas d'Ecouves, de Perseigne et d'Assé-le-Boisne - Pail), bordées d'un vaste domaine externe méridional où se placent les Coëvrons et la Charnie. L'activité volcanique s'exerce au cours de plusieurs cycles (6 au total, dénommés Vo à V5, dont les éruptions, aériennes ou sous-aquatiques, se caractérisent surtout par leur très fort degré d'explosivité.

Lors des crises paroxysmales correspondant au stade de formation des calderas, sont libérées de très volumineuses nappes ignimbritiques chaudes à texture soudée, empilées sur plusieurs centaines de mètres à l'intérieur de la structure. Dans la caldera d'Assé-le-Boisne - Pail, la plus engagée dans le domaine marin, de très violents phénomènes hydroclastiques se déclenchent, parmi lesquels des éruptions phréato-pliniennes délivrant d'énormes quantités de cendres humides à pisolithes volcaniques, accompagnées de l'émission de nappes ignimbritiques ponceuses qui se propagent dans le domaine externe jusqu'à plus de 30 km de leur source. Ces coulées pyroclastiques distales non soudées ("out-flow") sont piégées 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 reconnus dans les Coëvrons et la Charnie.

Conformément au dynamisme des éruptions, les produits de l'activité volcanique sont surtout représentés par des ignimbrites et des pyroclastites acides (>90 % du volume total des volcanites) ainsi que par quelques laves andésitiques, dacitiques et rhyolitiques. La totalité de ces volcanites a subi d'importantes transformations minéralogiques (paragenèses de basse température) apparues soit au cours de phénomènes hydrothermaux, soit lors d'un métamorphisme régional varisque de degré anchizonal (T=300 à 400°C; P<2 kb).

Les laves appartiennent à une suite de termes d'affinité calco-alcaline, dont les concentrations en éléments hygromagmaphiles, éléments réfractaires aux processus d'altération et de métamorphisme, possèdent des valeurs de rapports comparables à celles des laves des domaines orogéniques actuels (La/Th=2 à 7; Th/Ta=8 à 10). L'évolution de cette lignée andésitique obéit à des mécanismes de cristallisation fractionnée impliquant tout d'abord l'assemblage plagioclase + pyroxène + oxydes ferro-titanés (andésite à dacite), puis plagioclase + FK + amphibole + minéraux accessoires (dacite à rhyolite). L'origine présumée des andésites basaltiques, termes les plus primitifs de cette lignée, est recherchée dans la fusion partielle d'une souche mantellique dépourvue de grenat, fusion vraisemblablement déclenchée par un processus de décompression adiabatique lors de la distension cambrienne. Les ignimbrites dérivent de la fusion crustale des séries volcano-sédimentaires briovériennes, sous l'action probable de l'injection répétée des magmas andésitiques en base de croûte.

Le cadre géodynamique dans lequel s'exerce l'activité volcanique cambrienne du Maine est celui d'un fossé d'effondrement soumis à une forte extension et qui jalonne une discontinuité crustale majeure, héritée de l'histoire cadomienne (limite entre le bassin marginal mancellien et sa marge continentale méridionale). Cette activité marque la fin des manifestations magmatiques cadomiennes, caractérisées en domaine mancellien par d'intenses fusions crustales contribuant à la cratonisation du dispositif d'arcs et de bassins de la chaîne fini-précambrienne.

Mots-clés

Paléovolcanisme - Cambrien - Massif armoricain oriental - Graben du Maine
Dynamismes éruptifs - Phénomènes hydroclastiques - Caldera - Ignimbrite -
Pétrogenèse des magmas - Evolution géodynamique cadomienne.

Editions de GEOSCIENCES RENNES
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex