



BRGM

GEOLOGIE DE LA PARTIE SUD  
DU FAISCEAU DEVONO-DINANTIEN  
DU MORVAN

PAR

J. DELFOUR

87 SGN 819 GEO

Décembre 1987

Mots-clés : Dévonien supérieur, Carbonifère inférieur, roche sédimentaire, roche volcanique, orogénie hercynienne, fracturation, Allier, Nièvre, Saône-et-Loire (Morvan).

## SOMMAIRE

RESUME	Pages
1 - INTRODUCTION .....	1
1.1 - GENERALITES .....	1
1.2 - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET STRUCTURE DE LA PARTIE SUD DU FAISCEAU .....	2
1.3 - HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES .....	3
2 - SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE ET PETROGRAPHIE DES FORMATIONS DEVONO-DINANTIENNES .....	7
2.1 - LE DEVONIEN SUPERIEUR.....	7
2.1.1 - FRASNIEN-FAMENNIEN .....	10
2.1.2 - FAMENNIEN .....	12
La série volcano-sédimentaire ou unité de Jarsaillon .....	12
Les épanchements volcaniques dans l'unité de Jarsaillon .....	16
2.1.3 - LES MASSIFS VOLCANIQUES .....	17
Le massif de Chizeuil .....	17
Le massif de Cressy-sur-Somme .....	20
2.2 - LE CARBONIFERE INFERIEUR OU DINANTIEN .....	21
2.2.1 - TOURNAISIEN-VISEEN INFERIEUR (DINANTIEN INFERIEUR) .....	21
La séquence détritique et volcano- sédimentaire .....	22
Le volcanisme tournaisien .....	25
2.2.2 - VISEEN SUPERIEUR .....	29
Le synclinal de Chiddes .....	29
Le complexe d'Onlay .....	32
3 - EVOLUTION MAGMATIQUE DES VOLCANISMES DU DEVONIEN AU DINANTIEN.....	37
3.1 - LE VOLCANISME DEVONIEN .....	37
3.2 - LE VOLCANISME TOURNAISIEN- VISEEN INFERIEUR .....	52
3.3 - LE VOLCANISME VISEEN SUPERIEUR .....	59
4 - LES ROCHES INTRUSIVES .....	65
4.1 - LES ROCHES PLUTONIQUES .....	65
4.2 - LES ROCHES FILONIENNES .....	66
5 - LE METAMORPHISME THERMIQUE .....	69
6 - EVOLUTION TECTONIQUE .....	75
6.1 - LES DEFORMATIONS SOUPLES .....	75
6.2 - LES DEFORMATIONS CASSANTES .....	76
7 - LES MINERALISATIONS .....	79
7.1 - LES MINERALISATIONS VOLCANO- SEDIMENTAIRES .....	79
7.2 - LES MINERALISATIONS LIEES AUX GRANITES .....	80
7.3 - LES FILONS DE QUARTZ .....	80

8 - SYNTHESE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONALE .....	83
8.1 - LE DOMAINE BREVENNE-BEAUJOLAIS (I) .....	83
8.2 - LE DOMAINE ROANNAIS (II) .....	85
8.3 - LE DOMAINE DE LA MONTAGNE BOURBONNAISE ET DU PAYS D'URFE (III) .....	85
8.4 - LE DOMAINE DU MORVAN (VI) .....	86
9 - CONCLUSION .....	87
BIBLIOGRAPHIE .....	91

## LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Carte géologique du massif de Chizeuil.  
Fig. 2 - Bloc-diagramme du massif de Chizeuil.  
Fig. 3 - Composition chimique et origine des siltites et tufs dévono-dinantiens.  
Fig. 4 - Composition chimique des grenats des tufs soudés du Viséen supérieur.  
Fig. 5 - Estimation quantitative des principaux épisodes volcaniques dévono-dinantiens.  
Fig. 6 - Position des volcanites dévoniennes sur la grille de classification de De La Roche et al.  
Fig. 7 - Position des volcanites dévoniennes sur la grille de classification  $\text{SiO}_2$  - Zr/Ti.  
Fig. 8 - Position des volcanites dévoniennes sur la grille de classification Zr/TiO<sub>2</sub> - Nb/Y.  
Fig. 9 - Position des volcanites dévoniennes sur le diagramme AFM.  
Fig. 10 - Position des volcanites dévoniennes sur le diagramme  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - MgO.  
Fig. 11 - Position des volcanites dévoniennes sur les diagrammes  $\text{SiO}_2$ , FeOt, TiO<sub>2</sub> - FeOt/MgO.  
Fig. 12 - Position des volcanites basiques dévoniennes sur le diagramme TiO<sub>2</sub> - Zr .  
Fig. 13 - Position des volcanites basiques dévoniennes sur le diagramme Zr - Ti/100 - Yx3.  
Fig. 14 - Spectres des lanthanides des volcanites basiques dévoniennes.  
Fig. 15 - Diagrammes de corrélation Th -La, Ta - La, Th - Ta, pour les volcanites dévoniennes.  
Fig. 16 - Position des volcanites dévoniennes sur le diagramme Th - Tbx3 - Tax2.  
Fig. 17 - Classification des clinopyroxènes sur le diagramme Enstatite - Ferrosilite - Wollastonite.  
Fig. 18 - Position des clinopyroxènes sur le diagramme Ti - Ca+Na.  
Fig. 19 - Position des clinopyroxènes sur le diagramme Ti+Cr - Ca.  
Fig. 20 - Position des clinopyroxènes sur le diagramme Ti - Al.  
Fig. 21 - Position des volcanites tournaisiennes sur la grille de classification de De La Roche et al.  
Fig. 22 - Position des volcanites tournaisiennes sur la grille de classification  $\text{SiO}_2$  - Zr/Ti.  
Fig. 23 - Position des volcanites tournaisiennes sur la grille de classification Zr/TiO<sub>2</sub> - Nb/Y.  
Fig. 24 - Position des volcanites tournaisiennes sur le diagramme AFM.  
Fig. 25 - Position des volcanites tournaisiennes sur le diagramme  $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - MgO.  
Fig. 26 - Position des volcanites basiques tournaisiennes sur le diagramme TiO<sub>2</sub> - Zr .  
Fig. 27 - Position des volcanites basiques tournaisiennes sur le diagramme Zr - Ti/100 - Yx3.  
Fig. 28 - Position des volcanites tournaisiennes sur les diagrammes  $\text{SiO}_2$ , FeOt, TiO<sub>2</sub> - FeOt/MgO.

- Fig. 29 - Spectres des lanthanides des volcanites basiques tournaisiennes.
- Fig. 30 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur la grille de classification de De La Roche et al.
- Fig. 31 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur la grille de classification  $\text{SiO}_2$  - Zr/Ti.
- Fig. 32 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur la grille de classification Zr/TiO<sub>2</sub> - Nb/Y.
- Fig. 33 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur le diagramme Albite - Anorthite - Orthose.
- Fig. 34 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur le diagramme AFM.
- Fig. 35 - Position des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur les diagrammes  $\text{SiO}_2$ , FeO<sub>t</sub>, TiO<sub>2</sub> - FeO<sub>t</sub>/MgO.
- Fig. 36 - Position des biotites des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur sur le diagramme Al - Mg.
- Fig. 37 - Position des amphiboles des volcanites dévoniennes et tournaisiennes sur le diagramme MnO - TiO<sub>2</sub> - Na<sub>2</sub>O.
- Fig. 38 - Corrélations lithostratigraphiques du Dévono-dinantien dans le NE Massif Central.
- Fig. 39 - Esquisse paléogéographique du Dévono-dinantien dans le NE Massif Central.

## LISTE DES TABLEAUX

- Tab. 1 - Principales successions stratigraphiques du Dévono-dinantien du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise.
- Tab. 2 - Compositions chimiques des grenats des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur.
- Tab. 3 - Compositions chimiques des clinopyroxènes primaires des volcanites basiques dévoniennes.
- Tab. 4 - Compositions chimiques des biotites des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur.
- Tab. 5 - Compositions chimiques des amphiboles magmatiques et métamorphiques des volcanites dévoniennes et tournaisiennes.
- Tab. 6 - Compositions chimiques des clinopyroxènes secondaires des volcanites basiques dévoniennes.

## LISTE DES ANNEXES ET PLANCHE HORS TEXTES

Annexe 1 - Localisation des échantillons.

Annexe 2 - Résultats analytiques.

Planche 1 - Géologie de la partie sud du faisceau dévono-dinantien du Morvan.

(a) - Géologie.

(b) - Schéma structural.

(c) - Sources cartographiques.

(d) - Colonnes lithostratigraphiques.

(e) - Les faisceaux dévono-dinantiens du NE Massif Central.

## RESUME

Dans la partie sud du faisceau du Morvan (NE du Massif Central français) et son prolongement le horst de Saint-Léon, les terrains dévono-dinantiens plissés lors de la phase sudète sont recoupés et métamorphisés par les granites namuro-westphaliens. Les fractures formées par les mouvements tardi-hercyniens ont joué plusieurs fois au Mésozoïque et au Cénozoïque.

Malgré la structure complexe qui en résulte, il est possible sur la base des travaux anciens et récents d'affiner la succession stratigraphique et les caractères magmatiques des volcanismes.

Aux premiers épanchements de laves acides, dès le Dévonien moyen (?), succède durant le Dévonien supérieur une sédimentation marine d'abord calcaire, puis silteuse coupée d'épisodes volcaniques calco-alcalins (à affinité tholéitique) comprenant des laves et des pyroclastites basiques et intermédiaires.

Cette sédimentation se poursuit sans discontinuité au Carbonifère inférieur (Strunien et Tournaisien). Aux siltites se mêlent des grès et des conglomérats à cachet deltaïque, tandis que le volcanisme calco-alcalin et à dominante dacitique devient aérien.

Au Viséen supérieur, à la suite des mouvements épirogéniques de la phase intra-viséenne, de puissants épanchements aériens de tufs et d'ignimbrites rhyodacitiques se déposent suivant un domaine allongé ENE-WSW. Ces épanchements issus de la fusion crustale sont accompagnés et recoupés par de nombreuses venues de microgranite et de granophyre.

Du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur le domaine du Morvan se comporte comme une plateforme soumise aux influences continentales et tendant progressivement à l'émersion. Le volcanisme actif durant cette période témoigne d'un régime compressif, ponctué de quelques phases distensives, de type arc insulaire évolué, sur croûte continentale.

Cette évolution en compression apparaît complémentaire des mouvements distensifs affectant le domaine océanique dévonien (série de la Brévenne) jusqu'à sa fermeture au cours de la phase tectonique bretonne au début du Carbonifère.

## 1 - INTRODUCTION

### 1.1 - GENERALITES

Partagé sur les quatre départements de l'Yonne, la Côte d'Or, la Nièvre et la Saône-et-Loire, le Morvan constitue une unité géographique bien distincte dans la partie nord-est du Massif central français.

C'est une région montagneuse fortement vallonnée mais au relief modéré où les altitudes s'échelonnent de la plaine de la Loire vers 230 m jusqu'au point culminant du Haut Folin à 902 mètres.

Les limites géographiques sont marquées approximativement par les villes d'Avallon et Sémur au Nord et Bourbon-Lancy et Le Creusot au Sud.

La partie nord ou Haut Morvan est largement couverte par la forêt de feuillus et de résineux; elle est drainée par l'Yonne et ses affluents vers la Seine. La partie sud est plus ouverte aux pâturages et appartient au bassin hydrographique de la Loire.

Le Morvan doit son unité géographique à la nature de son sous-sol constitué de terrains granitiques et volcano-sédimentaires d'âge Paléozoïque qui se répartissent en trois grandes unités géologiques (MICHEL-LEVY, 1908, CARRAT, 1969) orientées NE-SW :

- le massif granitique des Settons-Chastellux au Nord
- le faisceau synclinal du Morvan au centre
- le massif granitique de Luzy au Sud.

Les terrains paléozoïques sont bordés au Nord, à l'Est et à l'Ouest par la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque. Le granite de Luzy est limité au Sud par le bassin permo-carbonifère de Montceau-les-Mines.

Lors de l'orogénèse hercynienne les terrains paléozoïques du Morvan ont été structurés dans la zone interne ou zone arverno-vosgienne de la chaîne varisque caractérisée par des dépôts volcano-sédimentaires d'âge Dévonien supérieur et Viséen, transgressifs sur un bâti cristallophyllien déjà érodé, issu lui-même d'une évolution tectonique, métamorphique et magmatique qui s'est étendue du Silurien au Dévonien inférieur; le Dévonien moyen y est donc inconnu (AUTRAN, 1980).

## 1.2 - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET STRUCTURE DE LA PARTIE SUD DU FAISCEAU

La moitié sud du faisceau du Morvan s'étend depuis la région du Haut Folin au Nord jusqu'à celle de Bourbon-Lancy au Sud (Pl. 1a et b).

Les terrains paléozoïques constituent une chaîne de collines d'orientation sub-méridienne dont les reliefs diminuent progressivement vers le Sud, passant d'un paysage de forêts et d'herbages à des zones de cultures.

Les terrains dévono-dinantien de la région de Saint-Léon situés à l'extrémité nord de la Montagne bourbonnaise se rattachent géologiquement au faisceau du Morvan.

Dans le domaine paléozoïque, le réseau hydrographique reflète assez fidèlement les principales directions de la fracturation post-hercynienne : les vallées sont orientées NE-SW, NW-SE et NNW-SSE.

Dans la partie du faisceau s'étendant entre le cours de la Loire et celui de l'Alène les terrains paléozoïques ont une direction de plissement sub-méridienne. Le Dévonien supérieur y est bien représenté, d'abord par des calcaires, puis par une sédimentation silteuse dans laquelle s'intercalent deux massifs volcaniques sous-marins (laves acides et basiques) et leurs produits de démantèlement (tufs). Ces terrains sont pris dans une succession de petits anticlinaux et synclinaux dont les axes sont déformés par la fracturation post-hercynienne. Les plis se terminent vers le Nord en un anticlinal étroit qui s'ennoie sous le Carbonifère inférieur.

Au Tournaisien et Viséen inférieur la même sédimentation silteuse se poursuit mais coupée d'apports détritiques (grès et conglomérats), tandis que l'activité volcanique de nature dacitique prend un caractère aérien. Les terrains correspondants affleurent dans les deux synclinoriums de Gilly-sur-Loire et du Signal de Mont et dans une bande étroite à l'Ouest de Tazilly.

Le Dévono-dinantien est limité à l'Ouest par les formations cénozoïques de la Sologne bourbonnaise et à l'Est par le batholite granitique de Luzy.

Au Nord de l'Alène où le Dévonien est absent, les terrains dinantiens s'orientent ENE-WSW. Le Tournaisien-Viséen inférieur détritique et volcanique forme deux rides de reliefs (Vieille Montagne et Touleur-Mont Beuvray) séparées par un synclinal constitué de tufs soudés et d'ignimbrites rhyodacitiques du Viséen supérieur. Au Nord

les intrusions subvolcaniques de granophyres du Viséen supérieur envahissent assez largement l'ensemble des terrains.

Le Dévono-dinantien est limité à l'Ouest par les formations du Mésozoïque et à l'Est par le granite de Luzy et le bassin permien d'Autun.

Sous un climat à pluviométrie assez élevée (1200 mm/an), les diverses unités lithologiques subissent de façon variée l'altération météorique. Ainsi les siltites sont peu affectées et apparaissent fréquemment sous une faible épaisseur de sol. Les roches de nature volcanique, tufs et plus particulièrement les laves acides et basiques peuvent être décomposées sur plusieurs mètres d'épaisseur.

### 1.3 - HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES

On doit les bases de la géologie et de la pétrographie des roches du Morvan à M. MICHEL-LEVY, auteur des premières éditions des cartes à 1/80 000 d'Autun, de Chateau-Chinon et de Charolles entre 1879 et 1896.

Après quelques controverses sur les calcaires de Diou, JULIEN (1881, 1896) reconnaissait leur âge Frasnien et décrivait les faunes tournaisiennes d'Avrée et de Savigny-Poil-Fol.

En 1908 A. MICHEL-LEVY publie son ouvrage magistral sur les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Outre un historique sur les travaux antérieurs, on y trouve l'essentiel des connaissances stratigraphiques, paléontologiques et pétrographiques du Dévono-Dinantien du NE du Massif Central français. La plupart des études réalisées depuis cette date (Tabl. 1), ne feront que parfaire les données qu'il a apporté, ou corrigeront quelques conceptions géologiques héritées du 19ème siècle, telle que la transformations des calcaires en cornes vertes ou diabases sous l'action du granite.

Ainsi J. JUNG reconnaît l'origine volcanique et la nature andésitique et basaltique des cornes vertes de la Montagne bourbonnaise (JUNG et al., 1939). Ce même auteur (1946) oppose le faciès Culm, détritique et subcontinental du Carbonifère inférieur aux dépôts franchement marins de Belgique.

Dans le lambeau de l'Ardoisière, près de Vichy, CHICHERY (1938) établit une succession stratigraphique qui se révélera valable pour une partie du Dévono-dinantien du Morvan.

G. GUFFROY présente dans une série de notes les résultats de ses travaux menés dans la région de

Bourbon-Lancy. Il propose une succession stratigraphique du Dinantien d'où le Tournaisien est absent, lacune due à l'orogénèse bretonne (1957); il reconnaît l'origine volcanique des diabases (1960), découvre des conodontes dans les calcaires frasniens (1959), ainsi que des trilobites dans le Famennien (GUFFROY, PILLET, 1966).

L'hypothèse d'une lacune du Tournaisien est retenue sur la 3ème édition de la carte à 1/80 000 d'Autun en 1968 et par H.G. CARRAT (1969, 1969a) qui distingue la série de la Somme d'âge Dévonien et la série du Haut Morvan d'âge Carbonifère (Viséen à Westphalien).

Cependant les études paléontologiques de PAUL (1944), LYS et al. (1961), WEYER (1965) contredisaient cette hypothèse en soulignant la présence de terrains du Tournaisien et même du Strunien. Par la suite, les travaux de CORSIN, GUFFROY (1969), COULON et al. (1980) et DELFOUR, GIGOT (1985) confirmaient l'existence du Tournaisien et la continuité sédimentaire entre le Dévonien et le Carbonifère.

Dès 1929, A. MICHEL-LEVY actualisait les dénominations locales des volcanites dévono-dinantiennes :

- dacites sodiques pour les volcanites albitophyriques du Famennien.
- dacites et dacites potassiques pour les volcanites orthophyriques du Tournaisien.

Mais c'est à J. BEBIEN (1970, 1971) que l'on doit la première caractérisation magmatique des laves du Dévonien et du Tournaisien du Morvan, puis à B. MOREL (1976) celle des tufs rhyodacitiques du Viséen supérieur.

Parallèlement aux recherches menées sur les minéralisations pyriteuses de Chizeuil et leur encaissant volcanique (LECUYER, 1982; LEMIERE, 1982; DELFOUR et al., 1984), le dynamisme des dépôts volcano-sédimentaires était analysé par C. ROBELIN (1981).

Les minéralisations fluorées ont fait l'objet de plusieurs mémoires : LE ROUX (1975) pour la région de Bourbon-Lancy, JOSEPH (1974) pour le district de Voltenne et VALETTE (1983) pour celui d'Argentolle.

MOUREY (1985, 1985a) poursuivant les recherches de BELLOTTO (1983) à l'aide des sondages miniers exécutés dans la région de Gilly-sur-Loire, établit le processus métallogénique à l'origine des indices d'étain et de tungstène connus autour du petit pointement de leucogranite de Chavence.

Tableau 1 - Principales successions stratigraphiques proposées pour le Faisceau dévono-dinantien du Morvan et de la Montagne Bourbonnaise.

MICHEL-LEVY (1908)	CHICHERY (1938)	GUFFROY (1957)	CARRAT (1969)	COULON et al. (1980)	DELFOUR et al. (1984)
<p>WISEEN</p> <p>Tufs microgranulitiques Poudingues à galets de microgranulite</p>	<p>WISEEN SUPERIEUR</p> <p>Etage des tufs anthracifères</p>	<p>WISEEN SUPERIEUR</p> <p>Tufs microgranulitiques =</p> <p>Tufs anthracifères</p>	<p>SERIE DU HAUT MORVAN</p> <p>Westphalien &amp; Namurien à Viséen supérieur</p> <p>Tufs anthracifères</p>	<p>WISEEN SUPERIEUR</p> <p>Tufs anthracifères</p>	<p>WISEEN SUPERIEUR</p> <p>Tufs soudés et ignimbrites rhyodacitiques = Tufs anthracifères</p>
	<p>WISEEN MOYEN</p> <p>Etage des grauwackes et poudingues</p>	<p>WISEEN INFÉRIEUR</p> <p>Orthophyres Tufs et brèches orthophyriques de Vieille Montagne Schistes de St Seine Poudingues, schistes et arkoses de Bourbon-Lancy</p>	<p>Viséen moyen</p> <p>Trachytes quartzifères et rhyodacites</p> <p>Viséen inférieur</p> <p>Roches sédimentaires et détritiques à faciès Cula</p>	<p>//////// Phase intra-//</p> <p>ENSEMBLE II</p> <p>Tournaisien Pélites, conglomérats, volcanites acides basiques</p> <p>ENSEMBLE I</p> <p>Strunien pp. Volcanites acides coulées, tufs et brèches Pélites, grès, conglomérats, calcaires</p>	<p>viséenne //////////</p> <p>épirogénique</p> <p>WISEEN MOYEN</p> <p>Calcaire de Cussy-en-Morvan</p> <p>WISEEN INFÉRIEUR à TOURNAISIEN et STRUNIEN</p>
<p>TOURNAISIEN</p> <p>Schistes, poudingues, grès et arkoses Tufs et brèches orthophyriques</p>	<p>WISEEN ou TOURNAISIEN</p> <p>Etage des schistes gréseux de l'Ardoisière</p>	<p>Discordance bretonne</p>	<p>Lacune du Tournaisien</p>		<p>Siltites, grès, conglomérats Tufs et ignimbrites dacitiques Coulées d'andesite Lentilles calcaires</p>
<p>FAMENNIEN</p> <p>Schistes Coulées et tufs d'albitophyres</p>	<p>DEVONIEN ?</p> <p>Complexe andésitique d'Arronnes</p>	<p>FAMENNIEN</p> <p>Schistes Coulées et tufs d'albitophyres</p>	<p>SERIE DE LA SOMME</p> <p>Famennien Schistes psamitiques Tufs et brèches d'albitophyres Diabases</p>		<p>FAMENNIEN</p> <p>Siltites Tufs basiques remaniés Massifs volcaniques à basalte, andésite, soda-dacite</p>
<p>FRASNIEN</p> <p>Calcaires et dolomies</p>		<p>GIVETO-FRASNIEN</p> <p>Calcaires et calcaires dolomitiques</p>	<p>GIVETO-FRASNIEN</p> <p>Calcaires</p>		<p>FRASNIEN</p> <p>Calcaires et dolomies</p>



## 2 - SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE ET PETROGRAPHIE DES FORMATIONS DEVONO-DINANTIENNES

Les travaux menés depuis 1977 dans le cadre d'études thématiques portant sur l'encaissant volcano-sédimentaire de minéralisations (Champ Robert, Chizeuil) et pour l'établissement des cartes géologiques du Dévono-dinantien des feuilles de Bourbon-Lancy, Dompierre-sur-Besbre, Fours, Autun et le Donjon (Pl. 1c), ont permis de préciser la succession stratigraphique à partir de la reconstitution de quelques séquences lithologiques types et d'avoir une meilleure connaissance de la position stratigraphique et de la nature géochimique des divers volcanismes qui se sont succédés durant cette période géologique.

La découverte de quelques niveaux à Conodontes a fourni de nouveaux repères biostratigraphiques en harmonie avec ceux connus antérieurement et confirme l'essentiel de la succession stratigraphique établie par MICHEL-LEVY (1908) pour le Morvan et par CHICHERY (1938) pour la Montagne bourbonnaise.

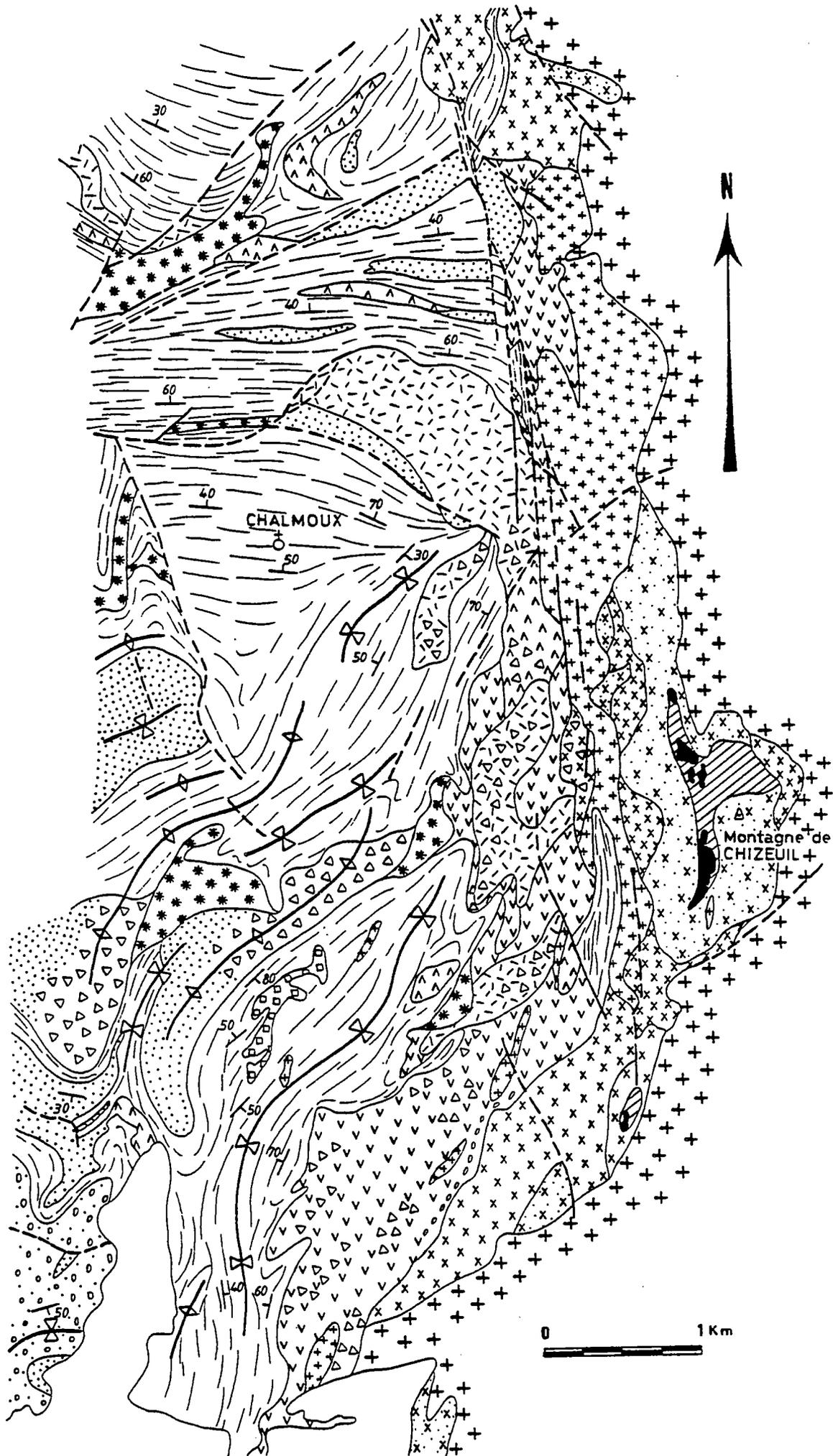
Ces deux régions présentent une certaine cohésion structurale caractérisée par l'absence de discordance angulaire entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur, se distinguant en cela des régions du Beaujolais et de la Brévenne où la série dévonienne a été plissée et métamorphosée par la phase orogénique bretonne avant la transgression du Viséen.

### 2.1 - LE DEVONIEN SUPERIEUR

Dans la région de Bourbon-Lancy cet étage est caractérisé par des dépôts calcaires d'âge Frasnien supérieur suivis durant tout le Famennien par une sédimentation terrigène fine, silteuse (ROBELIN, 1981, LEMIERE, 1981) en eaux peu profondes, perturbée de façon notable par un volcanisme sous-marin dont deux appareils au moins sont connus : le massif de Chizeuil (Pl. 1a, fig. 1) et le massif de Cressy-sur-Somme (Pl. 1).

Les produits d'épanchement (laves et projections) et surtout les dépôts provenant du démantèlement et du remaniement des matériaux volcaniques, s'étendent largement dans la série silteuse qui contient de nombreuses et parfois puissantes intercalations de tufs remaniés de nature basaltique (Fig. 2).

Bien que ce volcanisme ait pu débiter dès le Dévonien moyen, il est préférable de présenter en premier lieu l'association volcano-sédimentaire qui, moins condensée que les accumulations de laves rencontrées dans les appareils



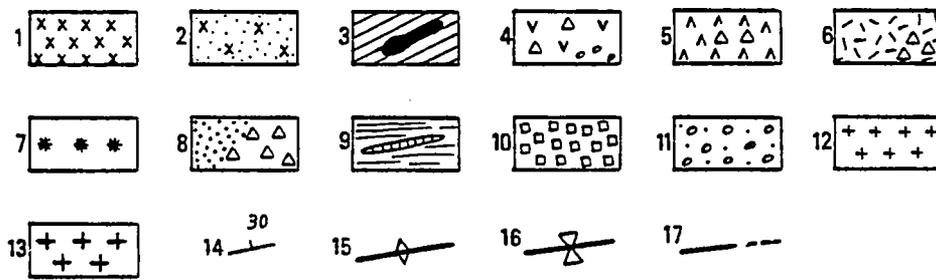


Fig. 1 - Carte géologique du massif volcanique dévonien de Chizeuil.

1 = soda-dacites; 2 = "quartzites" sériciteux (soda-dacites altérées); 3 = "quartzites" alumineux (soda-dacites altérées) et amas pyriteux; 4 = coulées de basalte porphyrique, auto-bréchique et amygdalaire; 5 = coulées d'andésite basique auto-bréchique; 6 = stock d'andésite basique à dacite auto-bréchique; 7 = tuffo-lave basaltique; 8 = tufs et brèches basaltiques remaniés; 9 = siltites avec lentille calcaire (Famennien supérieur, ToIII-IV); 10 = sill de dolérite albitisée; 11 = conglomérats, grès et siltites (Tournaisien); 12 = microtrondhjemite de Sauvigny; 13 = granite namuro-westphalien; 14 = direction et pendage en degrés de la stratification; 15 = anticlinal; 16 = synclinal; 17 = faille.

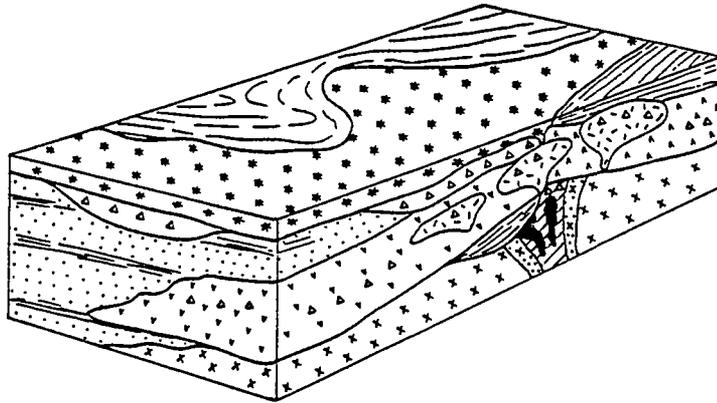


Fig. 2 - Bloc-diagramme montrant le passage latéral du massif volcanique de Chizeuil aux tufs et brèches remaniés. Même légende que la figure 1.

volcaniques, offre plusieurs niveaux repères d'ordre lithologique et stratigraphique.

La succession lithostratigraphique retenue a été établie à partir de plusieurs coupes partielles relevées dans la région située entre Chizeuil, Gilly-sur-Loire et Saint Aubin-sur-Loire (Pl. 1d).

Après les calcaires du Frasnien, les dépôts se succèdent sans discontinuité durant tout le Famennien, formant une unité dite de Jarsaillon qui contraste avec les terrains de même âge mais plus monotones rencontrés au Nord, du Signal de Mont à la vallée de l'Alène.

Les colonnes lithostratigraphiques du Dévonien supérieur de la région de Bourbon-Lancy reflètent assez bien la distribution irrégulière des divers termes lithologiques, mélanges plus ou moins poussés de matériaux d'origine terrigène et volcanique entraînés par les courants de turbidité dans lesquels se mettent en place coulées ou extrusions de laves.

#### 2.1.1 - FRASNIEN-FAMENNIEN

Localisés à l'extrémité sud du faisceau, en bordure de la Loire, les terrains du Frasnien-Famennien ont très peu d'extension et sont limités à quelques sites où affleurent des calcaires et des dolomies.

A Diou une faune abondante de Polypiers, Stromatopores, Brachiopodes et rares Trilobites a permis de dater ces sédiments carbonatés du Frasnien (JULIEN, 1881; MICHEL-LEVY, 1908). Actuellement on n'observe plus de l'ancienne carrière réaménagée et urbanisée qu'un parement de calcaire massif à débris d'encrines. Des dalles de dolomies beiges et massives apparaissent dans la berge sud de la Loire en période de basses eaux.

Aux Carrières à l'Ouest de Gilly-sur-Loire, les fronts de taille mieux conservés permettent de dresser une coupe de la séquence carbonatée dont les caractères sédimentologiques ont été décrits par C. ROBELIN (1981), soit de bas en haut :

- environ 10 m de calcaire bioclastique, riche en débris d'encrines et de polypiers. La base de ce niveau massif n'est pas connue.
- environ 5 m de calcaire gréseux conglomératique contenant des fragments de calcaire pouvant atteindre jusqu'à un mètre.
- 15 m d'alternances de bancs de quelques centimètres d'épaisseur de calcaires bioclastiques

fins et de calcaires silteux. La base de ces alternances a fourni une faune abondante de Conodontes (DELFOUR, GIGOT, 1985) caractéristique du Frasnien supérieur (To Id à To IIa) et de la limite Frasnien-Famennien (To Id à To IIIa), tandis que le sommet de ces mêmes alternances montre une association de la limite Frasnien-Famennien à Famennien inférieur (To I/II à To IIIb).

- 5 m de dolomie beige en bancs massifs.

- les siltites qui surmontent cette dolomie massive ne contiennent que de rares intercalations décimétriques de calcaires bioclastiques.

Au Nord des Carrières une excavation minière a dégagé le sommet de l'assise carbonatée constituée de bancs calcaro-dolomitiques.

A Fontête, des deux carrières exploitées anciennement, seule celle du Sud montre encore des calcaires noirs redressés et plissés qui contiennent une association de Conodontes de la limite du Frasnien-Famennien (LYS et al., 1961) ou To Id-To IIb (DELFOUR, GIGOT, 1985).

On ne connaît pas de sédiment antérieur à ces calcaires et dolomies. En effet si à Diou et à Gilly ceux-ci passent à l'Est aux siltites du Famennien, dans la première localité les formations cénozoïques limitent l'observation vers l'Ouest et dans la seconde, aux Carrières, une intrusion de microtrondhjemite et un panneau faillé de conglomérat tournaisien les limitent immédiatement à l'Ouest. Les calcaires de Fontête sont isolés par faille dans le Carbonifère inférieur.

## 2.1.2 - FAMENNIEN

## LA SERIE VOLCANO-SEDIMENTAIRE OU UNITE DE JARSAILLON

La transition entre les dépôts carbonatés du Frasnien et la sédimentation silteuse se fait en quelques mètres par des récurrences de bancs décimétriques de calcaire bioclastique dans les siltites (route des Carrières à la Brosse).

## a) Les siltites

Ces roches constituent le fond de la sédimentation durant le Famennien mais aussi durant le Viséen inférieur et moyen. Elles peuvent former des bancs massifs de plusieurs mètres de puissance sans trace visible de stratification ou bien présenter des fines laminations millimétriques. Dans cette région où les affleurements sont de petite taille, ces laminations permettent de suivre les variations souvent rapides d'orientation et de pendage dues aux plissements et à la fracturation.

Généralement vert kaki, les siltites prennent localement une couleur brun-beige à rouge-violacé probablement du à l'altération météorique sur un matériel pyriteux. La couleur gris sombre à noire est liée au développement de fines biotites sous l'action modérée du métamorphisme de contact du granite.

Minéralogiquement les siltites contiennent de la muscovite et de la chlorite en abondance, soulignant le litage, associées à des grains de quartz et des minéraux opaques dans un fond de quartz, kaolinite et illites. Elles représentent le pôle d'origine terrigène d'une sédimentation en milieu marin très calme et peu profond, à proximité de terres émergées (apports d'eaux douces) comme en témoigne la coexistence d'Ammonoïdés vivant en milieu marin et d'Estheries vivant en eaux saumâtres (ROBELIN, 1981).

Les lamines sombres contiennent des minéraux phylliteux ainsi que des fantômes de Radiolaires, tandis que les lamines claires contiennent une plus grande abondance de minéraux détritiques, essentiellement des grains de quartz auxquels se mêlent ou même dominent les produits de remaniement du volcanisme basique (Fig. 3).

## b) Les lentilles calcaires

Plusieurs lentilles de calcaire attribuées au Frasnien sont signalées sur la carte géologique de Charolles à 1/80 000, principalement le long du ruisseau de Fontête.

Seules celles des Roses ont été retrouvées sous la forme de deux bancs de calcaire gris-bleu veiné de calcite blanche. Epais de quelques mètres, ces bancs sont intercalés

dans des alternances de siltites et de tufs remaniés caractéristiques de l'unité de Jarsaillon.

Des Conodontes ont été extraits de l'un de ces bancs, le datant du Famennien supérieur, To III-IV (DELFOUR, GIGOT, 1985).

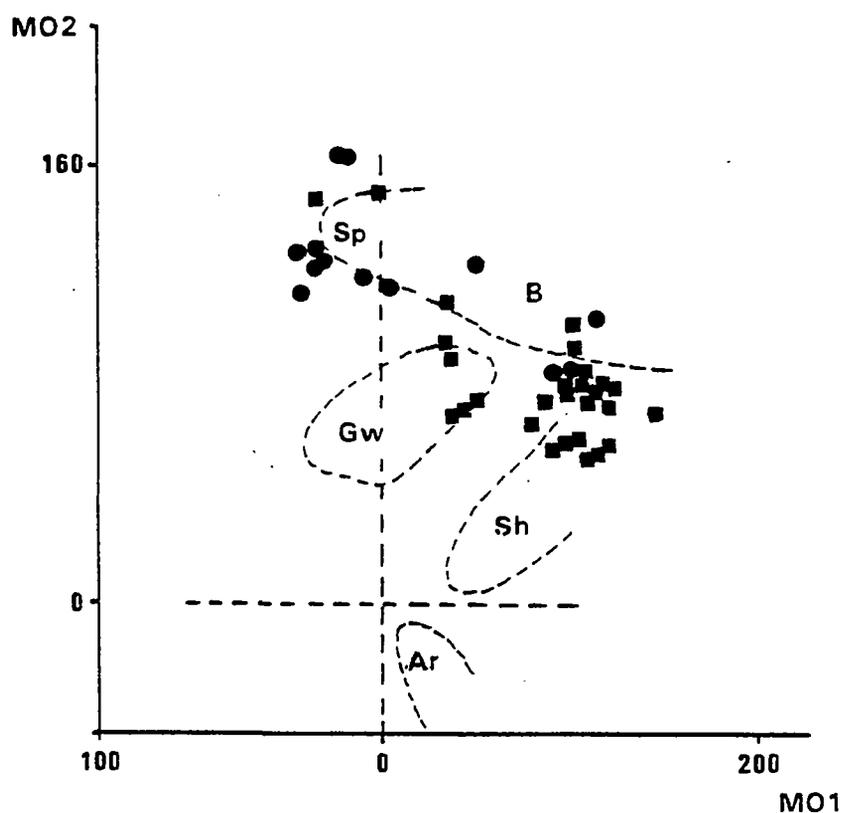


Fig. 3 - Composition chimique et origine des siltites dévono-dinantiennes et des tufs remaniés fameniens dans le diagramme de B. MOINE (1974).  $MO1 = (Al + Fe + Ti) / 3 - Na$ ,  $MO2 = (Al + Fe + Ti) / 3 - K$ . Champs des spilites:Sp, basaltes:B, graywackes:Gw, shales:Sh, arkoses:Ar.  
 ■ = Siltites dévoniennes et tournaisiennes.  
 ● = Tufs remaniés fameniens

## c) Les tufs remaniés s.l.

Le faciès le plus commun, tel celui connu depuis MICHEL-LEVY (1908) sous l'appellation de tuf albitophyrique, se présente en lits et en bancs de quelques millimètres à plusieurs mètres de puissance, intercalés dans les siltites.

Ces tufs tirent leur origine des projections essentiellement de nature basaltique, reprises et remaniées successivement par les courants de turbidité déclenchés sur les pentes des appareils volcaniques par les secousses sismiques. Entraînés loin des centres d'émission sous une forme brutale et parfois volumineuse, les tufs conservent une relative homogénéité minéralogique au sein de la sédimentation silteuse.

Les tufs remaniés forment soit des couches massives, sans stratification visible, soit au contraire des lits finement stratifiés intercalés dans les siltites. Ils sont constitués d'un assemblage de cristaux brisés de plagioclase (principalement albite) et de fragments lithiques ou lapilli de basalte et d'andésite (porphyrique, microlitique, amygdalaire); les cristaux de minéraux ferro-magnésiens (pyroxène ouralitisé ou chloritisé) sont plus rares. La matrice peu abondante est faite d'épidote et de chlorite. La granulométrie est homogène, entre 1/10 et 1/4 de millimètre et seuls les fragments de lave peuvent présenter une taille plus grande.

Leurs processus de dépôt ainsi que le retour graduel aux sédiments d'origine terrigène ont été étudié en détail par C. ROBELIN (1981) qui a distingué un rythme majeur se divisant en :

- un membre inférieur présentant un granoclassement net des éléments volcaniques suivi de laminations parallèles puis entrecroisées au sommet. A l'affleurement c'est un banc de tuf remanié d'épaisseur pluridécimétrique à l'aspect massif.

- un membre supérieur ou interbanc fait d'alternances répétées de lits pluricentimétriques de siltites tuffacées et de siltites d'origine terrigène. Les lits de siltites tuffacées ou rythme mineur présentent une sédimentation de tuf passant graduellement à une siltite à Radiolaires puis à une siltite riche en matière organique.

Le membre inférieur présente les caractères sédimentologiques de dépôt de courant de turbidité de forte intensité (séquence de Bouma), tandis que le membre supérieur résulte d'apports successifs par des courants de turbidité de plus faible dynamisme.

d) Les tufs et brèches remaniés basaltiques

Ces roches se présentent comme les tufs remaniés s.l., en bancs interstratifiés dans les siltites, mais s'en distinguent par la présence de matériaux volcaniques plus frais et la fréquence des débris de calcaire. Leurs granulométries sont hétérogènes, se marquant occasionnellement par une stratification grossière.

Les tufs remaniés à grain fin contiennent des cristaux de plagioclase (andésine à labrador), des cristaux d'augite parfois abondants ainsi que des cristaux d'amphibole brune. Les lapilli sont essentiellement des basaltes ponceux et/ou porphyriques à phénocristaux de labrador et d'augite. Les fragments de calcaires fossilifères sont fréquents et de petite taille. La matrice est formée de calcite et de chlorite.

Ces mêmes tufs remaniés basaltiques mais à fragments de calcaire gris atteignant jusqu'à 5 cm, ont été rencontrés localement (Montceau, Jocquets). Les Conodontes extraits de ces plaquettes les datent du Famennien supérieur ou To IV-Tn (DELFOUR, GIGOT, 1985).

Les brèches remaniées basaltiques présentent la même constitution que les tufs et s'en distinguent par une taille plus grande des fragments de roches volcaniques (2 cm et plus) et des plaquettes calcaires atteignant jusqu'à 10 centimètres. La matrice est tuffacée à cristaux de plagioclase (andésine-labrador) et augite et à lapilli dans un ciment calcareux. Les fragments de calcaire gris à noir, sont généralement sous forme de plaquettes à contours anguleux disposées suivant la stratification et qui laissent des cavités de dissolution par altération météorique.

De telles brèches forment des bancs de plusieurs mètres de puissance intercalés dans les alternances silto-tuffacées; elles sont particulièrement abondantes à 1,5 km à l'Est de Diou.

Les plaquettes calcaires contiennent des restes de macrofaune et les Conodontes extraits de celles-ci, une association de Palmatoleptis et de Polygnathus indique un âge Famennien moyen à supérieur (DELFOUR, GIGOT, 1985).

Ces débris calcaires contenus dans les tufs et les brèches basaltiques proviennent du remaniement synsédimentaire des niveaux calcaires interstratifiés dans la séquence silto-tuffacée, niveaux équivalents à ceux des Roses et qui sont à peu près contemporains.

## -LES EPANCHEMENTS VOLCANIQUES DANS L'UNITE DE JARSAILLON

Des coulées de lave et un ou plusieurs épanchements pyroclastiques sous-marins s'intercallent à divers niveaux de la séquence volcano-sédimentaire.

Plusieurs coulées de faible épaisseur d'andésite-dacite porphyrique et amygdalaire, accompagnées de laves auto-bréchiques sont rencontrées dans une bande de terrain qui s'étend au Sud de Saint-Aubin-sur-Loire, c'est à dire approximativement à la limite nord de l'extension des brèches basaltiques à fragments calcaires. Ceci pourrait suggérer l'existence d'un troisième centre d'émission plus au Sud-Ouest c'est à dire caché actuellement sous la plaine de la Loire.

Un tuffo-lave basaltique affleure dans plusieurs localités depuis le Sud de la Vèvre (1,5 km S de Saint-Aubin-sur-Loire) jusqu'à l'extrémité sud de la forêt de Germiny (4 km S de Bourbon-Lancy) en passant par Saint-Aubin-sur-Loire. C'est apparemment la même manifestation volcanique qui se poursuit au Nord et à l'Ouest de Chalmoux, et qui correspond au tuffo-lave situé au sommet de la pile volcanique du massif de Chizeuil.

Dans la carrière de Saint Aubin-sur-Loire, le tuffo-lave a environ 70 m d'épaisseur et sa mise en place brutale a bouleversé les sédiments silteux sous-jacents dont on retrouve des fragments emballés dans l'épanchement. Le tuffo-lave de couleurs verte a une composition simple de lapilli de basalte porphyrique (phénocristaux de plagioclase An 30-40) et microlitique et de cristaux de plagioclase basique enrobés dans un verre basique très poncé et transformé en chlorite. C'est dans les siltites situées sous ce tuffo-lave qu'a été trouvée une faune de Trilobites du Famennien supérieur (GUFFROY, PILLET, 1961).

Dans la carrière de Givallois (2,5 km S de Bourbon-Lancy), une coulée d'andésite basique est surmontée par les premiers sédiments gréseux de faciés Culm dans lesquels une faune indique un âge Famennien (MICHEL-LEVY, 1908) à Strunien (Lys et al., 1960). Localement on peut observer les sédiments gréseux qui s'insinuent dans les interstices de la surface scoriacée de la coulée. L'andésite basique a une texture microlitique et fluidale, plus grossière à sa base, plus fine et porphyrique et amygdalaire au sommet. La roche est envahie de calcite, y compris les phénocristaux d'oligoclase; les phénocristaux d'augite sont rarement intacts et généralement transformés en chlorite.

Cette coulée se suit de proche en proche du Nord de Saint-Aubin jusque dans les environs de Mont où apparaissent également des masses plus volumineuses de dacite à structure auto-bréchique rapportées à des extrusions ou dômes de lave.

### 2.1.3 - LES MASSIFS VOLCANIQUES

Durant le Famennien l'activité volcanique s'est développée à partir de centres d'émission bien localisés et dont le mieux exposé est celui de Chizeuil. A 14 km plus au Nord, le massif de Cressy-sur-Somme est de taille plus réduite et offre moins de variété dans les faciès de lave.

Les laves acides, intermédiaires et basiques sont associées dans ces deux massifs. L'âge Famennien des venues basaltiques et andésitiques est argumenté par l'intercalation de leurs équivalents latéraux dans les sédiments de cet étage. Les laves acides sont situées géométriquement sous les laves basiques, séparées parfois par des couches de siltites. Elles apparaissent ainsi plus anciennes.

Ces deux massifs ont la particularité de se situer en bordure du granite de Luzy dont le métamorphisme thermique a modifié certains caractères minéralogiques, voire géochimiques des laves. Enfin nous avons vu qu'un troisième centre d'émission pourrait se situer sous la plaine de la Loire au Sud-Ouest de Gilly-sur-Loire.

#### - LE MASSIF DE CHIZEUIL

Ce massif affleure sur 12 km de long et 2 km de large. Les couches volcaniques y sont redressées et permettent ainsi de suivre à la fois la succession des venues effusives et leurs variations latérales (Fig. 1 et 2).

##### a) Les laves acides

Ces laves de nature soda-dacitique forme une masse s'étendant sur 12 km de long et au moins 400 m d'épaisseur, semblant correspondre plus à un épanchement extrusif sous-marin qu'à une succession de coulées de lave.

Quelque soit la localité, on y retrouve la même roche porphyrique à phénocristaux d'oligoclase-albite, plus rarement de quartz, orientés suivant la fluidalité du fond microlitique où les minéraux ferro-magnésiens (biotite, amphibole?) sont entièrement transformés en fins agrégats de biotite (métamorphisme de contact du granite). Le débit perlitique est encore parfois observable.

La seule variation dans la texture est rencontrée au sommet de l'extrusion sous la forme de lave autobrèche c'est à dire à fragments anguleux de lave repris dans une lave fluidale, le tout étant de même composition soda-dacitique.

Avant le dépôt des laves basiques, une partie de l'épanchement de lave acide a été percolé par des circulations hydrothermales chaudes ( $t > 350^\circ$ ) et acides ( $\text{pH} < 3$ ) qui ont développé des auréoles d'altérations centrées sur le gisement pyriteux de Chizeuil (LECUYER, 1982; LEMIERE, 1982; DELFOUR et al., 1984) :

- une auréole externe où les soda-dacites sont transformées en quartzites sériciteux, roches à texture rubanée où alternent des bandes riches en quartz et des bandes où dominant la muscovite fine et un peu de pyrite. Localement on peut observer les termes de transition entre les laves acides et les quartzites sériciteux; les contours des phénocristaux de plagioclase sont visibles mais le minéral est transformé en séricite comme le fond de la roche.

- une auréole interne faite de quartzites alumineux constitués de quartz fin engrené, d'andalousite et de pyrite en proportions variables. Ces quartzites sont soit rubanés, alternances de lits riches en quartz et de lits à andalousite et pyrite, soit brèchiques et fissurés où les éléments de quartzite sont emballés dans des veines de pyrite et d'andalousite. C'est ce dernier faciès qui passe graduellement aux amas pyriteux par augmentation du contenu en pyrite et de l'épaisseur des veines.

Les deux zones d'altération, comme une large part de l'épanchement de lave acide, sont dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite de Luzy. Ce métamorphisme thermique a provoqué la recristallisation de la pyrite et l'apparition de l'andalousite aux dépens d'un minéral alumineux primaire qui pouvait être également de l'andalousite (LEMIERE, 1982), ainsi qu'un peu de corindon, diaspore et divers phosphates décrits par LACROIX (1918).

La datation faite sur une soda-dacite affleurant à 5 km au S-SW de la Montagne de Chizeuil par la méthode U-Pb sur zircon a indiqué un âge situé entre 350 et 390 MA., l'imprécision étant due à la présence de zircon à coeur hérité. Si l'on considère les fractions contenant peu ou pas de zircons à coeur hérité, on obtient un âge de  $378 \pm 2$  MA. correspondant au sommet du Dévonien inférieur ou Emsien (CALVEZ et al., 1985).

Ce résultat pose le problème de l'âge de l'ensemble de l'activité volcanique du massif de Chizeuil et suppose un intervalle de temps relativement long, 25 à 30 MA., entre l'épanchement des laves acides et celui des laves basiques ou tout au moins leurs équivalents pyroclastiques, tufs et brèches basaltiques contenant des fragments calcaires datés du Famennien moyen (DELFOUR, GIGOT, 1985). Remarquons qu'en référence au volcanisme récent (ex. : chaîne des

Puys-Limagne) ce laps de temps n'est pas exceptionnel.

Dans le cas du massif de Chizeuil, la mise en place de la minéralisation sulfurée accompagnée des phénomènes d'altérations des laves acides, se place dans cet intervalle, ainsi que la sédimentation silteuse apparaissant localement entre le sommet des soda-dacites et la base des laves basiques.

#### b) Les laves basiques et intermédiaires

Après une accalmie de 25-30 MA., l'activité volcanique reprend de l'ampleur au Famennien avec les épanchements de laves basaltiques qui forment un empilement de coulées sous-marines sur environ 400 m d'épaisseur, confinées au Sud de la Montagne de Chizeuil.

De couleur vert foncé, ces laves sont communément porphyriques et plus ou moins amygdalaires; leurs structures sont fréquemment autobréchiques, c'est à dire constituées de fragments atteignant parfois plusieurs centimètres, de basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase zoné (labrador) et de clinopyroxène (augite), de lave basaltique microlitique, amygdalaire ou de ponce basaltique pigmentée; ces fragments sont emballés dans une lave de même nature et de même composition.

Les laves basaltiques à texture microlitique grossière intercalées dans les laves autobréchiques sont soit des coeurs de coulées, soit des intrusions sub-volcaniques.

Généralement situées dans la zone de métamorphisme de contact du granite de Luzy, les laves basaltiques sont chargées d'actinote et de biotite néoformées. La texture reste cependant bien conservée, elle n'est que partiellement altérée à proximité du granite où les clinopyroxènes primaires sont transformés en salite.

Une des dernières coulées liées directement au centre d'émission du massif de Chizeuil n'est pas affectée par le métamorphisme thermique. Elle est constituée par un basalte porphyrique à phénocristaux de labrador et d'augite, passant dans le sommet de la coulée à un faciès autobréchique et amygdalaire.

Au dessus de cette coulée apparait un faciès particulier d'épanchement sous-aquatique ou tuffo-lave constitué de fragments anguleux de basalte porphyrique et amygdalaire, de cristaux brisés de plagioclase, de pyroxène et d'amphibole cimentés par une lave basique, microlitique et très riche en amygdales (ponce). C'est le même type de roche que celui rencontré dans le secteur de Saint Aubin-sur-Loire.

Une brèche à éléments volcaniques divers parait

relayer le tuffo-lave à son sommet. Elle est constituée de fragments anguleux de plusieurs centimètres de basalte-andésite porphyrique et amygdalaire largement dominants sur les fragments de siltstones verts et de laves acides. Ces dernières, de composition soda-dacitique, porphyriques et perlitiques proviennent très probablement du démantèlement des premières extrusions du massif de Chizeuil. La matrice silto-tuffacée contenant les mêmes constituants, est chargée d'épidote avec quartz, albite, actinote et biotite.

Des stocks intrusifs et en partie extrusifs d'andésite-dacite porphyrique se sont installés dans la zone centrale de l'édifice de Chizeuil. Ces dacites gris-verdâtre, fréquemment amygdalaires, ont une texture de lave à phénocristaux d'oligoclase dans un fond microlitique et fluidale, irrégulier à auto-bréchique, souligné par un débit perlitique.

Quelques sills de dolérite albitisée, intercalés dans les siltites se rattachent à l'activité volcanique du Famennien.

#### - LE MASSIF DE CRESSY-SUR-SOMME

Celui-ci est moins étendu et structuré que le massif de Chizeuil; il offre cependant les mêmes faciès principaux :

- laves soda-dacitiques porphyriques, à débit perlitique, formant probablement deux extrusions séparées par un tuf remanié fin de même nature;
- laves basaltiques à texture porphyrique et microlitique auxquelles succèdent des laves basaltiques auto-bréchiques, porphyriques (phénocristaux de labrador-andésine et d'augite partiellement ouralitisée).

Dans la partie sud du massif, des tufs basaltiques remaniés succèdent aux basaltes auto-bréchiques, et se prolongent vers le Sud sous la forme de niveaux interstratifiés dans les siltites. Ces tufs massifs ou lités sont constitués de cristaux de plagioclases basiques, de lapilli basaltiques et plus rarement de fragments de soda-dacite à débit perlitique.

## 2.2 - LE CARBONIFERE INFERIEUR OU DINANTIEN

### 2.2.1 - TOURNAISIEN-VISEEN INFERIEUR (DINANTIEN INFERIEUR)

La sédimentation silteuse continue du Dévonien au Carbonifère, la permanence de l'activité volcanique et l'absence de repère paléontologique précis permettent de ne tracer qu'une limite arbitraite entre ces deux étages. Celle-ci est prise à l'apparition des premières intercalations de grès ou de conglomérats. Ceux-ci indiquent une reprise de l'érosion sur des aires émergées (contre-coup de la phase orogénique bretonne) et des apports massifs de matériaux en régime torrentiel dans un milieu marin et deltaïque peu profond où les édifices volcaniques sont en partie aériens.

Sur le plan stratigraphique l'apparition des premiers bancs de grès coïncide avec la présence de faune du Carbonifère inférieur (MICHEL-LEVY, 1908).

Les bancs de grès apparaissent progressivement dans les siltites et ce n'est que plus haut, dans la séquence tournaisienne, que s'interstratifient les conglomérats à galets de quartz, quartzite et lydienne, roches caractéristiques du Tournaisien et du Viséen inférieur et moyen du Nord-Est du Massif Central. Ces conglomérats ne forment qu'exceptionnellement le niveau de base du Carbonifère.

Ce type de sédimentation détritique (faciès Culm) et les manifestations volcaniques constituant souvent des massifs importants, se poursuivent jusqu'au Viséen moyen connu dans la partie nord du faisceau par la faune du calcaire de Cussy-en-Morvan et de l'Huis-Prunelle (MAMET, 1968; VACHARD, 1976), mais apparemment absent dans la moitié sud du faisceau du Morvan.

Le Dinantien inférieur s'étend dans trois bandes synclinales (Pl. 1b) dont les contours irréguliers sont dus à la fracturation tardi et post-hercynienne. Ces bandes se distinguent par les caractères lithologiques suivants :

- Au Sud, le petit synclinorium de Gilly-sur-Loire comprend essentiellement des siltites, des grès et des conglomérats. Le volcanisme n'y est représenté que par des filons et des stocks de microtrondhjemite, et par des brèches volcaniques rencontrées en sondages (MOUREY, 1985). Dans le secteur nord et est de Perrigny-sur-Loire (La Vallée, L'Arbre Rond), la présence de conglomérats contenant des fragments de calcaire à Conodontes du Tournaisien mais aussi de l'Emsien, pourraient représenter un niveau basal reposant sur un haut-fond de calcaire dévonien.

- La grande bande à replis synclinaux qui s'étend de Bourbon-Lancy jusqu'au Nord-Est du Mont Beuvray, contient une sédimentation détritique dominante dans la partie sud, tandis qu'au Nord le volcanisme acide sub-aérien est largement développé (Touleur, Mont Beuvray). Au Nord-Est du Mont Beuvray, cette bande se poursuit de façon discontinue en petites fenêtres anticlinales dans le Viséen supérieur, jusqu'au Nord de Saint Léger-sous-Beuvray (Sénavelle). Les terrains volcano-sédimentaires sont surmontés par le Viséen supérieur discordant et ils sont limités à l'Est par le granite de Luzy.

- Dans la bande de Sémelay-Vieille Montagne, le volcanisme dacitique et sub-aérien est largement dominant sur les roches détritiques. Le contact avec le Viséen supérieur est souvent faillé (mouvements épirogéniques intra-viséens) et souligné par des filons de microgranites.

#### - LA SEQUENCE DETRITIQUE ET VOLCANO-SEDIMENTAIRE

Dans les deux secteurs de Savigny-Poil-Fol et du Mont Beuvray (Pl. 1d), retenus pour tenter de dégager la succession volcano-sédimentaire, on peut distinguer deux unités à dominante sédimentaire séparées par un épisode volcanique essentiellement dacitique et sub-aérien.

L'unité inférieure vient en continuité au dessus du Famennien. Celle-ci est très probablement d'âge Strunien (LYS et al., 1960; WEYER, 1965; COULON et al, 1980) et Tournaisien (MICHEL-LEVY, 1908; PAUL, 1944).

De façon plus générale et dans l'ensemble du faisceau, les siltites, les grès et les conglomérats sont constitués presque exclusivement de matériaux d'origine terrigène. Ces trois termes lithologiques et leurs faciès de transition, alternent en bancs dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à plusieurs mètres, voir dizaines de mètres pour les siltites.

Puissante de 800 m à l'Est de Savigny-Poil-Fol, cette unité n'atteindrait que 300 m à l'Ouest du Mont Beuvray.

L'unité supérieure est également d'âge Tournaisien d'après les faunes récoltées à l'Ouest de Savigny-Poil-Fol et au Sud d'Avrée (JULIEN, 1896). Surmontée par le volcanisme du Viséen supérieur transgressif et plus ou moins discordant, cette unité n'atteint que 300 m d'épaisseur dans le secteur de Savigny-Poil-Fol.

Aux faciès identiques à ceux de l'unité inférieure, se mêlent en proportions variées les produits de projection

et de démantèlement du volcanisme dacitique :

- conglomérats à galets de volcanites au voisinage des épanchements et des extrusions,
- tufs remaniés et siltites tuffacées en dépôts plus distaux.

#### Principaux faciès lithologiques

Les siltites de couleur gris sombre à vert-kaki forment des couches de plusieurs mètres de puissance; elles sont soit massives, soit finement stratifiées en lits millimétriques à centimétriques où alternent les laminations claires et sombres. D'origine terrigène comme leurs homologues famenniennes, elles en ont les mêmes compositions minéralogique et géochimique (Fig.3 ).

Les faciès de transition avec les termes détritiques plus grossiers sont fréquents :

- siltite gréseuse à grain fin et figures de sédimentation : granoclassement, stratifications obliques, microravinements et rides de courant,
- siltite conglomératique à galets de quartz, quartzite, lydienne (Est de Bourbon-Lancy) et parfois de calcaire (Est de Maltat).

Les grès, généralement beiges, constituent des bancs peu lités, souvent massifs, et à caractère immature avec des grains anguleux ou émoussés de quartz, quartzite et lydienne noire. Ces constituants sont dominants sur les grains de lave microlitique, de plagioclase, de minéraux ferro-magnésiens altérés, de biotite, de muscovite, de zircon et de tourmaline.

Sensibles aux mouvements tectoniques, les grès peuvent être recristallisés et lardés de veinules de quartz au point d'être confondus avec des filons de quartz.

Les conglomérats, gris à verdâtres, forment également des bancs massifs et peu stratifiés, épais de quelques décimètres à plusieurs mètres et peuvent comme les grès mimer des filons de quartz sous l'action des efforts tectoniques.

Ordinairement ils sont constitués de galets jointifs, ovoïdes dont la taille va de 2 à 15 centimètres. Les galets sont principalement de quartz, quartzite et lydienne noire; ce dernier faciès, à Radiolaires, est caractéristique des assises tournaisiennes. Des galets de laves microlitiques et de tufs andésito-dacitiques apparaissent localement, ainsi que des galets de calcaire

(Est de Maltat, Saint-Léon). La matrice est gréseuse, parfois à ciment calcaire, plus rarement silteuse dans les termes de transition avec les couches de siltites.

Des lentilles de calcaires cristallins blancs, jusqu'à présent azoïques, sont interstratifiées dans les alternances silto-gréso-conglomératiques. Elles ont fait l'objet d'exploitation pour marbre au Puits, à Champ-Robert et dans la région de Saint-Léon. Le marbre de l'ancienne mine de fluorine d'Argentolle appartient à cet ensemble, ainsi que le calcaire cristallin à galets de quartz de L'Arbre Rond (Ouest de Perrigny-sur-Loire) qui n'a fourni que quelques Conodontes remaniés du Dévonien moyen.

Dans ce même secteur de Perrigny, les conglomérats à galets de quartz, quartzite et lydienne contiennent également des fragments pluricentimétriques de calcaires à restes organiques. Ils ont fourni aux cotés de Conodontes hérités du Dévonien moyen, des espèces s'étendant du Famennien supérieur au Tournaisien (DELFOUR, GIGOT, 1985).

Des conglomérats volcaniques, épais de plusieurs mètres, peuvent séparer les épanchements dacitiques dans les secteurs de Savigny-Poil-Fol et du Mont Beuvray. Ces conglomérats contiennent principalement des galets de 2 à 5 cm de dacite et d'andésite porphyrique et microlitique; les galets de quartz, quartzite et lydienne sont plus petits et subordonnés. La matrice tuffacée est une association de cristaux brisés de plagioclase et de quartz et de fragments de laves dacitiques et felsitiques cimentés par un peu de chlorite.

D'après la nature des matériaux, ces roches témoignent du démantèlement et de l'érosion en régime torrentiel des appareils volcaniques. Très localement les extrusions dacitiques peuvent être envoyées sous une sédimentation de siltite à lapilli dacitiques.

Les tufs remaniés sont fréquemment associés aux conglomérats volcaniques. Mélanges de produits de démantèlement et de projections, ils contiennent des cristaux de plagioclase et parfois d'augite, et des lapilli (jusqu'à 2 cm) de ponce et d'ignimbrite dacitique.

Latéralement aux massifs volcaniques ou plus haut dans l'unité supérieure, les accumulations de tufs sont fréquentes dans les alternances silto-gréseuses elles-mêmes souvent tuffacées. Ces tufs remaniés, généralement violacés, sont plus ou moins bien lités et de granulométrie variée. Leur nature est dacitique mais peut être altérée par les apports de matériaux terrigènes.

## - LE VOLCANISME TOURNAISIEN

Durant le Strunien et le Tournaisien inférieur l'activité volcanique est ralentie et limitée à quelques manifestations dispersées :

- tufs et coulées de basalte et andésite basique porphyriques (plagioclase et clinopyroxène chloritisé) à l'Est de Savigny-Poil-Fol;
- extrusion de basalte finement porphyrique (plagioclase et clinopyroxène) et amygdalaire, accompagnée d'une brèche d'explosion à fragments de basalte, au Nord de Mont;
- tufs et brèches dacitiques intercalés dans la sédimentation gréseuse, rencontrés en sondages à 2 km à l'Est de Saint-Aubin-sur-Loire (MOUREY, 1985a).

L'envoyage général des formations vers le Nord fait apparaître les massifs volcaniques du Tournaisien. Dans le secteur de Saint-Seine, Savigny-Poil-Fol et Tazilly, les épanchements ignimbrtiques sont moyennement développés dans la série sédimentaire. Ils sont, avec les extrusions andésito-dacitiques, séparées par des conglomérats volcaniques, des tufs et des siltites.

Plus au Nord, les appareils volcaniques sont largement étendus et dominants sur les terrains sédimentaires, formant les massifs de Remilly-Vieille-Montagne et de Touleur-Mont Beuvray où extrusions et épanchements ignimbrtiques se succèdent, coupés de rares dépôts détritiques, essentiellement des conglomérats à galets de roches volcaniques.

Ce volcanisme et une partie des sédiments encaissants, sont affectés par des phénomènes d'altération marqués par le développement de séricite, pyrite et feldspath potassique. Cette altération est inégalement répartie et masque très souvent la nature primaire des roches, d'autant que l'altération météorique entraîne une décoloration et une rubéfaction intense dues à l'oxydation de la pyrite.

C'est à ces phénomènes d'altération potassique (rôle du granite namuro-westphalien ?) que l'on doit la dérive géochimique des laves, dacitiques à l'origine, vers des compositions trachytiques et l'usage de termes tels qu'orthophyre et orthokératophyre pour des roches qui ont été modifiées, parfois profondément, après leurs mises en place.

a) Contrairement au volcanisme famennien, les roches volcaniques basiques et intermédiaires ne représentent qu'une faible part de l'activité volcanique du Tournaisien.

Elles sont intercalées dans les épanchements acides, soit en coulées, soit en masses homogènes, en extrusions accompagnées de faciès bréchiques.

Les coulées de basalte et d'andésite basique sont réparties de façon discontinue dans une bande de terrain allant de Savigny-Poil-Fol au Nord-Est de Saint-Léger-sous-Beuvray ainsi qu'à l'Est d'Onlay. Elles sont communément associées aux Berthelots (Est d'Avrée).

Ce sont des roches de couleur vert sombre, à grain fin et fréquemment amygdalaires. En lame mince leur texture est porphyrique à glomérophyrique, microlitique et fluidale autobréchique. Les phénocristaux zonés d'andésine sont en partie altérés ainsi que ceux de pyroxène et d'amphibole transformés en agrégats d'actinote et de chlorite (ou néobiotite par métamorphisme de contact).

Les laves basiques rencontrées au Nord-Est du Mont Beuvray, à l'Est de Saint-Prix et à l'Est de la Grande Verrière, ont des textures plus grenues, doléritiques, à lattes de labrador et pyroxène partiellement ouralitisé.

b) Les extrusions andésitiques et dacitiques constituent de grandes masses pétrographiquement homogènes associées aux épanchements acides. Ces roches de teintes gris-vert à gris-noir affleurent dans les secteurs de Saint-Seine, Savigny-Poil-Fol, Semelay-Vieille Montagne, au Nord-Est Fléty et localement au Mont Beuvray.

La présence fréquente dans leur voisinage de brèches volcaniques ou de conglomérats les remaniant, ainsi que d'ignimbrites bréchiques, indiquerait une mise en place de ces extrusions dans les principaux foyers volcaniques. Cette mise en place contemporaine des épanchements ignimbritiques est en outre indiquée par leur ennoyage et leur remaniement dans la sédimentation silteuse.

Ces laves ont une texture porphyrique et une composition minéralogique très constante, à phénocristaux de plagioclase altéré, d'amphibole transformée en chlorite et minéraux opaques dans une matrice microlitique présentant souvent une structure autobréchique où la fluidalité est hétérogène et contournée.

c) Les épanchements dacitiques et rhyodacitiques constituent les matériaux les plus abondants, dépassant probablement en volume les sédiments tournaisiens. Leur répartition souligne la structure plissée dans cette partie du faisceau, suivant deux bandes de terrain encadrant le synclinal de Chiddes occupé par le Viséen supérieur.

Sous des teintes diverses allant du beige clair au gris-bleu ou noir, ces laves présentent en fait peu de

variations lithologiques.

Dans les laves de teintes claires formant les collines de Touleur et le flanc sud-ouest du Mont Beuvray, un fin rubanement et des fiammes très étirées soulignent la structure ignimbrétique. Celle-ci est également bien exprimée dans les épanchements de Savigny-Poil-Fol.

Le faciès le plus commun est une ignimbrite rhyodacitique à phénocristaux d'oligoclase dans un fond felsitique et fluidal contenant des lithophyses recristallisées et remplacées partiellement par du quartz secondaire. Des roches mieux conservées montrent encore un fond vitroclastique riche en échardes de verre et renfermant des fragments de rhyodacite à biotite primaire (Est de Remilly) ou de nombreux fragments de lave acide à structure ignimbrétique et débit perlitique (Vieille Montagne).

Les ignimbrites vitroclastiques sont localement associées au voisinage des extrusions andésito-dacitiques (centres d'émission) à des faciès plus grossiers, comprenant des tufs et des brèches soudés.

Les tufs soudés affleurant par exemple au Sud-Est de Vieille Montagne ou au sommet du Mont Beuvray sont constitués de lapilli de couleurs variées, gris, verts, rouges, qui se révèlent en lame mince être des fragments d'ignimbrite et de laves acides à débit perlitique emballés dans un fond vitroclastique.

Les brèches ignimbrétiques (ex. : Malvaux au Sud-Ouest du Mont Beuvray) sont caractérisées par la présence de grands éléments anguleux de teintes variées, d'ignimbrite fluidale, de dacite microlitique, de rhyodacite à débit perlitique, emballés dans un fond microlitique et fluidal contenant des cristaux de plagioclase.

d) Les intrusions subvolcaniques de nature microtrondhjémite s'apparentent aux épanchements dacitiques et rhyodacitiques. Dans la région de Bourbon-Lancy, elles sont distribuées suivant deux alignements subméridiens. Le premier, installé dans le massif de Chizeuil, constitue un corps lenticulaire allongé sur 6 km (microtrondhjémite de Sauvigny) et relayé au Sud par quelques petits stocks. Le second alignement est une série de petits corps irréguliers et de filons recoupant les terrains dévoniens et tournaisiens au Nord de Diou. Un petit pointement réapparaît dans les sédiments tournaisiens au Sud-Est de Savigny-Poil-Fol.

L'intrusion de Sauvigny fut d'abord décrite comme une granulite à mica blanc émanant du granite de Luzy (MICHEL-LEVY, 1908), confusion qui s'explique par la texture micrographique indentique à celle du granophyre qui borde le batholite granitique et par une composition chimique

globalement sodi-potassique.

Récemment le levé géologique a montré que la microtrondhjemite était recoupée par le granite de Luzy et qu'elle était constituée d'une intercroissance micrographique de quartz et d'albite contenant des phénocristaux de quartz et d'albite. Le métamorphisme de contact du granite se manifeste par une recristallisation en biotite des biotites primaires chloritisées et par une métasomatose de feldspath potassique imprégnant les phénocristaux d'albite (sans toutefois estomper les mâcles) et le fond de la roche. Quelques petits stocks ont été épargnés par cette métasomatose.

Les stocks et filons du secteur de Diou ont la même texture micrographique et porphyrique à phénocristaux de quartz et d'albite. La métasomatose potassique est absente, par contre certains stocks sont affectés par un fort développement de muscovite-séricite (avec plus ou moins de pyrite) en remplacement des plagioclases et des biotites.

### 2.2.2 - VISEEN SUPERIEUR

Comme dans les Combrailles (BAZOT, 1970) et dans la Montagne Bourbonnaise (CHICHERY, 1938) cet étage est constitué presque uniquement de tufs soudés et d'ignimbrites de nature rhyodacitique. Ces épanchements sont recoupés à l'exemple du faisceau de la Loire (LEISTEL, GAGNY, 1984) par de nombreuses intrusions subvolcaniques et comagmatiques de microgranite et de granophyre.

Au Nord de l'Alène, le domaine occupé par le Viséen supérieur s'ouvre largement sur deux unités structurales assez bien distinctes :

- le synclinal de Chiddes occupé par des tufs soudés, des ignimbrites et des filons de microgranite.
- le complexe d'Onlay à structure synclinale composite où les tufs soudés et les ignimbrites sont envahis par des stocks de granophyre et par des filons de microgranite.

#### LE SYNCLINAL DE CHIDDES

Il s'étend sous une forme lenticulaire de l'Ouest de Savigny-Poil-Fol jusqu'au Sud-Ouest du Mont Beuvray. Ses limites avec le Viséen inférieur, ainsi que celles des petits lambeaux satellites, sont très souvent faillées et occupées par les filons de microgranite.

A coté des volcanites largement dominantes, quelques niveaux particuliers ont été observés :

- A Avrée, à 4 km au Nord-Est, ainsi qu'à l'Ouest de Touleur et à 5 km au Sud-Ouest du Mont Beuvray, un niveau volcano-clastique a été épargné par la tectonisation qui affecte ordinairement la base du Viséen supérieur. Ce niveau est constitué de galets et parfois de blocs émoussés atteignant une taille de 50 cm (Avrée), de roches diverses héritées du Tournaisien : rhyodacite et dacite porphyrique, grès sériciteux et quartz. La matrice est un tuf soudé à nombreuses lamelles de biotite décolorée prises dans un fond vitroclastique et ignimbritique.

- Quelques minces couches sédimentaires d'anhracite sont interstratifiées dans les tufs rhyodacitiques et les ignimbrites violacées à 2,5 km au N-NE d'Avrée.

Le reste du synclinal de Chiddes n'est qu'un vaste ensemble de tufs soudés rhyodacitiques dans lequel on peut distinguer des tufs soudés communs, de couleur gris-vert à gris-bleu sombre, et des ignimbrites de couleur rouge violacé.

Les tufs soudés communs, occupant une grande part du synclinal, sont des roches massives montrant rarement des traces de fluidalité à l'affleurement. Ils se caractérisent par l'abondance des biotites hexagonales (presque toujours chloritisées), des cristaux de plagioclases blancs, verdâtres ou rougeâtres suivant l'altération, et par la présence fréquente des cristaux de quartz.

En lame mince, les principaux constituants, phénocristaux de plagioclase (oligoclase-andésine), biotite (transformée en chlorite, leucoxène et minéraux opaques) et fond vitroclastique riche en feldspath potassique (en partie recristallisé mais conservant la fluidalité ignimbristique et même parfois les échardes de verre) peuvent apparaître en proportions variées.

Assez souvent les phénocristaux corrodés, cassés, de quartz s'y ajoutent, dépassant en quantité relative les plagioclases. Ces variations dans l'association minérale sont visibles à petite échelle, se traduisant par des alternances de "lits" millimétriques à centimétriques, plus ou moins riches en quartz ou en biotite.

Les fragments lithiques, très généralement de tuf soudé repris, ont des contours flous et ne se distinguent que par la taille différente des cristaux; ils ajoutent ainsi à l'hétérogénéité minéralogique. Les cristaux souvent xénomorphes de feldspath potassique sont subordonnés mais constamment présents, ainsi que les minéraux accessoires comme l'apatite et le zircon.

Le grenat xénomorphe, craquelé, partiellement altéré en chlorite, semble accompagner les faciès riches en quartz. Quelque soit sa localisation (synclinal de Chiddes ou complexe d'Onlay), sa composition moyenne est celle d'une solution solide à 75,5% d'almandin, 19% de pyrope, 3% de spessartite et 2,5% de grossulaire (tab. 2).

Les grenats observés dans les tufs soudés du Morvan sont isolés et ne sont pas inclus dans des enclaves de roches métamorphiques comme ceux étudiés par J. BERTAUX (1982) dans la région de Roanne; par contre leur composition chimique est identique (fig. 4). Ils dériveraient également des roches métamorphiques cachées sous les formations dévono-dinantiennes.

Les ignimbrites violacées sont localisées dans la moitié ouest du synclinal de Chiddes située au Nord de l'Alène. Les faciès les plus rubanés forment de beaux affleurements entre La Seigne et Crémat (2,5 km au Nord

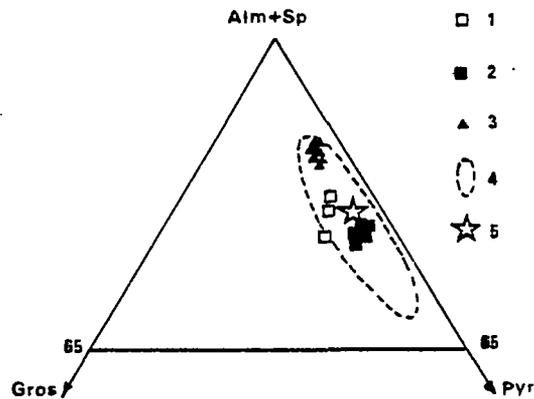


Fig. 4 - Composition chimique des grenats des tufs soudés rhyodacitiques et granophyres du Viséen supérieur.  
 1 = grenat de tuf ignimbristique, synclinal de Chiddes;  
 2 = grenat de tuf ignimbristique, complexe d'Onlay;  
 3 = grenat de granophyre, complexe d'Onlay;  
 4 = champs des grenats des tufs anthracifères de la région de Roanne (BERTAUX, 1982);  
 5 = composition moyenne des grenats de gneiss à sillimanite du Massif central (in BERTAUX, 1982).

Tableau 2 - Compositions chimiques moyennes des grenats des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur. Analyses et calculs : microsonde électronique BRGM-CNRS, Orléans.  
 Localisations et natures des roches échantillonnées cf. annexes 1 et 2.

	F3N-66		F4N-43		S34-E	
	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type
SiO <sub>2</sub>	37,63	0,59	38,44	0,31	38,58	0,36
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,84	0,43	21,74	0,16	22,01	0,17
FeO	35,12	0,98	33,73	0,85	34,54	0,25
MnO	3,64	0,30	1,33	0,07	1,53	0,01
HgO	2,56	0,13	4,72	0,12	3,54	0,17
CaO	0,97	0,07	0,96	0,08	1,51	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	101,83	1,94	100,97	0,77	101,78	0,36
Almandin	78,73	0,67	75,41	0,81	81,57	4,51
Pyrope	10,22	0,55	18,81	0,49	14,23	0,44
Spessart.	8,26	0,36	3,01	0,16	3,49	0,01
Grossul.	2,65	0,32	2,72	0,30	4,29	0,13
Andalour.	0,02	0,04	0,01	0,04	0,00	0,00
Duward.	0,10	0,17	0,02	0,04	0,00	0,00

d'Avrée) et particulièrement au Pont Jaillery (2 km au Sud-Est de Semelay) où les ignimbrites fiammées dessinent une petite fermeture synclinale.

Au microscope, les ignimbrites ont la même constitution que les tufs soudés mais s'en distinguent par les lithophyses fines et étirées remplies de quartz et de chlorite secondaires et par le rubanement plus marqué du fond vitroclastique que souligne l'orientation et la déformation des phénocristaux de biotite.

### LE COMPLEXE D'ONLAY

Il forme dans le Nord de la zone étudiée une grande bande de terrain orientée NE-SW où les intrusions subvolcaniques granophyriques, cogénères des épanchements aériens, sont concentrées dans la partie occidentale. Vers l'Est, le nombre et le volume de ces intrusions décroissent et laissent place aux divers tufs soudés rhyodacitiques dont les natures et les compositions sont identiques à celles des tufs occupant le synclinal de Chiddes.

#### a) Les épanchements volcaniques

On peut distinguer trois types principaux de faciés dans l'ensemble relativement homogène que sont les volcanites du complexe d'Onlay :

- les tufs soudés rhyodacitiques communs,
- les ignimbrites violacées ou verdâtres,
- les tufs soudés dacitiques.

Ces trois types sont répartis à travers le complexe en plusieurs bandes lenticulaires, allongées NE-SW, mais aux contours irréguliers et mal définis, dus à l'intrication des épanchements, aux intrusions de granophyres, puis aux déformations tectoniques.

Les bandes ignimbritiques localisées dans la bordure sud-est du complexe appartiennent probablement aux mêmes épanchements occupant la moitié nord-ouest du synclinal de Chiddes. Les tufs dacitiques ont une position plus centrale au milieu des tufs communs. Les ignimbrites violacées pourraient donc se placer parmi les premières venues effusives du Viséen supérieur.

Les tufs soudés communs qui représentent une part notable des volcanites, sont de couleur gris-vert à bleu-vert sombre. A l'exemple du synclinal de Chiddes, ils montrent les mêmes variations rhyodacitiques à dacitiques suivant

leurs richesses en phénocristaux de quartz, et la même chloritisation des biotites. Le caractère ignimbritique est cependant mieux marqué, se traduisant sur nombre d'affleurements par une orientation des biotites suivant la fluidalité d'écoulement.

Au microscope, les biotites chloritisées sont très souvent recristallisées en agrégats de fines biotites rouges néoformées sous l'action thermique du granite sous-jacent au faisceau volcano-sédimentaire. Ce métamorphisme de contact n'est guère perceptible sur le terrain et difficile à cerner. Dans quelques localités, la biotite chloritisée possède encore un coeur de biotite primaire. Le grenat relique est également fréquent dans les tufs soudés rhyodacitiques riches en phénocristaux de quartz. Sa composition chimique est semblable à celle des grenats du synclinal de Chiddes (tab. 2, fig. 4).

Les ignimbrites se distinguent par leur aspect flammé, rubané, mieux marqué dans les faciès violacés que verdâtres. Elles contiennent les mêmes minéraux que les tufs soudés, mais assez peu de phénocristaux de quartz.

Dans les tufs dacitiques, de couleur gris-vert à vert foncé, où le quartz est absent, des phénocristaux d'amphibole chloritisée s'ajoutent aux minéraux habituels; le fond vitroclastique et fluidal reste néanmoins riche en feldspath potassique.

#### b) Les intrusions subvolcaniques

Des environs de Sémelay au Nord-Est de Villapourçon, les granophyres envahissent les terrains du Carbonifère inférieur en une série d'intrusions étirées, plus ou moins anastomosées, suivant la direction NE-SW.

Dans le détail ces corps ont des limites complexes, isolant depuis de vastes panneaux jusqu'à des enclaves métriques de roche encaissante.

La nature du contact est rarement observable et souvent faillée. A Fourmonté (2 km à l'Est de Saint-Honoré-les-Bains) dans le talus rocheux de la route, le granophyre beige et grenu devient plus finement grenu et verdâtre à proximité du contact avec les tufs soudés rhyodacitiques. Quelques veines de pegmatite à quartz, feldspath potassique et biotite verte, issues de l'intrusion recourent les tufs.

A travers ces intrusions, les granophyres conservent une couleur beige à gris-beige, des phénocristaux de plagioclase ne dépassant que rarement 1 cm, et un fond granophyrique plus ou grossier avec biotite.

En lame mince, la texture est porphyrique à glomérophyrique, formée de phénocristaux de quartz partiellement corrodés, de phénocristaux d'oligoclase et de biotite souvent altérée en un mélange de chlorite, minéraux opaques ferro-titanés et leucoxène que le métamorphisme de contact recristallise en agrégats de fines biotites rouges. La matrice est une association symplectique, à texture micrographique, de quartz, plagioclase et feldspath potassique, plus ou moins largement cristallisée.

Les plagioclases peuvent enclaver des grenats dont la composition chimique (tab. 2), 78,5% d'almandin, 10,5% de pyrope, 8,5% de spessartite et 2,5% de grossulaire est proche de celle des grenats de tufs soudés (fig. 4), suggérant une origine commune par fusion des roches métamorphiques sous-jacentes (BERTAUX, 1982).

On note la présence de septas plagioclasiques comme dans les tufs.

Un faciès granitique apparaît à la bordure du faisceau à l'Ouest de Sémelay. En lame mince l'association grenue de quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite verte est traversée de bandes cataclasées.

Les microgranites en filons, omniprésents à travers les formations dévono-dinantiennes, ont tendance à se concentrer en faisceaux orientés NE-SW dans le domaine occupé par les volcanites du Viséen supérieur.

Résistant assez bien à l'altération, ils donnent en abondance des éboulis et des blocs qui masquent la part revenant aux roches encaissantes.

La puissance des filons varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres.

Les failles ont tronçonné les filons en nombreux segments, rendant difficile l'estimation de leurs longueurs et par là de leur mode de mise en place qui semble s'être fait sous forme de filons lenticulaires, relativement courts et disposés en échelons le long des zones de tension.

Les microgranites sont généralement rouges, rose-violacés, mais aussi grisâtres; assez largement porphyriques, les phénocristaux de plagioclase et de feldspath potassique atteignent ordinairement 2-3 cm (exceptionnellement 8 cm), les phénocristaux de quartz n'excèdent pas 1 cm. La biotite est également en phénocristaux de quelques millimètres, presque toujours transformée en chlorite, minéraux opaques et leucoxène.

A proximité du granite (par exemple au Sud-Est de Saint-Prix ou au Nord du Mont Beuvray) le métamorphisme de contact se manifeste de la même façon que dans les tufs

soudés par la recristallisation des biotites chloritisées en agrégats de fines lamelles de biotite rouge. Le fond est finement grenu, microlitique ou micrographique et riche en feldspath potassique.

Les filons de microgranites présentent deux types de contact suivant qu'ils appartiennent ou non au même cycle éruptif que les tufs soudés encaissants :

- soit un passage progressif, difficile à tracer entre le faciès porphyrique rose-violacé habituel qui se fond graduellement par disparition des phénocristaux vers le tuf soudé gris-vert;
- soit un contact net, tranché avec le tuf encaissant. Dans ce cas le filon possède une éponte aphyrique et finement rubanée épaisse de plusieurs décimètres (faciès "rhyolitique") passant assez rapidement à la roche porphyrique.

Entre Villapourçon et Touleur trois petits stocks de microgranite sont installés dans les tufs du Viséen supérieur. Leurs compositions minéralogiques et leurs textures sont identiques à celles des microgranites en filons.



### 3 - EVOLUTION MAGMATIQUE DES VOLCANISMES DU DEVONIEN AU DINANTIEN

#### 3.1 - LE VOLCANISME DEVONIEN

Occupant environ 10% de la surface de la partie sud du faisceau, il ne représente qu'un assez faible volume de matériaux épanchés comparé aux autres volcanismes du Carbonifère (fig. 5).

Par contre l'ensemble des laves et produits volcaniques remaniés, constitue près de la moitié des dépôts du Dévonien. L'importance relative des diverses volcanites peut s'appréhender en fonction de la surface qu'elles occupent par rapport à la surface du volcanisme dévonien dans la partie sud du faisceau.

Ainsi les laves soda-dacitiques et soda-rhyolitiques, pour autant qu'elles soient les premières manifestations du volcanisme dévonien et datées vers 380 M.A., représentent 20%.

Les basaltes qui leur succèdent après une période d'accalmie et se mettent en place durant le Famennien inférieur et moyen (350 M.A.) occupent 32% auxquels s'ajoutent les 39% des produits remaniés du volcanisme basique: tufs et brèches basaltiques.

Les extrusions andésito-dacitiques avec 4% et les laves basaltiques et andésitiques avec 5% marquent un net ralentissement de l'activité vers le fin du Famennien.

Les matériaux volcaniques (an. 1 et 2) et principalement les laves du Dévonien appartiennent à une lignée subalcaline (fig. 6). Ces roches montrent néanmoins une dispersion due à la mobilité des métaux alcalins. Elle est causée par le caractère spilitique plus marqué pour les laves amygdalaires, et par une potassification secondaire (voiles et veinules de feldspath potassique) dans les laves intermédiaires et acides.

Cette dispersion est largement effacée si l'on se réfère à des éléments moins mobiles (an. 1 et 2) tels que  $TiO_2$ , Zr, Y et Nb (fig. 7 et 8).

Ce volcanisme subalcalin constitue une série calco-alcaline (fig. 9 et 10) relativement continue des termes basiques aux termes acides. On y note encore la dispersion due à la spilitisation et à la potassification secondaire.

La répartition des laves dévoniennes sur les diagrammes de Miyashiro (fig. 11a, b et c) semble contredire la première conclusion, en faisant apparaître deux tendances.

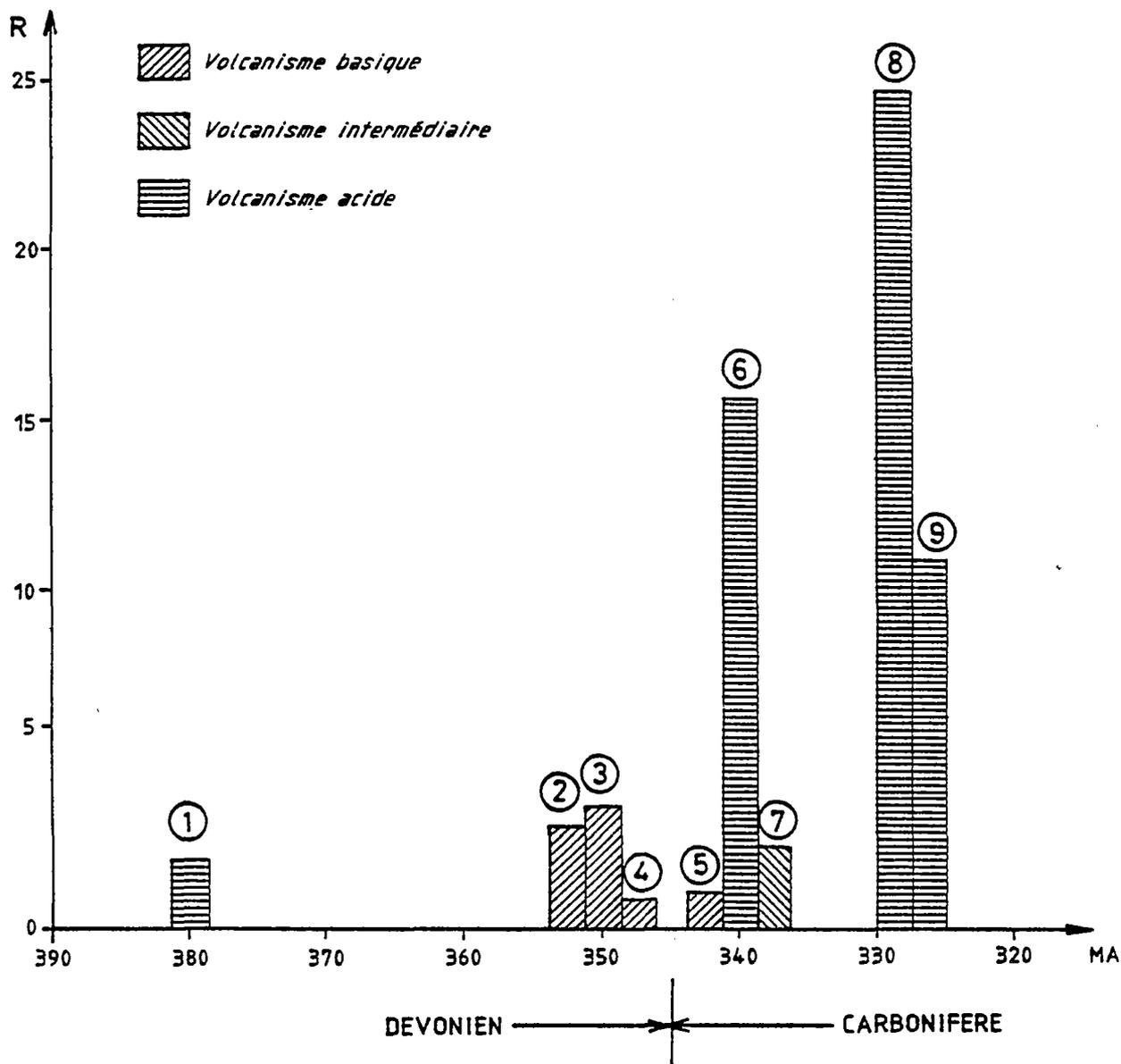


Fig. 5 - Estimation quantitative de l'importance respective des principaux épisodes volcaniques du Dévonien et du Carbonifère inférieur.

R = pourcentage de la surface occupée par l'unité volcanique rapportée à la surface des terrains dévono-dinantiens de la partie sud du faisceau du Morvan.

Dévonien : 1 = soda-dacite; 2 = basalte; 3 = tufs basaltiques remaniés; 4 = andésite-dacite d'extrusion;

Tournaisien : 5 = andésite; 6 = rhyodacite;

7 = andésite-dacite d'extrusion;

Viséen supérieur: 8 = tufs soudés rhyodacitiques; 9 = granophyre et microgranite.

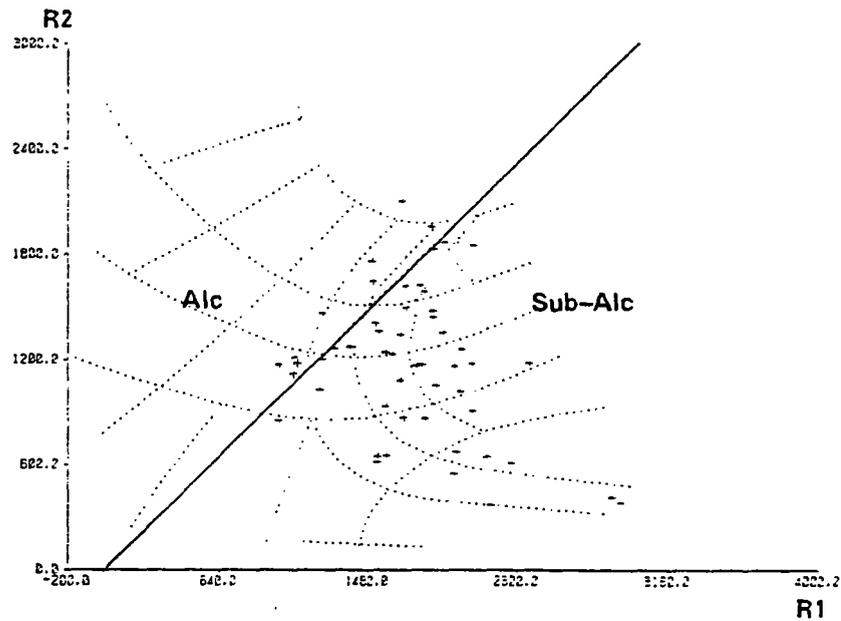


Fig. 6 - Position des roches volcaniques du Dévonien sur la grille de classification de De La Roche et al. (1980).  
 Alc = domaine alcalin;  
 Sub-Alc = domaine sub-alcalin.  
 $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

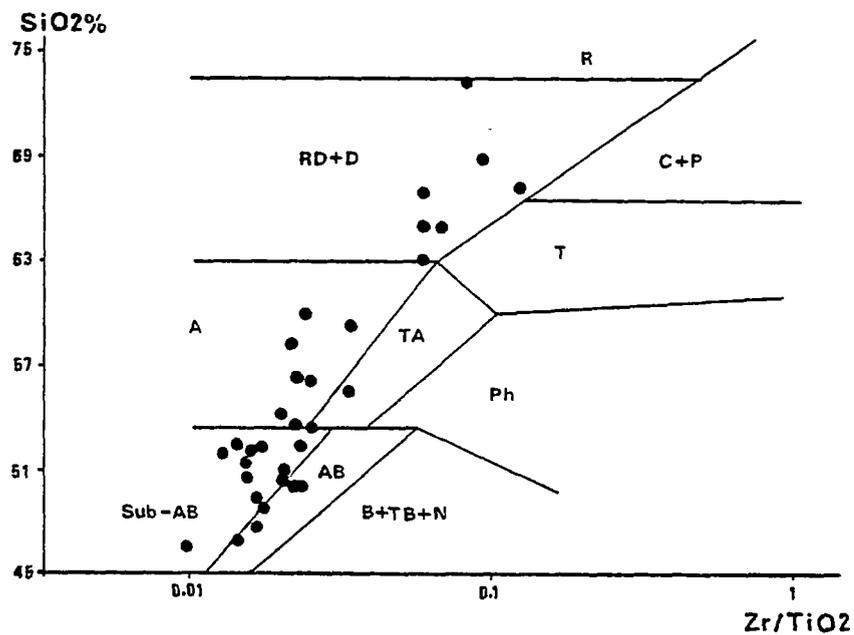


Fig. 7 - Position des roches volcaniques du Dévonien dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).  
 Sub-AB = Basalte sub-alcalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphéline;  
 Ph = Phonolite.

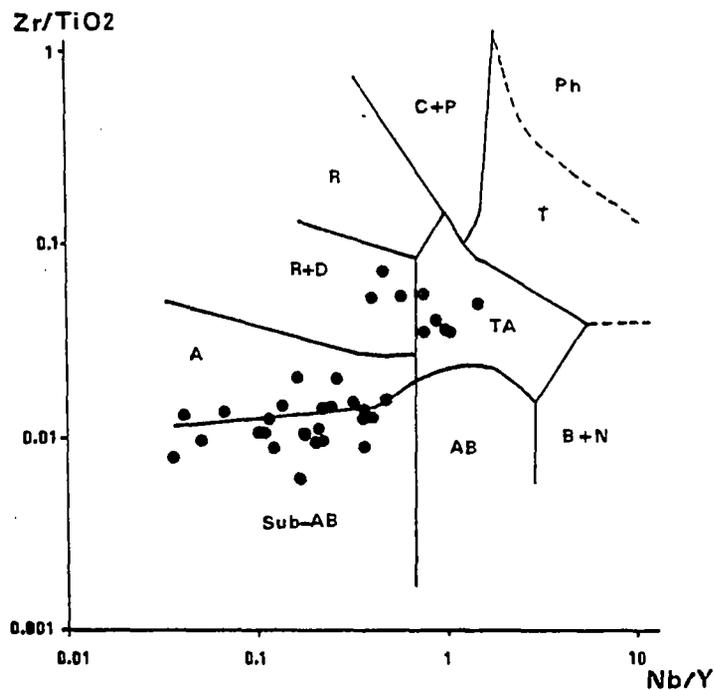


Fig. 8 - Position des roches volcaniques du Dévonien dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).

Sub-AB = Basalte sub-alkalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphéline;  
 Ph = Phonolite.

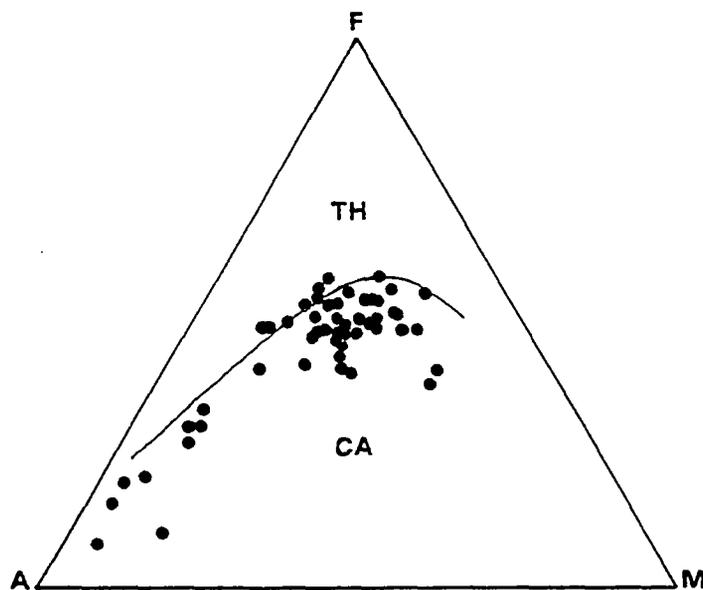


Fig. 9 - Position des roches volcaniques du Dévonien sur le diagramme AFM (A = Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F = FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; M = MgO).  
 TH = domaine de la série tholéitique; CA = domaine de la série calco-alkaline (KUNO, 1968).

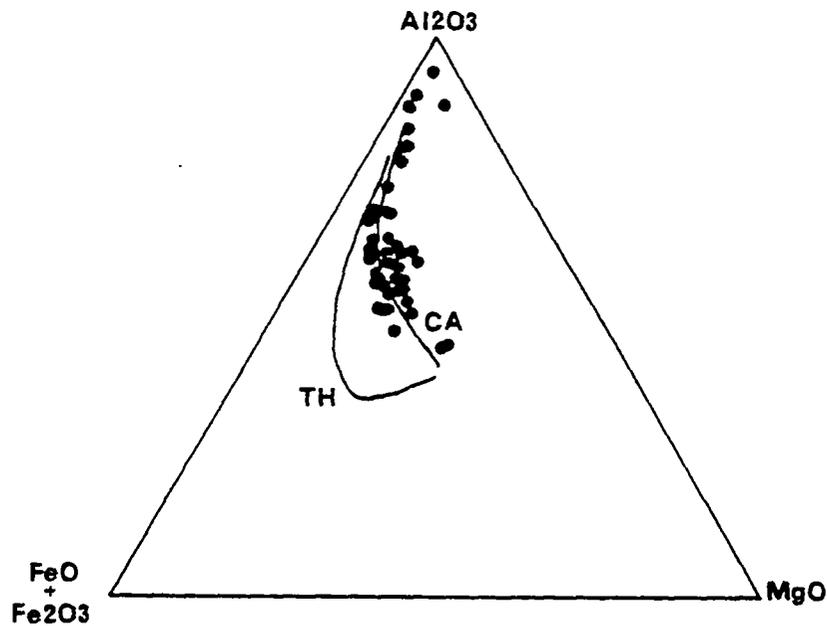


Fig.10 - Position des roches volcaniques du Dévonien sur le diagramme de BESSON et FONTEILLES (1974) .  
 TH : courbe d'évolution de la série tholéitique.  
 CA : courbe d'évolution de la série calco-alcaline.

Tableau 3 - Compositions chimiques moyennes des clinopyroxènes primaires des laves, tufs et brèches basaltiques du Dévonien supérieur du Nord-Est du Massif Central.

Analyses et calculs : microsonde électronique BRGM-CNRS, Orléans.

Localisations et natures des roches échantillonnées cf. annexes 1 et 2.

	CHIZEUIL		DIOU		CRESSY/SOMME		GIVALLOIS		PAYS D'URFE	
	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type
SiO <sub>2</sub>	52,54	1,62	51,53	0,70	50,81	0,98	50,83	1,13	51,35	0,72
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,21	0,49	0,13	0,70	0,14	0,71	0,20	0,68	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,99	1,44	2,54	0,75	3,96	1,33	4,51	1,33	2,76	0,77
FeO	5,62	1,69	8,53	1,65	8,59	1,39	5,78	1,17	9,39	1,21
MnO	0,15	0,05	0,20	0,10	0,21	0,13	0,12	0,12	0,31	0,13
MgO	16,31	1,16	15,77	0,65	14,55	0,50	15,31	0,63	14,97	0,73
CaO	21,69	0,83	19,68	1,18	20,43	1,44	21,66	0,83	19,63	0,88
Na <sub>2</sub> O	0,28	0,05	0,28	0,05	0,30	0,05	0,29	0,05	0,32	0,06
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,21	0,05	0,09	0,01	0,04	0,35	0,26	0,04	0,08
Total	100,34	0,52	99,07	0,86	99,57	0,74	99,56	0,83	99,46	0,82
Wo	44,37	1,14	40,61	2,22	49,98	3,11	45,53	1,71	40,86	1,83
En	46,36	2,37	45,29	1,52	42,58	1,06	44,76	1,39	43,35	1,83
Fs	9,27	2,93	14,09	2,86	14,44	2,44	9,70	2,07	15,78	2,12

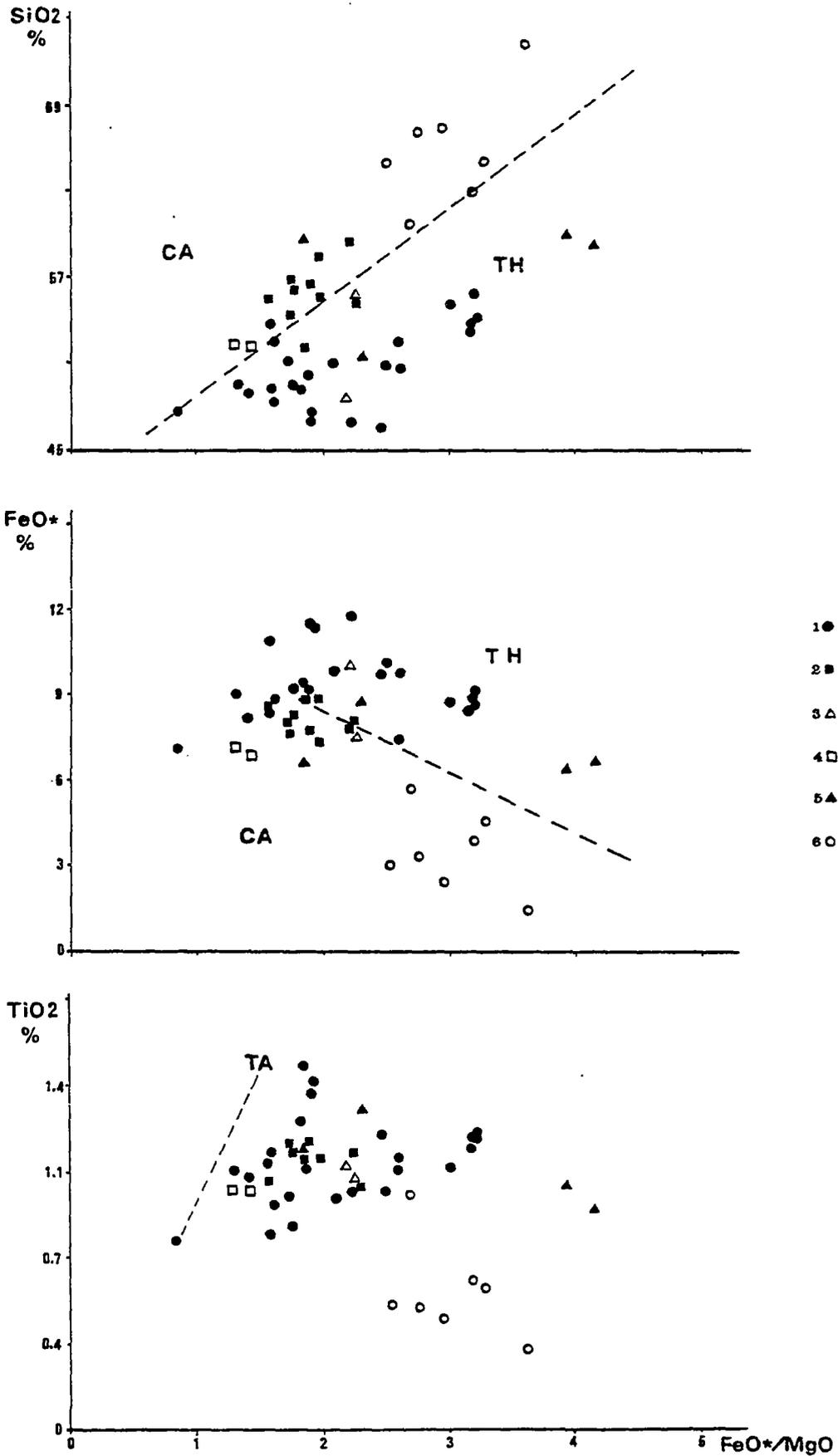


Fig.11 a, b, c - Position des roches volcaniques du Dévonien dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975).

Distinction entre les séries tholéitiques (TH) et calco-alcalines (CA) pour les roches volcaniques d'après les variations de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  et  $\text{TiO}_2$  en fonction du rapport croissant  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ .  $\text{FeO}^* = \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,9 + \text{FeO}$ .

TA : Lignée des tholéites abyssales.

1 = basalte, andésite basique, tuffo-lave andésito-basaltique  
 2 = andésite; 3 = andésite basique de Givallois; 4 = dolérite albitisée; 5 = andésite d'extrusion; 6 = soda-dacite.

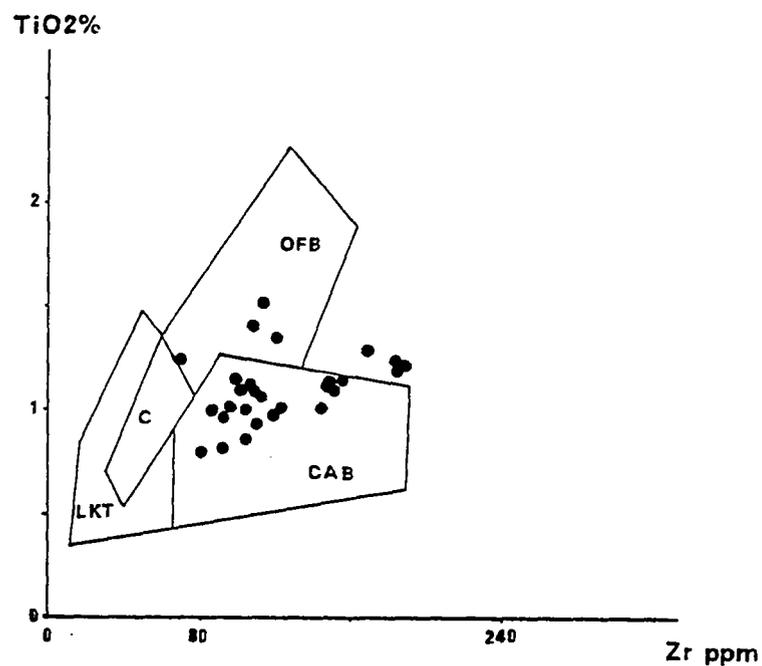


Fig.12 - Position des roches volcaniques basiques (  $\text{SiO}_2 = 46$  à  $54\%$  ) du Famennien sur le diagramme discriminant de PEARCE et CANN (1973).  
 LKT = Low-K tholeites; OFB = Basaltes de ride médio-océanique et de plancher océanique; CAB = Basaltes calco-alcalins;  
 C = Champs commun aux trois séries.

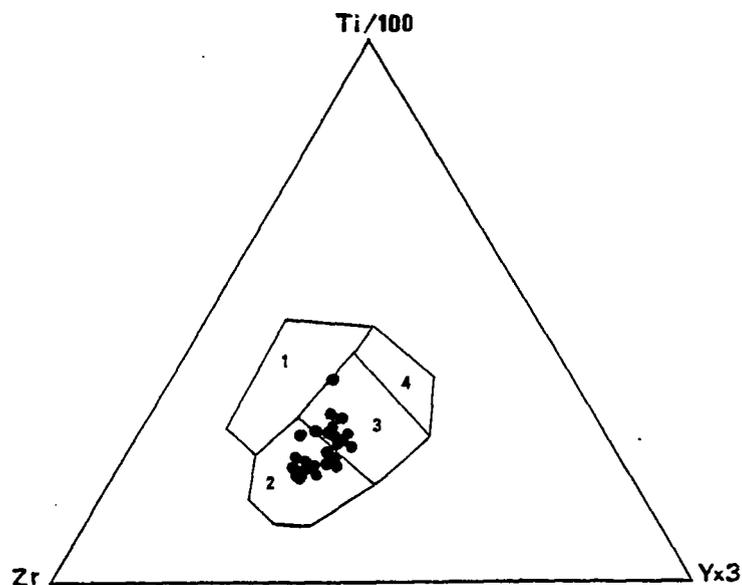


Fig.13 - Position des roches volcaniques basiques (  $\text{SiO}_2 = 46$  à  $54\%$  ) du Famennien sur le diagramme discriminant de PEARCE et CANN (1973).  
 1 = Basaltes intraplaque; 2 = Basaltes calco-alcalins;  
 3 = basaltes tholéitiques et calco-alcalins; 4 = Tholéites.

L'une calco-alcaline, comprend les termes acides de l'Emsien et les volcanites fini-famenniennes. L'autre, suivant la lignée des tholéites d'arc, va des laves basaltiques aux extrusions andésito-dacitiques.

Si l'on ne retient que les roches basiques (46 à 54% de SiO<sub>2</sub>), les diagrammes de Pearce et Cann n'apportent pas de réponse à cette ambiguïté (fig. 12 et 13).

Les tuffo-laves basaltiques et les basaltes du massif de Chizeuil, ainsi que les basaltes du massif de Cressy-sur-Somme montrent un enrichissement en terres rares légères, le rapport La/Yb variant de 10,5 à 24,3. Ces valeurs sont plus élevées que celles obtenues pour les basaltes de Cressy (8,1 à 14,6) et de Chizeuil (10,9) par PIN et al. (1982). Ces auteurs comparent les laves famenniennes du Morvan à celles émises sur les marges continentales actives.

Le comportement des terres rares et des éléments fortement hygromagmaphiles (an. 1 et 2) permettent de préciser l'environnement géotectonique de mise en place des laves et leurs caractères magmatiques (JORON et al. 1983).

Les corrélations entre La et Ta (fig. 15a) et La et Th (fig. 15b) sont relativement bonnes pour les volcanites basiques famenniennes et indiquent une même souche magmatique. Par contre, pour les roches acides et plus anciennes (Emsien?), ces éléments sont dispersés traduisant l'action des altérations hydrothermales dont elles ont été le siège. Les quelques roches acides proches de la tendance des roches basiques suggèrent leur appartenance au même magmatisme.

Sur le diagramme Ta/Th (fig. 15c) on retrouve les deux tendances observées sur les diagrammes de Miyashiro c'est à dire une dispersion des laves acides (altérées à divers degrés) dans un domaine correspondant aux zones de subduction et répartition des laves basiques et dacitiques dans un domaine intermédiaire ( $Th/Ta=4,5$ ) entre les zones de distension et celui des zones de subduction.

Le diagramme Th-Ta-Tb (fig. 16) affine la distinction entre les divers domaines géotectoniques (CABANIS, 1986). Les laves acides se regroupent à l'intérieur du domaine orogénique dans le champ de la série calco-alcaline mais détachées du groupe formé par les dolérites de sills et les andésites-dacites d'extrusions. Les laves basaltiques se situent dans le champ des tholéites continentales post-orogéniques.

Malgré l'altération des minéraux des basaltes dévoniens due en grande part à l'action du métamorphisme de contact du granite de Luzy, des clinopyroxènes primaires sont encore préservés de la transformation en actinote-hornblende.

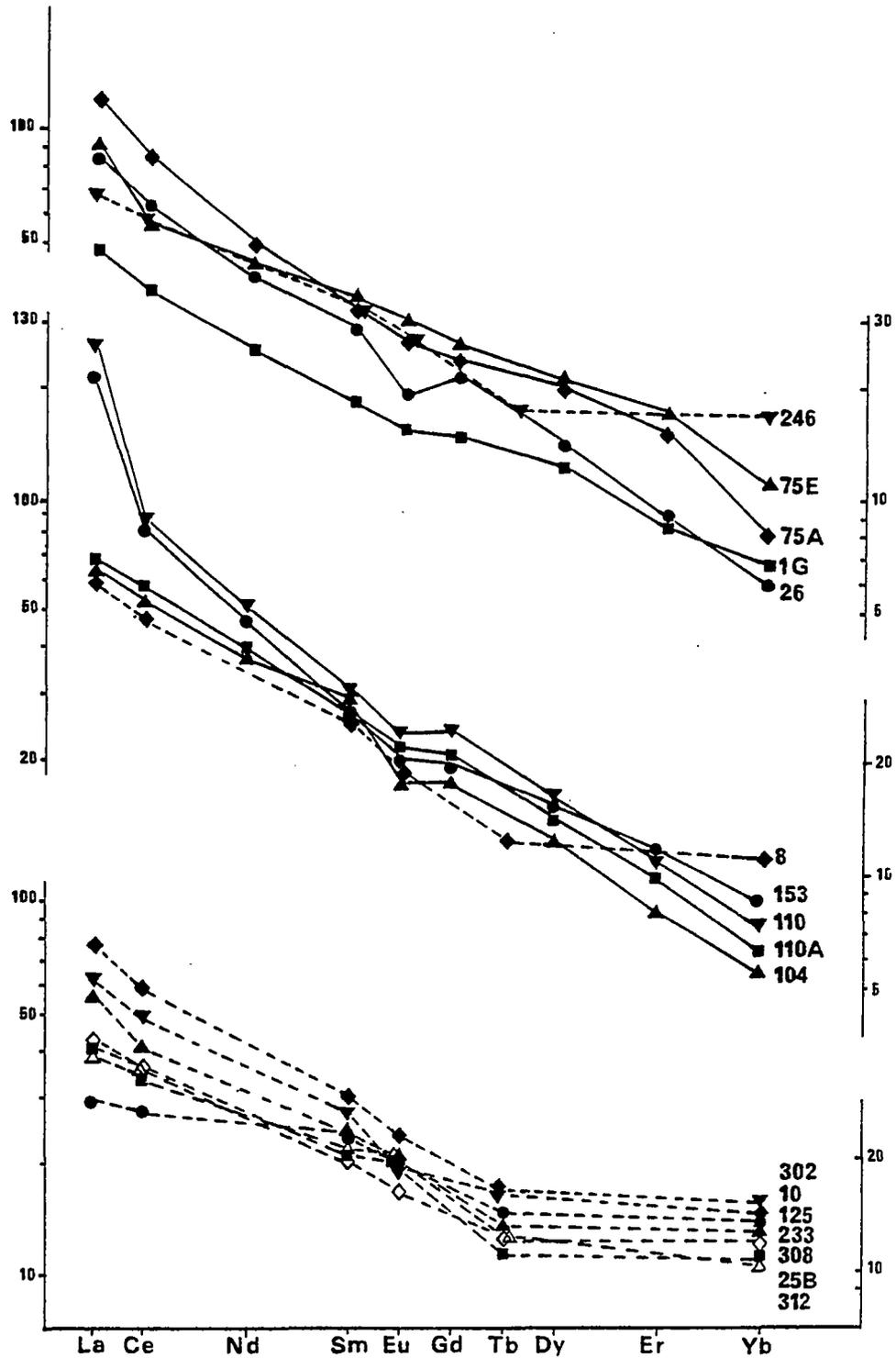


Fig. 14 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les volcanites basiques dévoniennes.  
 a : Tuffo-laves basiques; b : Basaltes; c : Andésites et dolérites.  
 Trait plein : analyses du Département Analyses du BRGM.  
 Tirés : analyses par activation neutronique (CALVEZ et al., 1985).  
 246, 75e ... = Numéros d'échantillons, cf. nature et localisation annexes 1 et 2.

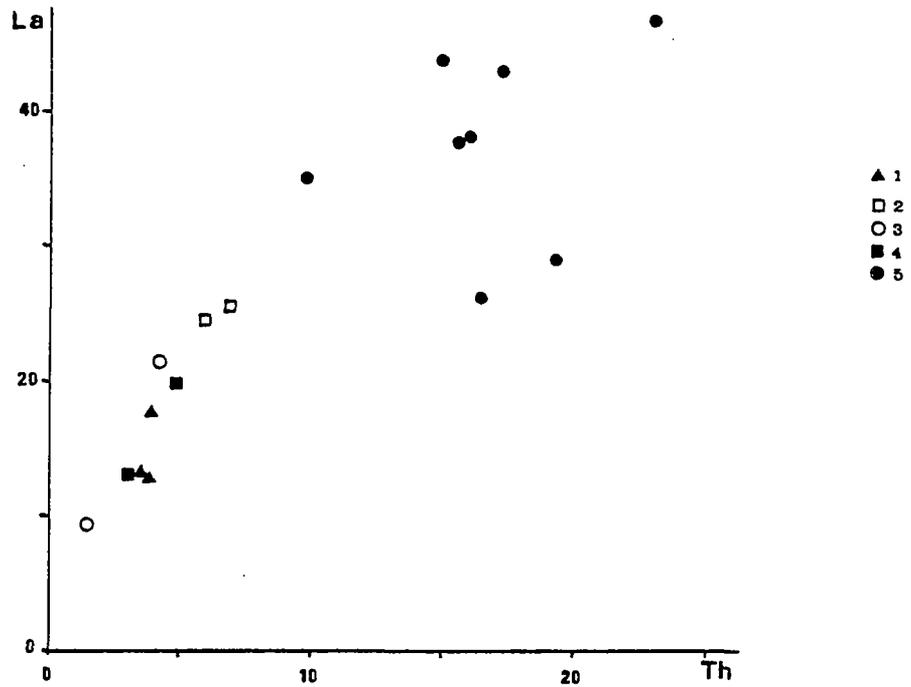


Fig.15a - Diagramme de corrélation entre Th et La (JORON et al.; 1983).  
 1 = Dolérite albitisée; 2 = Dacite d'extrusion;  
 3 = Tuffo-lave basaltique; 4 = Basalte; 5 = Soda-dacite.

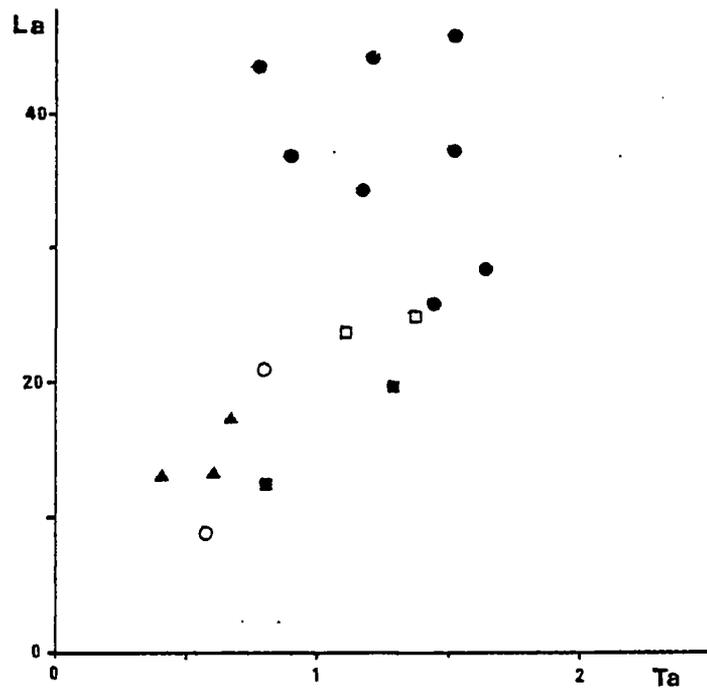


Fig.15b - Diagramme de corrélation entre Ta et La (JORON et al.; 1983).  
 Même légende que fig. 15a.

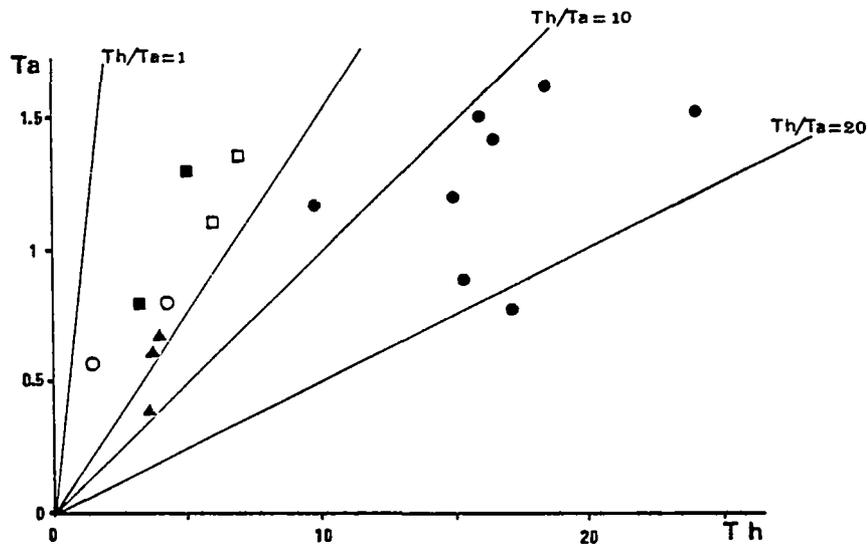


Fig.15c - Diagramme Th/Ta permettant une comparaison des corrélations entre ces deux éléments pour les volcanismes des domaines d'expansion océanique ( $Th/Ta=1$ ) et des domaines de subduction ( $Th/Ta=10$ ) d'après JORON et al. (1983).  
Même légende que fig. 15a.

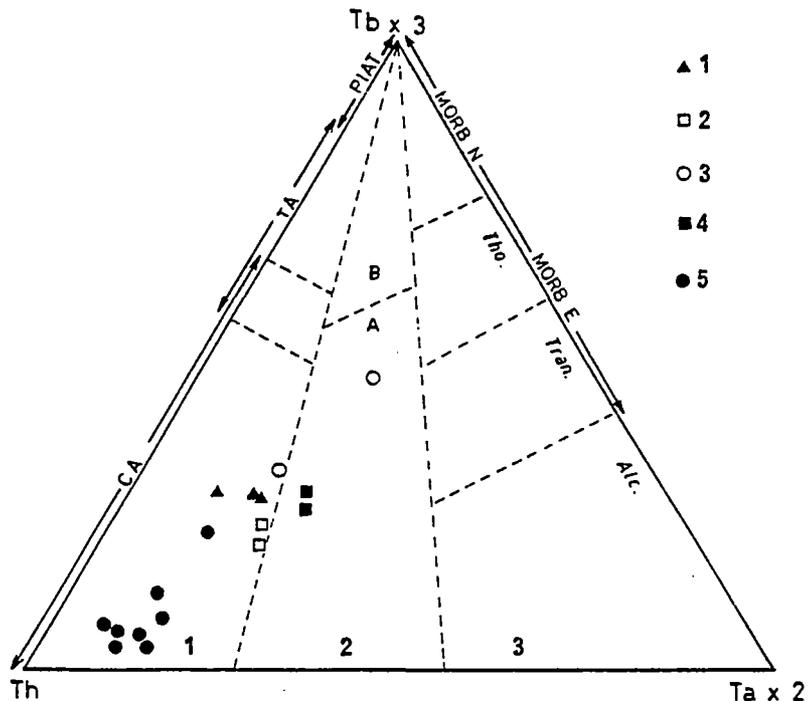


Fig.16 - Position des roches volcaniques du Dévonien sur le diagramme discriminant les sites géodynamiques (CABANIS, 1986).

1 = domaine des arcs insulaires et des marges continentales actives; 2A = domaine des séries volcaniques intrac Continentales post-orogéniques; 2B = domaine des séries volcaniques intra-arc ou arrière-arc proximaux; 3 = domaine des séries volcaniques associées aux zones en distension : rift continental ou océanique ou série intraplaque.  
MORB "E" = MORB enrichi; MORB "N" = MORB normal;  
Tho = tholéitique; trans = transitionnel; Alc = alcalin; PIAT = tholéites d'arc primitives; IAT = tholéites d'arc insulaire; CAB = basaltes calco-alcalins.  
1 = Dolérite albitisée; 2 = Dacite d'extrusion;  
3 = Tuffo-lave basaltique; 4 = Basalte; 5 = Soda-dacite.

verte ou même en salite. Leur composition chimique (tab. 3) obtenue par analyse à la microsonde électronique fournit des indications sur les caractères magmatiques des laves.

Les phénocristaux d'augite (fig. 17) sont présents dans les basaltes porphyriques situés au sommet de l'appareil volcanique de Chizeuil, dans les basaltes du massif de Cressy-sur-Somme, dans les tufs et brèches basaltiques à fragments de calcaire du secteur de Diou, et dans l'andésite basique de Givallois. Ces clinopyroxènes primaires appartiennent à une lignée subalcaline (fig. 18) et plus particulièrement à la série des basaltes orogéniques (fig. 19 et 20).

Le diagramme Al-Ti ne permet pas de trancher entre les deux séries orogéniques calco-alcaline et tholéitique. L'imprecision est due à la répartition des points dans la large zone commune aux deux champs et à l'altération en actinote-hornblende verte qui augmente les teneurs en Al.

Dans les quatre types de roches basiques étudiés, seuls les basaltes de Chizeuil et les tufs et brèches qui en dérivent s'apparentent aux tholéites orogéniques (fig. 20a).

La composition des clinopyroxènes fournit donc les mêmes indications quant aux caractères magmatiques et au site géotectonique que les éléments majeurs et les traces.

Comparées aux compositions des clinopyroxènes du volcanisme basique dévonien, celles des clinopyroxènes des basaltes de la région de Saint-Marcel-d'Urfé et de Grézolles (tab. 3) indiquent le même type de série subalcaline et plus exactement calco-alcaline et orogénique pour ces laves dont l'âge Dévonien supérieur ou Viséen inférieur reste à préciser (LEISTEL, BEBIEN, 1982).

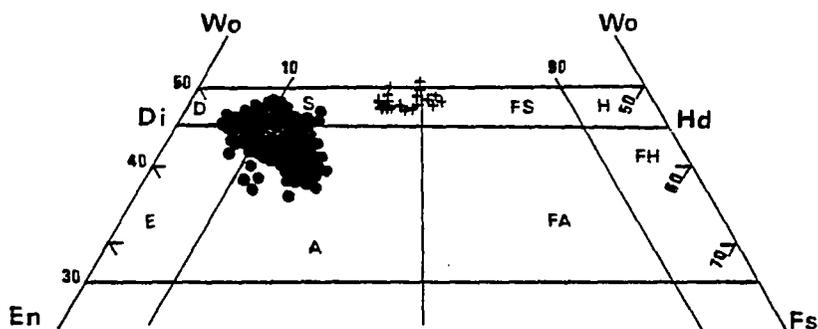


Fig.17 - Classification des clinopyroxènes sur le diagramme Enstatite (En)-Ferrosilite (Fs)-Wollastonite (Wo).  
 D = Diopside; E = Endiopside; S = Salite; A = Augite;  
 FS = Ferrosalite; FA = Ferroaugite; H = Hedenbergite;  
 FH = Ferrohedenbergite  
 + = clinopyroxènes primaires des basaltes porphyriques et des tufs et brèches basaltiques du Famennien .  
 • = clinopyroxènes secondaires développés par le métamorphisme de contact du granite de Luzy dans les basaltes porphyriques du Famennien.

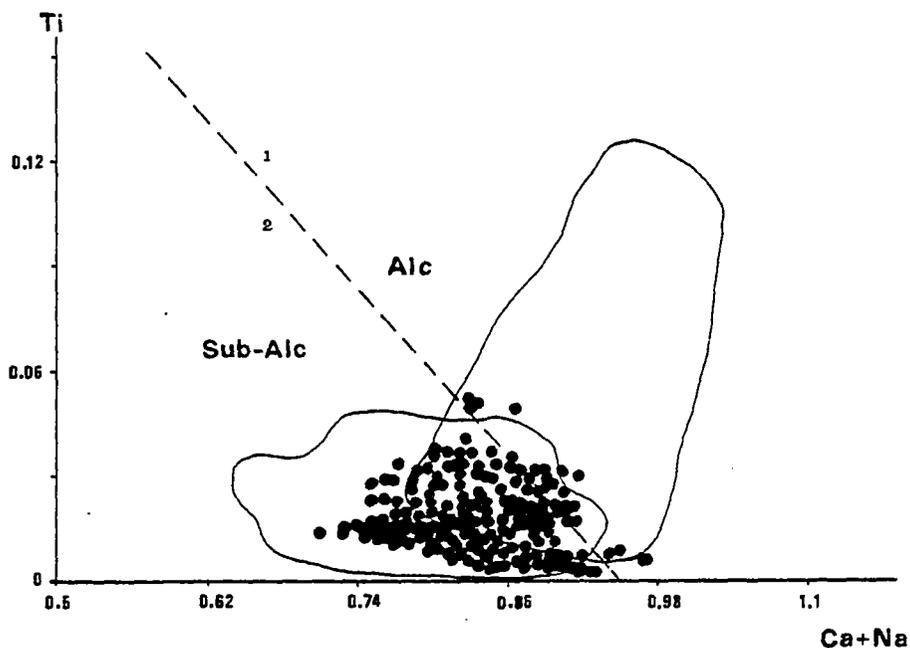


Fig.18 - Position des clinopyroxènes des basaltes, tufs et brèches basaltiques du Dévonien (Morvan et Pays d'Urfé) sur le diagramme discriminant les basaltes alcalins et sub-alcalins. (LETERRIER et al., 1982).

Droite de partage entre :

1 = 86% des clinopyroxènes des basaltes alcalins

2 = 92% des clinopyroxènes des basaltes sub-alcalins.

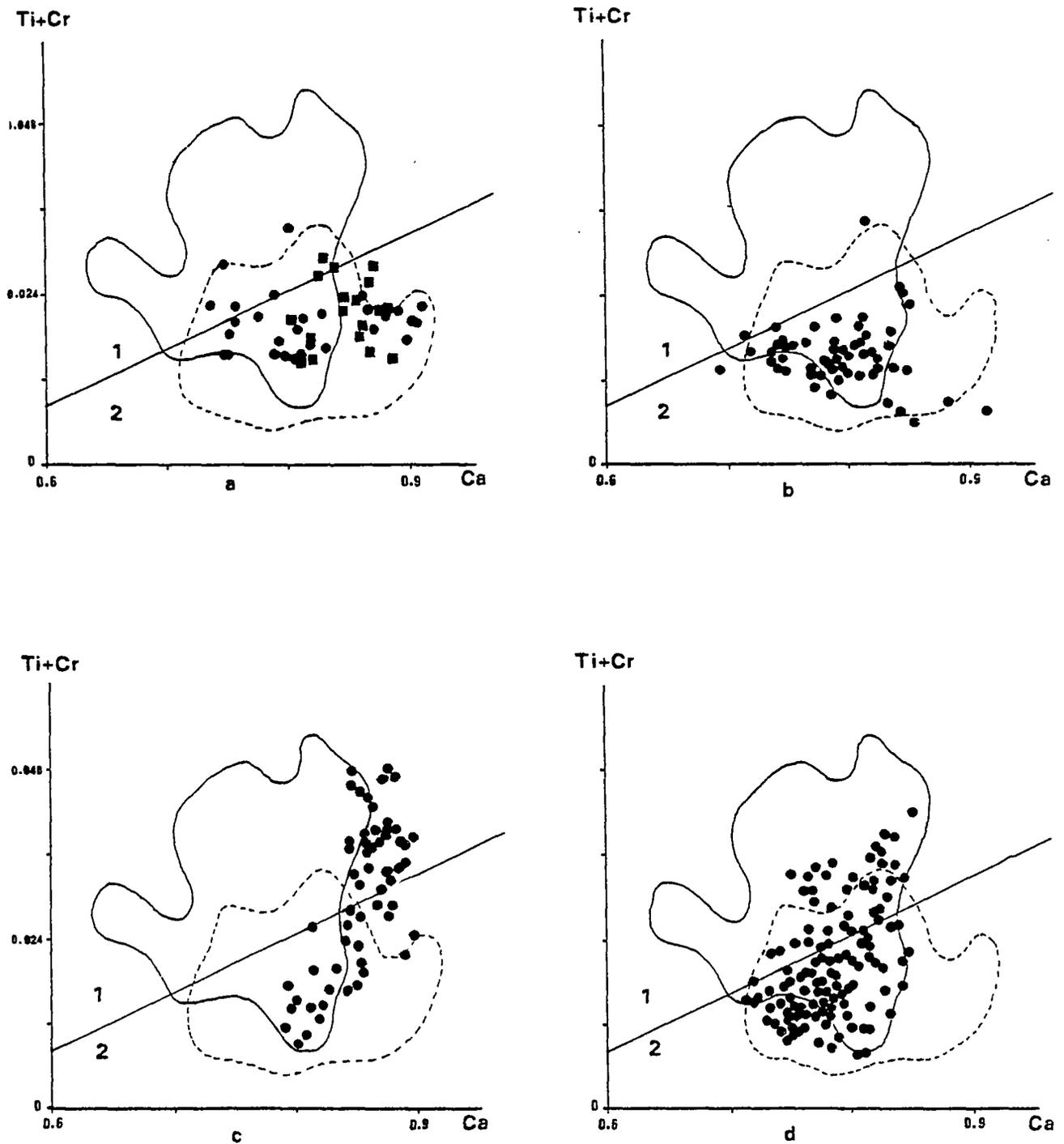


Fig.19 - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes orogéniques et non-orogéniques (LETERRIER et al., 1982).

Droite de partage entre :

1 = 86% des clinopyroxènes des basaltes non-orogéniques

2 = 80% des clinopyroxènes des basaltes orogéniques

a = basaltes porphyriques fameniens

du massif de Chizeuil : ■

du massif de Cressy-sur-Somme : ●

b = tufs et brèches remaniés fameniens du secteur de Diou.

c = andésite basique de Givallois.

d = basaltes porphyriques du Pays d'Urfé (secteur d'Aix).

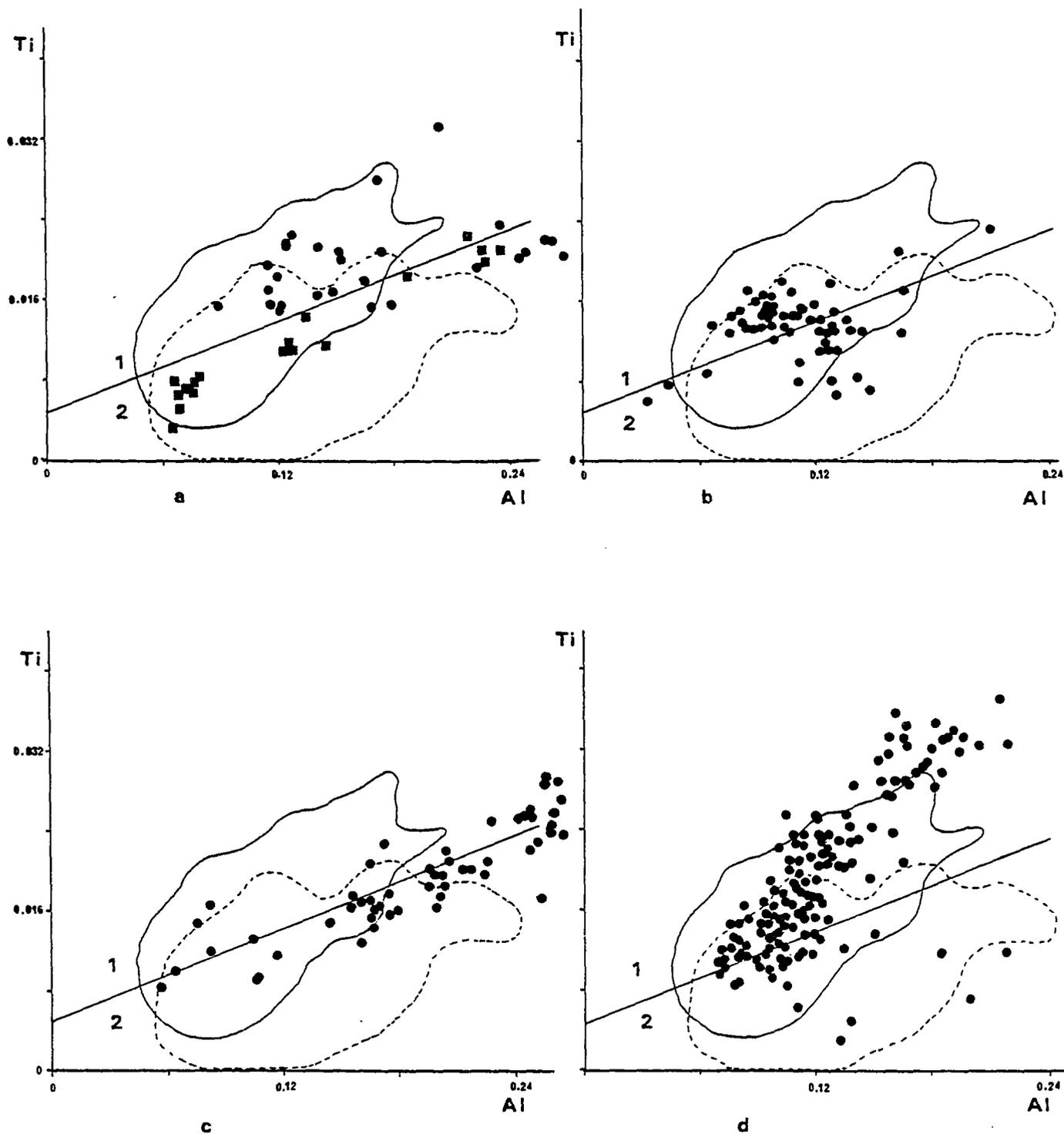


Fig.20 - Position des clinopyroxènes sur le diagramme discriminant les basaltes calco-alcalins et tholéitiques de la série orogénique (LETERRIER et al., 1982).

Droite de partage entre :

1 = 77% des clinopyroxènes des basaltes calco-alcalins

2 = 81% des clinopyroxènes des basaltes tholéitiques

a = basaltes porphyriques famenniens

du massif de Chizeuil : ■

du massif de Cressy-sur-Somme : ●

b = tufs et brèches remaniés famenniens du secteur de Diou.

c = andésite basique de Givallois.

d = basaltes porphyriques du Pays d'Urfé (secteur d'Aix).

### 3.2 - LE VOLCANISME TOURNAISIEN-VISEEN INFÉRIEUR

Ce volcanisme s'étend sur environ 20% de la surface de la partie sud du faisceau (fig. 5) et il est largement dominé par les épanchements ignimbrétiques rhyodacitiques (82% du volcanisme tournaisien) et par les extrusions andésito-dacitiques qui leur sont associées (12%). Les volcanites basaltiques et andésitiques intercalées dans les sédiments de la base du Carbonifère ou dans les volcanites acides ne représentent que 6% des matériaux épanchés.

L'échantillonnage qui s'est attaché à rassembler une gamme complète des divers types de laves, n'est donc pas représentatif de leur abondance relative (an. 1 et 2).

Le volcanisme tournaisien-viséen inférieur apparaît comme une lignée continue, subalcaline dont les divers termes présentent les mêmes altérations que les volcanites dévoniennes: caractères spilitiques des laves basiques, potassification secondaire des laves intermédiaires et acides (fig. 21).

Ces altérations sont effacées sur le diagramme SiO<sub>2</sub>-Zr-Ti (fig. 22). On note encore une possible influence de la granitisation sur les laves acides, se traduisant par une augmentation des teneurs en Nb (fig. 23) qui peut être très forte à proximité du granite de Luzy (circulations pegmatitiques).

Malgré une dispersion des points due aux mêmes phénomènes d'altération, la tendance reste nettement calco-alcaline et confirme la continuité de la série des termes basiques aux termes acides (fig. 24 et 25). Cette tendance se retrouve dans les diagrammes de Pearce et Cann (fig. 26 et 27) pour les laves basiques (SiO<sub>2</sub> de 46 à 54%).

On retrouve sur les diagrammes de Miyashiro (fig. 28a, b et c) la même répartition dans les champs des séries calco-alcaline et tholéitique que celle déjà observée pour les volcanites du Dévonien. Cependant les échantillons sont plus dispersés et sans tendance nette hormis une localisation des laves basiques dans le champ tholéitique.

Les roches volcaniques basiques présentent des spectres de terres rares (an. 1 et 2) assez semblables à ceux des roches dévoniennes (fig. 29); par contre le rapport La/Yb est plus faible (5,6 à 11,4), valeur à comparer au rapport obtenu (8,1 à 9,8) sur les basaltes de Savigny-Poil-Fol par PIN et al. (1982).

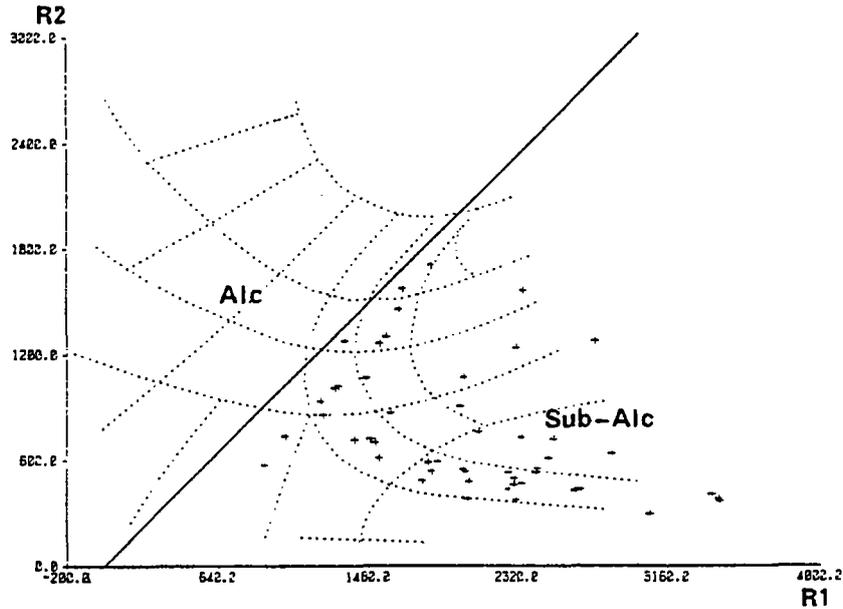


Fig.21 - Position des roches volcaniques du Tournaisien sur la grille de classification de De La Roche et al. (1980).  
 Alc = domaine alcalin;  
 Sub-Alc = domaine sub-alcalin.  
 $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

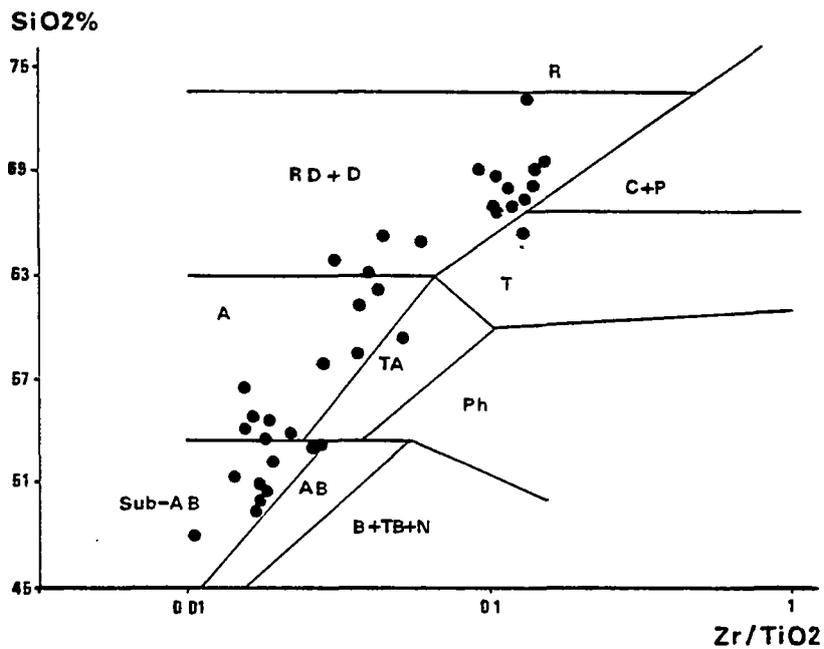


Fig.22 - Position des roches volcaniques du Tournaisien dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).  
 Sub-AB = Basalte sub-alcalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphéline;  
 Ph = Phonolite.

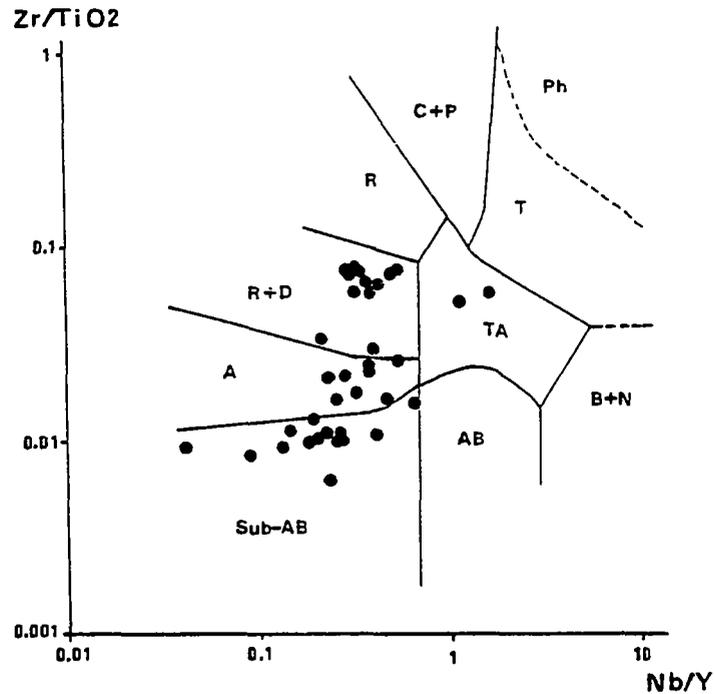


Fig.23 - Position des roches volcaniques du Tournaisien dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).  
 Sub-AB = Basalte sub-alcalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphélinite;  
 Ph = Phonolite.

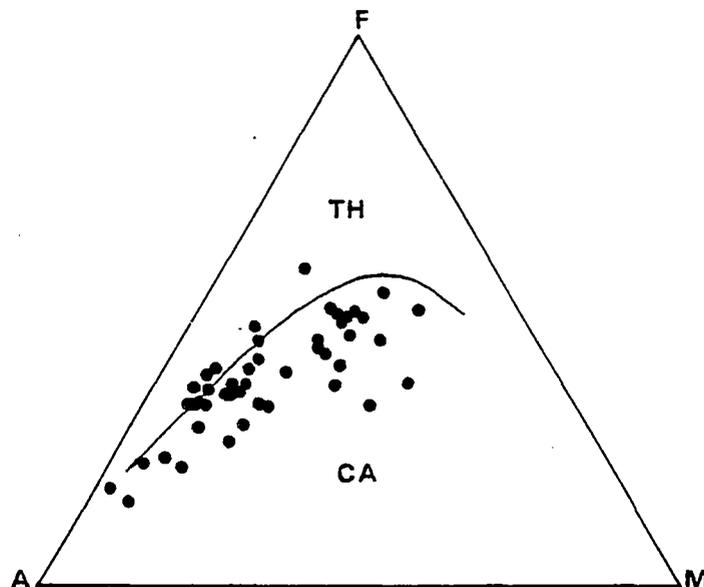


Fig.24 - Position des roches volcaniques du Tournaisien sur le diagramme AFM (A = Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F = FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; M = MgO).  
 TH = domaine de la série tholéitique; CA = domaine de la série calco-alcaline (KUNO, 1968).

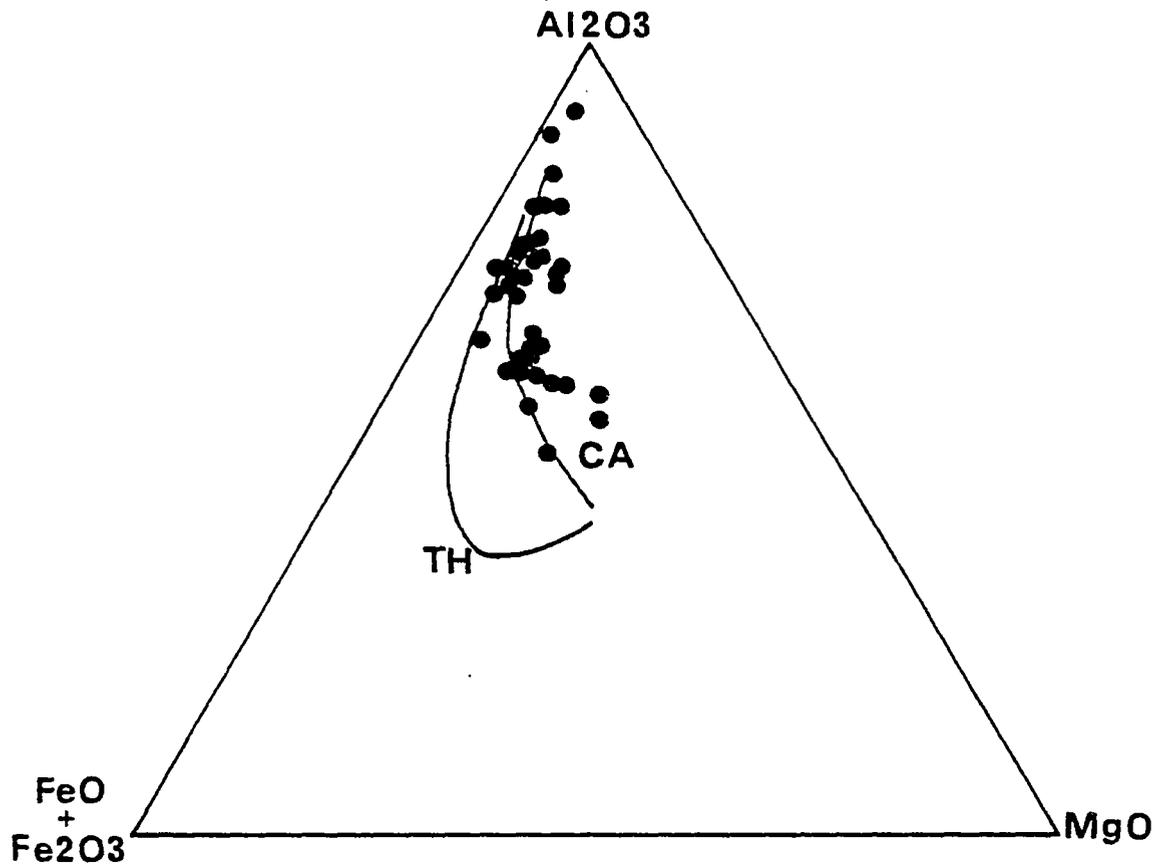


Fig.25 - Position des roches volcaniques du Tournaisien sur le diagramme de BESSON et FONTEILLES (1974) .  
TH : courbe d'évolution de la série tholéitique.  
CA : courbe d'évolution de la série calco-alcaline.

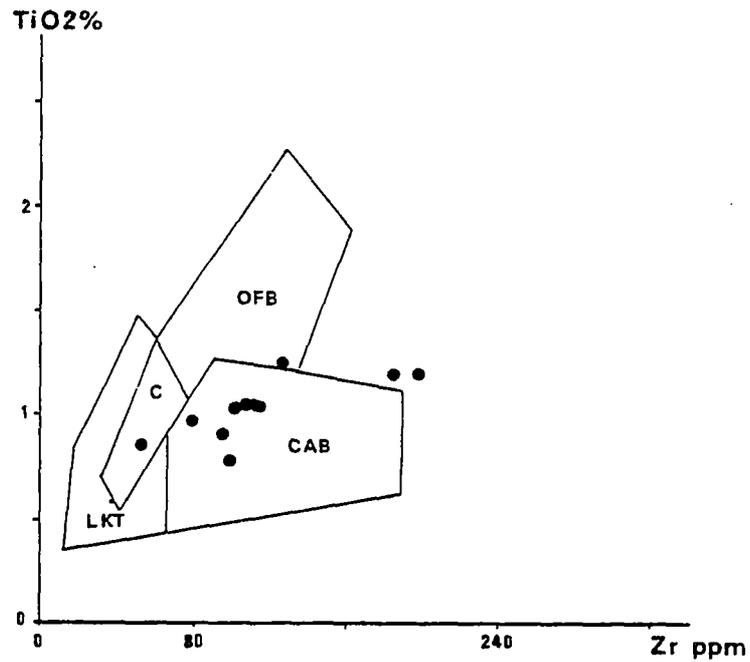


Fig.26 - Position des roches volcaniques basiques (  $\text{SiO}_2 = 46$  à  $54\%$  ) du Tournaisien sur le diagramme discriminant de PEARCE et CANN (1973).  
 LKT = Low-K tholeites; OFB = Basaltes de ride médio-océanique et de plancher océanique; CAB = Basaltes calco-alcalins;  
 C = Champs commun aux trois séries.

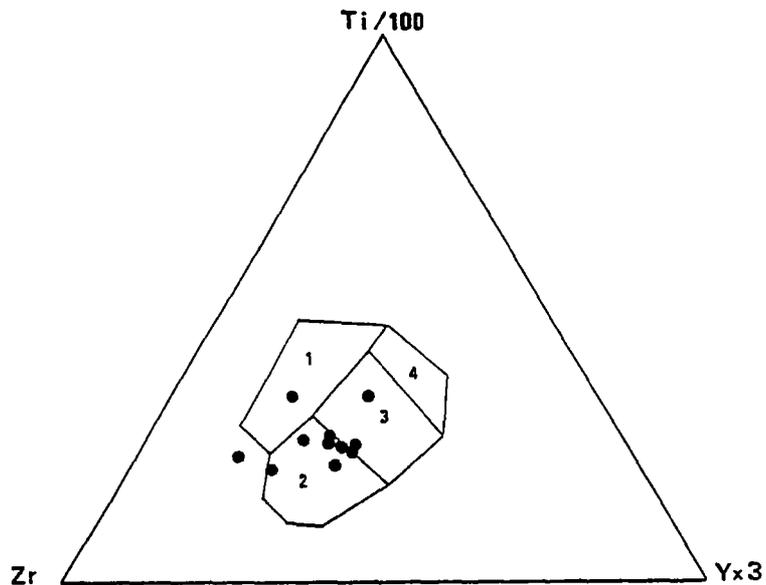


Fig.27 - Position des roches volcaniques basiques (  $\text{SiO}_2 = 46$  à  $54\%$  ) du Tournaisien sur le diagramme discriminant de PEARCE et CANN (1973).  
 1 = Basaltes intraplaque; 2 = Basaltes calco-alcalins;  
 3 = basaltes tholéitiques et calco-alcalins; 4 = Tholéites.

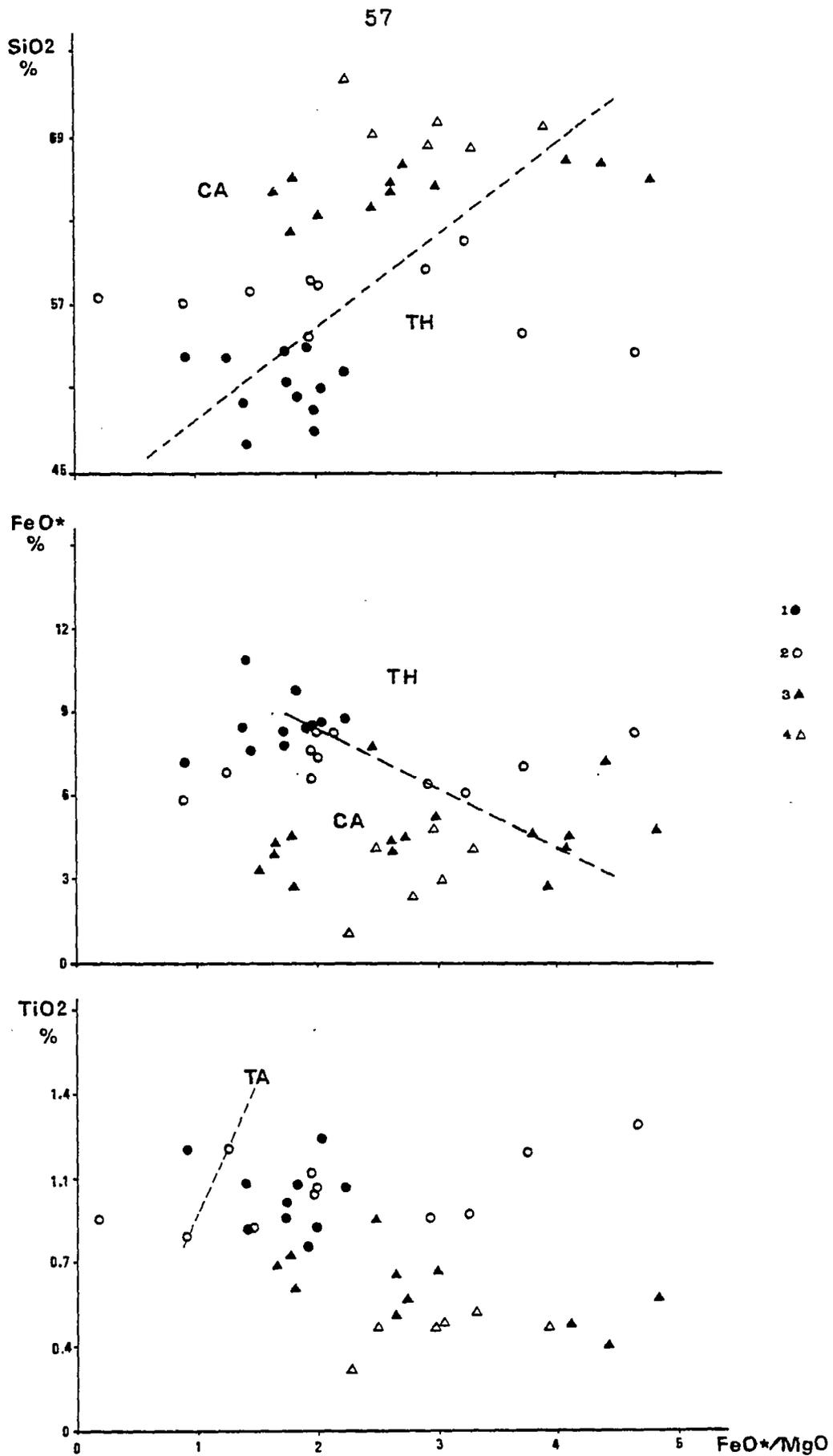


Fig.28 a, b, c - Position des roches volcaniques du Tournaisien dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975). Distinction entre les séries tholéitiques (TH) et calco-alcalines (CA) pour les roches volcaniques d'après les variations de SiO<sub>2</sub>, FeO\* et TiO<sub>2</sub> en fonction du rapport croissant FeO\*/MgO. FeO\* = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0,9 + FeO.  
 TA : Lignée des tholéites abyssales.  
 1 = Basalte; 2 = andésite; 3 = dacite; 4 = Rhyolite.

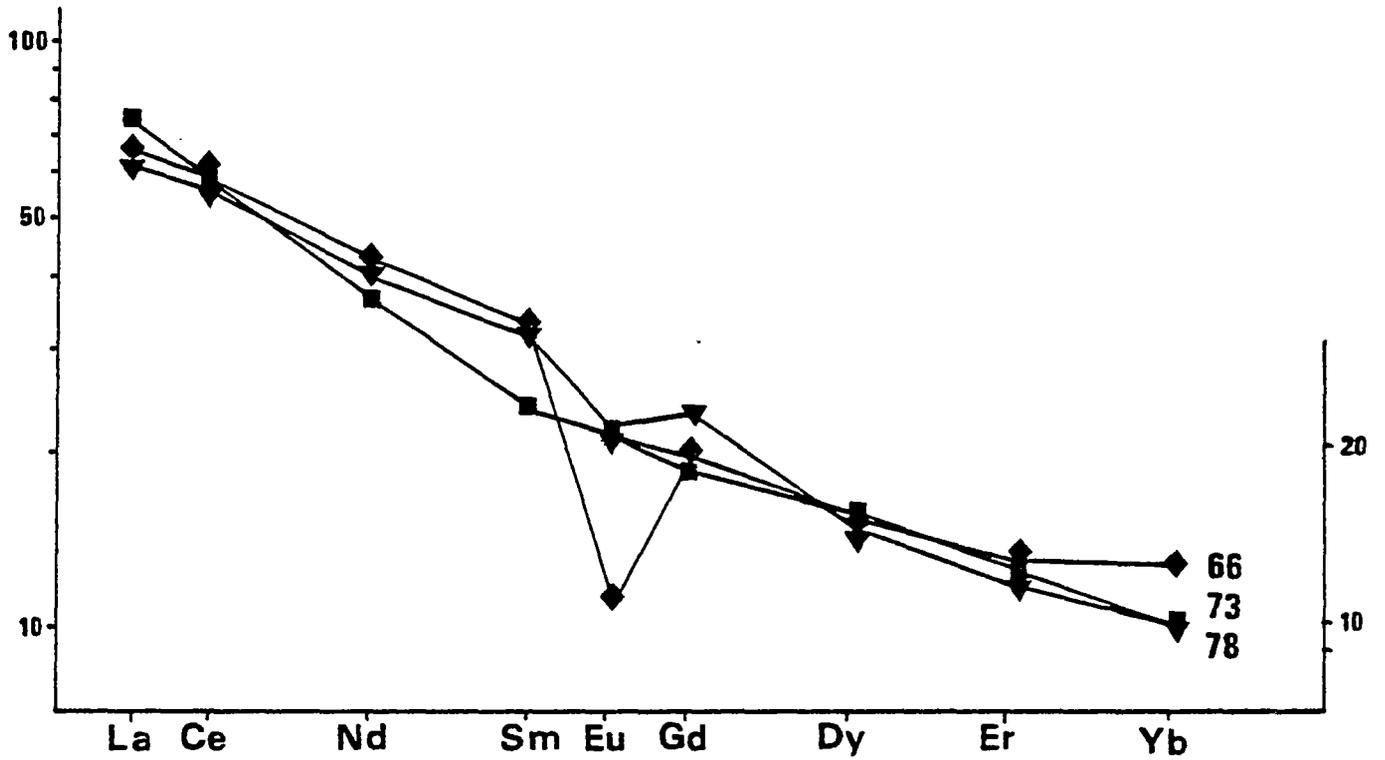


Fig. 29 - Diagramme de Coryell-Winchester des lanthanides pour les volcanites basiques tournaisiennes. 66, 73, 78 = Numéros d'échantillons, cf. nature et localisation annexes 1 et 2. Analyses du Département Analyses du BRGM.

### 3.3 - LE VOLCANISME VISEEN SUPERIEUR

Localisées dans la partie nord de la zone étudiée, les roches volcaniques et subvolcaniques occupent plus du tiers de la zone étudiée, soit environ 24,5% pour les tufs soudés et ignimbrites et 11,5% pour les granophyres et les microgranites (fig. 5).

Ces roches constituent une lignée sub-alkaline très homogène (fig. 30) avec des compositions (an. 1 et 2) s'étendant des andésites aux rhyodacites (fig. 31, 32 et 33) de la série calco-alkaline (fig. 34 et 35).

Par leur morphologie, les zircons contenus dans les volcanites appartiennent à une lignée à tendance alumineuse évoluant des dacites aux rhyodacites (VALETTE, 1983).

Dans les tufs ignimbritiques rhyodacitiques et les granophyres la biotite en phénocristaux n'est que partiellement chloritisée, parfois même incluse, blindée dans les cristaux de quartz. Les compositions chimiques (tab. 4) sont relativement homogènes et peuvent aider à caractériser le magmatisme à l'origine des roches volcaniques et subvolcaniques.

Sur le diagramme Al/Mg (fig. 36), bâti pour les roches granitoïdes (NACHIT et al., 1985), les biotites blindées des tufs ignimbritiques sont proches de celles des granophyres qui se situent dans le domaine des granites alumino-potassiques. Les biotites en phénocristaux isolés dans les tufs s'étendent dans les domaines calco-alkalin et sub-alkalin.

Les teneurs constantes en Mg limitent la tendance des biotites aux granitoïdes à biotite et cordiérite ou amphibole ou amphibole et pyroxène. Ceci est en accord avec le caractère basique des volcanites indiqué par la présence d'oligoclase-andésine et occasionnellement par celle de clinopyroxène dans les premiers termes des épanchements ignimbritiques.

Largement de composition rhyodacitique ce volcanisme pourrait appartenir à la série d'anatexie crustale. La présence constante de grenats dérivant de roches métamorphiques ou même d'enclaves de celles-ci (BERTAUX, 1982) ainsi que les teneurs élevées des biotites en Al tendraient à prouver cette origine sialique.

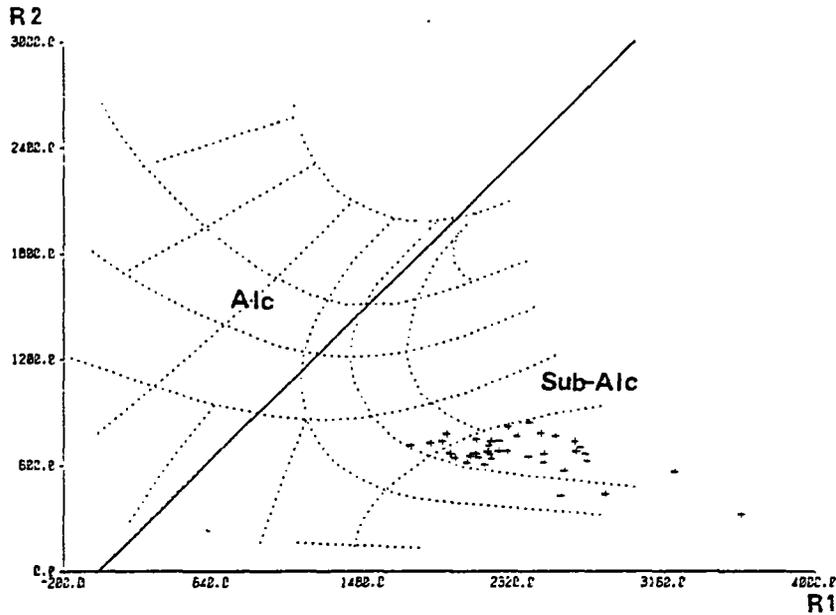


Fig.30 - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur sur la grille de classification de De La Roche et al. (1980).  
 Alc = domaine alcalin;  
 Sub-Alc = domaine sub-alcalin.  
 $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ ;  $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

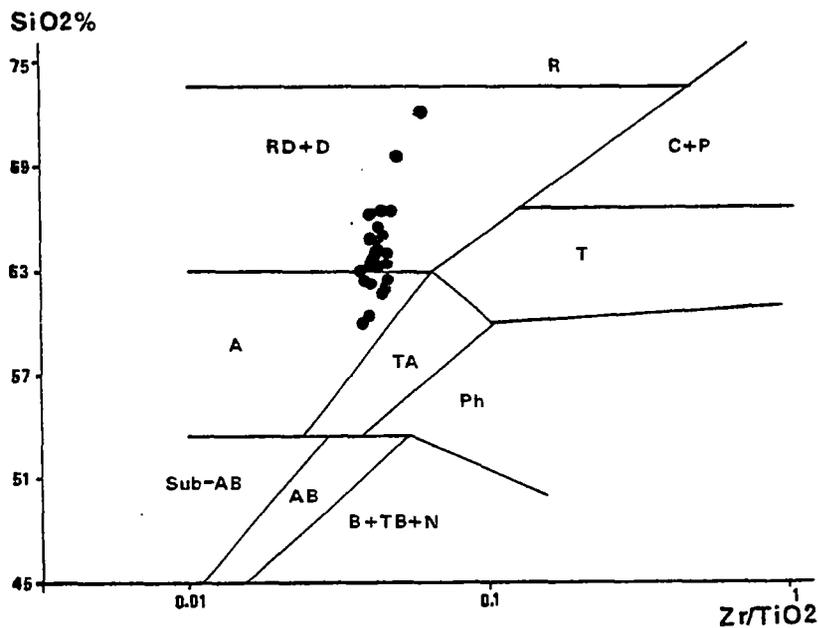


Fig.31 - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).  
 Sub-AB = Basalte sub-alcalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphélinite;  
 Ph = Phonolite.

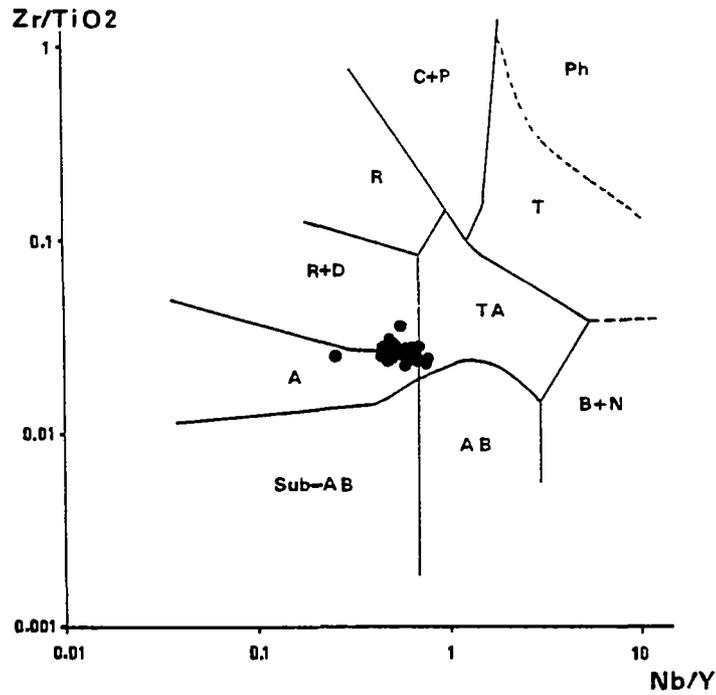


Fig.32 - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur dans la grille de classification de FLOYD et WINCHESTER (1978).  
 Sub-AB = Basalte sub-alkalin; A = Andésite;  
 RD+D = Rhyodacite et dacite; R = Rhyolite;  
 AB = Basalte alcalin; TA = Trachyandésite;  
 T = Trachyte; C+P = Comendite et pantellérite;  
 B+TB+N = Basanite, trachybasanite et néphéline;  
 Ph = Phonolite.

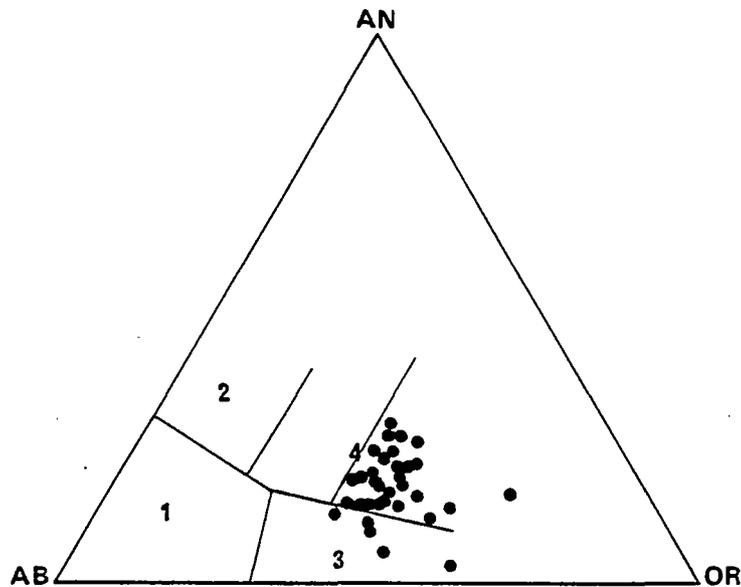


Fig. 33 - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur dans le diagramme normatif de O'CONNOR (1965) et BARKER (1979).  
 OR = Orthose; AB = Albite; AN = Anorthite  
 1 = soda rhyolite (quartz-kératophyre); 2 = dacite;  
 3 = rhyolite; 4 = rhyodacite et quartz-latite.

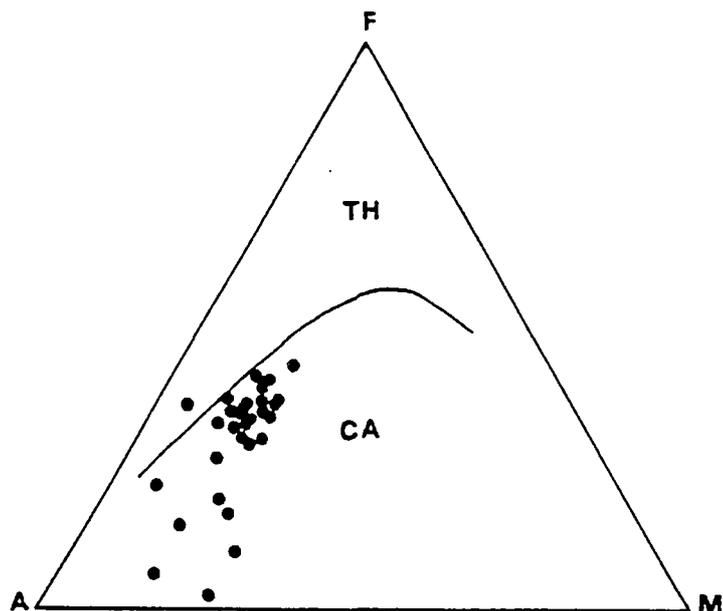


Fig.34 - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur sur le diagramme AFM (A = Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F = FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; M = MgO).  
TH = domaine de la série tholéitique; CA = domaine de la série calco-alcaline (KUNO, 1968).

Tableau 4 - Compositions chimiques moyennes des biotites primaires des roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur.

Analyses et calculs : microsonde électronique BRGM-CNRS, Orléans.

Localisations et natures des roches échantillonnées cf. annexes 1 et 2.

F4N-43 (B) : biotite blindée dans quartz.

	F4N-43 (B)		F4N-43		F4N-110		F3N-38		F3N-66	
	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type
SiO <sub>2</sub>	36,46	0,23	36,24	0,37	37,42	0,28	36,48	0,40	36,09	0,39
TiO <sub>2</sub>	3,13	0,10	3,88	0,21	4,16	0,26	2,93	0,28	3,16	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,61	0,12	15,80	0,41	14,48	0,30	17,81	0,31	17,36	0,33
FeO	18,78	0,42	19,14	0,74	19,49	0,61	17,50	0,49	18,10	0,50
MnO	0,15	0,02	0,23	0,13	0,12	0,90	0,09	0,08	0,21	0,09
MgO	11,17	0,27	11,29	0,52	11,31	0,35	10,93	0,24	11,18	0,23
CaO	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,03	0,17	0,07	0,15	0,05	0,17	0,04	0,22	0,07
K <sub>2</sub> O	9,38	0,05	8,92	0,25	9,75	0,22	9,40	0,22	9,68	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,08	0,05	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06	0,04	0,05
H <sub>2</sub> O	3,97	0,02	3,96	0,02	3,99	0,02	3,98	0,03	3,98	0,20
Total	99,80	0,74	99,71	0,58	101,04	0,63	99,34	0,68	100,04	0,69

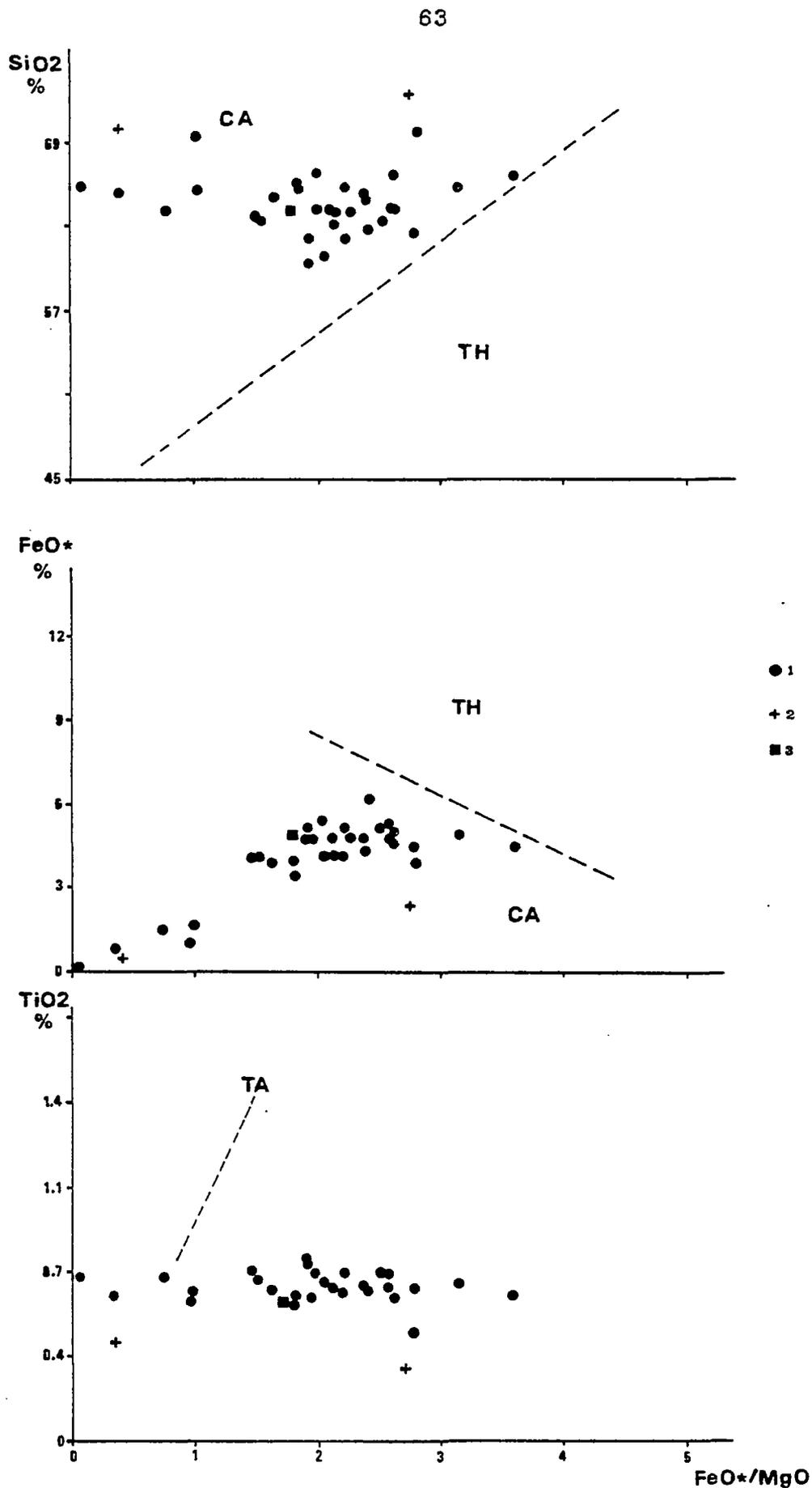


Fig.35 a, b, c - Position des roches volcaniques et sub-volcaniques du Viséen supérieur dans les diagrammes de MIYASHIRO (1975).

Distinction entre les séries tholéitiques (TH) et calco-alcalines (CA) pour les roches volcaniques d'après les variations de SiO<sub>2</sub>, FeO\* et TiO<sub>2</sub> en fonction du rapport croissant FeO\*/MgO. FeO\* = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0,9 + FeO.

TA : Lignée des tholéites abyssales.  
1 = Tuf soudé; 2 = granophyre; 3 = microgranite.

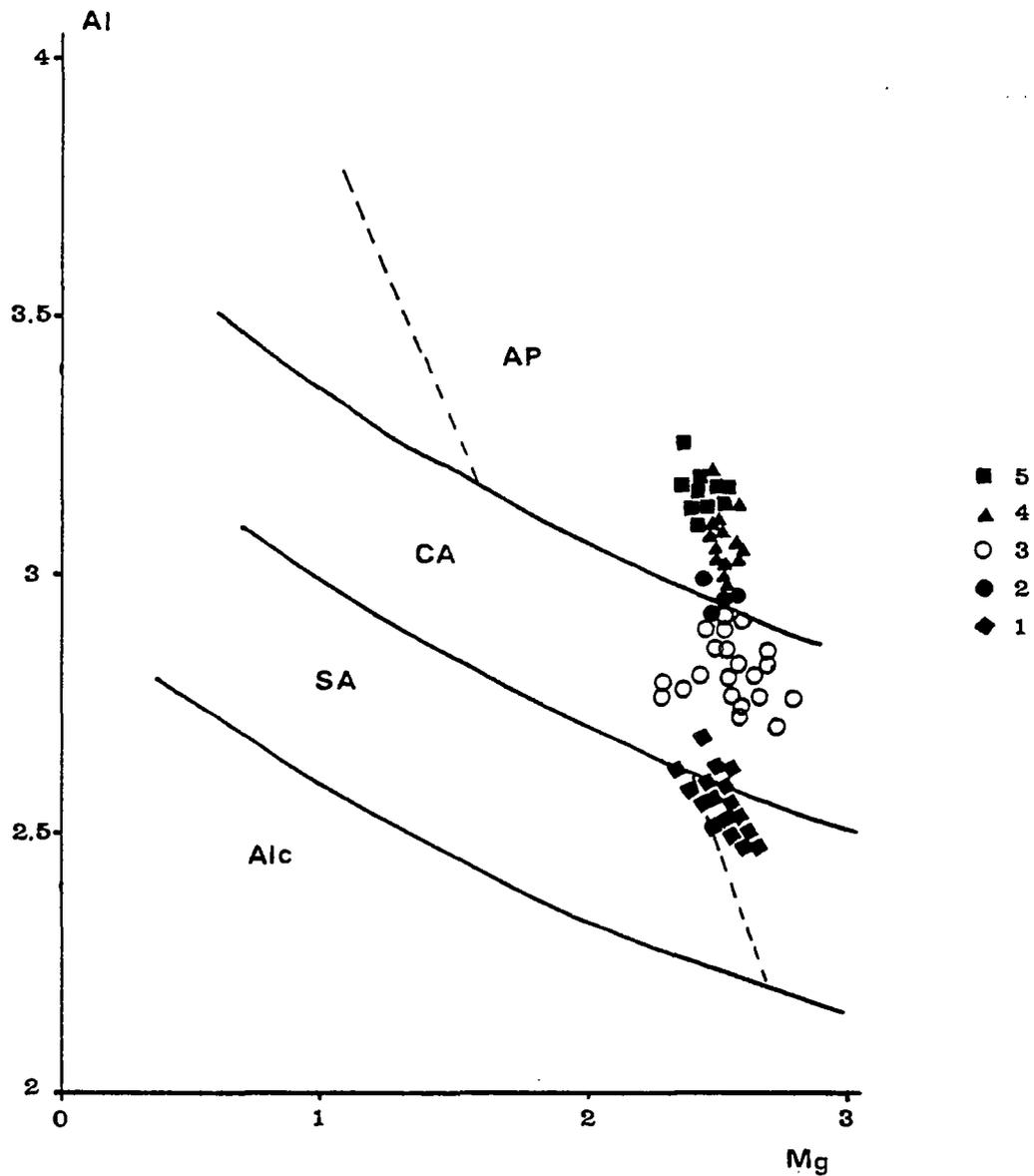


Fig. 36 - Position des biotites primaires des tufs ignimbricitiques rhyodacitiques et des granophyres sur le diagramme Al-Mg (NACHIT et al., 1985).

Alc : lignée alcaline; SA : lignée sub-alcaline;

CA : lignée calco-alcaline; AP : lignée aluminopotassique.

1 : phénocristaux de biotite de tuf ignimbricitique (F4N-110)

2 : biotite blindée de tuf ignimbricitique (F4N-43)

3 : phénocristaux de biotite de tuf ignimbricitique (F4N-43)

4 : cristaux de biotite de granophyre (F3N-66)

5 : cristaux de biotite de granophyre (F4N-38).

Nature et localisation cf annexes 1 et 2.

#### 4 - LES ROCHES INTRUSIVES

##### 4.1 - LES ROCHES PLUTONIQUES

Depuis la vallée de la Loire au Sud jusqu'au bassin permien d'Autun au Nord, les terrains plissés du Dévono-dinantien sont recoupés par le batholite du granite de Luzy mis en place au Namuro-Westphalien vers 303 M.A. (VIALETTE, 1965, 1973).

Dans la bordure du massif, deux des divers granites distingués par CARRAT (1969) viennent en contact avec le faisceau :

- le granite de Grury au Sud-Est, porphyroïde, contient du quartz parfois automorphe, du feldspath potassique à tendance poecilitique, de l'oligoclase automorphe et zoné, de la biotite brune et assez souvent de la hornblende verte;

- le granite porphyroïde de Luzy au Nord se différencie par une teinte plus claire; il est constitué de quartz xénomorphe, d'albite-oligoclase, d'orthose et de biotite (VALETTE, 1983) ainsi que localement de cordiérite MOREL, 1976).

Ces deux types de granite appartiennent à l'association calco-alcaline magnésio-potassique (composition des biotites) et leur origine crustale et mantellique est confirmée par l'étude des zircons (VALETTE, 1983).

A la bordure nord de la zone étudiée, le granite du Folin est intrusif dans les tufs et ignimbrites du Viséen supérieur. C'est une roche moyennement grenue, parfois porphyroïde, de teinte rose. Le quartz et l'orthose sont largement dominants sur l'albite, la biotite, seule ou associée à la muscovite, est presque toujours altérée en chlorite, minéraux opaques et feldspath potassique. Un faciès porphyrique à grain plus fin et à fond micrographique apparaît en bordure de massif (MOREL, 1976).

Les granites de la région de Saint-Léon par leurs âges et leurs natures se rapportent aux intrusions namuro-westphaliennes. Ils recoupent et métamorphosent au contact les terrains du Carbonifère inférieur et se divisent suivant leurs compositions minéralogiques en deux types (DI NOTA, 1970) :

- un granite équant à biotite et hornblende verte ce dernier minéral peut être en proportions variées à travers le massif qui va du granite à la

granodiorite;

- un granite porphyroïde à grands cristaux de microcline, quartz, oligoclase et biotite.

Le leucogranite de Chavence ne forme que deux petits pointements affleurant sur quelques centaines de m<sup>2</sup> situés respectivement à 3 et 6 km au Nord-Est de Diou.

Le plus grand, proche de Chavence, est intrusif dans les siltites et tufs remaniés dévoniens, le second au Sud de La Praye recoupe les grès tournaisiens.

C'est un granite beige clair à phénocristaux de quartz, oligoclase, feldspath potassique, lépidolite, fluotopaze en petits cristaux dispersés (FANTIN, 1973) et occasionnellement de la cassitérite en gros cristaux.

Deux filons satellites de microgranite greisenifiés affleurent à proximité du stock de Chavence et l'un contient de la topaze et de la fluorine dans un fond de quartz à muscovite.

L'étude détaillée du stock de Chavence (MOUREY, 1985a) a révélé trois phases d'altération qui ont modifié successivement la paragenèse primaire à quartz, albite, feldspath potassique et biotite :

- albitisation;
- développement de topaze, quartz et zinnwaldite contenant des inclusions de monazite, xénotime, zircon, niobotantalate et minéralisation de cassitérite, mispickel et chalcopyrite;
- microclinisation.

Géochimiquement le leucogranite de Chavence s'apparente au granite de Beauvoir ou de Montebbras dans le Nord-Ouest du Massif Central. Sa mise en place serait de la fin du Carbonifère, Stéphanien B ou C (MOUREY, 1985).

#### 4.2 - LES ROCHES FILONIENNES

Le contact entre le granite de Luzy (et de Grury) et les terrains dévono-dinantiens est fréquemment envahi par des lames de granophyre rose. Ces intrusions ont des épaisseurs très variables, atteignant par exemple 250 m au Nord de Chizeuil. Le granophyre a des contacts irréguliers mais très tranchés avec l'encaissant, formant des veines et des apophyses de plusieurs mètres de puissance où la roche est soit à grain fin, soit pegmatitique.

A l'intérieur du domaine volcano-sédimentaire, mais à peu de distance du granite, des grands filons de granophyre pouvant atteindre quelques décamètres d'épaisseur, s'étendent plus ou moins parallèlement à la bordure du granite. Leur longueur peut atteindre quelques kilomètres.

Le même type de roche se rencontre dans les faisceaux filoniens qui traversent le granite du Folin suivant la direction N 130° E.

Quelque soit le type d'intrusion, lames ou filons, et le terrain encaissant, le granophyre présente la même texture porphyrique et micrographique. Les phénocristaux subautomorphes de quartz et d'oligoclase sont auréolés de fines associations symplectiques de quartz et feldspaths, les feldspaths potassiques sont généralement xénomorphes et maclés Carlsbad. Le fond micrographique est plus ou moins largement cristallisé, parfois avec des sphérolites quartzo-feldspathiques en abondance. La biotite en phénocristaux, est décolorée ou chloritisée. La muscovite, présente ou abondante est en lamelles et en gerbes.

Postérieurs aux granite namuro-westphaliens, les granophyres roses sont proches des microgranites granophyriques du horst de Saint Saulge. Ces derniers sont le prolongement ouest des intrusions subvolcaniques qui accompagnent les épanchements ignimbritiques du Stéphanien (B et C) à l'Autunien dans la région de Montreuilon (CARPENA et al., 1984).

Les filons de lamprophyre, facilement altérables, ne sont visibles que dans les entailles artificielles. Dans les travaux miniers de Chizeuil, le granophyre rose est recoupés par plusieurs filons de lamprophyre (SOULE DE LAFONT, 1960). Ces filons sont également abondants dans le granite de Luzy. Leurs directions est le plus souvent sub-méridiennes et ils peuvent atteindre quelques mètres de puissance.

La composition minéralogique varie peu, avec de la biotite rouge dans un fond de feldspath potassique poecilitique, oligoclase et quartz contenant des petits phénocristaux de clinopyroxène entièrement chloritisé. La roche est souvent envahie de carbonates secondaires.

Une autre génération de filons et de sills de lamprophyre s'est mise en place vers 333 M.A. et daterait une phase sudète précoce (BELLOTTO, ZIMMERMANN, 1983). Notons que l'activité magmatique et volcanique reste suffisamment intense du Tournaisien au Viséen supérieur, pour être accompagnée de venues lamprophyriques.



## 5 - LE METAMORPHISME THERMIQUE

L'intrusion au Namuro-Westphalien du granite de Luzy, a développé un métamorphisme thermique dans les séries dévono-dinantiennes plissées antérieurement lors de la phase orogénique sudète.

L'envoyage du batholite granitique sous les formations volcano-sédimentaires, observé en quelques localités, est modéré, de 30° à 40° vers l'Ouest. Ce faible plongement explique la largeur de la zone (1 à 2 km) où le métamorphisme de contact est bien visible, ainsi que son tracé irrégulier.

L'existence de roches métamorphisées à l'intérieur du faisceau est très probablement causée par des remontées locales du toit du batholite granitique.

Il en résulte que dans une grande partie du faisceau les formations dévono-dinantiennes sont affectées par ce métamorphisme. Le plus souvent celui-ci n'est décelable qu'au microscope par la présence de biotite fine de néoformation.

### a) Le métamorphisme de contact

Il est bien exprimé dans les sédiments silteux pris dans l'auréole de contact du granite et se manifeste par l'apparition de taches sombres de 1 à 2 mm, des phénoblastes de cordièrite qui se surimposent, sans les masquer, aux fines laminations. A proximité du granite, les siltites acquièrent une foliation frustrée et un faciès de cornéenne caractérisé par l'abondance des fines biotites rouges et la disparition des structures sédimentaires.

Dans les roches volcaniques, la nature et l'association des minéraux de métamorphisme varient selon le type lithologique.

Dans les volcanites basiques, les tufs et les brèches d'origine basaltique dévoniennes (ex. massifs de Chizeuil et de Cressy-sur-Somme), l'actinote et la biotite sont abondantes dans la mésostase.

Les amphiboles de métamorphisme se démarquent bien des amphiboles magmatiques (hornblende ferro-pargasitique à ferro-pargasite) par des compositions variées (fig. 37, tab. 5) telles que l'actinote, la hornblende actinolitique et la Fe- ou Mg-hornblende.

Les phénocristaux d'augite sont partiellement ouralitisés ou même à proximité du granite transformés en salite (fig. 17, tab. 6).

Tableau 5 - Compositions chimiques moyennes des amphiboles des roches volcaniques famenniennes et tournaisiennes.

Analyses et calculs : microsonde électronique BRGM-CNRS, Orléans.

Localisations et natures des roches échantillonnées cf. annexes 1 et 2.

	BL 7N-110 A-2 magmatique		BL 7N-110 A-2 métamorphique		F 8S-207 métamorphique	
	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type	Moyenne	Ec.type
SiO <sub>2</sub>	42,82	0,50	47,64	4,60	50,79	3,94
TiO <sub>2</sub>	2,92	0,12	0,36	0,33	0,17	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,88	0,26	9,07	4,67	4,90	3,56
FeO	12,66	0,40	16,34	3,37	15,48	2,91
MnO	0,28	0,08	0,30	0,12	0,50	0,09
MgO	13,60	0,44	11,05	3,35	13,01	2,65
CaO	11,41	0,23	12,29	0,46	12,53	0,31
Na <sub>2</sub> O	2,16	0,42	0,96	0,59	0,54	0,41
K <sub>2</sub> O	0,60	0,06	0,23	0,12	0,21	0,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,04
H <sub>2</sub> O	2,04	0,01	2,04	0,04	2,05	0,04
Total	100,38	0,57	100,31	0,67	100,22	0,54

Tableau 6 - Composition chimique moyenne des clinopyroxènes secondaires dans un basalte famennien du secteur de Cressy-sur-Somme.

Analyses et calculs : microsonde électronique BRGM-CNRS, Orléans.

Localisation et nature de la roche échantillonnée cf. annexes 1 et 2.

	CR2B	
	Moyenne	Ec.type
SiO <sub>2</sub>	52,31	0,42
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,47	0,35
FeO	13,50	1,14
MnO	0,60	0,13
MgO	9,43	0,83
CaO	22,04	0,34
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,05
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,03
Total	98,56	0,56
Wo	42,81	2,79
En	43,44	4,06
Fs	13,74	3,86

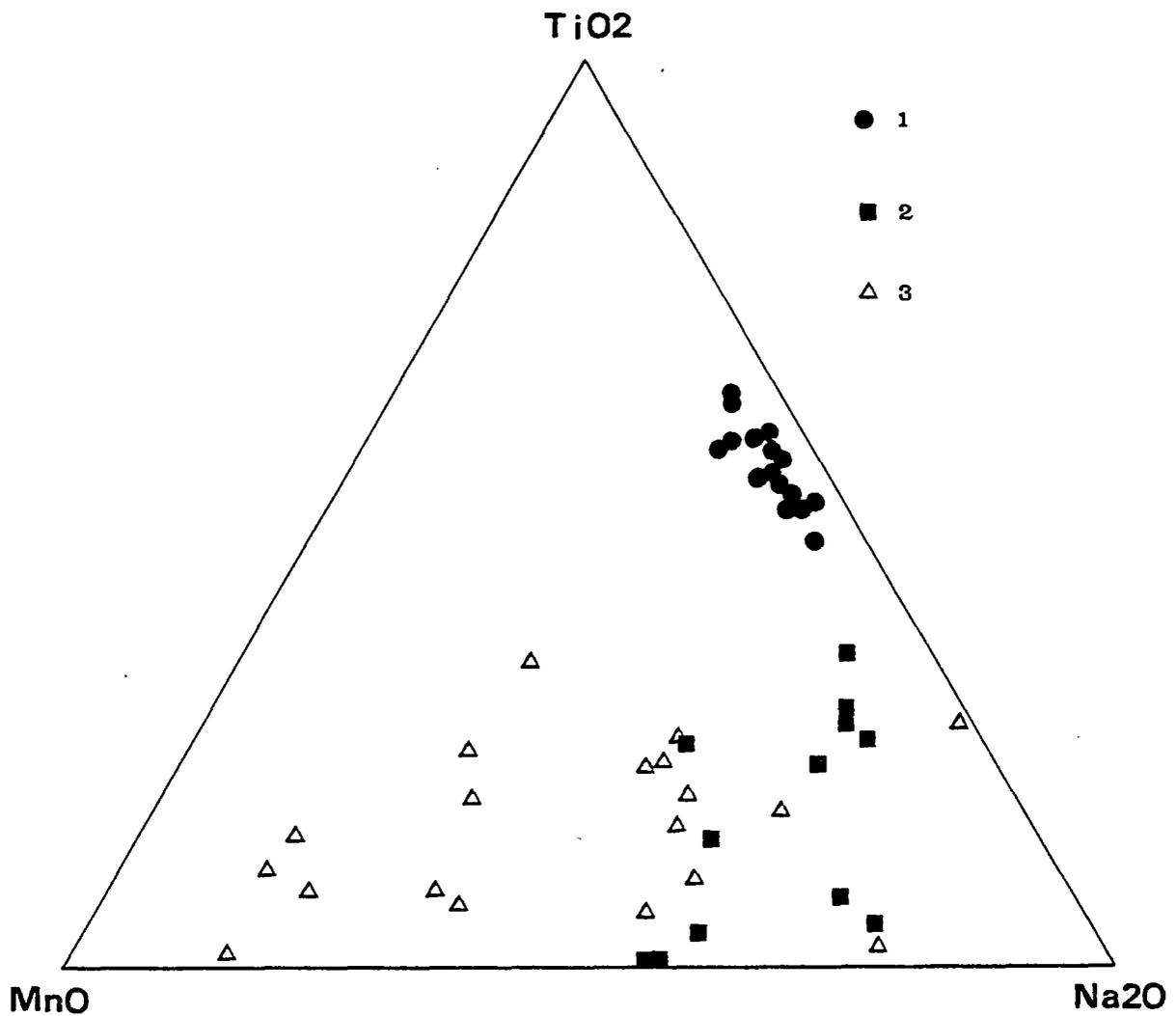


Fig. 37 - Position des amphiboles sur le diagramme TiO<sub>2</sub>-MnO-Na<sub>2</sub>O.

1 : amphibole magmatique dans basalte dévonien de Cressy-sur-Somme (BL7N-110A-2)

2 : amphibole de métamorphisme de contact dans basalte dévonien de Cressy-sur-Somme (BL7N-110A-2)

3 : amphibole de métamorphisme de contact dans dacite tournaïsiennne (F8S-207).

Nature et localisation cf annexes 1 et 2.

L'association minérale contenue dans les amygdales des laves est également bien représentative de ce métamorphisme; au quartz et aux carbonates s'ajoutent l'actinote-hornblende, la biotite rouge, l'épidote, la prehnite, le pyroxène (salite) et la pyrite.

Quelques lentilles de skarn à clinopyroxène et grenats apparaissent au contact du granite.

Les laves basiques et intermédiaires tournaisiennes présentent le même développement de biotite rouge et d'actinote et de hornblende magnésienne (fig. 37, tab.5).

Dans les roches volcaniques acides dévoniennes, la biotite néoformée et l'actinote sont accompagnées de façon caractéristique par une métasomatose potassique plus ou moins poussée de la mésostase et des phénocristaux de plagioclase. Ces derniers voilés par le feldspath potassique conservent néanmoins leurs mâcles d'origine. Des veinules d'adulaire recourent également la roche.

L'étude géochimique détaillée des altérations des volcanites acides du massif de Chizeuil ( LEMIERE, 1982; DELFOUR et al., 1984) a montré la relation entre cette métasomatose potassique et la mise en place du granite de Luzy. La zone d'altération suit le tracé du contact granitique et recoupe nettement les zones d'altérations hydrothermales, sériciteuses et alumineuses, formées antérieurement lors de l'activité volcanique dévonnaise.

A proximité du granite, les laves acides ainsi que les grès et les conglomérats du Tournaisien sont recristallisés en une association de séricite-muscovite, feldspath potassique, biotite, et parfois grenat.

La pyrite disséminée dans ces roches ou dans les veinules sécantes (quartz, séricite et feldspath potassique) est fréquente et conduit par altération météorique à la formation de vastes zones de roches décolorées, blanches, ou plus ou moins intensément rubéfiées.

#### b) Le métamorphisme thermique

Ce métamorphisme est caractérisé par la présence de fines biotites rouges qui ne peuvent être bien décelées qu'au microscope. Celles-ci sont dispersées dans les roches dévono-dinantiennes (volcanites et sédiments) et leur apparition est particulièrement caractéristique dans les roches volcaniques et subvolcaniques du Viséen supérieur où elles forment des agrégats remplaçant des anciens phénocristaux de biotite chloritisée.

Les roches contenant de la biotite de néoformation ont une répartition irrégulière et les limites avec les formations ne contenant que de la chlorite n'ont pu être tracées.

Les phénomènes chimiques et physiques qui accompagnent le métamorphisme de contact à proximité du granite ou le métamorphisme thermique à travers l'ensemble du faisceau imposent des contraintes à l'étude des formations dévono-dinantiennes.

La métasomatose potassique affectant plus particulièrement les volcanites acides est responsable de la dérive chimique des termes initialement dacitiques et soda-dacitiques vers un pôle trachytique. Des appellations régionales telles qu'orthokératophyre ont été introduites pour des roches dont les compositions, parfois extrêmes, ne peuvent que découler d'altérations secondaires.

Le développement de biotite néoformée dans les diverses roches dévono-dinantiennes entraîne une réinitialisation du système K-Ar. Les essais de datation des roches volcaniques par cette méthode n'ont abouti qu'à mesurer des rajeunissements entre 335 et 300 M.A. (CARRAT, ZIMMERMANN, 1984).



## 6 - EVOLUTION TECTONIQUE

### 6.1 - LES DEFORMATIONS SOUPLES

Dès 1908 MICHEL LEVY avait interprété la structure plissée du faisceau du Morvan, distinguant cinq anticlinaux d'orientation sub-méridienne basés sur la succession stratigraphique et la présence de calcaires rapportés au Dévonien ou de diabases en dérivant, hypothèses réfutées depuis.

La cartographie récente (Pl. 1a et b) souligne la réalité d'une grande structure anticlinale jalonnée par les terrains dévoniens, mais conduit à nuancer notablement les structures fortement affectées par la fracturation tardi-hercynienne et ses rejeux ultérieurs.

Les plis observés dans les terrains dévoniens et carbonifères sont identiques, recoupés par le granite namuro-westphalien et résultent d'une seule phase majeure de structuration, la phase orogénique sudète qui a estompé les structures dues aux mouvements épirogéniques liés à l'activité volcanique du Famennien, du Viséen inférieur et du Viséen supérieur (phase intra-viséenne).

Les plis majeurs, d'ordre kilométrique et soulignés par la succession stratigraphique des terrains, sont des grandes ondulations à plan axial vertical, mais où les pendages varient de  $10^\circ$  à la verticale. Les plis mineurs, pluri-hectométriques à pluri-métriques, s'ils sont parfois directement observables, sont perçus surtout par les orientations et les pendages des sédiments finement stratifiés telles que les alternances de lithologies différentes ou les siltites à fines laminations.

Les plis mineurs, également à plans axiaux verticaux, ont tendance à être disymétriques, leurs flancs ouest étant plus raides que leurs flancs est.

Les charnières d'axes de plis observées plongent modérément de  $0^\circ$  à  $30^\circ$  vers le Nord. Ce type de structure coïncide avec l'ennoyage progressif des terrains du Sud vers le Nord.

Toutes les autres directions observées dans les stratifications des siltites ou autres roches sédimentaires paraissent dues à des déplacements et des rotations dans des compartiments situés à proximité d'accidents cassants d'âges tardi à post-hercyniens

## 6.2 - LES DEFORMATIONS CASSANTES

Les terrains dévono-dinantien mais aussi les granites du Carbonifère supérieur ont subi une forte fracturation qui se manifeste à divers niveaux d'observation.

A l'échelle de l'affleurement les diaclases espacées de quelques centimètres à quelques décimètres et les petites failles se répartissent dans cinq plans principaux :

- D= N 130°-160°E, P=90° à 70° N
- D= N 100°-110°E, P=90°
- D= N 60°-90°E, P=90°
- D= N 35°-50°E, P=90°
- D= N 15°E, P=80°E

Le découpage du relief, marqué par des thalwegs étroits et le cours en ligne brisée des rivières, se fait suivant deux directions principales N110°-130°E et N60°-70°E auxquelles s'ajoute plus localement une direction subméridienne. Ces dépressions du relief sont dues au passage de failles accompagnées de roches cataclasées sur les flancs des vallons et de rejets d'unités lithologiques pouvant inclure les terrains mésozoïques comme dans le graben de Ternand.

Ce système de fractures résulte donc d'épisodes tectoniques qui se sont succéder du Carbonifère supérieur jusqu'à une époque récente. En l'absence de repères stratigraphiques dans le faisceau dévono-dinantien, il faut se référer aux terrains sédimentaires plus récents qui le bordent (GROS, MARTIN, 1981; BONIJOLY, CASTAING, 1984).

Ces terrains ont été affectés successivement par :

- la période polyphasée de compression tardi-hercynienne,
- la distension liasique,
- la compression pyrénéenne (Eocène moyen à supérieur),
- la distension de l'Eocène supérieur-Oligocène,
- la compression alpine (Miocène supérieur).

Il n'a pas été possible de déceler les structures liées au volcanisme famennien et aux contre-coups de la phase orogénique bretonne, ni celles ayant accompagné le volcanisme acide du Tournaisien.

L'extension du volcanisme du Viséen supérieur suivant une direction N60°-70°E, bien soulignée par

l'allongement des intrusions subvolcaniques de granophyre et de microgranite indique une distension NNW-SSE.

La fracturation tardi-hercynienne se décompose en trois épisodes tectoniques qui ont contrôlé la formation et la sédimentation des bassins stéphano-permiens (BONIJOLY, CASTAING, 1984) :

- compression N-S du Westphalien supérieur au Stéphanien B inférieur, engendrant des décrochements dextres  $N10^{\circ}-50^{\circ}E$ , senestres  $N140^{\circ}-170^{\circ}E$  et des failles inverses  $N80^{\circ}-120^{\circ}E$ ;
- compression NW-SE du Stéphanien B inférieur au Stéphanien C supérieur, engendrant des décrochements dextres  $N120^{\circ}E$  et senestres  $N160^{\circ}-180^{\circ}E$ ;
- compression E-W au Stéphanien C moyen, avec décrochements dextres  $N60^{\circ}-80^{\circ}E$ , senestres  $N90^{\circ}-140^{\circ}E$  et failles inverses  $N160^{\circ}$  à  $10^{\circ}E$ .

Ces principales directions se retrouvent dans celles des diaclases et des failles affectant le Dévono-dinantien, ainsi que dans celles du système de kinks fréquemment associés aux diaclases dans les siltites dont deux plans verticaux sont orientés  $N70^{\circ}E$  et  $N130^{\circ}E$ , le troisième étant sub-horizontale.

L'étude géologique du gisement de fluorine d'Argentolle et des conditions structurales de dépôt, a permis de dresser la chronologie de la fracturation mésozoïque et cénozoïque dans les terrains dévono-dinantien (VALETTE, 1983) :

- la distension NW- SE, active du Lias au Jurassique moyen, réactive en failles normales les accidents  $N60^{\circ}-90^{\circ}E$  et  $N140^{\circ}-160^{\circ}E$ ;
- la compression NS à NE-SW, pyrénéenne, fait jouer les failles anciennes  $N50^{\circ}-70^{\circ}E$  en décrochements dextres, et celles  $N30^{\circ}E$  en décrochements senestres;
- la distension ENE- WSW, Eocène-Oligocène, reprend en faille normale les accidents  $N140^{\circ}-160^{\circ}E$ ;
- la compression NW-SE, alpine, est peu marquée, réactivant les mêmes accidents  $N140^{\circ}-170^{\circ}E$ .

La zone linéaire faillée de Chizeuil-Ternand qui contrôle le graben mésozoïque a dû se former au cours de ces deux derniers épisodes.



## 7 - LES MINERALISATIONS

### 7.1 - LES MINERALISATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES

Environ 5 millions de tonnes de pyrite furent exploitées à la mine de Chizeuil entre 1896 et 1965 (COUDERT, MOSNIER, 1960; SOULE DE LAFONT, 1960).

Ce gisement est le seul connu dans le faisceau du Morvan (CHIRON, 1972; DELFOUR et al., 1984) mais il offre de nombreux traits communs sur le plan géologique avec les gisements de Sain Bel et de Chessy (Rhône) :

- Ces gisements sont encaissés dans des laves sous-marines, acides à basiques d'âge Dévonien. Le volcanisme a des caractères tholéitiques dans la série de la Brévenne (PIBOULE et al., 1983; VUAGNAT, 1984) et calco-alcalins dans le Morvan (BEBIEN, 1970; LEMIERE, 1982).

- La minéralisation sulfurée polymétallique (Fe, Zn, Cu, Pb) s'y trouve sous deux formes correspondant à deux types de dépôts étroitement liés :

- en amas massifs et stockwerks (Sain Bel et Chizeuil) essentiellement pyriteux, enracinés dans les volcanites acides : soda-dacites ou quartz-kératophyres. Les circulations hydrothermales, contemporaines et induites par l'activité volcanique, chaudes (350°) et acides (pH<3), ont, après avoir percolé à travers les laves acides et les avoir profondément altéré, déposé les sulfures aux griffons des sources sous-marines. Les laves ont ainsi été transformées en "quartzites" alumineux dans l'auréole interne et en "quartzites" sériciteux dans l'auréole externe (DELFOUR, TEGYEV, 1979; LEMIERE, 1982; LECUYER, 1982; DELFOUR et al., 1984; VUAGNAT, 1984);

- en lentilles stratiformes de barytine (Chizeuil) ou de barytine et sulfures : pyrite, blende, chalcopryrite et galène (Chessy, Vieilles Mines à Sain Bel) qui ont été sédimentées au voisinage des griffons;

- Les masses minéralisées ont été déformées plus ou moins intenses par les plissements hercyniens;

- A Chizeuil, sous l'action du granite proche, les paragenèses minérales ont été modifiées. L'andalousite apparaît dans les "quartzites" alumineux tandis que la pyrite recristallise et que se dépose une minéralisation de type hydrothermal de haute température à cassitérite, stannite, bismuthinite, molybdénite, puis à chalcopryrite, cuivre gris, colusite, et stannite arséniée. Dans la lentille de barytine

se substituent énargite et stannite (VINCIENNE et al., 1959; PICOT et al., 1963; LECUYER, 1982; DELFOUR et al., 1984).

## 7.2 - LES MINERALISATIONS LIEES AUX GRANITES

Le granite de Luzy qui s'étend très probablement en profondeur sous l'ensemble du faisceau du Morvan, y a développé au cours de sa mise en place des manifestations hydrothermales de répartitions et d'actions très irrégulières.

Quelques veines minéralisées recoupent les roches situées dans l'auréole de contact du granite (Cressy-sur-Somme); peu épaisses (environ 10-20 cm) elles sont à gangue de quartz et chlorite et minéralisation massive ou disséminée de pyrite, mispickel, pyrrhotite et un peu de chalcopryrite.

De larges zones de roches sédimentaires et volcaniques du Tournaisien, principalement à proximité du granite, ont subi une altération caractérisée par une silicification et une séritisation accompagnées de pyrite disséminée. A cette altération diffuse affectant l'ensemble de la roche se superpose un réseau de fines veinules de quartz, feldspath potassique et chlorite ainsi que sporadiquement de la pyrite et plus rarement chalcopryrite, blende et galène.

Le leucogranite de Chavence contient des grains disséminés de cassitérite, colombo-tantalite, wolframite, mispickel et chalcopryrite (MOUREY, 1985). La wolframite est en grands cristaux dans le greisen situé à proximité (FANTIN, 1973; MOUREY, 1985).

Dans la région de Gilly-sur-Loire, une minéralisation polysulfurée et stanifère a été rencontrée en sondage sous forme d'imprégnations et de veinules à gangue d'amphibole et de chlorite dans les terrains dévono-dinantiens. D'abord considérée comme d'origine volcano-sédimentaire et exhalative (BELLOTTO, 1983; MOUREY, 1983), ces minéralisations ont été rattachées au leucogranite de Chavence (MOUREY, 1985, 1985a).

## 7.3 - LES FILONS DE QUARTZ

Recoupant toutes les formations volcano-sédimentaires et éruptives, ils se sont mis en place lors de la distension du Lias-Jurassique moyen (BAUBRON et al., 1980; VALETTE, 1983) et sont donc contemporains des filons et silicifications affectant les sédiments mésozoïques de la bordure du Morvan.

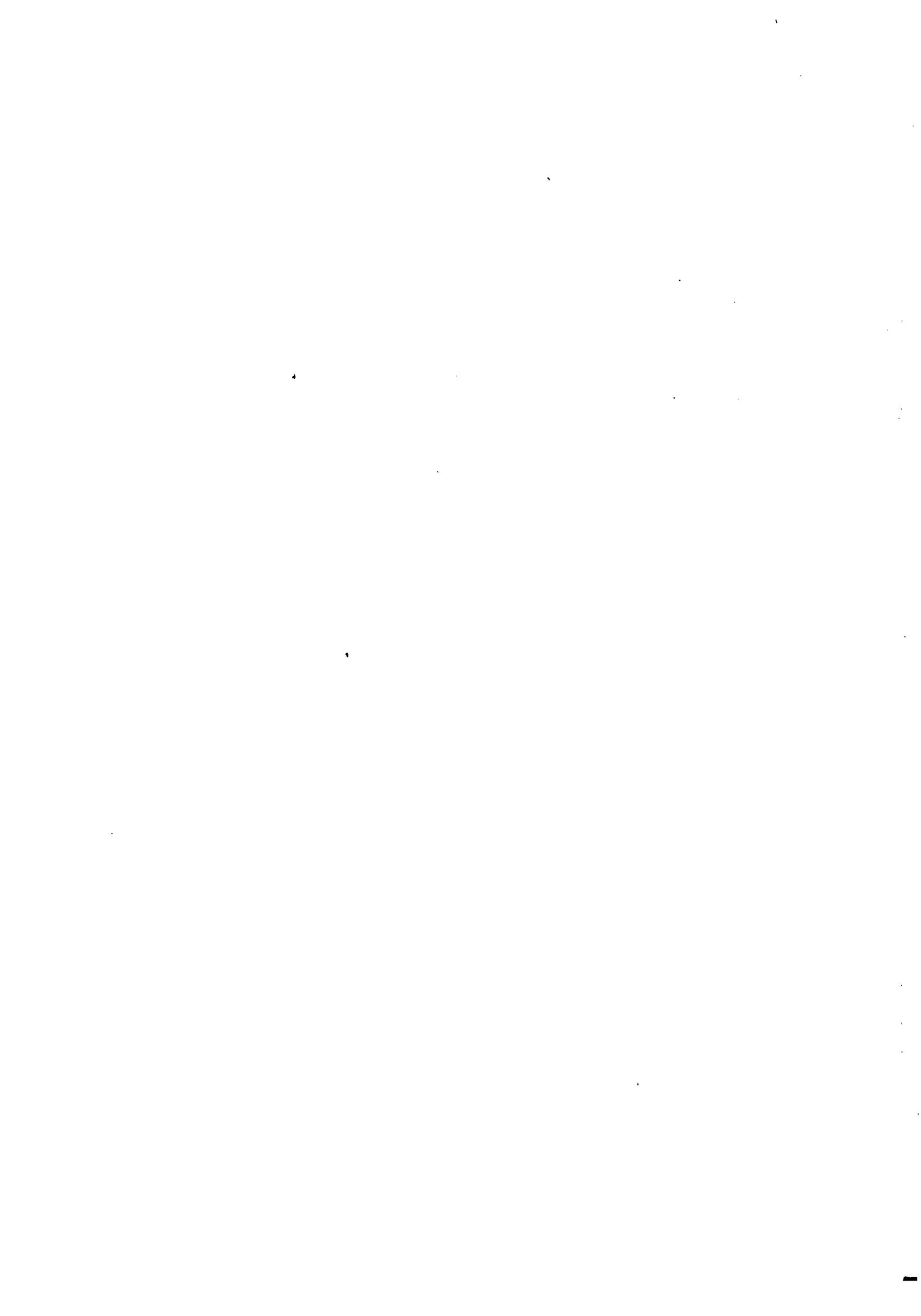
Dans le faisceau, les filons ont quelques décimètres à plusieurs mètres de puissance et s'allongent sur des centaines de mètres, parfois quelques kilomètres. Ils sont en majorité orientés N40°-60°E, subverticaux, mais prennent localement une direction subméridienne.

Dans une bande de terrain de plusieurs kilomètres de large, orientée NE-SW et qui va des environs de Sémelay à ceux de Saint-Prix, les filons de quartz sont plus abondants, puissants et parfois groupés. Cette bande de terrain coïncide avec le passage du grand linéament de La Machine-La Serre (GELARD, 1978) qui se traduit dans la traversée de cette partie du faisceau par une teinte plus claire due très probablement à la présence de ces filons de quartz et aux nombreux éboulis qu'ils donnent.

Ces filons de quartz se sont formés à basse température et sont généralement stériles, à structure massive, bréchique et géodique. Suivant les conditions locales, par exemple calcaire cristallin à l'Argentolle, une minéralisation à fluorine et barytine subordonnée est associée à divers sulfures (Pb, Cu, Zn, Fe).

Les filons de quartz contiennent aussi une minéralisation essentiellement pyriteuse (Forêt de Chatillon, 4 km au NW de Touleur) pouvant être remplacée par des masses d'hématite manganésifère (La Boula, 1 km au SE de Saint-Prix).

La génèse de tels filons s'apparente à celle décrite par L. de LAUNAY (1913) pour le gisement de manganèse de Romanèche (Rhône) qui est encaissé à la fois dans le contact faillé entre le granite et le Mésozoïque et dans la limite Trias supérieur et Lias inférieur. La pyrite contenue dans le filon de quartz à barytine et fluorine, a été oxydée par des circulations hydrothermales "per descensum".



## 8 - SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE REGIONALE

Dans le Nord-Est du Massif Central, les terrains dévono-dinantien distribués suivant les trois faisceaux volcano-sédimentaires de la Brévenne, de la Loire et du Morvan, présentent suivant une séquence stratigraphique assez homogène, des faciès lithologiques semblables (fig. 38).

Cependant on observe du Sud au Nord et à travers ces trois faisceaux, des variations lithologiques, magmatiques et structurales notables qui sont liées au cadre paléogéographique de ce segment de la chaîne hercynienne et à son évolution géodynamique lors de l'orogénèse varisque.

L'analyse de ces variations permet de dégager l'environnement paléogéographique du Dévono-dinantien (fig. 39).

### 8.1 - LE DOMAINE BREVENNE-BEAUJOLAIS (I)

Il est caractérisé par l'ouverture d'un rift océanique au Dévonien supérieur dans un bâti cristallophyllien émergé et en voie d'érosion. Cette ouverture s'accompagne d'épanchements sous-marins de laves basiques (structures en coussinets) et d'un volcanisme acide en extrusions. Ce volcanisme bimodal à caractère tholéitique est accompagné de remontées magmatiques basiques et ultrabasiques (PIBOULE et al., 1982, 1983).

La sédimentation silteuse bien que réduite est néanmoins présente durant les accalmies de l'activité volcanique.

La fermeture partielle de ce rift lors de la phase orogénique bretonne provoque le plissement et le métamorphisme épizonal de la série dévonienne qui est affectée de plis synschisteux repris par une crénulation dans un régime de plis étirés et écaillés (FEYBESSE et al., en prép.).

Le Viséen inférieur et moyen est transgressif sur le socle cristallophyllien et peut-être sur la série dévonienne plissée et métamorphisée. Cet étage présente l'association lithologique commune à l'ensemble du Nord-Est Massif Central : alternances de siltite, de grès et de conglomérats à galets de quartz, quartzite, lydienne, et localement de calcaire provenant du remaniement synsédimentaire de couches calcareuses. La déformation qui n'est pas accompagnée de métamorphisme, produit des plis souples et amples.

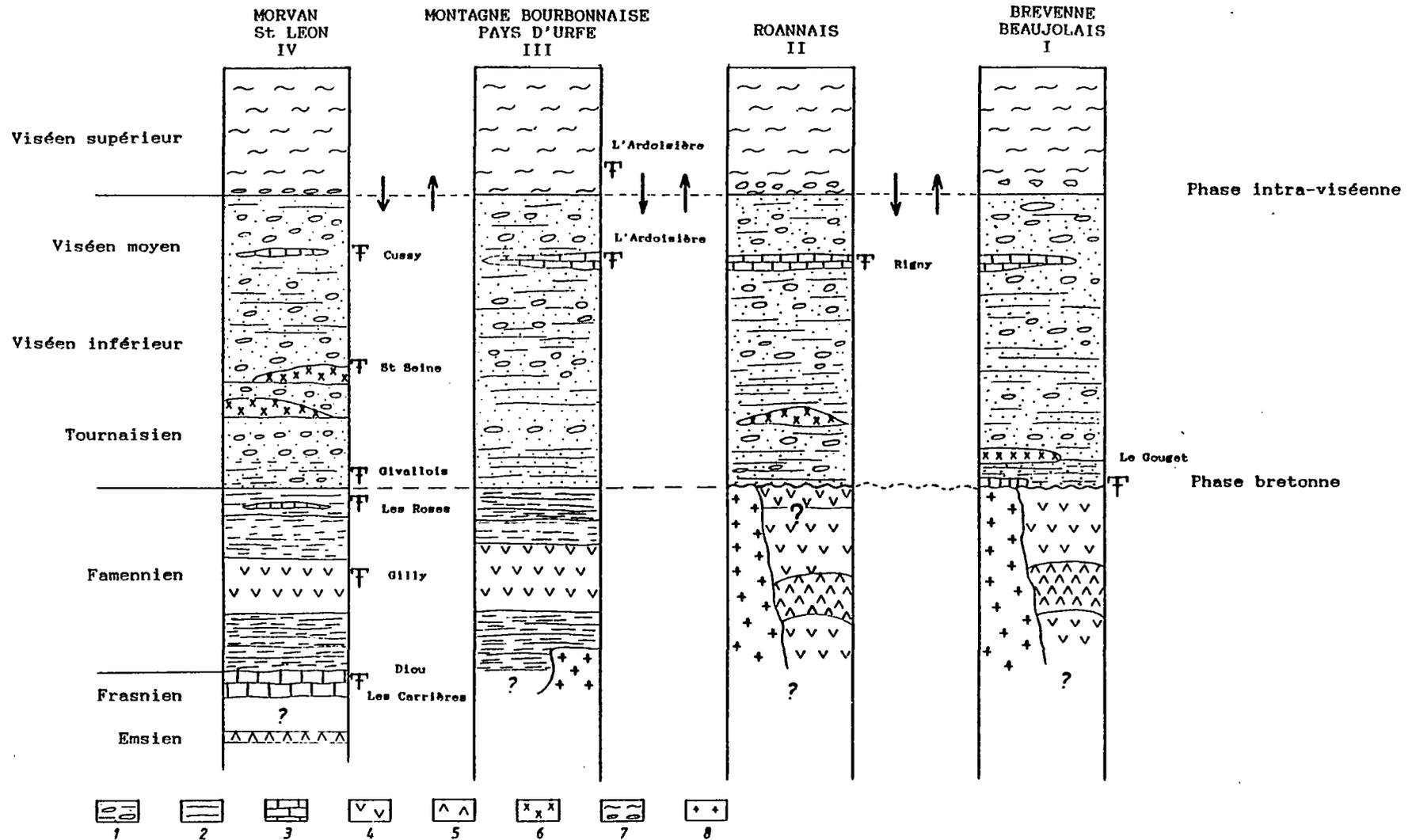


Fig. 38 - Essai de corrélation entre les diverses séquences lithostratigraphiques du Dévono-dinantien dans le Nord-Est du Massif Central.

Lithologie : 1 = conglomérat, grès, siltite; 2 = siltite, tuf basaltique; 3 = calcaire; 4 = volcanisme marin basique et intermédiaire; 5 = volcanisme acide; 6 = volcanisme aérien dacitique; 7 = volcanisme aérien rhyodacitique; 8 = socle cristallophyllien anté-dévonien.

Le Viséen supérieur est constitué de grands épanchements de rhyolites dacitiques issus de la fusion de la croûte continentale. Ces épanchements et les nombreuses intrusions subvolcaniques qui les accompagnent forment une fosse volcano-tectonique (fosse de la Loire, LEISTEL, GAGNY 1984) qui prend en écharpe suivant la direction N70°E, les terrains du Dévonien et du Viséen inférieur-moyen et sépare le domaine Brévenne-Beaujolais de celui du Roannais.

## 8.2 - LE DOMAINE ROANNAIS (II)

L'existence de terrains du Dévonien supérieur y reste problématique.

Le Viséen inférieur repose en discordance et transgression sur les gneiss anté-dévonien.

Le Viséen inférieur et moyen est bien représenté par une sédimentation silto-gréseuse et conglomératique et par le développement de calcaires datés du Viséen moyen. Ces dépôts de plate-forme carbonatée (JUNG, 1946) sont érodés et repris latéralement dans les divers faciès conglomératiques. Le volcanisme viséen inférieur n'a que peu d'extension.

Le Viséen supérieur de la fosse volcano-tectonique de la Loire limite ce domaine vers le Sud.

## 8.3 - LE DOMAINE DE LA MONTAGNE BOURBONNAISE ET DU PAYS D'URFE (III)

Le Dévonien supérieur pourrait y être représenté par une sédimentation silteuse dans laquelle apparaît localement un volcanisme basique, accompagné localement de laves acides, et de nature calco-alcaline.

La sédimentation silteuse passe en continuité à celle du Carbonifère inférieur (présence possible de Tournaisien)

Le Viséen inférieur et moyen est constitué de siltites, grès et conglomérats et contient des lentilles calcaires ainsi que leurs équivalents latéraux : calcaires conglomératiques et conglomérats à galets de calcaire (CHICHERY, 1938; DI NOTA, 1970).

Le Viséen supérieur est représenté par les grands épanchements ignimbritiques de rhyodacites et leurs cortèges d'intrusions subvolcaniques, filons et sills de microgranite, stocks de granophyre. L'extension de cette association volcano-plutonique est assez réduite mais se situe dans le prolongement nord-est de celle plus importante de la région de Gannat (VENNAT, 1985).

## 8.4 - LE DOMAINE DU MORVAN (IV)

Le socle cristallophyllien anté-dévonien y est inconnu sauf à l'extrémité sud du faisceau (secteur Le Donjon).

La sédimentation la plus ancienne est celle des calcaires du Frasnien, qui contiennent en outre des Conodontes remaniés, hérités du Dévonien inférieur-moyen. Le volcanisme sous-marin aurait débuté également à la fin du Dévonien inférieur (Emsien, 380 M.A.) par des épanchements de soda-dacite et s'est poursuivi durant le Famennien par des coulées de basalte et d'andésite et des extrusions de dacites et d'andésites.

Ce volcanisme calco-alcalin, à affinité tholéitique, constitue des massifs intercalés dans la sédimentation silteuse; il est à l'origine des puissantes accumulations de tufs et de brèches basaltiques déposées latéralement aux édifices volcaniques.

Comme dans le domaine de la Montagne Bourbonnaise et du Pays d'Urfé, il y a continuité sédimentaire entre le Dévonien et le Carbonifère mais ici les terrains de transition, le Strunien et le Tournaisien sont bien datés paléontologiquement (MICHEL-LEVY, 1908; LYS et al., 1961; COULON et al., 1980, DELFOUR, GIGOT, 1985).

Le Dinantien est caractérisé par les alternances de siltite, de grès et de conglomérat (à galets de quartz, quartzite et lydienne) dans lesquelles s'intercale un volcanisme calco-alcalin, essentiellement dacitique et de mise en place aérienne. Localement cette activité volcanique peut dominer largement sur la sédimentation détritique, comme par exemple dans la bande de terrain de Sémelay-Vieille Montagne. Quelques lentilles de calcaire recristallisés s'intercallent dans les sédiments détritiques du Tournaisien, et c'est au Viséen moyen que se déposent les calcaires fossilifères dans la partie nord-est du faisceau (MAMET, 1968; VACHARD, 1976).

Le Viséen supérieur, toujours caractérisé par un volcanisme aérien rhyodacitique, forme une grande bande de terrain orientée NE-SW, où abondent les intrusions subvolcaniques, filons de microgranite et stocks de granophyre. Cette bande constitue en quelque sorte une troisième fosse volcano-plutonique de type Loire.

## 9 - CONCLUSION

Les domaines dévono-dinantiens résultent de la structuration par deux phases de l'orogénèse varisque, la phase intra-viséenne et la phase sudète qui se superposent dans le domaine Brévenne-Beaujolais à la phase bretonne, éovarisque.

En contrôlant la mise en place et l'extension du volcanisme acide d'origine crustale du Viséen supérieur suivant une direction ENE-WSW, la phase intra-viséenne, essentiellement épirogénique, a joué un rôle important dans la structuration du NE Massif Central.

Les unités antérieures à cette phase, tels que les ensembles volcaniques et les sédiments carbonatés, se répartissent selon des structures subméridiennes à peu près parallèles à la direction des plissements créés par les phases bretonne et sudète.

On peut ainsi distinguer :

- L'aire (A) soumise au Dévonien supérieur à une distension océanique créant un rift où s'épanche un volcanisme sous-marin de nature tholéitique et bimodal (basique et acide). Celui-ci est accompagné de venues plutoniques basiques et ultrabasiques et de différenciations plus acides (diorite et trondhjemite). La part des sédiments est très restreinte. L'ensemble constitue la série de la Brévenne et du Beaujolais.

Ce rift se ferme à la fin du Dévonien, lors de la phase orogénique bretonne et les sédiments du Viséen inférieur et moyen qui se déposent sur le socle anté-dévonien témoignent de l'instabilité de la plateforme épicontinentale; les siltites puis les calcaires sont coupés de nombreux apports gréseux et conglomératiques.

- Du Tournaisien au Viséen moyen, ce même type de sédimentation caractérise l'aire (B) où le Dévonien paraît absent.

- L'aire (C) est occupée par le faisceau du Morvan et les formations dévono-dinantiennes de la Montagne Bourbonnaise et du Pays d'Urfé. Le soubassement anté-dévonien y est présent mais peu étendu. La sédimentation qui s'étend du Dévonien supérieur au Viséen moyen présente les mêmes faciès que celle de l'aire (B), mais les intercalations volcaniques y sont fréquentes voire abondantes.

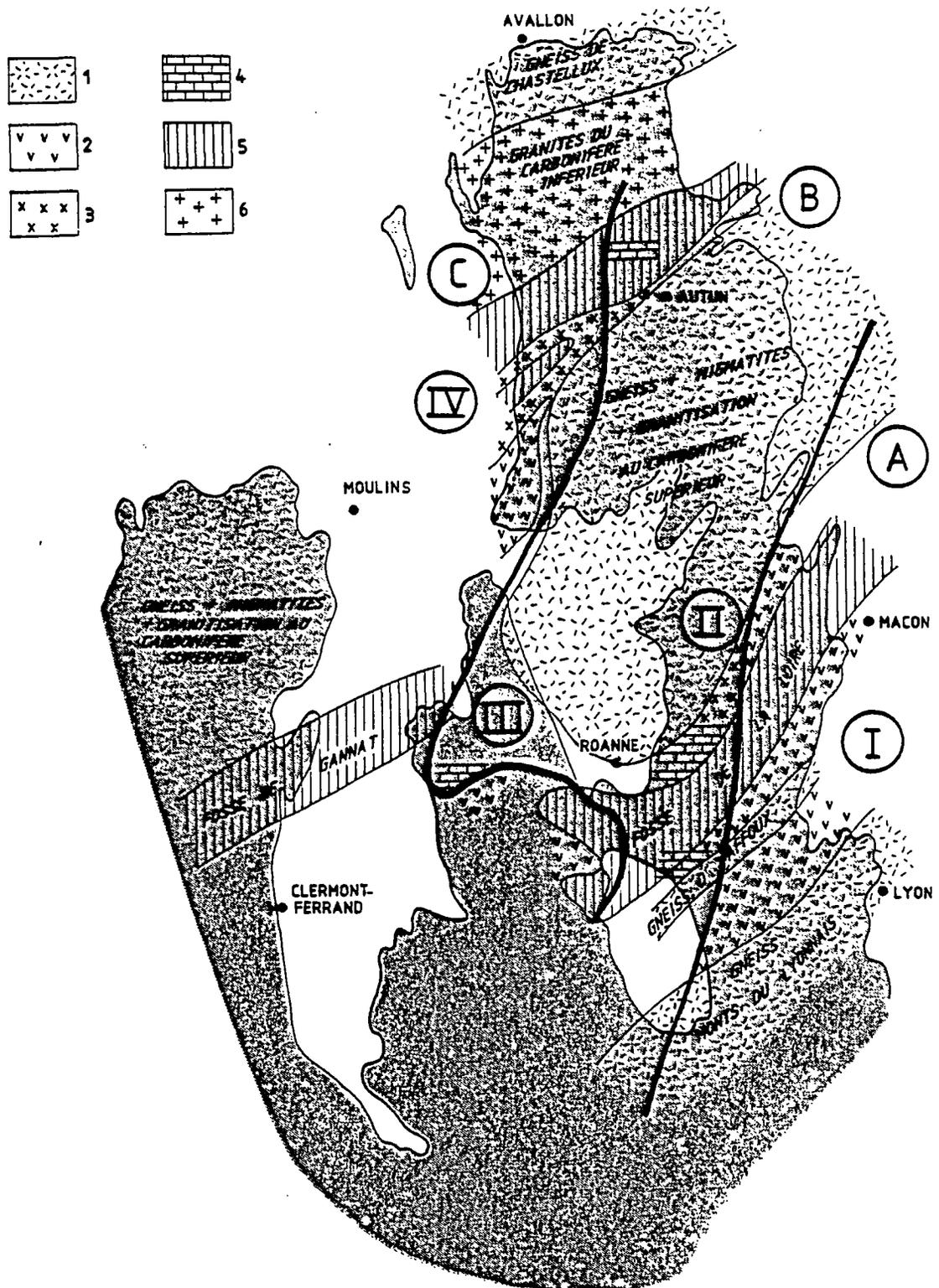


Fig. 39 - Esquisse paléogéographique du Dévono-dinantien du Nord-Est du Massif Central.

Domaines dévono-dinantiens :

I = Brévenne-Beaujolais; II = Roannais;  
III = Montagne Bourbonnaise-Pays d'Urfé; IV = Morvan.

Domaines paléogéographiques :

A = aire de distension océanique avec volcanisme tholéitique (Dévonien) et fermeture lors de la phase orogénique bretonne.  
B = aire sans volcanisme dévonien (?), sédimentation de plate-forme au Tournaisien-Viséen moyen.  
C = aire de sédimentation de plateforme du Dévonien au Viséen moyen, accompagnée d'un volcanisme calco-alcalin.

Lithologie :

1 = Gneiss anté-dévonien; 2 = Volcanites dévoniennes;  
3 = Volcanites du Tournaisien-Viséen inférieur;  
4 = Calcaires de Viséen moyen;  
5 = Volcanisme et hypovolcanisme du Viséen supérieur;  
6 = Granites carbonifères.

Actif dès le Dévonien moyen, puis durant le Dévonien supérieur et le Tournaisien, le volcanisme calco-alcalin présente des affinités tholéitiques et des termes basiques, intermédiaires et acides; il serait de type arc insulaire évolué à croute continentale.

Il témoigne de la permanence d'un régime de compression, ponctué localement et temporairement de phase distensive (Famennien du Morvan), qui apparaît complémentaire, d'abord de la distension dévonienne de la Brévenne-Beaujolois, puis de la compression initiée avec la phase orogénique bretonne.



## BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970) - Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle du Morvan. Bull. BRGM (2ème série), sect. II, n°2, p. 13-23, 5 fig., 4 pl.
- AUTRAN A., PETERLONGO J.M. (1979) - France, introduction à la géologie du Massif central - Livret guide, Rev. Sci. Nat. d'Auvergne, vol. 45, p.1-123.
- AREVIAN A., DEREKOY A.M., OMNES G. (1958) - La mine de Chizeuil (Saône et Loire), 1ère partie : Géologie et étude des minéralisations cuivreuses accompagnant la pyrite. Rapport E.N.S.G., 30 p., 20 fig.
- BAUBRON J.C., JEBRAK M., JOANNES C., LHEGU J., TOURAY J.C., ZISERMAN A. (1980) : Nouvelles datations K/Ar sur les filons à quartz et fluorine du Massif central français. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 290, n° 14, sér. D, p. 951-953.
- BAZOT G. (1970) - L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif central français. La couverture oligocène et les ressources thermales et minérales. Thèse 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 178 p.
- BEBIEN J. (1970) - Etude pétrographique et géochimique des formations volcaniques dévono-dinantienne de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. Thèse 3ème cycle, Université de Nancy, 110 p., 53 fig., 14 tabl.
- BEBIEN J. (1971) - Eléments nouveaux sur le volcanisme dévono-dinantien de l'extrémité sud-ouest du faisceau synclinal du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, série D, Vol. 273, n° 4, p. 466-468.
- BEBIEN J., FLOYD P.A., JUTEAU T., ROCCI G., SAGON J.P. (1977) - Le volcanisme dévono-dinantien élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. Coll. intern. CNRS, Rennes, n° 243, p. 275-291, 6 fig.
- BEBIEN J., GAGNY C. et al. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. Mém. BRGM, n° 107, p. 99-135.

- BEBIEN J., GAGNY C., ROCCI G. (1981) - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. 26ème C.G.I., Paris, Colloque C.6, p. 213-225.
- BELLOTTO S. (1983) - Etude de deux manifestations métallifères en environnement volcano-sédimentaire (Paléozoïque, Nord-est du Massif central français). Les amas sulfurés de Sain Bel (Lyonnais), les indices minéralisés du prospect de Gilly-sur-Loire (Morvan). Essais comparatifs, guides de prospection. Thèse 3ème cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 220 p., 63 fig., 9 pl.
- BELLOTTO S., ZIMMERMANN J.L. (1983) - Datation par la méthode K-Ar d'un sill lamprophyrique dans la série volcano-sédimentaire minéralisée de l'extrémité SW du Morvan, secteur de Saint-Aubin-Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 297, Série II, p. 577-580, 1 fig., 2 tab.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1965) - Etude des terrains primaires et des microgranites dans la région de St Just-en-Chevalet (Loire). Thèse 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 56 p.
- BERTAUX J. (1982) - Origine métamorphique des grenats des volcanites acides d'âge viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central français. Bull. Minéral., 105, p. 212-222, 6 fig., 2 tab.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1984) - Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif. Ann. Soc. Géol. Nord, t. CIII, p. 187-199, 4 fig.
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques. Exemples d'applications dans le Massif Armoricaïn et le Massif Central. Critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Implications géodynamiques. Thèse Doc. Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris.
- CALVEZ J.Y., DELFOUR J., LEMIERE B., COCHERIE A. (1985) - Caractères magmatiques et âge du volcanisme dévonien de Chizeuil (Saône-et-Loire). Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM-1985, RS 1999, p. 79-80.

- CARPENA J., DOUBINGER J., GUERIN R., JUTEAU J., MONNIER M. (1984) - Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre géologique : caractérisation géochimique, structurale et chronologique de mise en place. Bull. Soc. Géol. France, (7), t XXVI, n° 5, p. 839-859, 3 fig., 1 tabl.
- CARRAT H.G. (1965) - Sur les relations entre les différents stades de la granitisation hercynienne dans le socle granitique du Morvan septentrional et ceux du faisceau synclinal du Morvan. C.R. Acad. Sci., t. 261, n° 3, p. 5153-5156.
- CARRAT H.G. (1969) - Le Morvan cristallin - Etude pétrographique, géochimique et structurale, position de l'uranium. Thèse Université de Nancy, 379 p.
- CARRAT H.G. (1969a) - Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. Bull. Soc. Géol. France, (7), Vol. XI, n° 4, p. 574-587, 6 fig., 6 tabl.
- CARRAT H.G., WEBER F. (1958) - Présence dans le Morvan d'un nouveau granite hercynien antérieur au granite de Luzy. C.R. Acad. Sci., Série D, t. 246, n° 6, p. 963-966.
- CARRAT H.G., ZIMMERMANN J.L. (1984) - Ages K-Ar des roches volcaniques du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 299, Série II, n° 12, p. 801-803, 1 tab.
- CHABANEL A. (1975) - Le paléovolcanisme acide et les microgranites de Montreuillon (NW du Morvan). Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI, 163 p., 47 fig., 12 tab.
- CHICHERY M. (1938) - Stratigraphie des formations dinantiennes du bassin de l'Ardoisière, près de Vichy (Allier). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 206, p. 263-265.
- CHIRON J.C. (1972) - Rapport préliminaire sur la géologie et la métallogénie de la série dévono-dinantienne dans le Nord-Est du Massif central. Rapport BRGM 72 SGN 124 MET, 40 p., 4 fig., 1 tabl.
- CORSIN P., GUFFROY J. (1969) - Données nouvelles sur le Dinantien du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 269, p. 683-684.
- COUDERT, MOSNIER (1960) - Monographie des mines de Chizeuil. Rev. Ind. Min. Fr., vol. 42, n° 12, p. 929-941, 16 fig.

- COULON M. (1978) - Découverte d'une structure annulaire de microgranites reprise dans une tectonique de compression dans la région de Saint Prix (Morvan). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 287, série D, p. 583-586, 3 fig.
- COULON M., CORSIN P., DOUBINGER J. (1980) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Dévono-dinantien du Morvan. Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun, n° 95, p. 3-12.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM Fr., n° 125.
- DELFOUR J. (1977) - Géologie des formations viséennes et minéralisations sulfurées du secteur de Champ Robert - Forêt de Chatillon (Nièvre). Rapport BRGM, 10 p., 1 fig., 4 ann.
- DELFOUR J. (1978) - Géologie et minéralisations des formations viséennes du secteur du Mont Beuvray (Nièvre, Saône-et-Loire). Rapport BRGM 78 SGN 611 GEO, 11 p., 1 fig., 6 ann.
- DELFOUR J. (1979) - Esquisse géologique de la zone Dighem - Morvan (Nièvre, Saône-et-Loire). Rapport BRGM 79 SGN 052 GEO, 11 p., 1 fig., 6 ann.
- DELFOUR J. (1979a) - Reconnaissance géologique des anomalies Dighem A à K, "Prospection hélicoptérée électromagnétique et magnétique". Zone Morvan (Nièvre, Saône et Loire). Inventaire du Territoire Métropolitain. Rapport BRGM 79 SGN 751 GEO, 9 p., 8 pl. h.t.
- DELFOUR J., TEGYÉY M. (1979) - Etude préliminaire de l'environnement géologique du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire). Rapport BRGM 79 SGN 752 GEO, 26 p., 4 pl., 4 ann., 2 cartes h.t.
- DELFOUR J., TEGYÉY M. (1980) - Etudes pétrographiques des formations volcaniques et sédimentaires dévono-dinantiennes traversées par les sondages S34, S59, S60, S61, S31, S32, S33 du secteur de Champ Robert-Forêt de Chatillon (Nièvre). Rapport BRGM 81 SGN 158 GEO, 14 p., 8 pl., 2 fig., 6 ann.
- DELFOUR J., TEGYÉY M., PIBOULE M., PLOQUIN A., LEMIERE B., LECUYER E., (1982) - Pétrographie et géochimie des intrusions tronchjémiques dévono-dinantiennes de Sauvigny-Chizeuil, SO Morvan. 9ème R.A.S.T., Paris, p. 194.

- DELFOUR J., ISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., LHOTE F., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEV M. (1984) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Document BRGM n° 73, 37 p., 20 fig., 2 tabl., 3 ann. (232 p.), 5 pl. h.t.
- DELFOUR J., GIGOT C. (1985) - Données st ratigraphiques apportées par l'étude de Conodontes du Dévono-dinantien de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). Géologie de la France, n° 4, p. 331-340, 3 fig., 1 pl.photo.
- DESPOIS J., SANSELME H., VIALETTE Y. (1963) - Granitisation viséenne au NE du Massif central. C.R. Acad. Sci., t. 256, n° 10, p. 2193-2195.
- DI NOTA R. (.1970 ) - Etude comparée des lambeaux dévono-dinantiens de la Montagne Bourbonnaise dans le Nord-Est du Massif central français. Thèse 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 133 p.
- ECHAVARRI A. (1966) - Etude pétrographique des tufs anthracifères et des roches associées au Sud de la région de Roanne (Loire). Thèse 3ème cycle, Université de Paris, 164 p.
- FANTIN J.D. ( 1973) - Géologie de la région sud-est de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). Massif central français. Thèse 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 101 p., 48 fig., 1 carte.
- FEYBESSE J.L., LARDEAUX J.M, JOHAN V., TEGYEV M., DUFOUR E., LEMIERE B., DELFOUR J. (1987) - La série de la Brévenne (Massif central français) : une unité dévonienne charriée sur le complexe métamorphique des Monts du Lyonnais à la fin de la collision varisque. A paraître.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) - Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. Chem. Geol., 21, 3-4, p. 291-306.
- GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981) - Mise en évidence d'une tectonique tangentielle Sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (N.E. du Massif central français). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 293, série II, p. 1007-1010.

- GARCIA M.O. (1978) - Criteria for the identification of ancient volcanic arcs. Earth Sci. Rev., 14, p. 145-165.
- GELARD J.P. (1978) - La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. Rev. Géographie phys. et Géol. dyn. (2), Vol. 20, fasc. 1, p. 5-28, 9 fig.
- GROS Y. , MARTIN P. (1981) - La fracturation de la bordure nord du Massif central (région des horsts de la Machine, Neuville, St Pierre-le-Moutier). Etude géométrique, cinématique et chronologique. Rapport BRGM 81 SGN 859 GEO, 18 p., 11 fig.
- GUFFROY J. (1957) - La série dinantienne du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 248,4-5, p. 632-635.
- GUFFROY J. (1959) - Sur l'existence des Conodontes dans les calcaires paléozoïques du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 248, p. 710-712.
- GUFFROY J. (1960) - Sur l'origine des diabases du Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t.251-21, p.2380.
- GUFFROY J. (1964) - Sur l'existence du Givétien dans le Morvan. C.R. Acad. Sci., Paris, t.258, n° 9, p. 2619-2620.
- GUFFROY J. (1966) - Découvertes de nouvelles espèces d'Attrypidae dans le Morvan. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 8, p. 302-304.
- GUFFROY J., PILLET J. (1966) - Découverte d'un nouveau gisement de trilobites dans le Morvan. C.R. Somm. Soc. Géol., fasc. 6, p. 236-237.
- JORON J.L., CABANIS B., TREUIL M. (1983) - Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments traces. Comparaison avec les séries récentes : exemples d'application. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 7-1, p. 273-284, 12 fig.
- JOSEPH D. (1974) - Etude géologique et minéralogique des gisements de fluorine de Voltenne et de Maine (Saône-et-Loire, France). Thèse 3ème cycle, Université d'Orléans, 82 p., 22 fig., 8 tab., 1 ann., 3 pl. photo, 12 pl. h.t.
- JOSEPH D., LHEGU J. (1973) - Etudes méthodologiques sur la recherche des filons de fluorine. L'opération Lucenay-l'Evêque (Massif central français). Rapport BRGM 73 SGN 377 MET, 35 p., 5 fig., 10 pl.

- JULIEN A. (1881) - Sur le terrain dévonien de Diou (Allier) et de Gilly (Saône-et-Loire). C.R. Acad. Sci., Paris, séance du 4 avril.
- JULIEN A. (1896) - Le terrain carbonifère marin de la France centrale. Un vol., in 4, 303 p., 17 pl., Paris.
- JUNG J. (1946) - Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris. Imprimerie nationale.
- JUNG J., VACHIAS O. (1937) - Sur la nature volcanique du complexe des Cornes vertes dans le Forez et la Montagne Bourbonnaise. C. R. S. Soc. Géol. France, fasc. 78, p. 81-83.
- JUNG J., CHICHERY M., VACHIAS O. (1939) - Contribution à l'étude stratigraphique, magmatitique et tectonique de la Montagne Bourbonnaise et du Forez. Mémoire de la Société Géologique de France. Nelle série, n° 38.
- JUNG J., RAGUIN E. (1935) - Discordance du Viséen sur le socle cristallophyllien entre Balbigny, Néronde et Violay (Loire). Extr. C.R.S. Soc. Géol. Fr., 16, p. 248-250.
- LACROIX A. (1918) - Le gîte pyriteux de contact du granite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et ses roches métamorphiques. Bull. Soc. Fr. Minéralogie Cristallographie, t. 41, p. 14-21.
- LA ROCHE H. de, LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analyses. Its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29, p. 183-210, 5 fig., 5 tabl., 1 ann.
- LAUNAY L. de (1913) - Traité de métallogénie, gites minéraux et métallifères. Librairie Polytechnique, Ch. Béranger éd., Paris, T II.
- LEISTEL J.M., BEBIEN J. (1982) - Caractéristiques minéralogiques calco-alkalines des volcanites basiques rapportées au Dévonien supérieur-Viséen inférieur de la Montagne Bourbonnaise (NE du Massif Central français). C.R. Acad. Sc., t. 294, Série II, p. 985-988, 1 fig., 1 tab.
- LEISTEL J.M., GAGNY C. (1984) - Mise en évidence d'une fosse volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central français. Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys., vol. 25, fasc. 1, p. 19-31, 10 fig., 2 tab.

- LECUYER E. (1982) - Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement géologique. Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 146 p., 48 fig., 13 pl., 3 cartes.
- LEMIERE B. (1982) - L'amas sulfuré de Chizeuil : étude géochimique de son environnement volcano-sédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale. Thèse Doct. Ing., Lyon, 148 p., Doc. BRGM n° 54, (1983).
- LEMIERE B., TEGYEV m., PLOQUIN A., PIBOULE M., DELFOUR J., MOINE B., LECUYER E. (1982) - Géochimie du massif volcanique dévonien de Chizeuil (S.O. Morvan). 9ème R.A.S.T., Paris, p. 375.
- LETERRIER J., MAURY R.C., THONON P., GIRARD D., MARCHAL M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth planet. Sci. Lett., 59, p. 139-154.
- LE ROUX C. (1975) - Etude de quelques filons de fluorine de la partie sud-ouest du Morvan. Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 146 p., 41 fig., 1 carte.
- LYS M., SERRE B., MAUVIER A., GREKOFF N. (1961) - Contribution à la connaissance des microfaunes du Paléozoïque : étude micropaléontologique (Conodontes, Ostracodes) dans le Dévonien supérieur du Morvan. Revue de l'IFP, XVI, 5, p. 538-567.
- MAMET B. (1968) - Sur quelques microfaciès carbonifères du Morvan et du Forez. Bull. BRGM, Sect. I, n° 2, p. 57-62, 2 fig.
- MEHIER (1976) - Carte géologique de la région du Haut Folin (Nièvre) à 1/25 000. inédit.
- MICHEL-LEVY A. (1908) - Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bull. des services de la carte géologique de la France et des topographies souterraines, n° 120, t. XVII, 1907-1908, 297 p., 51 fig., 7 pl.
- MICHEL-LEVY A. (1908) - Métamorphisme et tectonique des terrains paléozoïques du Morvan et de la Loire. C.R. Acad. Sc., t. 146, séance du 9 mars 1908, p.1-3.
- MICHEL-LEVY A. (1929) - Les éruptions dacitiques et rhyolitiques de la fin des temps primaires dans le Morvan. Bull. volcanique, t. 6, p. 57-63.

- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. Am. J. Sci., 274, p. 321-355.
- MOINE B. (1974) - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Ambatofinandrahana). Sci. Terre, 31, 293 p.
- MOINE B., ROBELIN C., LEMIERE B., PIBOULE M. (1982) - Etude géochimique de la série volcano-sédimentaire dévonienne de la région de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire). 9ème R.A.S.T., Paris, p.445.
- MONNIER M., STUSSI J.M. (1984) - Le bassin de Montreuillon (Nord Morvan) : élément d'une association volcano-plutonique subalcaline hercynienne. Données géochimiques. C.R. Acad. Sci., t. 298, Série II, n° 14, p. 601-604, 3 fig., 1 tab.
- MOREL B. (1976) - Les formations éruptives dévono-dinantiennes de la bordure ouest du Bassin d'Autun (Saône-et-Loire, France). Thèse 3ème cycle, Université Claude Bernard - Lyon, 116 p., 59 fig., 17 tab., 4 ann.
- MOUREY Y. (1983) - Premières observations sur les minéralisations stannifères du prospect de Gilly-sur-Loire (Saône-et-Loire). C.R. Acad. Sc., t. 297, Série II, p. 585-587.
- MOUREY Y. (1985) - Le leucogranite à topaze de Chavence. Un nouvel exemple de massif à Sn, W, Li dans le Nord du Massif Central français. C.R. Acad. Sc., t. 300, Série II, n° 19, p. 951-954, 2 fig., 1 tab.
- MOUREY Y. (1985a) - Les indices Sn-W-Cu-Zn liés au magmatisme stéphano-permien dans le Sud du Faisceau synclinal de la Somme (Morvan). Thèse 3ème cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, 335 p., 145 fig., 32 tab., 9 pl. photo.
- NACHIT H., RAZAFIMAHEFA N., STUSSI J.M., CARRON J.P. (1985) - Composition des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n° 11, p. 813-818.
- O'CONNOR J.T. (1965) - A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 525-B, p.79-84.
- PAUL H. (1944) - Eine neue Tournai-Fauna aus dem nördlichen Morvan. Vorläufige Mitteilung. N. Jb. Min. Geol. Paläont. Mh., B, 30-32, Stuttgart.

- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, p. 290-300.
- PEARCE J.A., GALE G.H. (1977) - Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In volcanic processes in ore genesis. Inst. Min. Metall. and Geol. Soc. Sp. paper n° 7, London, p. 14-24.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contr. Mineral. Petrol., 69, p.33-47.
- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) - Géochimie de quelques granites albitiques de l'Est du Massif central français. N. Jb. Miner. Abh., 143, 3, p. 279-308.
- PIBOULE M., BEURRIER M., BRIAND B., LACROIX P. (1983) - Les trondhjemitites de Chindo et de Saint-Véran et le magmatisme kératophyrique associé. Pétrologie et cadre géostructural de ce magmatisme dévono-dinantien. Géol. de la France, (2), I, n° 1-2, p. 55-72.
- PICOT P., TROLY G., VINCIENNE H. (1963) - Précisions nouvelles sur les minéralisations de Chizeuil (Saône-et-Loire). Bull. Soc. Fr. Minér. Crist., t. 86, n° 4, p. 373-375.
- PIN C., DUPUY C., PETERLONGO J.M. (1982) - Répartition des terres rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif central. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXIV, n° 4, p. 669-676, 3 fig., 1 ann.
- ROBELIN C. (1981) - Le Dévono-dinantien dans la région de Bourbon-lancy (SW Morvan, Massif central français) : Enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3ème cycle, Dijon, 159 p., 60 fig., 21 tab., 2 pl. photo.
- ROBELIN C., MATHEY B. (1982) - Les turbidites volcano-sédimentaires dans le Famennien du faisceau synclinal du Morvan. 9ème R.A.S.T., Paris, p. 542.
- SCANVIC J.Y., WEECKSTEEN G. (1980) - Carte des linéaments de la France d'après les images des satellites Landsat (1972 à 1976). Doc. BRGM n° 14, 14 p., 1 carte.
- SEDDOH F. (1973) - Altérations des roches cristallines du Morvan. Mém. Géol. Univers: Dijon, 377 p.

- SOULE DE LAFONT D. (1960) - Géologie de la Concession de Chizeuil et étude des minéralisations. Rapp. interne, Cie Industrielle et Minière St Gobain, Chauny et Cirey, 30 p., 3 ann., 3 pl.
- TRINQUARD R. (1962) - Etude pétrographique et métallogénique de quelques chapeaux de fer du Morvan. Thèse 3ème cycle, Université de Clermont-Ferrand, 64 p., 18 pl., 2 dépl.
- VACHARD D. (1976) - Microfaciés et micro-organismes des calcaires viséens de Cussy-en-Morvan. Bull. Soc. Hist. Nat. et Amis Mus. d'Autun, n° 77, p. 15-22, 3 fig.
- VALETTE C.O. (1983) - Karts et filons à fluorine dans le Faisceau synclinal du Morvan : le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire). Thèse 3ème cycle, Université d'Orléans, Doc. BRGM n° 58, 299 p., 96 fig., 16 tqb., 7 pl. h.t.
- VENNAT G. (1985) - Le complexe volcano-plutonique de Gannat-les-Ancizes (Massif central français). Etudes pétrographique, structurale, géochimique et dynamique. Bull. B.R.G.M. n° 4, Géologie de la France.
- VENNAT G. (1985) - Chronologie du magmatisme dans la partie médiane du Morvan. 11ème R.A.S.T., p. 180.
- VIALETTE Y. (1965) - Granitisation hercynienne dans le Massif Central Français. Sciences de la Terre, t. (3-4), p. 369-383.
- VIALETTE Y. (1973) - Age des granites du Massif central. Bull. Soc. Géol. France, t. 15, n° 3-4, p. 260-270, 1 fig.
- VINCIENNE H., FONTEILLES M., TABOURET M. (1959) - La minéralisation cuivreuse du gîte de Chizeuil (Saône-et-Loire). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 249, n° 13, p. 1125-1127.
- VUAGNAT P. (1984) - L'amas sulfuré de Chessy (Beaujolais méridional). Etude cartographique, pétrographique et géochimique des formations dévono-dinantiennes de son enveloppe volcanosédimentaire. Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard-Lyon I. 137 p., 21 fig., 5 ann.
- WEBER C. (1975) - Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. Bull. BRGM (2ème série), Sect. II, n° 3 et 4, p. 219-343, 61 fig., 13 tabl., 2 pl.

- WEYER D. (1965) - Etroeuungt im Morvan (Zeentralfrankreich).  
Abhandlungen Z.G.L., 1, p. 290-302.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - Geochemical magma type  
discrimination : application to altered and  
metamorphosed basic igneous rocks. Earth and  
Planet. Sci. Lett., 3, p. 459-469.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical  
discrimination of different magma series and their  
differentiation products using immobile elements.  
Chem. Geol., 20, (4), p. 325-344.

A N N E X E

1

NATURE ET LOCALISATION  
DES  
ROCHES ECHANTILLONNEES

## ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU DEVONIEN SUPERIEUR

### MASSIF DE CHIZEUIL ET SUD-EST DE BOURBON-LANCY

- CZ 192 : Andésite basique auto-brèchique. Les Theurots, 1,7 km au N-NE de Perrigny-sur-Loire.
- CZ 194 : Andésite microlitique. Les Theurots, 1,7 km au N-NE de Perrigny-sur-Loire.
- CZ 626 : Soda-rhyolite. Les Grands Chauffages, 1,4 km au NE de Perrigny-sur-Loire.
- DB2S-1G : Tuffo-lave basaltique. Carrière de Saint-Aubin-sur-Loire.
- DB3N-19M : Coulée de basalte. Givallois, 2,4 km au S-SE de Bourbon-Lancy.
- CZ 30 : Sill de dolérite albitisée. Champ Vaudelin, 2,9 km au Sud de Chalmoux.
- DB3N-75A : Tuffo-lave basaltique. Les Pierrots, 2 km au S-SE de Chalmoux.
- DB3N-75B : Basalte à clinopyroxène. Les Pierrots, 2 km au S-SE de Chalmoux.
- DB3N-96B : Tuf remanié basaltique. Les Pierrots, 2,5 km au S-SE de Chalmoux.
- DB3N-300 : Extrusion d'andésite basique. 1 km au NW de Chalmoux.
- DB3S-125A : Tuffo-lave basaltique. Champ Vaudelin, 3,3 km au S-SE de Chalmoux.
- DB3S-175A : Andésite basique à clinopyroxène. Saint-Laurent, 2,5 km au N-NE de Perrigny-sur-Loire.
- DB4N-25B : Andésite basique auto-brèchique. Sauvigny, 1,9 km au SE de Chalmoux.
- DB4N-241C : Soda-rhyolite. Creuse, 4 km au S-SE de Chalmoux.
- BL7S-26 : Tuffo-lave basaltique. Le Sarroux, 1,5 km à l'Est de Mont.
- DB2S-2E : Brèche basaltique à fragments calcaires. 1,9 km au N-NE de Diou.
- DB2S-108 : Brèche basaltique à fragments calcaires. 1,9 km au N-NE de Diou.
- DB2S-118 : Brèche basaltique à fragments calcaires. 2 km au N-NE de Diou.
- DB3N-75E : Tuffo-lave basaltique. Les Pierrots, 2 km au S-SE de Chalmoux.
- DB3N-231 : Brèche basaltique à fragments calcaires. Jarsaillon, 5,3 km à l'E-NE de Saint-Aubin-sur-Loire.
- CZ 125 : Tuffo-lave basaltique. Champ Vaudelin, 3,3 km au S-SE de Chalmoux.
- CZ 312 : Basalte. Les Theurots, 1,2 km au N-NE de Perrigny-sur-Loire.
- CZ 246 : Tuffo-lave basaltique. Sauvigny, 1,7 km au SE de Chalmoux.
- CZ 25B : Sill de dolérite albitisée. Champ Vaudelin, 2,9 km au Sud de Chalmoux.

- CZ 233 : Sill de dolérite albitisée. Champ Vaudelin, 3,3 km au Sud de Chalmoux.
- CZ 308 : Sill de dolérite albitisée. Champ Vaudelin, 3 km au Sud de Chalmoux.
- CZ 8 : Extrusion d'andésite basique. Les Loges, 2,2 km au SE de Chalmoux.
- CZ 10 : Extrusion d'andésite basique. Les Pierrots, 2,1 km au SE de Chalmoux.
- BL7S-222 : Basalte amygdalaire. 1,1 km au Nord de Mont.
- CZ 302 : Andésite basique. La Fayette, 3,9 km au S-SE de Chalmoux.
- CZ 89B : Soda-rhyolite. 900 m à l'E-NE de la Montagne de Chizeuil.
- CZ 315 : Soda-rhyolite. 1,2 km au S-SW de la Montagne de Chizeuil.
- CZ 140 : Soda-rhyolite. 1,2 km au S-SW de la Montagne de Chizeuil.
- CZ 316 : Soda-rhyolite. Creuse, 4 km au S-SE de Chalmoux.
- CZ 147C : Soda-rhyolite. 1,8 km au S-SW de la Montagne de Chizeuil.
- CZ 150BR : Soda-rhyolite. Creuse, 4 km au S-SE de Chalmoux.
- CZ 148 : Soda-rhyolite. 2 km au S-SW de la Montagne de Chizeuil.

#### MASSIF DE CRESSY-SUR-SOMME

- BL7N-82 : Brèche basaltique. 1 km au SW de Cressy-sur-Somme.
- BL7N-104 : Basalte auto-brèchique. 1,4 km au N de Cressy-sur-Somme.
- BL7N-110 : Basalte auto-brèchique. 1 km à l'W-SW de Cressy-sur-Somme.
- BL7N-110A : Basalte auto-brèchique. 1 km à l'W-SW de Cressy-sur-Somme.
- BL7N-111 : Soda-rhyolite. 800 m à l'Ouest de Cressy-sur-Somme.
- BL7N-153 : Soda-dacite. 1,5 km à l'W-SW de Cressy-sur-Somme.
- BL8N-8 : Soda-rhyolite. 1,1 km au Nord de Cressy-sur-Somme.
- CR1A : Tuf andésito-basaltique. Carrière de Maltat, 1,5 km au SW de Cressy-sur-Somme.
- CR1B : Basalte auto-brèchique. Carrière de Maltat, 1,5 km au SW de Cressy-sur-Somme.
- CR2B : Basalte auto-brèchique. Carrière de Maltat, 1,5 km au SW de Cressy-sur-Somme.

#### PAYS D'URFE

- FE2-1 : Basalte porphyrique. 2,4 km au S-SW de Grézolles.
- FE2-5 : Basalte porphyrique. 2,4 km au S-SW de Grézolles.
- NOI2-1 : Tuf andésito-basaltique. 900 m au Sud de Grézolles.
- NOI2-2 : Tuf andésito-basaltique. 900 m au Sud de Grézolles.

- NOI11D-A : Basalte porphyrique. 1 km à l'Ouest de Saint-Marcel-d'Urfé.
- NOI11D-B : Basalte porphyrique. 1 km à l'Ouest de Saint-Marcel-d'Urfé.
- NOI-21 : Basalte auto-brèchique, porphyrique. 500 au Nord de Saint-Marcel-d'Urfé.
- NOI-22 : Basalte auto-brèchique, porphyrique. 500 au Nord de Saint-Marcel-d'Urfé.

ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU TOURNAISIEN ET  
VISEEN INFÉRIEUR

- BL4N-10 : Andésite d'extrusion. 1,1 km au NE de Savigny-Poil-Fol.
- BL7S-96 : Andésite d'extrusion. 1,6 km au N-NE de Mont.
- F8S-78 : Basalte. Les Berthelots, 1,7 km à l'Est d'Avrée.
- F8S-207 : Andésite. La Garde, 4,2 km au S-SW de Chiddes.
- F8S-66 : Andésite d'extrusion. Les Chaumes, 2,2 km au E-SE d'Avrée.
- F8S-73 : Andésite basique. Les Berthelots, 1,5 km à l'Est d'Avrée.
- F8S-94 : Andésite. Antrezit, 2,4 km au NE d'Avrée.
- F8S-108 : Andésite. La Garde, 4,1 km au E-NE d'Avrée.
- AU2S-442 : Microdiorite. Le Rebout, 1,5 km au NE du Mont Beuvray.
- AU3N-11 : Gabbro. Sénavelle, 2,1 km au E-NE de La Grande Verrière.
- AU1S-885 : Basalte. 1 km au N-NW du Mont Beuvray.
- AU1S-889 : Andésite. 500 m au W du Mont Beuvray.
- BL3S-66 : Ignimbrite rhyo-dacitique. Champ Morin, 1,6 km au Sud de Saint-Seine.
- BL4N-245 : Ignimbrite dacitique. Chanaud, 2,1 km au N-NE de Savigny-Poil-Fol.
- F8S-8M : Ignimbrite rhyo-dacitique. Carrière du Moulin Neuf, 3,2 km au SE d'Avrée.
- F8S-11E : Ignimbrite rhyo-dacitique. Les Berthelots, 1 km au N-NE d'Avrée.
- F8S-195 : Ignimbrite rhyo-dacitique. Roche, 3,8 km à l'Est d'Avrée.
- F8S-109 : Ignimbrite rhyo-dacitique potassifiée. La Garde, 4,1 km au N-NE d'Avrée.
- AU1S-96 : Tuf rhyo-dacitique potassifié. Malvaux, 2,2 km au SW du Mont Beuvray.
- AU1S-851 : Brèche ignimbritique rhyo-dacitique. Malvaux, 1,1 km au S-SW du Mont Beuvray.
- CZ-52B : Microtrondhjémitite. Les Theurots, 5,5 km au Sud de Chalmoux.

ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU  
VISEEN SUPERIEUR

- F4N-43 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Thard, 2,6 km au SE d'Onlay.
- F3N-66 : Granophyre. Montjoux, 3,9 km à l'Ouest d'Onlay.
- F4N-110 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Ronon, 3,3 km au E-NE d'Onlay.
- F3N-38 : Granophyre. Montjoux, 2,6 km au W-SW d'Onlay.
- S34-8 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Les Fraichots, 3,7 km au NW de Larochemillay.
- F8S-11F : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Les Berthelots, 1 km au NE d'Avrée.
- F8N-122 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Montcharlon, 3,5 km au NW de Chiddes.
- F8N-350 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. 1,3 km au E-SE de Sémelay.
- AU1S-115 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Les Pierres Blanches, 4 km au NE de Larochemillay.
- AU1S-139 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Les Fraichots, 3,7 km au NW de Larochemillay.
- F3S-2A2 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Le Fourmonté, 1,9 km à l'Est de Saint-Honoré-les-Bains.
- F3S-78 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. 1,4 km au E-NE de Saint-Honoré-les-Bains.
- F3S-125 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Préporché, 2,7 km au N-NE de Saint-Honoré-les-Bains.
- F4N-175 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. Moulin de Thard, 1,1 km au S-SE d'Onlay.
- AU1N-3 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. 4km au NE de Villapourçon.
- AU1N-7 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. 3,8 km au E-SE de Villapourçon.
- AU1N-95 : Tuf ignimbrétique rhyo-dacitique. 2,3 km au NE de Villapourçon.
- F4N-438A : Microgranite porphyrique. 900 m au S-SW de Villapourçon.
- F8S-8E : Microgranite porphyrique. Carrière du Moulin Neuf, 3,2 km au SE d'Avrée.
- AU1N-202 : Microgranite. 300 m au Sud de Villapourçon.
- AU2N-67B : Microgranite. 1,1 km au Nord de Saint-Prix.
- F3N-42 : Granophyre. Corcelles, 2,6 km au SW d'Onlay.
- F4S-535 : Granophyre. Bois Jacquot, 4,1 km au NE de Saint-Honoré-les-Bains
- AU1N-78 : Granophyre. 3,7 km au NE de Villapourçon.

A N N E X E

2

RESULTATS ANALYTIQUES

Eléments majeurs exprimés en pourcent : analyse par  
fluorescence X, Département Analyses du BRGM.

Eléments en traces exprimés en ppm : analyse par  
fluorescence X, Laboratoire de Géologie, Université  
Claude Bernard, Lyon. Analyste J.C. GERMANIQUE.

ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU DEVONIEN

N° Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	PFeu
CZ-192	54,40	1,20	18,72	8,50	0,16	4,37	6,05	4,32	0,96	0,22	1,57
CZ-194	58,30	0,97	16,70	8,31	0,16	3,78	6,18	3,82	0,98	0,17	1,04
CZ-626	73,30	0,33	15,34	1,62	0,04	0,40	0,47	7,46	0,07	0,08	0,68
DB2S-16	50,20	1,10	16,10	10,10	0,18	4,80	5,25	5,45	0,32	0,17	5,80
DB3N-19M	48,70	1,11	18,14	11,09	0,15	4,56	5,48	4,93	0,90	0,18	5,58
CZ-30	52,20	1,01	18,36	7,64	0,14	4,79	6,30	4,70	0,92	0,24	1,75
DB3N-75A	52,60	1,14	18,34	10,90	0,25	3,74	5,89	5,23	1,14	0,21	1,38
DB3N-75B	48,40	0,94	16,64	9,70	0,21	5,34	11,59	2,64	0,74	0,15	2,99
DB3N-96B	49,20	1,29	18,70	10,38	0,25	5,06	9,40	2,83	0,87	0,31	1,96
DB3N-300	51,60	1,35	19,61	9,76	0,19	3,78	2,60	5,80	0,55	0,18	4,53
DB3S-125A	47,00	1,40	18,01	12,84	0,20	6,01	9,26	3,19	0,55	0,19	1,19
DB3S-175A	55,70	1,05	17,45	9,61	0,12	5,47	5,28	2,29	1,03	0,09	1,39
Db4N-25B	55,10	1,10	17,34	9,76	0,14	2,89	6,35	4,02	0,91	0,16	1,42
DB4N-241C	65,00	0,52	17,39	3,45	0,14	1,22	2,54	4,60	2,66	0,19	1,47
BL7N-104	47,00	1,00	17,90	13,10	0,21	5,25	10,70	3,20	0,56	0,22	0,49
BL7N-110	50,80	1,00	18,10	11,30	0,20	4,05	7,95	3,75	0,92	0,24	1,00
BL7N-110A	51,20	0,97	17,90	10,90	0,20	4,65	8,55	3,40	0,88	0,21	1,15
BL7N-111	67,10	0,52	15,70	3,79	0,11	1,23	2,59	5,17	1,61	0,21	1,48
BL7N-153	65,10	0,59	16,10	5,15	0,14	1,40	2,15	6,40	1,65	0,19	1,35
BL8N-8	67,30	0,47	16,55	2,77	0,08	0,84	1,71	3,20	5,57	0,07	1,23
CR-1A	45,60	1,11	17,95	10,11	0,16	3,93	7,26	3,87	1,17	0,21	7,50
CR-1B	46,70	1,24	18,13	10,86	0,20	3,95	6,14	4,46	0,67	0,34	7,56

N° Ech.	Zr	Y	Nb	Sr	Rb
CZ-192	141	26	3	424	19
CZ-194	123	25	1	301	25
CZ-626	159	13	20	210	6
DB2S-16	151	27	7	438	7
DB3N-19M	103	25	11	556	29
CZ-30	94	20	1	597	5
DB3N-75A	155	31	7	341	22
DB3N-75B	110	26	6	499	25
DB3N-96B	164	29	9	697	26
DB3N-300	122	29	6	348	21
DB3S-125A	107	29	6	434	19
DB3S-175A	150	26	7	338	33
Db4N-25B	137	30	7	439	24
DB4N-241C	205	32	29	475	68
BL7N-104	85	24	9	887	15
BL7N-110	120	31	12	704	20
BL7N-110A	117	28	12	664	22
BL7N-111	178	26	28	277	48
BL7N-153	203	32	25	409	41
BL8N-8	335	45	22	183	197
CR-1A	61	18	2	524	46
CR-1B	71	17	3	516	25

ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU  
TOURNAISIEN-VISEEN INFERIEUR

N° Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	PFeu
BL4N-10	54,20	1,12	16,84	9,11		0,15	3,77	3,16	5,44	0,85	0,16	3,94
BL7S-96	53,30	1,20	15,90	7,95		0,13	7,60	2,00	1,95	2,70	0,30	6,35
F8S-78	64,20	0,71	16,60	5,90		0,11	2,05	3,30	2,15	3,75	0,18	1,50
F8S-66	58,00	0,86	16,60	8,40		0,11	5,05	1,15	5,30	1,00	0,14	3,20
F8S-73	53,70	0,90	17,57	9,16		0,20	4,65	6,75	4,29	0,93	0,18	0,96
F8S-94	57,50	0,90	18,00	0,91		0,14	3,90	6,80	2,00	1,35	0,18	1,05
F8S-108	58,40	0,90	16,80	8,20		0,16	3,60	6,80	2,50	1,95	0,18	0,71
AU2S-442	54,00	0,78	17,90	9,35		0,24	4,30	9,30	2,05	1,10	0,11	1,25
AU3N-11	46,00	0,93	18,92	11,70		0,21	6,22	9,45	1,84	1,81	0,30	2,49
AU1S-885	47,00	0,85	16,84	11,97		0,61	7,41	9,40	1,51	1,87	0,30	2,87
AU1S-889	57,10	0,82	15,12	6,51		0,11	6,35	4,26	2,12	3,63	0,19	3,05
BL3S-66	67,40	0,48	15,30	5,70		0,06	0,96	0,78	2,95	4,35	0,11	1,55
BL4N-245	59,50	0,90	17,80	7,13		0,10	2,18	1,45	3,24	4,58	0,22	2,05
F8S-8M	68,70	0,52	15,10	5,65		0,10	1,00	1,40	4,45	2,30	0,13	1,30
F8S-11E	69,10	0,44	15,30	4,60		0,05	1,65	0,49	3,30	2,70	0,10	2,45
F8S-195	68,20	0,44	15,00	5,30		0,09	1,60	1,45	3,25	3,50	0,10	1,05
F8S-109	68,10	0,50	15,60	4,60		0,10	1,25	0,55	0,49	6,80	0,11	1,20
AU1S-96	65,90	0,60	16,34	3,11		0,12	1,53	1,78	3,69	5,01	0,15	0,96
AU1S-851	64,80	0,70	16,11	4,78		0,19	2,57	1,01	2,11	4,25	0,19	2,46
CZ-52B	75,40	0,25	13,25	0,31	1,33	0,02	0,35	1,28	5,36	0,95	0,02	0,70

N° Ech.	Zr	Y	Nb	Sr	Rb
BL4N-10	103	22	3	205	13
BL7S-96	200	26	13	289	118
F8S-78	103	28	8	674	76
F8S-66	142	33	9	202	44
F8S-73	97	25	7	525	29
AU2S-442	101	24	5	452	117
AU1S-885	69	23	4	975	133
AU1S-889	177	25	13	417	191
BL3S-66	371	46	15	239	152
BL4N-245	273	50	21	141	172
F8S-8M	321	40	16	110	77
F8S-11E	366	31	18	151	119
F8S-195	361	47	17	174	138
CZ-52B	129	21	-9		27

ROCHES VOLCANIQUES ET SUBVOLCANIQUES DU VISEEN SUPERIEUR

SYNCLINAL DE CHIDDES

N° Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.FEU
F8S-11F	63,30	0,73	17,00	5,35		0,10	2,35	2,65	2,75	3,85	0,20	1,95
F8N-122	64,90	0,68	16,40	5,30		0,10	2,00	1,80	3,50	3,75	0,18	1,95
F8N-350	64,00	0,71	16,77	4,64		0,08	2,11	2,84	2,53	4,26	0,19	2,25
AU1S-115	63,60	0,72	16,90	0,65	3,50	0,14	2,75	2,60	2,90	4,15	0,20	
AU1S-139	65,00	0,64	16,45	3,05	1,20	0,14	2,40	2,10	3,35	3,90	0,16	

COMPLEXE D'ONLAY

N° Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.FEU
F3S-2A2	65,70	0,63	16,01	4,58		0,09	1,87	2,53	2,92	4,16	0,16	1,52
F3S-78	64,20	0,71	16,60	5,90		0,11	2,05	3,30	2,15	3,75	0,18	1,50
F3S-125	64,10	0,68	16,42	4,60		0,09	2,01	3,19	2,63	3,70	0,20	1,35
F4N-43	62,10	0,74	16,96	5,24		0,09	2,47	3,38	2,34	3,72	0,17	1,83
F4N-175	69,60	0,46	15,30	4,35		0,09	1,40	1,85	2,75	4,00	0,18	0,73
AU1N-3	65,80	0,57	16,40	3,80		0,08	1,88	2,21	3,11	4,71	0,20	1,61
AU1N-7	64,70	0,66	16,34	4,82		0,11	1,82	2,50	2,89	3,70	0,16	1,71
AU1N-95	64,50	0,62	16,06	4,55		0,08	2,12	2,30	2,79	4,38	0,20	1,49

MICROGRANITES ET GRANOPHYRES

N° Ech.	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	P.FEU
F4N-438A	68,40	0,55	14,99	4,11		0,07	1,82	1,77	2,69	4,90	0,17	1,29
F4S-520	64,10	0,60	16,10	5,40		0,10	2,75	1,40	2,90	4,00	0,22	2,45
F8S-8E	73,40	0,27	13,70	2,25		0,06	0,87	1,30	2,45	4,60	0,17	1,65
AU1N-202	74,30	0,17	12,98	2,64		0,04	0,63	0,51	2,88	4,78	0,09	0,51
AU2N-67B	69,90	0,45	14,70	3,17		0,06	1,33	1,35	3,46	4,26	0,17	1,11
F3N-42	72,10	0,31	14,60	2,60		0,07	0,86	0,89	3,05	4,55	0,15	0,82
F4S-535	69,70	0,43	15,90	0,56		0,05	1,30	0,54	2,00	4,60	0,18	1,65
AU1N-78	70,70	0,32	15,19	2,59		0,06	1,02	0,86	3,07	4,38	0,17	1,33

CONCENTRATIONS EN TERRES RARES DES ROCHES VOLCANIQUES  
BASISQUES DU DEVONIEN ET DU TOURNAISIEN

Département Analyses du BRGM.

N° Ech.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
BL7S-26	28,00	55,00	26,40	6,00	1,54	6,00	5,00	1,96	1,30
DB2S-16	15,80	32,00	16,00	3,80	1,20	4,20	4,30	2,00	1,50
DB3N-75A	40,20	76,00	31,00	6,80	2,10	6,60	7,00	3,40	1,80
DB3N-75E	29,60	51,40	27,60	7,00	2,40	7,20	7,20	3,80	2,50
BL7N-104	21,40	46,80	23,60	6,00	1,40	4,80	4,30	1,80	1,20
BL7N-110	41,40	76,00	32,00	6,00	1,80	6,60	5,50	2,40	1,70
BL7N-110A	22,40	46,80	24,00	5,30	1,70	5,60	4,90	2,10	1,40
BL7N-153	39,80	74,00	30,00	5,50	1,40	5,50	5,20	2,50	1,90
F 8S-66	20,60	50,00	26,00	6,70	0,80	5,20	5,10	2,80	2,70
F 8S-73	24,00	49,00	22,70	4,70	1,60	4,90	5,10	2,60	2,10
F 8S-78	20,00	47,60	25,00	6,10	1,60	6,00	5,00	2,50	2,10

