

# **Déformation tardi-hercynienne du batholite de Villefort (Mont Lozère et Massif de la Borne). Ses rapports avec les sédiments permien du Pont-de-Montvert (Cévennes, Sud-Est du Massif central)\***

*Late-Variscan deformation of the Villefort batholith  
(Mont Lozère and Massif de la Borne). Its links  
with the Permian deposits of Le Pont-de-Montvert  
(Cevennes, South-Eastern Massif central).*

Jean-Paul DEROIN <sup>(1)</sup>, André E. PROST <sup>(2)</sup>

Mots-clés : Microtectonique, Déformation polyphasée, Orogénie hercynienne, Batholite, Arkose, Sédimentation détritique, Stéphaniens, Permien, Trias, Surface érosion (Pénéplaine blottie), Massif central (Batholite Villefort), Cévennes (Bassin Pont-de-Montvert).

## Résumé

L'analyse détaillée de terrain permet d'établir la chronologie des événements de la déformation tardi-hercynienne dans le secteur du Mont Lozère et du Massif de la Borne, réunis au sein du batholite de Villefort lors de leur mise en place entre 305 et 290 Ma. On illustre la remontée progressive du bâti structural du Carbonifère supérieur au Permien inférieur. L'analyse cartographique et géologique amène à attribuer un âge anté-triasique et post-stéphaniens à certains affleurements d'arkoses situés à l'ouest de la faille de Villefort. On définit alors régionalement trois phases de détritisme consécutif à l'orogène hercynien et aux jeux tectoniques tardifs : au Stéphaniens, les conglomérats sont très riches en éléments de schistes épizonaux, pauvres en quartz et à ciments argileux (Olimpies, niveaux de base du bassin stéphaniens du Gard) ; au Permien inférieur (Autunien), les grès arkosiques sont pauvres en éléments de socle, riches en quartz et localement en feldspath (arkoses) et représentent des faciès encore très amont dans le dispositif orographique (bassin du Pont-de-Montvert) ; au Trias, les grès souvent fins, à quartz bipyramidés, barytine crêtée, sans éléments schisteux, passent progressivement à des faciès carbonatés sur les bordures occidentale et orientale des Cévennes. On met en évidence les éléments d'une pénéplaine blottie d'âge paléozoïque supérieur bien distincte de la pénéplaine triasique. On conclut par une discussion sur l'évolution tectonomagmatique et sa relation avec la sédimentation permienne du batholite de Villefort.

## Abstract

In the area of the Mont Lozère and Borne, the detailed field analysis allows to establish the chronology of the Late Hercynian deformation. Before the Late Hercynian strike-slip faulting along the Villefort Fault the two batholiths dated from 305 to 290 Ma formed the so-called Villefort batholith. The geological mapping, the sedimentological study, and the structural study of the arkosic deposits of the Pont-de-Montvert Basin show that this basin is Lower Permian (Autunian) in age. These arkosic deposits take place in post-collision detrital processes beginning in the Stephanian with coarse conglomerates, continuing during Permian times with arkosic or debris-flow deposits, and ending in Triassic with finer arkoses and sandstones initiating the Mesozoic series of the South-East French Basin. We emphasize the existence of an Upper Palaeozoic palaeosurface, quite distinct from the Triassic palaeosurface. The tectonomagmatic evolution of the Cévennes is finally discussed.

\* Manuscrit reçu le 8 décembre 1992, accepté définitivement le 13 août 1993.

(1) BRGM, Service géologique national, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2.

(2) Université d'Orléans, Dép. Géologie structurale, 45067 Orléans Cedex 2 et URA 1366 du CNRS.

## Introduction

Nous avons attribué un âge Permien inférieur (Autunien) aux dépôts détritiques du bassin du Pont-de-Montvert (département de la Lozère), sur le versant méridional du massif granitique du Mont Lozère (Deroin *et al.*, 1990 ; Deroin, 1990). Les arguments sédimentologiques et tectoniques utilisés pour l'étude des aires d'affleurement résiduel des arkoses de la Cham du Pont, de la Cham de Finialette et de Peyroche (bassin du Pont-de-Montvert) sont développés à l'échelle du

batholite de Villefort (Mont Lozère et Borne) ; des implications paléogéographiques et structurales sont envisagées à l'échelle du massif des Cévennes (fig.1).

On étudie l'évolution du détritisme depuis le Stéphaniens (bassin des Cévennes) et l'Autunien (bassin du Pont-de-Montvert) jusqu'au Trias de la bordure cévenole. Trois coupes sont décrites : celle des arkoses d'âge paléozoïque supérieur de la Cham du Pont, celle des terrains d'âge mésozoïque inférieur du causse blotti du Bougès, préservés le long de la faille sud-Lozère, et celle du contact de la série déritique sur le socle, à Lozerette.

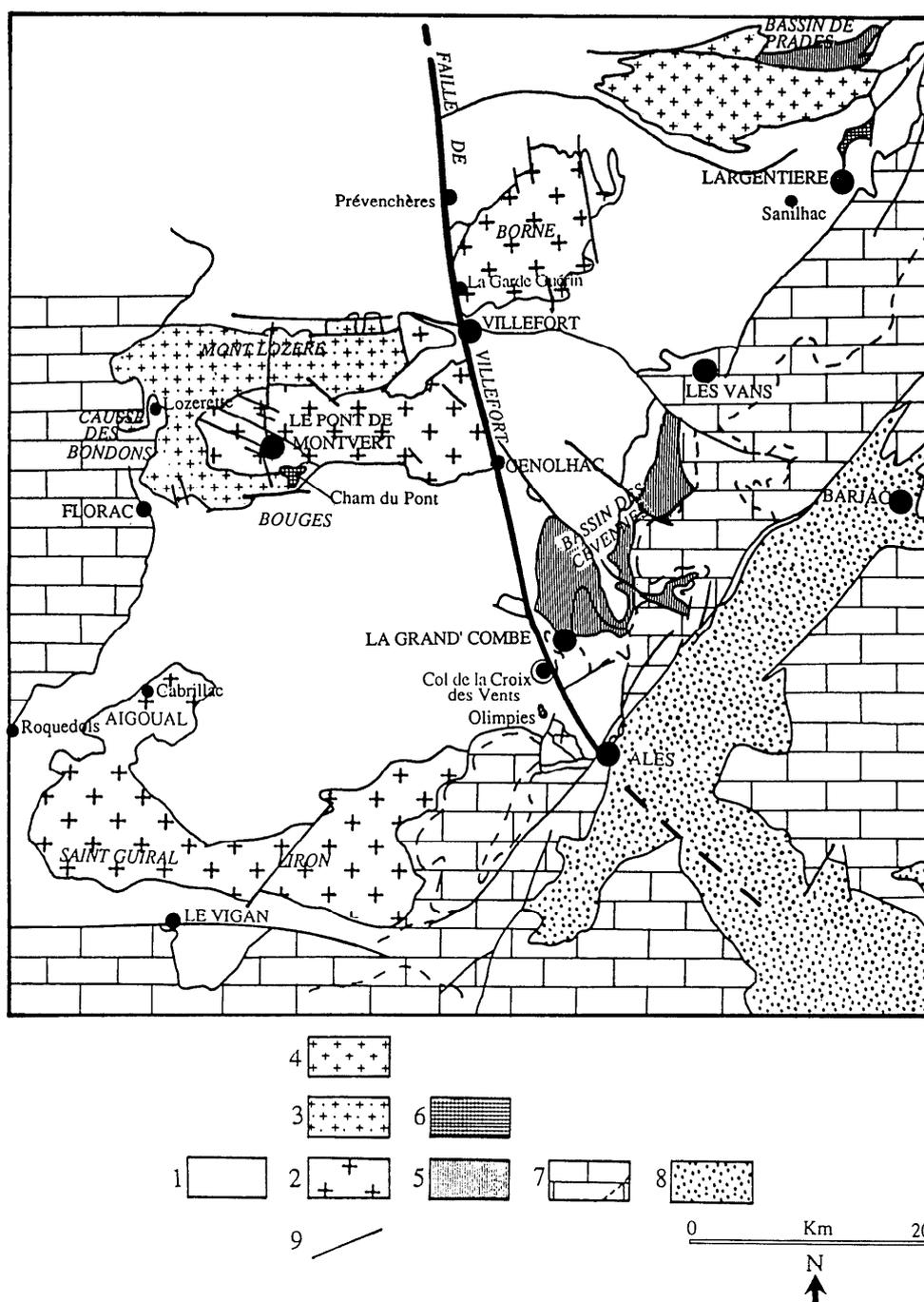


Fig. 1. – Le batholite de Villefort dans le cadre géologique régional. (1) Schistes des Cévennes, (2) Granite porphyroïde, (3) Granite isogranulaire, (4) Granite tardi-migmatitique du Velay, (5) Carbonifère supérieur, (6) Permien inférieur, (7) Mésozoïque, (8) Cénozoïque, (9) Failles principales.

Fig. 1. – The Batholith of Villefort. (1) Schists of the Cévennes Series, (2) Porphyritic granite, (3) Isograined granite, (4) Late-migmatitic granite of Velay, (5) Upper Carboniferous, (6) Lower Permian, (7) Mesozoic, (8) Cenozoic, (9) Main faults.

On replace l'évolution sédimentologique dans le schéma de la déformation tardi-hercynienne caractérisée, dans les Cévennes comme dans le Lyonnais (Deroin et Benoit, 1992) et ailleurs dans le Massif central français par une évolution dans le temps depuis une direction de raccourcissement maximale N-S vers une direction d'étirement maximale N-S.

## Le cadre tectonique

### Généralités

Dans le nord des Cévennes, le Mont Lozère représente un batholite circonscrit (Van Moort, 1967) intrusif dans des séries métamorphiques épi- à mésozonales (Pellet, 1972). Trois faciès de granites calco-alcalins, dont un faciès porphyroïde proche de celui que l'on retrouve dans le massif de la Borne, ont été reconnus (Sabourdy et Berthelay, 1977). Des travaux récents ont montré que l'on pouvait isoler deux types principaux de granite : le granite porphyroïde (faciès du Pont-de-Montvert) et le granite isogranulaire de bordure qui s'étend autour du premier (faciès du Bougès de Sabourdy et Berthelay, 1977); quant au faciès sommital du Mont Lozère (faciès des Signaux), lui aussi isogranulaire, son type d'affleurement correspond aux résultats d'effets glaciaires et périglaciaires (Prost *et al.*, 1991) et sa nature ne diffère pas de celle du faciès de bordure. Les âges radiochronométriques Rb/Sr recalculés avec la nouvelle constante montrent que les dernières intrusions se sont mises en place vers 290 Ma, c'est-à-dire au Permien inférieur (Valette et Sabourdy, 1977; Duthou *et al.*, 1984). La mise en place du faciès porphyroïde est sensiblement antérieure, vers 305 Ma, à la Borne (Alabouvette *et al.*, 1988). En tout cas, la granitisation apparaît nettement postérieure à la phase de plissement majeur synmétamorphe (Arthaud *et al.*, 1969; Crevola, 1987; Crevola *et al.*, 1983).

De nombreuses failles à jeu tardi-hercynien ont été reconnues dans les Cévennes (Matte, 1986a et b), notamment la faille d'Orcières, au nord du Mont Lozère (Arthaud et Matte, 1975) et la faille de Villefort (Fabre, 1896; Arthaud et Matte, 1977) qui a dilacéré le batholite de Villefort. L'évolution tectonique globale serait contrôlée par l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque au cours du désépaississement crustal, phénomène proposé notamment en Montagne Noire (Van den Driessche et Brun, 1991-1992) et dans les Cévennes (Faure *et al.*, 1992).

### Déformation tardi-hercynienne du batholite de Villefort

L'analyse détaillée de la fracturation, effectuée dans une cinquantaine de stations situées sur le versant méridional du Mont Lozère (région du Pont-de-Montvert, faille sud-Lozère), sur la Borne (Pied de Borne) et la faille de Villefort (Prévenchères, lac de Villefort, Villefort-Génolhac), permet d'établir la chronologie relative des principaux événements de la déformation tardi-hercynienne du batholite de Villefort (Deroin *et al.*, 1990).

La tectonique tardi-hercynienne des Cévennes est caractérisée par un régime cisailant bien marqué dans

les granitoïdes, mais peu apparent dans les unités métamorphiques moins compétentes. L'analyse microtectonique montre trois phases de déformations successives suite à la mise en place du faciès porphyroïde :

1) Une phase initiale se traduisant par le décrochement ductile senestre de la faille de Villefort et de ses satellites subméridiens (faille du Pont-de-Montvert); cette phase est marquée localement par des pseudo-tachylites (phyllonites). Le caractère synductile de la plupart des jeux de failles et de la mise en place des corps magmatiques filoniens est attesté par la foliation systématique du granite. En conséquence, il convient de parler de granites syntectoniques (Deroin, 1990; Faure *et al.*, 1992). Les considérations cartographiques permettent d'estimer à environ 12 km ce décrochement. Il ne faut cependant pas négliger la composante verticale du décrochement bien caractérisée par l'inclinaison des pitchs de stries sur les miroirs de failles : 15°S sur la faille de Villefort comme sur son satellite occidental, la faille du Pont-de-Montvert. Compte-tenu du décrochement horizontal de 12 km de la faille de Villefort, la remontée du Massif de la Borne par rapport au Mont Lozère peut être estimée à 3 km.

Sur la faille de Villefort, on note conjointement la présence de plans C' en jeu dextre marqués au niveau des feldspaths; la déformation ductile décrochante se caractérise, dans les derniers stades, par une composante en constriction qui se manifeste par la présence de bandes de cisaillement dextres au niveau des feldspaths. Des microplis à axes verticaux observés près du lac de Villefort précisent que l'on est là au cœur du cisaillement. Ailleurs dans le batholite, d'autres failles N-S (faille du Pont-de-Montvert, nombreuses failles de la Borne) montrent les mêmes caractéristiques. Ce régime tectonique est caractérisé par une foliation et une linéation N-S générale dans le granite porphyroïde.

2) Une phase en régime purement fragile, exprimée par le jeu en décrochement dextre de fractures de direction WNW-ESE (faille du Peyrou), associées à une intense cataclase; des structures en échelon sont attribuées à cette phase dans le massif de la Borne (Granier, 1985).

3) Une phase finale, également en régime purement fragile, est caractérisée par le décrochement dextre des failles longitudinales de bordure du batholite; les plans de faille associés à ce jeu montrent une réactivation cénozoïque caractérisée par la superposition de stries verticales (pyrénéennes *sensu lato*) à des stries horizontales attribuables au Tardi-Hercynien (Arthaud et Matte, 1975; Alabouvette *et al.*, 1988), mais sans arguments sur notre terrain.

La succession des phases tardi-hercyniennes montre une évolution cohérente et progressive accompagnant la remontée du bâti structural.

## La sédimentation permienne sur le Mont Lozère

### Sites d'affleurement et nature pétrographique

Il subsiste, dans la région du Pont-de-Montvert (fig.1), trois zones de dépôts d'arkoses le plus souvent

grossières (La Cham du Pont, Peyroche, la Cham de Finialette). Ces arkoses se présentent en banquettes de 20 à 25 m de puissance apparente avec un pendage atteignant 15-20 °N à la Cham du Pont ; ce pendage semble correspondre, au moins en partie, à une déformation tardi-hercynienne du bassin puisque le Trias et le Lias régionaux sont subhorizontaux. Un même agencement se retrouve dans le secteur de Peyroche-Cham de Finialette où l'on peut reconnaître une coupe sur près de 50 m de hauteur montrant une succession de banquettes d'arkoses moins affleurantes qu'à la Cham du Pont, souvent très ferruginisées, conservées dans un paléorelief du batholite granitique (fig. 2).

La composition des sédiments du bassin du Pont-de-Montvert présentant des stratifications obliques et du granoclassement, caractéristiques de séquences fluviales, montre principalement des éléments quartzeux anguleux et des feldspaths plus ou moins kaolinisés, dans une matrice argileuse. La présence assez fréquente de fragments de microquartzite noir de la série épizonale des Cévennes centrales, connu actuellement dans la Montagne du Bougès, indique qu'une partie des apports détritiques a pu provenir du sud. On ne peut toutefois pas exclure la présence, à l'époque, d'une couverture métamorphique non érodée sur le batholite qui aurait fourni les éléments figurés.

Les arkoses reposent directement sur les faciès granitiques, ce qui montre que l'érosion avait dégagé une partie du granite intrusif dans la série métamorphique. Toutefois, la présence de faciès aplitiques et pegmatitiques, marqueurs du sommet des batholites, ainsi que de nombreuses reliques de l'encaissant schisteux, indique que le processus d'érosion était peu avancé au moment des dépôts des arkoses.

### Contexte morphostructural des arkoses du Lozère

Les directions des trois fractures qui limitent l'aire d'affleurement des témoins arkosiques (bassin du Pont-de-Montvert) correspondent à des familles de failles observées régionalement. Leur recoupement sur quelques kilomètres carrés permet l'analyse détaillée de la chronologie et des jeux tectoniques s'étant produit le long de ces failles (Deroin *et al.*, 1990). On distingue :

1) Une faille subméridienne, satellite de la faille de Villefort, dont le jeu en décrochement senestre (phase ductile de la chronologie précédente) se traduit dans les faciès granitiques porphyroïdes et de bordure. Il s'agit de la faille du Pont-de-Montvert.

2) Une faille N120 °E, bien marquée dans le réseau hydrographique par le tracé rectiligne du Valat du Peyrou. Elle affecte la précédente en jeu décrochant dextre (première phase fragile) ; ce jeu est souligné par le décalage de pseudo-tachylites de direction N-S dans le *bedrock* du Tarn, près du Pont-de-Montvert.

3) Une faille E-W : elle correspond à la faille de bordure sud-Lozère, limite méridionale du batholite du Lozère. Cet accident a joué en décrochement dextre lors de la dernière phase fragile et participe au vaste réseau de failles E-W des Cévennes : faille du Vigan, faille des Malines.

Les accidents N-S, N120 °E et E-W ont affecté l'aire d'affleurement des dépôts d'arkoses du bassin du Pont-de-Montvert ; leurs pendages sont forts et plongent respectivement vers l'est, le sud-ouest et le nord. On ne peut pas accéder au mécanisme précis de formation du bassin du Pont-de-Montvert compte-tenu de l'homogénéité des faciès rencontrés, de la rareté des affleurements et de l'absence de preuve de tectonique synsédimentaire.

### Les arkoses du Pont-de-Montvert : paléogéographie comparée avec les dépôts mésozoïques et stéphaniens

En plus des arguments tectoniques développés plus haut, on peut aussi comparer sédimentologiquement les arkoses de la Cham du Pont avec les terrains paléozoïques et mésozoïques régionaux, et aboutir à la même conclusion quant à un âge permien inférieur pour ces dépôts.

### Comparaison au Stéphalien

Des bassins intramontagneux permien et/ou carbonifères sont connus sur la limite Vivarais-Velay (Prades,

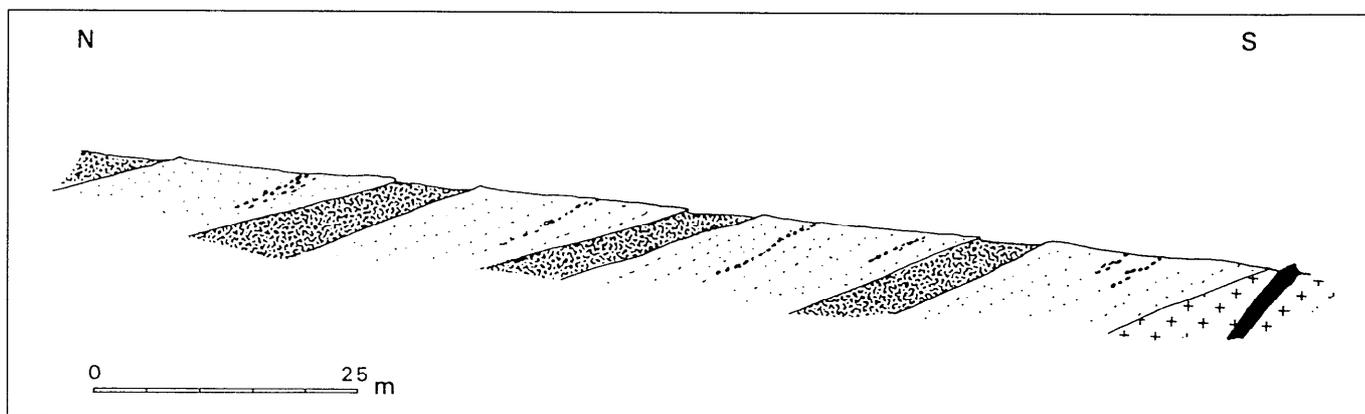


Fig. 2. – Coupe de la Cham du Pont (Sud) montrant une alternance de grès arkosiques parfois conglomératiques et de grès fins.

Fig. 2. – Cross-section of la Cham du Pont (South) showing alternating arkoses (conglomerates) and fine-grained sandstones.

Largentière), dans la Montagne Noire (Roujan-Neffiès, Graissessac) et au sud du Massif central (Rodez, Saint-Affrique). Dans les Cévennes, au contraire, on ne connaissait jusqu'à présent que des bassins bordiers (bassin des Cévennes) préservés au contact des failles de bordure du socle. Des dépôts de *debris-flow* sont attribuables au Permien à Sanilhac (feuille de Largentière à 1/50 000). Un bassin permien est connu sous la couverture mésozoïque dans la région des Garrigues (Debrand-Passard et Courbouleix, 1984) où il atteint 74 m au sondage de Castries. Ce bassin est limité au nord par la faille du Vigan et au sud par le Pli de Montpellier dont l'alignement sur une structure profonde en relation avec le front des nappes varisques de Montagne Noire a déjà été relevé (Deroin *et al.*, 1992). Les îlots de Vern et d'Olimpies, à l'ouest de la faille de Villefort, sont attribués au Stéphanien. A Olimpies, il s'agit de conglomérat à éléments de schistes démantelés formant des amas (*debris-flow*). Ils sont composés de quartz et de schistes avec une matrice micacée. Des schistes à andalousite montrent que les produits d'érosion viennent en partie de régions où le métamorphisme de contact du granite porphyroïde s'est manifesté (batholite de Villefort ou, plus probablement, batholites cévenols méridionaux). On constate un début de granoclassement dans des galets ayant une taille de 10 à 15 cm. Certains niveaux sont à charbon.

### Comparaison à la base du Mésozoïque

La géologie de la série sédimentaire mésozoïque du bassin du Sud-Est est assez clairement établie (Curnelle et Dubois, 1986 ; Baudrimont et Dubois, 1977). En complément, nous décrivons deux coupes observées sur le Mont Lozère à la base de la série sédimentaire.

Au sud de la Cham du Pont, sur le versant nord du Bougès, une série compréhensive est conservée le long de la faille Sud-Lozère. La coupe peut être suivie le long du layon qui monte vers les crêtes schisteuses du Bougès avec une pente de 15° environ. La présence de faciès de pédogenèse carbonatée, traduisant un environnement de plaine d'inondation en climat aride à saisons sèches et humides alternées plaide pour une attribution au Trias. Les faciès sommitaux évoquent la transition vers l'Hettangien (Rhétien des auteurs anciens), puis l'Hettangien *sensu stricto*. Cette série est puissante d'une dizaine de mètres. Elle n'apparaît pas plissée et est très légèrement basculée (moins de 7°) sous l'effet de la fracturation ; elle est au contact du socle granitique du Bougès, cataclaté et fracturé suivant une famille de failles N105°E. Cette dernière limite donc, non seulement la bordure sud des dépôts mésozoïques mais aussi la bordure nord. Les premiers dépôts reconnaissables à la base de la coupe (fig.3), après une zone aveugle de 1,30 m, sont des grès à ciment ferrugineux, quartz bipyramidés – caractéristiques du Trias dans le bassin du Sud-Est – et barytine crêtée. On y observe une surface de stratification 110SW07, dont la valeur n'est certainement pas significative compte tenu du caractère fluviatile des dépôts. Les grès renferment parfois des galets de quartz centimétriques et sont holo-quartziques. Les lits constitutifs sont homogènes, isogranulaires, mais l'ensemble totalisant 1,50 m de puissance est fortement hétérogranulaire. Une deuxième zone aveugle se présente sur 2,30 m, à laquelle succède la série carbonatée. Les faciès renferment des pas-

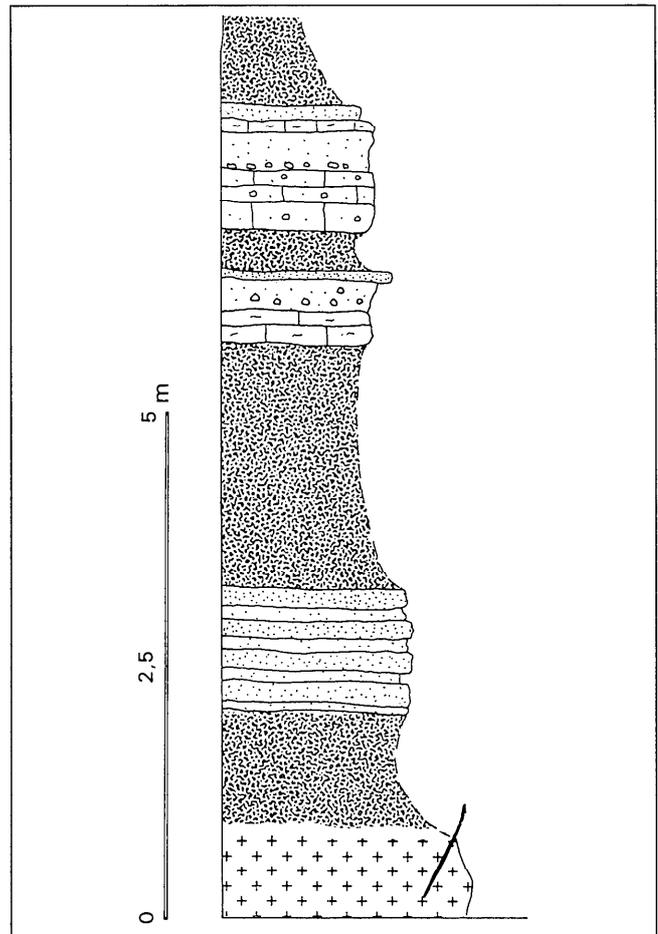


Fig. 3. – Coupe de la série du Bougès (cf. détail dans le texte).

Fig. 3. – Cross-section of the Bougès Series (see details in text).

sées gréseuses fines et de nombreux accidents siliceux (quartz verts), à débit plus ou moins noduleux. Ces nodules ont une taille de 1 à 5 cm et sont localement jointifs par l'intermédiaire d'un film pulvérulent brunâtre, un peu gréseux, qui procède du même ciment que la roche, mais davantage oxydé. On est en présence de faciès typiques de calcrètes reconnus ici sur 1 m. Puis on passe à des grès isogranulaires, bien triés, à matrice carbonatée, renfermant des quartz anguleux à subanguleux, et de très rares feldspaths (1 m environ). Le litage n'y est pas exprimé, mais des bancs de 5 cm environ apparaissent très diaclasés ; ces faciès pourraient représenter la base de l'Hettangien. Après une troisième zone aveugle de 30 cm, on trouve une formation détritique à ciment carbonaté et passées de grès très finement lités – surtout vers la base – et de conglomérats à éléments de schistes verdâtres non jointifs noyés dans une matrice grésocarbonatée (calcirudite) sur une épaisseur d'environ 1,20 m. A l'extrémité supérieure de la coupe, on trouve un banc carbonaté à patine crème, sans stratifications franches, très massifs et de 30 cm de puissance ; il est du type calcrète pédogénétique. Un banc de grès lui succède sur quelques décimètres.

A quelques kilomètres au NW, à Lozerette sur la cause blotti des Bondons, il est possible d'observer le contact de la série mésozoïque sur le socle constitué de granite et de panneaux de schistes des Cévennes (fig.4).

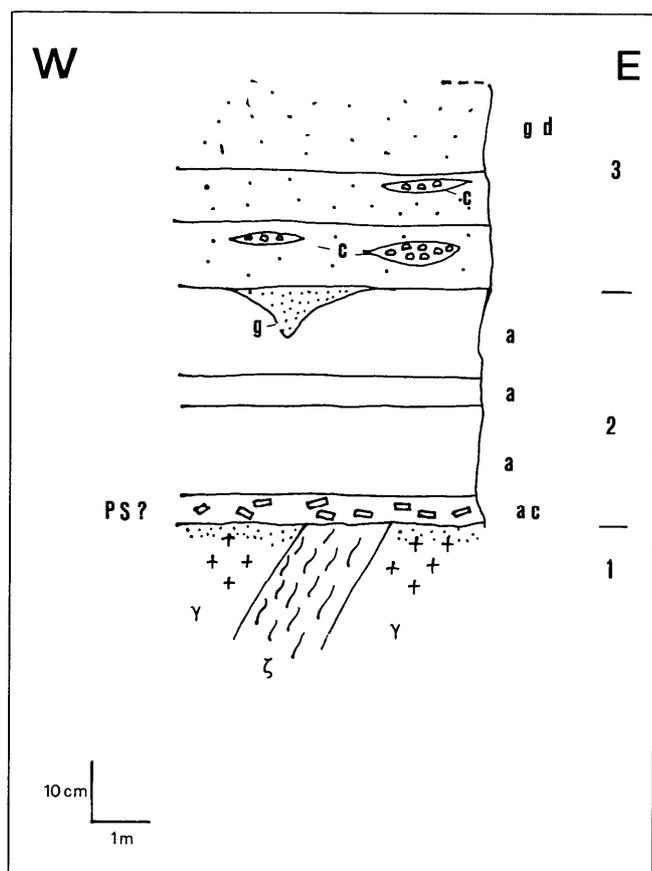


Fig. 4. – Coupe de la série de Lozerette (cf. détail dans le texte).

Fig. 4. – Cross-section of the Lozerette Series (see details in text).

Le socle est de teinte dominante violacée, trace probable d'une rubéfaction sous climat tropical. La coupe peut être suivie sur 1,50 m. La base est constituée d'une formation décimétrique brunâtre (paléosol ?) composée d'une roche argilo-carbonatée à feldspaths altérés; elle repose sur le granite par l'intermédiaire d'une zone arénisée compacte. Ensuite, sur 70 cm se succèdent trois termes argileux : une argile gris-noir (a1, 30 cm), une argile jaunâtre (a2, 10 cm) puis une argile brunâtre (a3, 30 cm). Cette dernière est parcourue de petits chenaux gréseux (g) blancs à grains millimétriques. La coupe est surmontée de 70 cm de faciès de grès dolomitiques (gd) à passées conglomératiques (c) dans les 50 cm basaux. Le grès dolomitique est brun au sommet. Ces grès constituent la base de la série détritique à apports fluviaux.

La comparaison des faciès rencontrés au Bougès et à Lozerette et de ceux du Trias connu à la Garde-Guérin, sur le massif de la Borne, où à Roquedols à l'ouest des Cévennes, avec les arkoses du bassin du Pont-de-Montvert montre que ces dernières présentent une granulométrie beaucoup plus grossière. Aucun faciès liasique n'est corréléable avec ces terrains. Les arkoses diffèrent notablement des conglomérats stéphanien et, en fait, se rapprochent davantage quant au contexte sédimentologique de dépôt des *debris-flows* observés à Sanilhac et attribués au Permien. D'autres dépôts présentant un faciès proche de celui des arkoses du Pont-de-Montvert ont été retrouvés à Cabrillac, sur l'Aigoual; ils pourraient avoir la même signification paléogéographique.

## Discussion et conclusion

A partir des éléments structuraux et sédimentologiques recueillis précédemment, nous pouvons reconstituer l'évolution tectonomagmatique du batholite de Villefort selon le schéma suivant (fig.5) :

1) Vers 310 Ma, le pluton de granite porphyroïde du batholite de Villefort se met en place dans une série métamorphique, comme ailleurs dans les Cévennes (Aigoual, Saint-Guiral, Liron), ainsi qu'en Margeride ou en Velay. Il s'inscrit dans la tectonique globale extensive post-collisionnelle décrite par ailleurs (Faure *et al.*, 1992). Les arguments structuraux montrent qu'il s'agit de granites syntectoniques.

2) De manière précoce (305 Ma), le granite porphyroïde est dilacéré par une tectonique ductile. La manifestation principale de cette tectonique est la faille de Villefort qui semble apparaître à ce moment et joue en décrochement senestre comme l'indiquent les plans C/S. La direction de raccourcissement maximale est NNW-SSE à N-S. Le caractère tangential est traduit par des linéations N-S subhorizontales.

Ailleurs dans le batholite, d'autres failles N-S (faille du Pont-de-Montvert, nombreuses failles dans le Massif de la Borne) montrent les mêmes caractéristiques (pseudo-tachylites). Le caractère synductile de la mise en place du batholite est renforcé par le fait que l'axe d'allongement des aplites – notamment sur le versant nord du Massif du Mont Lozère – est généralement celui des crénulations de schistosité tardives.

3) Vers 300 Ma, les sédiments d'âge stéphanien du bassin des Cévennes et notamment ceux d'Olimpies se déposent sur le socle métamorphique, aucune aire granitique n'étant vraisemblablement affleurante à cette époque. La présence d'andalousite – minéral du métamorphisme de contact – dans certains éléments schisteux des faciès conglomératiques d'âge stéphanien montre que le granite porphyroïde avait provoqué une auréole thermique dans les schistes. On ne peut toutefois pas connaître avec précision la source de ce métamorphisme (batholite de Villefort ou, plus probablement, massifs cévenols méridionaux). A l'époque du dépôt du Stéphanien, la faille de Villefort n'a pratiquement pas de jeu vertical puisque les niveaux de base sont sensiblement les mêmes à l'ouest (Olimpies, Vern) et à l'est (bassin des Cévennes), et compris entre 400 et 340 m.

L'absence d'un jeu vertical important, à cette époque, est argumentée au col de la Croix des Vents (partie méridionale de la faille de Villefort), au nord d'Alès où l'on peut observer la coupe suivante : un broyat de schistes des Cévennes sur une épaisseur de plusieurs mètres est composé de clastes de schistes, notamment graphiteux, dans une matrice de schiste à foliation verticale N-S; sur ce broyat, un conglomérat à galets polygéniques dans un ciment gréseux, attribué au Stéphanien, est accolé avec un pendage subvertical. Le col constitue une zone aveugle au-delà de laquelle affleurent les calcaires liasiques. La faille de Villefort joue donc avant le dépôt du Stéphanien et c'est à ce moment que se crée le broyat. Tout se passe comme si la surface d'érosion pré-stéphanienne n'avait pas été affectée par des mouvements verticaux postérieurs. Il semble donc que les mouvements verticaux cénozoïques

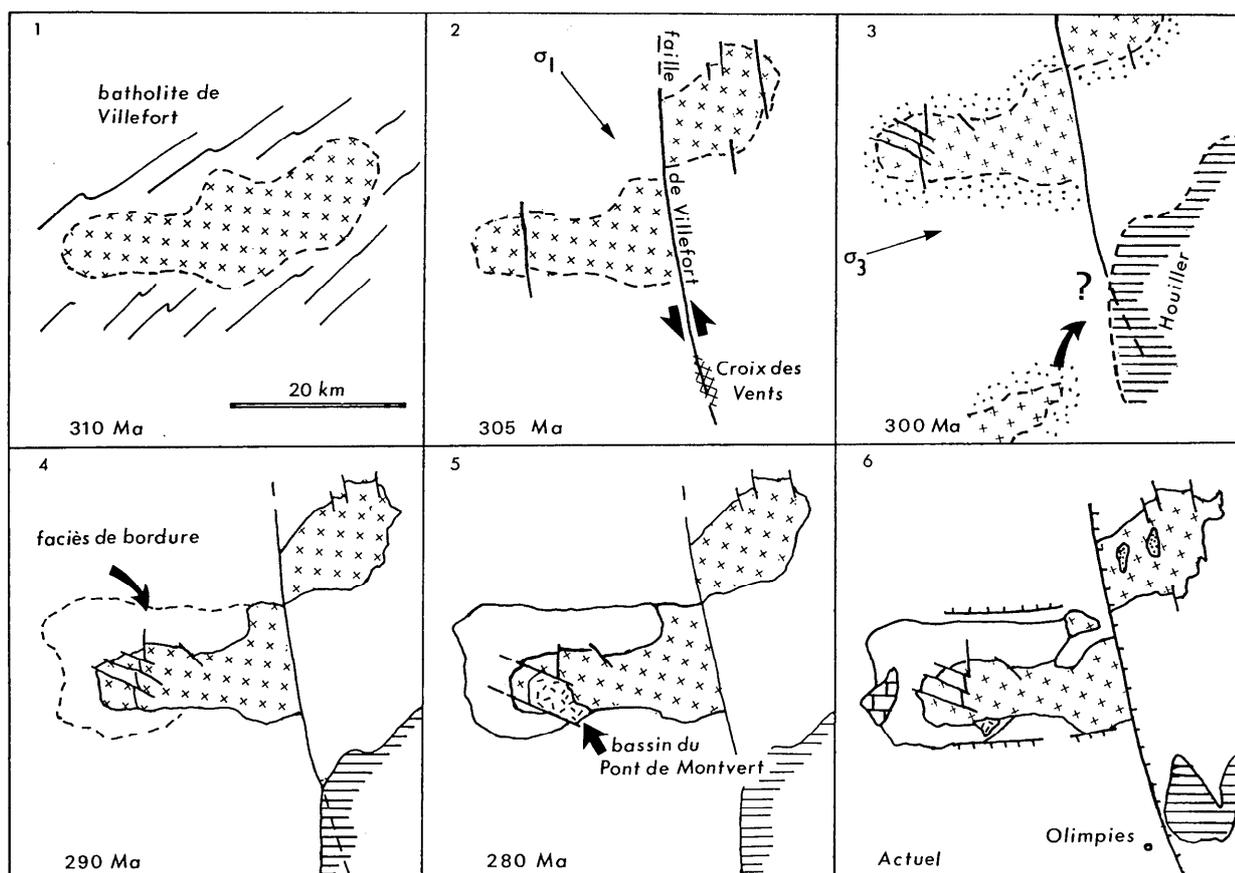


Fig. 5. – Évolution tectono-magmatique du batholite de Villefort entre 310 et 280 Ma (1 à 6). Sédimentations stéphanienne et autunienne. L'état actuel (6) illustre les rejeux cénozoïques des failles.

Fig. 5. – 310-280 Ma tectono-magmatic evolution of the Batholith of Villefort with associated Stephanian and Autunian deposits (1 to 5). The final stage (6) emphasizes the Cenozoic movements along the faults.

de blocs structuraux soient limités au Mont Lozère et, dans une moindre mesure, à la Borne.

4) Le batholite de Villefort est composé de deux types de granite : un faciès porphyroïde (la Borne, Pont-de-Montvert), daté de 305 Ma, et un faciès isogranulaire de bordure (les Signaux, le Bougès), daté de 285-290 Ma environ. A cette époque, la seconde génération de granite se met donc en place ; elle est caractérisée par un chimisme et une texture légèrement différents du granite porphyroïde : abondance de la muscovite, absence de porphyres. Mais surtout, ces granites tardifs sont indemnes de la tectonique ductile caractérisant la déformation tangentielle du faciès porphyroïde. Un important cortège d'aplitites et de pegmatites se met également en place à cette époque. On peut alors comparer ce qui se passe pour le batholite de Villefort avec le schéma connu pour le Massif de l'Aigoual, où le faciès de granite porphyroïde est daté de 310 Ma et le réseau filonien aplitique de 290 Ma.

5) Vers 275-280 Ma, les arkoses du bassin du Pont-de-Montvert se déposent dans un environnement intramontagneux très vigoureux. L'intensité de l'érosion est traduite par le fait que les arkoses reposent directement sur les faciès granitiques du Massif du Mont Lozère, plusieurs kilomètres d'engraissement métamorphique ayant été érodés en 10-15 Ma. Cependant, l'abondance de panneaux de schistes métamorphiques et de filons d'aplitites, marqueurs du sommet des batholites, indique que l'érosion du Mont Lozère, contrairement à la

Borne, est peu avancée. On peut suggérer, bien que n'ayant pas d'arguments, que les failles fragiles N120°E ont pu contrôler tout ou partie de la sédimentation dans le bassin du Pont-de-Montvert au cours de l'extension E-W.

6) Au cours du Mésozoïque, le batholite est recouvert en grande partie, d'abord au Trias (Borne et bordures cévenoles) puis plus généralement au Jurassique inférieur (causses blottis). La présence actuelle d'individus développés et fructifiés d'alisier blanc (*Sorbus aria* [L.] Crantz) en pleine lumière révèle l'existence d'une composante carbonatée dans le substratum arkosique du Pont-de-Montvert, laquelle est retrouvée dans le ciment des arkoses. Il pourrait s'agir d'une preuve du recouvrement du secteur par les carbonates liasiques, ce qui serait en accord avec la paléogéographie établie à partir des dépôts des causses blottis. Le batholite est rehaussé au cours du Cénozoïque, principalement lors de la phase pyrénéenne (rejeux inverses des failles E-W, (rejeu normal de la faille de Villefort). Les dépôts d'âge jurassique inférieur sont conservés dans des causses blottis. Les dépôts triasiques de la Borne ont fossilisé la surface de pénéplanation tardi-hercynienne tandis que des éléments d'une pénéplaine antérieure (post-stéphanienne), maintenant blottis et dilacérée par la déformation tardi-hercynienne, sont prouvés par le bassin relic-tuel du Pont-de-Montvert.

Le batholite de Villefort est constitué de granites d'âge carbonifère supérieur et permien inférieur. Dès

les stades précoces de sa mise en place, vers 305 Ma, la faille subméridienne de Villefort apparaît dans la continuité des phénomènes symmétamorphes connus plus au nord, dans le Tanargue. Avant même la seconde génération de granite, le décrochement de 12 km suggéré depuis G. Fabre (1896), dilacère le batholite de Villefort en deux massifs : le Mont Lozère à l'ouest, la Borne à l'est ; il semble précoce dans l'histoire tardi-hercynienne du batholite puisqu'il débute par des phénomènes ductiles caractéristiques, en liaison probable avec l'extension consécutive au désépaissement crustal postorogénique. Le Stéphaniens se dépose sur les schistes cévenols dans le bassin des Cévennes, et

notamment sur la faille de Villefort, alors que le Permien est conservé dans des aires intramontagneuses restreintes au Pont-de-Montvert comme à Sanilhac et à Largentière.

Les études sédimentologiques et tectoniques du bassin arkosique du Pont-de-Montvert conduisent toutes deux à lui attribuer un âge permien inférieur (autunien). Au-delà de ce nouvel objet géologique utile pour contraindre les modèles paléogéographiques du Paléozoïque supérieur, la Cham du Pont et les autres reliques permienues dans les Cévennes contribuent à illustrer l'histoire tectonique tardi-hercynienne régionale.

## Références bibliographiques

- ALABOUVETTE B. *et al.* (1988). – Carte géologique de la France à 1/50 000, **887**, Génolhac, Éditions du BRGM.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1975). – Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 1-2, pp. 139-171.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1977). – Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa : Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, pp. 1305-1320.
- BAUDRIMONT A.-F., DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin ; le Sud-Est de la France. *Bull. CREP Elf Aquitaine*, **1**, 1, pp. 261-308.
- CREVOLA G. (1987). – Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile symmétamorphe de granites avec transfert de matière : principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France. *Geodinamica Acta*, **1**, 3, pp. 207-221.
- CREVOLA G., BOUCARUT M., MAGONTIER J., COLLOMB P. (1983). – Origine granitique des gneiss de la Cézarenque (Cévennes, Massif Central) : identification de plusieurs faciès plutoniques originels. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **296**, pp. 1519-1522.
- CURNELLE R., DUBOIS P. (1986). – Évolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français (bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, 4, pp. 529-546.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. (1984). – Synthèse géologique du Sud-Est de la France, 2 vol., *Mém. BRGM*, n° 125 et 126, 615 p.
- DEROIN J.-P. (1990). – Méthodologie d'utilisation de l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale en zone tempérée. Apports à la connaissance géomorphologique, géologique et minérale des Cévennes et du Bas-Languedoc (Sud de la France). *Documents du BRGM* n° 208, 293 p.
- DEROIN J.-P., BECQ-GIRAUDON J.-F., PROST A.E. (1990). – Fracturation tardi-hercynienne et détritisme associé : chronologie des événements dans les massifs granitiques cévenols décrochés par la faille de Villefort (Mont Lozère et Borne, Massif central, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **311**, (2), pp. 865-871.
- DEROIN J.-P., BENOIT P. (1992). – L'ancienne mine de plomb argentifère de Pampailly : Minéralisation et contexte tectonique d'un gîte filonien dans la Série de la Brévenne (Massif central, France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **315**, (2), pp. 1339-1345.
- DEROIN J.-P., CHOROWICZ J., CURNELLE R. (1992). – Utilisation de l'imagerie Spot en géologie régionale. Contribution à l'analyse de la tectonique post-hercynienne du Bas-Languedoc méditerranéen (France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **314**, (2), pp. 511-517.
- DUTHOU J.-L., CANTAGREL J.H., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984). – Palaeozoic granitoids from the French Massif Central : age and origin studied by <sup>87</sup>Rb-<sup>87</sup>Sr system. *Physics Earth Planet. Interiors*, **35**, pp. 131-144.
- FABRE G. (1896). – Feuille d'Alès à 1/80 000. C.R. Collabor., campagne 1895. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **8**, 53, pp. 73-77.
- FAURE M., PONS J., BABINAULT J.-Fr. (1992). – Le pluton du Pont-de-Montvert : un granite syntectonique extravasé vers l'Est pendant le désépaissement crustal varisque du Massif central français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **315**, (2), pp. 201-208.
- GRANIER T. (1985). – Origin, damping, and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, **4**, 7, pp. 721-737.
- MATTE Ph. (1986a). – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, 1, pp. 9-24.
- MATTE Ph. (1986b). – Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, pp. 329-372.
- PELLET J. (1972). – Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par la faille de Villefort. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **282**, 238 p.
- PROST A.E., DEROIN J.-P., SIMONIN A., DEROIN Th. (1991). – Le faciès pétrographique du Sommet de Finiels : résultat de la dynamique glaciaire sur le batholite granitique du Mont Lozère (Cévennes, sud de la France). *Géologie de la France*, n°2, pp. 3-7.
- SABOURDY G., BERTHELAY J.-C. (1977). – Premiers résultats de l'étude géochimique des granites grenus à biotite et à deux micas du Mont Lozère (Massif Central français). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 133-136.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1991-1992). – Tectonic extension of the Montagne Noire (french Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, **5**, 1-2 pp. 85-99.
- VAN MOORT J.C. (1967). – Les roches cristalphylliennes des Cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. Thèse Univ. d'Utrecht (Pays-Bas). *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, **31**, 14, 272 p.
- VIALETTE Y., SABOURDY G. (1977). – Age et origine des granitoïdes du Mont Lozère dans le Massif Central français. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 127-129.