BULLETIN DE LA SOCIETE D'HISTOIRE NATURELLE DE COLMAR
62e vol. 1993, 1994

Le bassin volcano-sédimentaire dévono-dinantien des Vosges du Sud : un témoin de l'évolution de la chaîne varisque de l'Europe

Jean-Luc SCHNEIDER

"Une très grande chaîne, la chaîne hercynienne des géologues français, la chaîne des Altaïdes d'Eduard Suess, s'est formée pendant la période carbonifère..."

Pierre Termier, "A la gloire de la Terre"

I. LE CONTEXTE GEOLOGIQUE

Une importante chaîne de montagnes se forme en Europe à la fin de l'Ere Primaire (Paléozoïque supérieur) : c'est la chaîne varisque ou hercynienne (MATTE, 1986 ; FRANKE, 1989 ; MATTAUER, 1989 ; KEPPIE, 1994). C'est dans ce contexte d'orogenèse que des bassins volcano-sédimentaires se développent au cœur de la chaîne (zone moldanubienne, KOSSMAT, 1927) à partir du Dévonien supérieur et au cours du Carbonifère inférieur. Leur évolution s'accompagne d'un volcanisme important. Les reliques de ces bassins affleurent actuellement dans le Nord du Massif Central français (Morvan, Beaujolais, Roannais, Montagne Bourbonnaise, Combrailles) et dans le Sud des Vosges et de la Forêt Noire (Allemagne). La partie méridionale du massif vosgien (fig. 1) constitue un secteur privilégié pour l'étude de ces formations. C'est en effet dans ce domaine qu'affleurent les formations volcaniques les plus importantes et les plus diversifiées de l'ensemble de la chaîne varisque d'Europe.

Les formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes des Vosges du Sud se répartissent au sud de la vallée de Munster (fig. 1). Elles sont limitées au nord et à l'ouest par le granite des Crêtes (GAGNY, 1968), à l'est par le fossé rhénan effondré à l'Ere Tertiaire et au sud par la couverture sédimentaire post-carbonifère. Ces formations sont également associées à l'important complexe granitique du massif du Ballon d'Alsace (monzogranite des Ballons et ses faciès de bordure nord et sud). Les Vosges

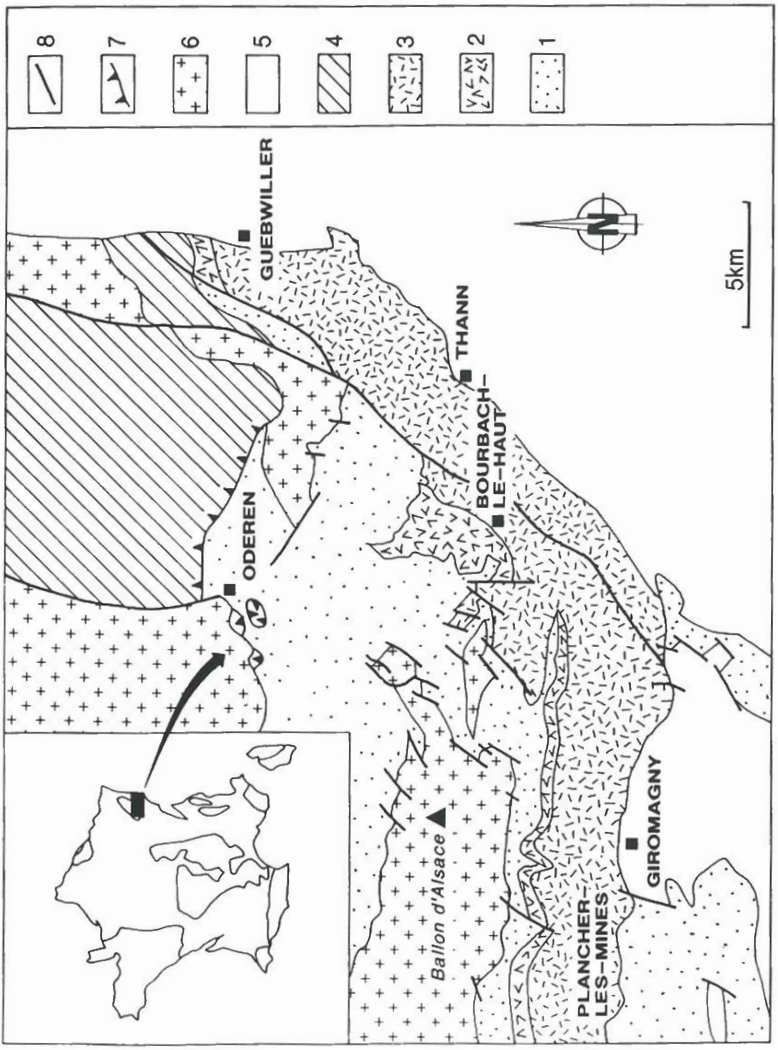


Fig. 1 - Carte géologique simplifiée des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes des Vosges du Sud. 1 : séries inférieures (Dévonien supérieur - Viséen supérieur infrabasal) ; 2 : séries moyennes (Viséen supérieur basal) ; 3 : séries supérieures (Viséen supérieur - Namurien ?) ; 4 : série du Markstein (Dévonien supérieur - Viséen supérieur) ; 5 : formations post-viséennes ; 6 : granitoïdes ; 7 : "Ligne des Klippes" ; 8 : failles.

du Sud sont traversées par d'importantes failles. Il s'agit principalement de la faille de la Thur qui se raccorde à la faille de Sainte-Marie-aux-Mines (décrochement sénestre), la faille du Hundsrück-Kohlschlag (décrochement sénestre N30-40) et de la Ligne des Klippes (décro-chevauchement à vergence sud) qui sépare la série du Markstein des formations plus méridionales.

A. LES TRAVAUX LITHOSTRATIGRAPHIQUES ANCIENS (tab. 1)

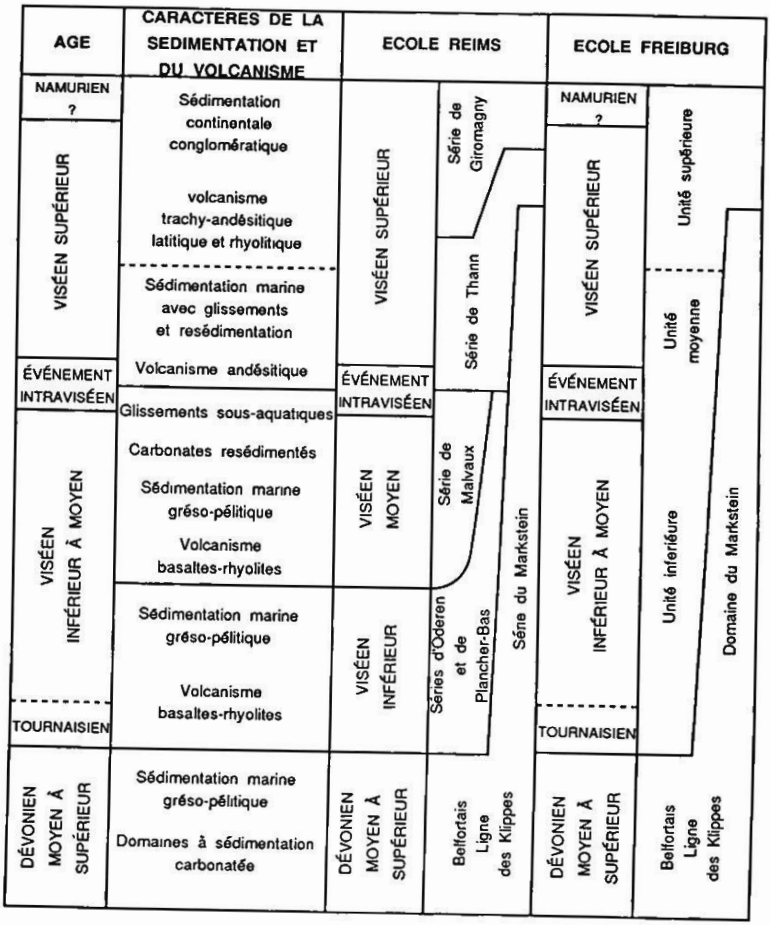
A la fin des années vingt, les grandes lignes de la lithostratigraphie des Vosges du Sud étaient tracées grâce aux travaux de quelques pionniers (KOECHLIN-SCHLUMBERGER et SCHIMPER, 1862 ; MICHEL-LEVY, 1910 ; JUNG, 1928).

A la suite de RUHLAND (1961-62, 1965-66) et de GAGNY (1968), une équipe de l'Université de Reims (école rémoise) a précisé cette lithostratigraphie sur la base d'un important travail cartographique et a proposé un modèle d'évolution (FOURQUIN, 1966a, 1973 ; CORSIN et al., 1973 ; THEOBALD, 1974 ; COULON, 1977 ; COULON et al., 1975a, 1975b, 1978, 1979 , MENILLET, 1976 ; MENILLET et al., 1989). Ils distinguent ainsi, sur la base de datations paléontologiques (COULON et al., 1975b, 1978), des séries anté-Viséen supérieur (séries de Plancher-Bas, d'Oderen et de Malvaux, tab. 1) et du Viséen supérieur (séries de Thann et de Giromagny, tab. 1).

Parallèlement, un groupe de chercheurs de l'Université de Freiburg i. Br. (Allemagne, école fribourgeoise) a établi une subdivision des unités lithostratigraphiques en fonction de la nature du volcanisme (MAASS et STOPPEL, 1982 ; GRIMM, 1983 ; MAASS, 1988). Leurs travaux ont montré que les faunes fossiles des Vosges du Sud sont en fait resédimentées car elles sont mélangées (VOGT, 1981 ; HAHN et al., 1981) ; certaines d'entre-elles renferment des formes dont l'âge s'échelonne du Tournaisien au Viséen supérieur. Ces données permettent de dater le sommet des séries marines de la base du Viséen supérieur. Ces données permettent de dater le sommet des séries marines de la base du viséen supérieur et prouvent la présence de niveaux tournaisiens dont l'existence était contestée depuis JUNG (1928). Le tableau 1 donne les équivalences des formations définies par ces deux écoles.

B. LA LITHOSTRATIGRAPHIE BASEE SUR LE VOLCANISME (tab. 2)

Face à la difficulté de dater les formations sur des bases paléontologiques, on peut tenter, à la suite de MAASS (1988), d'établir une lithostratigraphie basée sur la succession des types volcaniques au cours du temps (volcanostratigraphie, SCHNEIDER, 1990). Cette chronologie est contrainte par les données paléontologiques fiables disponibles et des datations radiochronologiques de certains niveaux volcaniques (méthode U-Pb sur monocristaux de zircons, SCHALTEGGER et al., 1994). Les différents types volcaniques peuvent s'exprimer sous différents faciès, intrusifs, effusifs ou pyroclastiques (STUSSI, 1970 ; FOURQUIN, 1973 ; COULON et al., 1975a, 1979 ; DRESSMER, 1989 ; SCHNEIDER 1990 ; LEFEVRE et al., 1994). Le tableau 2 résume les grandes caractéristiques pétrographiques et chronologiques des roches volcaniques.



Tab. 1 - Lithostratigraphie comparée des Vosges du Sud suivant les travaux de l'école rémoise et de l'école fribourgeoise (d'après SCHNEIDER et al., 1989).

Tab. 2 - Caractéristiques et âges des roches volcaniques dévono-dinantiennes des Vosges du Sud.

TYPE PETROGRAPHIQUE	TEXTURES	PARAGENESES ET ALTERATIONS	MODE DE MISE EN PLACE	AGE
DOLERITES	doléritique	Pl (An63-28), oxydes + chlorite, calcite, séricite, épidote, silicification (spilitisation)	intrusions	**DEVONIEN SUPERIEUR**
BASALTES	microlitique	Pl (albite), augite, oxydes,mésostase chlorite, calcite, silicification (spilitisation)	intrusions (pépérites) coulées massives, pillows, brèches de hyaloclastites	**A**
TRACHYTES ALBITIQUES *(orthophyres)*	pyroclastique	Pl (albite), Fk (altéré), oxydes, chlorite, silice (spilitisation)	tufs cendreux fins	
RHYODACITE (1)	vitreuse fluidale, pyroclastique	quartz, Pl, Fk, oxydes, mésostase, silice, chlorite,calcite	coulées, intrusions (pépérites), ignimbrites sous-marines, tufs cendreux	**VISEEN SUPERIEUR BASAL**
ANDESITES *(labradorites)*	microlitique porphyrique fluidale, pyroclastique	Pl (An60-30), augite, péridot, oxydes, mésostase + chlorite, calcite, séricite, quartz (absence de spilitisation)	intrusions (pépérites), coulées, tufs à cristaux	
TRACHY-ANDESITES *(porphyres verts)*	microlitique porphyrique fluidale, pyroclastique	Pl zonés (manchons de Fk), augite, péridot, oxydes, mésostase + chlorite, calcite, séricite, quartz	intrusions, coulées, tufs à cristaux	**VISEEN SUPERIEUR BASAL**
TRACHY-ANDESITES A BIOTITE ET PYROXENE *(latites)*	microlitique porphyrique fluidale, pyroclastique	Pl (An60-30), Fk (microlites), clinopyroxène, biotite, amphibole (rare), oxydes, mésostase, chlorite, calcite, séricite	intrusions coulées autoclastiques tufs à cristaux	**A**
RHYOLITES LATITIQUES	microlitique porphyrique	Pl, Fk, quartz, amphibole, clinopyroxène, oxydes, mésostase felsitique (quartz +Fk)	intrusions (rares)	
RHYODACITES (2) *(rhyodacite du Puix-Gy - Lauw)*	pyroclastique porphyrique	Pl, Fk, quartz (rare), biotite, clinopyroxène, amphibole, oxydes, mésostase vitreuse	ignimbrites soudées tufs cendreux (rares)	**VISEEN SUPERIEUR TERMINAL**
RHYOLITES A BIOTITE ET PYROXENE *(ignimbrites du Molkenrain)*	pyroclastique porphyrique	quartz, Pl (An42-23), hornblende, biotite, clinopyroxène, oxydes, mésostase felsitique microlitique (quartz + Fk)	ignimbrites soudées tufs cendreux	
TRACHYTES *(porphyres rouges)*	microlitique porphyrique	Fk, Pl (albite), quartz (rare), clinopyroxène, oxydes, zircon, apatite, mésostase + silice	intrusions superficielles	**VISEEN s.l.**

Les **séries inférieures** (Dévonien supérieur - base du Viséen supérieur) sont associées à un volcanisme bimodal, basaltique et rhyolitique.

Les **séries moyennes** (base du Viséen supérieur) sont caractérisées par une activité andésitique qui marque un changement important dans la nature du volcanisme.

Les **séries supérieures** (Viséen supérieur) présentent une activité volcanique diversifiée avec l'épanchement de trachyandésites, de rhyodacites, de rhyolites latitiques et de rhyolites.

Des trachytes, indépendants des autres types volcaniques, intrudent l'ensemble des formations.

La **série du Markstein**, située dans la partie septentrionale du domaine étudié (fig. 1), ne renferme pas de niveaux volcaniques à part une brêche trachytique au Klintzkopf. Cette série marine s'est déposée du Dévonien supérieur au Viséen supérieur.

II. LES CARACTERISTIQUES DES SERIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

A. LES SERIES INFERIEURES (fig. 1)

L'âge des séries inférieures s'échelonne du Dévonien supérieur à la base du Viséen supérieur. Elles sont principalement marines et associées au volcanisme bimodal basaltique et rhyolitique.

1. LES DEPOTS DE LA LIGNE DE KLIPPES (âge indéterminé, fig. 1)

Depuis JUNG (1928), la Ligne des Klippes est considérée comme un chapelet d'écailles tectoniques (''klippes'') qui jalonnent un chevauchement à vergence sud (fig. 1). Les klippes sont constituées de matériaux variés (serpentinites, gabbros, gneiss, leptynites...). Les matériaux basiques sont d'origine *pro parte* ophiolitique (KAM, 1983 ; FLUCK et al., 1987, 1991 ; PIN et CARME , 1988) mais les éléments métamorphiques acides proviennent d'une croûte continentale (FLUCK et al., 1987, 1991). Les klippes ne correspondent pas à des écailles tectoniques arrachées au socle (JUNG, 1928) mais à des dépôts sédimentaires chaotiques qui possèdent une matrice gréso-conglomératique (FLUCK et al., 1987, 1991 ; SCHNEIDER et al., 1990). L'âge du dépôt et l'origine du matériel clastique demeurent incertains mais il semble que ce sont les dépôts les plus anciens du bassin. Les klippes ont cependant été impliquées dans un chevauchement comme en témoigne leur déformation dans la région du Markstein (SCHNEIDER et al., 1990). Cette déformation est antérieure au Viséen supérieur car la Ligne des Klippes est recoupée par le granite des Crêtes.

2. LES DEPOTS DEVONIENS

Au S-W de Belfort, dans le massif de Chagey, affleurent des dépôts carbonatés (calcaires cristallins et pélites carbonatées fossilifères) rapportés au Frasnien-Famennien (ASSELBERGHS, 1926 ; DRESSLER, 1989). Ces faciès témoignent de l'existence

d'une plate-forme carbonatée de mer peu profonde dans ce secteur et représentent la bordure méridionale du bassin marin. Les pélites carbonatées peuvent être corrélées avec les schistes de la région d'Etueffont (BAIN, 1964). Les dépôts pélitiques famenniens qui sont associés aux écailles de la Ligne des Klippes (fig. 1), à la base de la série du Markstein (''schistes rouges et verts du Treh'', DOUBINGER et RUHLAND, 1963 ; MAAS et STOPPEL, 1982) sont déformés dans le même contexte structural que les ''klippes''. De fins niveaux de tufs rhyolitiques y sont interstratifiés et témoignent d'une discrète activité volcanique, peut-être étrangère au bassin. Ces dépôts pélitiques correspondent à des faciès de bassin relativement profond.

Ainsi, après le dépôt du matériel des klippes, le bassin des Vosges du Sud montre, au Dévonien supérieur un approfondissement vers le nord (plate-forme carbonatée au sud, dans le Belfortais ; bassin plus profond dans le domaine du Markstein). L'activité volcanique est très discrète. Les dépôts dévoniens ont subi une déformation dont l'intensité est variable suivant les secteurs, mais qui se traduit par une schistogenèse partielle, voire des zones de cisaillement (Ligne des Klippes). Cette déformation serait d'âge dévonien terminal à tournaisien (SCHNEIDER, 1990).

3. LES DEPOTS VISEENS DES SERIES INFERIEURES (fig. 1, 2 et 3)

Depuis le Dévonien supérieur, et jusqu'à la base du Viséen supérieur, l'activité volcanique s'amplifie dans le bassin et des formations principalement marines se déposent. L'activité volcanique devient très importante au sommet des séries inférieures.

a. Le volcanisme (tab. 2)

Les faciès volcaniques se concentrent autour du massif granitique du Ballon d'Alsace (fig. 1). La proximité des sources volcaniques est soulignée par la présence d'intrusions doléritiques (parfois en relation avec de petits massifs gabbroïques) et rhyolitiques qui constituent des zones d'alimentation du volcanisme. A la base des formations du Viséen, les rares coulées sont représentées par des laves basaltiques à débits en oreillers parfois associées à des hyaloclastites qui indiquent une mise en place subaquatique (GRIVEAUX, 1966 ; BEBIEN et GAGNY, 1979 ; SCHNEIDER, 1990). De rares tufs cendreux trachytiques riches en feldspath alcalin s'interstratifient dans ces niveaux (GAGNY, 1957, 1968). Ils témoignent d'une faible activité explosive en eau peu profonde ou dans de proches domaines émergés.

L'activité volcanique devient prépondérante au sommet des séries inférieures (fig. 2). Les faciès rhyolitiques et rhyodacitiques dominent nettement. Ils sont associés à des basaltes et des intrusions trachytiques, particulièrement autour du massif granitique du Ballon d'Alsace, dans les zones proches des sources volcaniques (fig. 3, forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle, hautes vallées de la Savoureuse et de la Doller). La composante pyroclastique du volcanisme est importante. Il s'agit d'épaisses séquences d'ignimbrites rhyodacitiques interstratifiées dans les dépôts marins et mises en place à haute température en conditions sub-aquatiques (SCHNEIDER et al., 1992). Vers le nord (massif du Rossberg), ces ignimbrites passent latéralement à des tufs cendreux fins qui correspondent à des turbidites de cendres. Ces variations latérales confirment la polarité sédimentaire du bassin vers le nord.

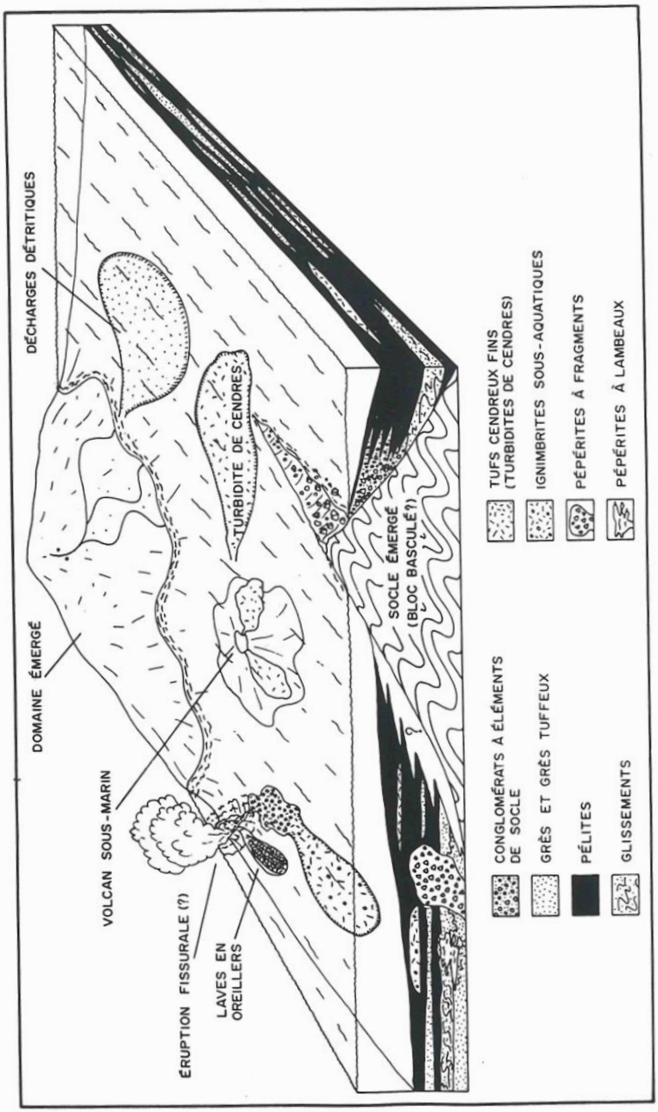


Fig. 2 - Modèle de dépôt des formations sommitales des séries inférieures. Le domaine émergé correspond à l'emplacement actuel du massif granitique du Ballon d'Alsace.

Fig 3 - Tentative de reconstitution paléogéographique des formations sommitales des séries inférieures Les sources volcaniques se concentrent autour de l'actuel massif granitique du Ballon d'Alsace (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988)

b. La sédimentation

Dans le massif de Chagey, des conglomérats grossiers reposent sur le complexe dévonien (THEOBALD et al., 1967). Ils renferment des éléments arrondis remaniés depuis le socle (quartzites, quartz filoniens) et la plate-forme carbonatée du Dévonien supérieur. Déposés dans un environnement de cônes alluviaux, ces dépôts continentaux témoignent de l'érosion des formations préexistantes et pourraient souligner la bordure méridionale du bassin (SCHNEIDER, 1990)

Plus au nord, dans le bassin marin, les faciès sont gréso-pélitiques et sont associés aux formations volcaniques. Les grès résultent principalement d'apports issus du socle métamorphique (quartz polycristallins, fragments de schistes, de gneiss...) Les alternances gréso-pélitiques s'organisent en séquences dont les caractéristiques témoignent d'une mise en place par des courants de turbidité (GAGNY, 1961, 1964). Des dépôts turbiditiques semblables ont également été reconnus dans la série du Markstein. Les mesures de paléocourants effectuées dans ces dépôts montrent que les apports sédimentaires s'effectuaient du sud vers le nord.

Au sommet des séries inférieures, l'influence du volcanisme sur la sédimentation s'accroît (fig. 2). D'importants volumes d'éléments volcaniques (fragments de tufs et de laves) sont resédimentés dans le bassin. La présence de turbidites carbonatées dans cet ensemble permet de dater ces formations de la base du Viséen supérieur à l'aide des trilobites et des microfossiles (HAHN et al., 1981 ; VOGT, 1981). Ces dépôts turbiditiques renferment du matériel détritique resédimenté depuis des formations plus anciennes (faunes marines mélangées du Tournaisien au Viséen supérieur, roches volcaniques des séries inférieures). Ces faciès témoignent de l'existence d'une ancienne plate-forme carbonatée émergée, probablement par réactivation tectonique.

Les dépôts les plus spectaculaires du sommet des séries inférieures sont des lentilles gréso-conglomératiques qui renferment une forte proportion d'éléments de socle (gneiss, leptynites, granitoïdes, gabbros, serpentinites, SCHNEIDER et al., 1990). Ces dépôts affleurent au sud de Willer-sur-Thur (vallée de la Thur) et dans les environs de Murbach-Lautenbach (vallée de la Lauch). Ils rappellent les dépôts chaotiques de la Ligne des Klippes. Il ne s'agit cependant pas d'un accident chevauchant comme l'ont suggéré certains auteurs (MAASS, 1988 ; WICKERT et EISBACHER, 1988). En effet, ces conglomérats, qui constituent un niveau-repère d'orientation E-W (fig. 3) s'intercalent sans contact tectonique dans les unités gréso-pélitiques et renferment également des éléments provenant des assises volcano-sédimentaires plus anciennes. Ces dépôts grossiers d'extension très limitée se sont probablement déposés le long d'escarpements de socle (fig. 2) mis à l'affleurement en régime distensif (SCHNEIDER et al., 1990). Les faciès conglomératiques interstratifiés dans la série du Markstein (GRIMM, 1983) ont probablement la même origine.

Tous ces phénomènes sédimentaires, ainsi que l'importante déformation synsédimentaire qui rend compte de l'instabilité du bassin, semblent résulter d'un épisode distensif à la base du Viséen supérieur (''événement intraviséen'', SCHNEIDER et al., 1989). Cette distension conduit à une augmentation de la subsidence et à un accroissement de l'activité volcanique.

B. LES SERIES MOYENNES (fig. 1, 4 et 5)

Les séries moyennes sont marines et associées à une activité volcanique andésitique.

Fig. 4 - Tentative de reconstitution paléogéographique des séries moyennes. La principale source volcanique semble se situer dans le massif du Rossberg-Vogelsteine (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988).

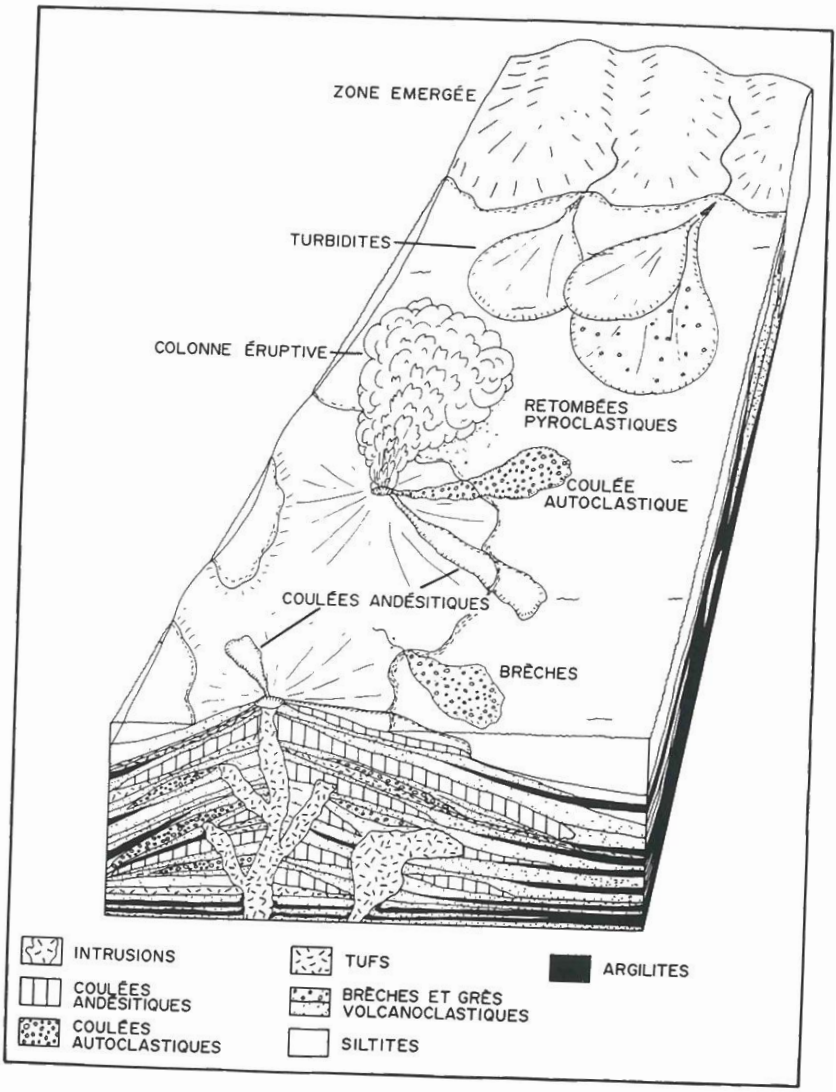


Fig 5 - Modèle de dépôt des formations des séries moyennes. Les appareils volcaniques formaient vraisemblablement des îles. L'activité volcanique fournit une grande partie du matériel clastique. Un arrière-pays émergé, situé au sud, alimente également le bassin en éléments resédimentés depuis les assises volcano-sédimentaires plus anciennes.

Malgré le changement très net dans la nature du volcanisme, elles reposent en continuité sur les séries inférieures.

1. LE VOLCANISME (tab. 2)

Les premières intrusions et coulées andésitiques des séries moyennes coexistent avec les derniers niveaux de tufs rhyolitiques du sommet des séries inférieures. Le passage des séries inférieures aux séries moyennes s'effectue de manière graduelle (SCHNEIDER et al., 1989) ce qui prouve l'absence de la discordance de la série de Thann sur la série d'Oderen proposée par l'école rémoise (tab. 1) et donc d'un épisode compressif à la base du Viséen supérieur, autrefois appelé phase "Sudète I" (COULON, 1973 ; FOURQUIN, 1973) ou "Vosgienne" (BEBIEN et GAGNY, 1978).

A la différence des séries inférieures, les sources volcaniques ne se situent plus à la périphérie du massif granitique du Ballon d'Alsace. Elles se déplacent vers le sud et l'est (fig. 4). C'est ainsi qu'on trouve de nombreuses intrusions andésitiques dans le massif du Rossberg. Outre les intrusions, l'activité volcanique produit principalement des coulées massives, parfois bréchiques, associées à de rares tufs qui renferment des ponces. Il semblerait que ces produits volcaniques soient émis par des appareils éruptifs en domaine émergé (coulées à base scoriacée, éléments andésitiques resédimentés dans le bassin, fig. 5).

2. LA SEDIMENTATION

Les dépôts sédimentaires sont très semblables aux formations gréso-pélitiques des séries inférieures (turbidites) dont elles constituent la continuité. Les grès renferment des éléments volcaniques, en particulier andésitiques, mais également des fragments de roches volcaniques et sédimentaires remaniés depuis les formations plus anciennes. Les resédimentations caractéristiques du sommet des séries inférieures se poursuivent donc pendant le dépôt des séries moyennes. Dans la série du Markstein, les resédimentations impliquent également les formations andésitiques. Vers le sommet des séries moyennes, les dépôts sédimentaires disparaissent totalement au profit des faciès volcaniques.

C. LES SERIES SUPERIEURES (fig. 1, 6 et 7)

Le domaine de répartition des séries supérieures est limité aux parties orientale et méridionale du bassin (fig. 1). Le passage des séries moyennes aux séries supérieures est progressif. Ces dernières sont caractérisées par une activité volcanique diversifiée. On y observe en effet une association complexe de trachyandésites, de rhyodacites et de rhyolites. La stratigraphie de ces formations (COULON et al., 1979 ; SCHNEIDER, 1990) est actuellement en cours de révision et se base sur des datations radiochronologiques nouvelles (SCHALTEGGER et al., 1994).

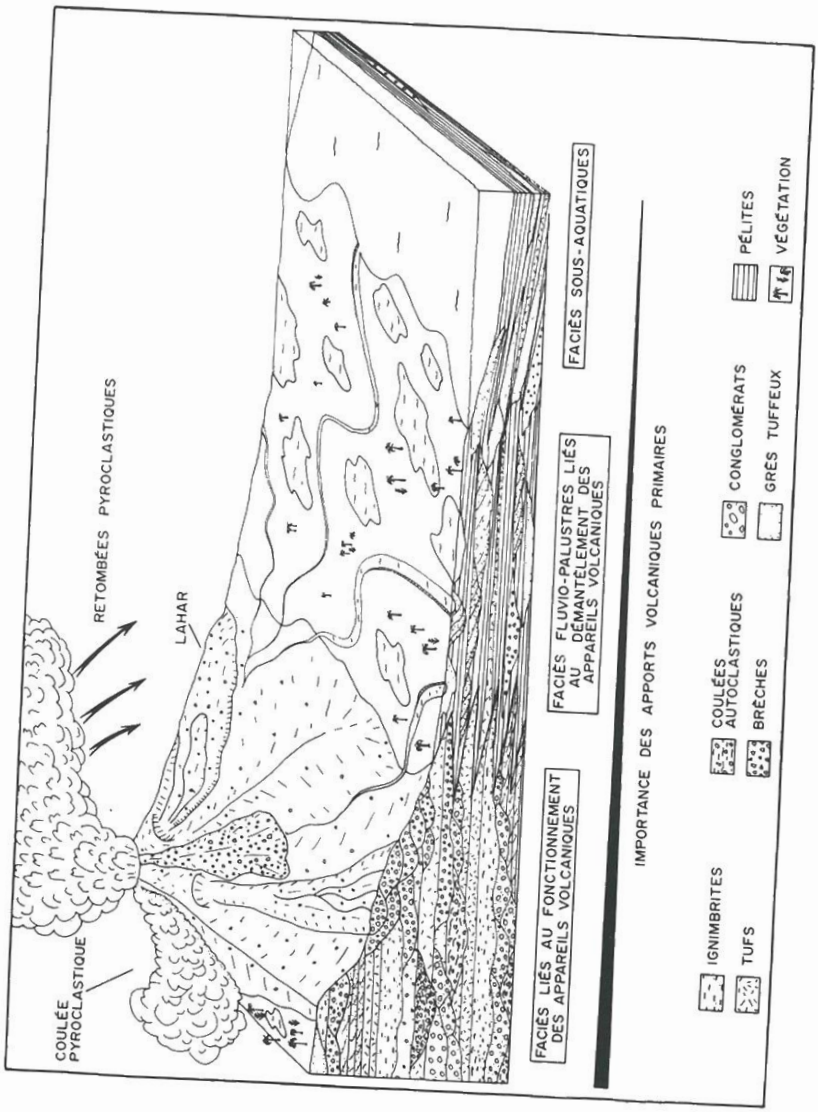


Fig. 6 - Modèle synthétique des dépôts volcano-sédimentaires des séries supérieures. L'influence de l'activité volcanique et de la remobilisation de ses produits est prépondérante

Fig. 7 - Tentative de reconstitution de la paléogéographie des séries supérieures (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988).

1. LE VOLCANISME (tab. 2)

Le volcanisme des séries supérieures évolue en continuité de celui des séries moyennes. A la base, on rencontre des coulées et des tufs trachyandésitiques très porphyriques, parfois associées à des intrusions de même nature (''porphyres verts''). Ces faciès volcaniques évoluent au cours du temps vers des termes acides rhyodacitiques (rhyodacites du Puix-Gy - Lauw, FOURQUIN, 1966b ; COULON et PAICHELER, 1975) puis rhyolitiques (rhyolites latitiques, ignimbrites du Molkenrain, POINT, 1975 ; BENNOUNA, 1987), probablement par des processus de cristallisation fractionnée. Les rhyodacites du Puix-Gy - Lauw étaient interprétées comme l'épisode volcanique le plus récent (COULON et al., 1975a ; SCHNEIDER, 1990). Des datations radio chronologiques récentes ont montré que le complexe des rhyolites ignimbritiques du Molkenrain, daté de 336-337 Ma (MONTIGNY et al., 1984 ; SCHALTEGGER et al., 1994) correspond en fait à l'ultime épisode volcanique comme l'avaient proposé GAGNY (1968) et ANDRE et GAGNY (1981). Ces rhyolites s'interstratifient cependant dans des dépôts volcanoclastiques fluviatiles qui renferment des plantes du Viséen supérieur (SCHNEIDER, 1990).

2. LA SEDIMENTATION

Les faciès sédimentaires sont très variés et sont étroitement liés à l'activité volcanique contemporaine. Ils résultent pour l'essentiel du démantèlement des appareils volcaniques (SCHNEIDER, 1989, 1990 ; fig. 6).

Dans les domaines proches des appareils volcaniques, on rencontre des conglomérats associés à des grès tuffeux déposés dans un environnement continental. Ces dépôts, très riches en éléments volcaniques (trachyandésites et rhyolites) mais pouvant également renfermer une faible proportion d'éléments provenant de formations plus anciennes (granitoïdes, rares gabbros), se déposent dans des complexes de cônes alluviaux proches des appareils volcaniques. Plus distalement, on passe à des faciès fluvio-palustres gréso-pélitiques. Les grès correspondent à des dépôts de barres fluviatiles divaguant sur une plaine d'inondation au niveau de laquelle se déposent des pélites associées à des plantes fossilisées *in situ* (Lepidodendrales et Calamites). Ces faciès se concentrent autour du massif du Molkenrain et dans la région de Bourbach-le-Bas où ils atteignent une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

Plus distalement encore par rapport aux sources volcaniques, on rencontre des dépôts gréso-pélitiques marins avec des intercalations de brèches volcanoclastiques. On les rencontre dans la région de Bourbach-le-Haut où ils sont fossilifères (gisements de la Boutique, COULON et al., 1975b). Ils forment également une étroite bande d'orientation E-W dans la partie méridionale du bassin entre Larmet (Haute-Saône) à l'ouest et Lauw (Haut-Rhin) à l'est (fig. 1). Les grès renferment des éléments volcaniques produits par l'activité contemporaine ou resédimentés depuis des formations plus anciennes (dolérites, basaltes, trachytes) et de rares éléments de socle (granitoïdes, quartz polycristallins). On observe également des éléments resédimentés depuis les faciès de bordure sud du massif plutonique du Ballon d'Alsace. Ces resédimentations témoignent de l'existence de paléoreliefs au niveau de l'actuel massif du Ballon d'Alsace qui était donc émergé et en cours d'érosion à cette époque. Des tufs cendreux acides s'interstratifient dans ces dépôts marins. Ils enregistrent l'activité rhyolitique contemporaine.

III. L'EVOLUTION DU BASSIN

Les caractéristiques des séries lithostratigraphiques permettent de dégager les grands traits de l'évolution du bassin des Vosges du Sud.

A. EVOLUTION MAGMATIQUE ET VOLCANIQUE

1. EVOLUTION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

Les faciès volcaniques qui se succèdent au cours du temps montrent une évolution parallèle à celle du magmatisme granitique des Ballons et des Crêtes et de leurs faciès associés.

Le volcanisme basaltique et rhyolitique des séries inférieures présente des affinités tholéiitiques et calco-alcalines peu potassiques (LEFEVRE et al., 1994). Ce volcanisme trouve probablement sa source dans le magmatisme précoce qui conduit à la mise en place des faciès de bordure sud et nord du massif granitique des Ballons (ANDRE et BEBIEN, 1983). Ces plutonites basiques (gabbros et diorites) commencent à se mettre en place dès le Dévonien supérieur (MONTIGNY et THUIZAT, 1989). Elles ont des affinités tholéiitiques (BEBIEN et GAGNY, 1978 ; ANDRE et BEBIEN, 1983) et témoigneraient ainsi d'une mise en place au niveau d'une déchirure continentale d'échelle crustale (ANDRE et BEBIEN, 1983). Une distention importante pourrait donc être à l'origine du bassin.

Le volcanisme andésitique des séries moyennes (base du Viséen supérieur) ne présente aucune relation génétique directe avec le volcanisme des séries inférieures (STUSSI, 1970, 1977 ; BEBIEN et GAGNY, 1978 ; LEFEVRE et al., 1994). Les andésites qui coexistent pendant une courte période avec les dernières manifestations volcaniques des séries inférieures (rhyolites et rhyodacites) ont un caractère calco-alcalin. Elles sont ensuite progressivement prises en relais par le volcanisme plus acide et plus différencié des séries supérieures. Ce dernier a des affinités shoshonitiques qui témoignent d'une forte contamination crustale (EDEL et al., 1984 ; LEFEVRE et al., 1994).

Les roches volcaniques des séries moyennes et supérieures sont génétiquement liées à la mise en place du pluton monzogranitique des Ballons (STUSSI, 1977). Le magma des Ballons pourrait dériver du magma source des faciès de bordure, d'origine mantellique. Mais le magma des Ballons aurait subi une contamination crustale plus importante et une mise en place plus superficielle que le magma source des faciès de bordure (FLUCK et al., 1987). Le magma du granite des Crêtes, daté du Viséen supérieur (340 Ma, MONTIGNY et THUIZAT, 1989), et dont les produits recoupent partiellement les formations volcano-sédimentaires, aurait lui-même subi une contamination crustale encore plus poussée que le magma des Ballons (FLUCK et al., 1987). Le volcanisme du Viséen supérieur semble donc témoigner d'une importante participation crustale.

2. DEPLACEMENT DES SOURCES VOLCANIQUES AU COURS DU TEMPS (fig. 8).

Les sources du volcanisme se déplacent dans l'espace au cours du temps (fig. 8). Elles peuvent être localisées par la concentration des intrusions volcaniques superficielles. Elles témoignent des zones mobiles du bassin et correspondent à des zones de subsidence maximale. Dans le cas des séries inférieures, les sources se localisent autour de l'actuel massif granitique des Ballons. Les sources des andésites des séries moyennes se déplacent vers le S-E et se concentrent dans l'actuel massif du Rossberg-Vogelsteine et au nord de Giromagny. Pour les séries supérieures, les rhyodacites du Puix-Gy - Lauw semblent se mettre en place dans une sorte de "gouttière" d'orientation E-W alors que l'essentiel des apports des séries supérieures se situe plus à l'est. Les anciennes sources volcaniques ne fonctionnent donc plus. Les trachytes, quant à eux, se comportent de manière indépendante.

Tout au long de l'évolution du bassin, les sources volcaniques présentent une orientation générale E-W. Cette direction correspond à celle des zones en distension qui s'ouvrent progressivement au cours de l'évolution du bassin.

B. EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET STRUCTURALE DU BASSIN

L'évolution sédimentaire et structurale du bassin rend compte de sa dynamique. Les dépôts chaotiques de la Ligne des Klippes rendent probablement compte de l'ouverture du bassin. Les matériaux chaotiques sont de nature continentale (gneiss, leptynites) et en partie d'origine océanique (serpentinites, gabbros). Au Dévonien supérieur, le bassin est le siège d'une sédimentation marine et montre un approfondissement vers le nord. Au début du Carbonifère, il semblerait qu'une déformation s'accompagnant d'un métamorphisme affecte les dépôts de la Ligne des Klippes (chevauchement) et les formations du Dévonien supérieur (métamorphisme léger et apparition d'une schistosité). Cette déformation serait contemporaine de la déchirure continentale associée à la mise en place des premiers faciès basiques de bordure du pluton des Ballons (ANDRE et BEBIEN, 1983) à partir du Dévonien supérieur (366 $\pm$ 10 Ma, MONTIGNY et THUIZAT, 1989).

Dès le Dévonien supérieur et jusqu'au Viséen supérieur, le bassin montre une polarité marquée par un approfondissement vers le nord. A la base du Carbonifère, la bordure méridionale du bassin alimente la sédimentation (conglomérats de Chagey). Cette bordure sud du bassin aurait été réactivée à la suite de la déformation finidévonienne avant d'être érodée à la base du Carbonifère. La sédimentation marine demeure monotone jusqu'à la base du Viséen supérieur.

A la base du Viséen supérieur, la sédimentation devient dépendante de l'activité volcanique. On assiste à la même période à d'importantes resédimentations des formations plus anciennes et du socle. Une importante déformation syn-sédimentaire (glissements) accompagne ces resédimentations et traduisent l'instabilité tectonique du bassin : c'est "l'événement intraviséen". Cet épisode de distention conduit à des basculements de blocs, à un changement important dans la nature du volcanisme (apparition du volcanisme andésitique) et à une augmentation de la subsidence.

Fig. 8 - Répartition des sources volcaniques dans le bassin des Vosges du Sud au cours du temps (carte basée sur le fond paléogéographique de MAASS, 1988)

La distention intraviséenne renouvelle la paléogéographie du bassin. La sédimentation du Viséen supérieur, totalement influencée par le volcanisme des séries supérieures, va désormais être guidée par des mouvements de blocs dont la subsidence est variable suivant les secteurs. Les matériaux resédimentés au cours du dépôt des séries supérieures témoignent de l'existence de paléoreliefs. Les dépôts montrent une rapide évolution vers l'émersion, bien que des domaines marins résiduels subsistent..

C. STRUCTURATION TARDIVE

La phase majeure de déformation du bassin résulte d'un serrage N-S au Namuro-Westphalien. Il se traduit par des écaillages (MAASS, 1988 ; WICKERT et EISBACHER, 1988 ; EISBACHER et al., 1989) et par des plis de grande ampleur dont les axes sont orientés E-W dans l'ensemble du bassin (FOURQUIN, 1973 ; COULON et al., 1975a, 1979). La schistosité de fracture associée à ces déformations est peu pénétrative.

On reconnaît également un grand nombre de décrochements tardi-hercyniens d'orientation N40 ou N110 (MATTAUER, 1971) associés par endroits à des plis à axes verticaux (région d'Urbès-Storckensohn, RUHLAND, 1958). Les décrochements majeurs qui affectent les Vosges du Sud sont représentés par la dislocation de Sainte-Marie-aux-Mines (rejet de 5 à 10 km) et ses prolongements au sud dans la vallée de l'Ognon et vers l'est dans la vallée de la Thur (RUHLAND, 1974), ainsi que l'important couloir de décrochement sénestre d'orientation N40 qui parcourt les Vosges du Sud d'Etueffont à Ammerschwihr (faille du Hundsrück-Kohlschlag) dont le rejet atteint 15 km environ. La faille de Sainte-Marie-aux-Mines fonctionne peut-être déjà au Viséen supérieur comme en témoigne la structure du granite des Crêtes (EDEL et FLUCK, 1989). Des nappes de charriage venant du nord chevauchent et, par leur charge, métamorphisent jusqu'à l'anatexie la partie septentrionale du bassin à présent structuré (FLUCK et al., 1987, 1991, PIQUE et al., 1994a). C'est ainsi que les migmatites de Kaysersberg résultent de l'anatexie des dépôts septentrionaux de la série du Markstein (FLUCK, 1980).

IV. UN MODELE D'EVOLUTION

A. LA CHAINE VARISQUE AU DEVONO-DINANTIEN

Le bassin dévono-dinantien des Vosges du Sud se développe et fonctionne pendant l'orogenèse varisque. La chaîne varisque résulte d'une collision intercontinentale qui se produit au Siluro-Dévonien (AUTRAN et COGNE, 1980 ; BURG et al., 1987) et qui conduit à un métamorphisme important dans la zone interne de la chaîne varisque. C'est le cas du métamorphisme des séries de Sainte-Marie-aux-Mines et de la Croix-aux-Mines dans les Vosges moyennes (FLUCK, 1980 ; REY et al., 1989). Après la collision siluro-dévonienne, tous les domaines océaniques varisques sont refermés et il n'est plus possible d'invoquer l'existence d'une subduction océanique active au Carbonifère inférieur comme l'ont proposé certains auteurs (LORENZ et NICHOLLS, 1984 ; ZIEGLER, 1986 ; WÜRSTER, 1988). La chaîne a atteint son stade collisionnel (PIQUE et al., 1994b) et subit alors une convergence généralisée d'orientation N-S. Elle se traduit par le déplacement de nappes crustales dans le Massif Central français (LEDRU et al., 1989) et par le fonctionnement de bassin d'avant-pays

(bassins "molassiques") dans les zones externes de la chaîne (Massif Schisteux Rhénan, Montagne Noire, FRANKE et ENGEL, 1986).

B. LE PROBLEME DU VOLCANISME OROGENIQUE

Le bassin des Vosges du Sud est associé à une activité volcanique en grande partie calco-alcaline à shoshonitique. C'est également le cas dans d'autres secteurs de la zone moldanubienne tels que la Forêt Noire (SITTIG, 1981 ; GULDENPFENNIG et LOESCHKE, 1991) ou pour les "tufs anthracifères) du Viséen supérieur du Nord au Massif Central français (BAZOT, 1970 ; BEBIEN, 1971 ; BEBIEN et al., 1980 ; MOREL, 1976 ; BERTEAUX et RUBIELLO, 1981 ; ROBELIN, 1981 ; VENNAT, 1985 ; SIDER et al., 1986). Ce volcanisme, par ses caractères géochimiques est de type "orogénique", c'est-à-dire qu'il témoigne *a priori* du fonctionnement d'une subduction océanique au Carbonifère inférieur. Or, aucune subduction océanique ne semble être active au Dévono-Dinantien.

Le magmatisme calco-alcalin seul ne suffit pas à prouver de manière indubitable l'existence d'une subduction océanique active. En effet, on rencontre parfois dans les chaînes de collision un magmatisme calco-alcalin à shoshonitique qui n'est pas lié à une subduction océanique (ROBYN, 1979 ; HARRIS et al., 1986). Un décalage de plusieurs dizaines de millions d'années entre les collisions et l'expression du volcanisme calco-alcalin a été mis en évidence dans les chaînes issues de la Téthys (ZHOU, 1985). Parmi les exemples connus, le cas du volcanisme rhyolitique de la caldéra de la rivière Chegem dans le Caucase en Russie (LIPMAN et al., 1993) est intéressant. Les laves de cet appareil volcanique très récent (2,8 Ma) sont calco-alcalines mais la collision (et donc la fin de la subduction océanique de la Téthys) s'est produite il y a plus de 60 millions d'années à la fin du Crétacé. En revanche, ce domaine volcanique est lié au fonctionnement d'importants décrochements d'échelle crustale.

Au cours des collisions intercontinentales, les subductions continentales accompagnées d'un épaississement crustal (MATTAUER, 1983) peuvent conduire, en conditions hydratées, à la formation de magmas calco-alcalins. Dans ce contexte les gradients thermiques sont suffisants pour permettre une fusion partielle (ENGLAND et THOMPSON, 1986). Dans les chaînes de collision, les séries calco-alcalines non liées à des subductions océaniques sont souvent associées à des décrochements (HERNANDEZ, 1985). C'est le cas de la caldéra de la rivière Chegem. Les séries magmatiques shoshonitiques, quant à elles, résultent alors de la contamination du magma calco-alcalin initial par la croûte continentale au cours de l'épaississement crustal.

C. UN MODELE POSSIBLE : UN BASSIN CONTROLE PAR DES DECROCHEMENTS

Le bassin des Vosges du Sud s'ouvre au Dévonien supérieur dans un régime tectonique distensif. Sa subsidence et sa polarité sédimentaire sont contrôlées par des failles normales d'orientation E-W. Le magmatisme, d'abord tholéiitique devient calco-alcalin à shoshonitique.

Pour expliquer à la fois le caractère orogénique du magmatisme, l'ouverture et la subsidence du bassin, puis sa déformation dans un tel contexte de collision, on peut

envisager le fonctionnement de décrochements d'échelle crustale dans la zone interne de la chaîne varisque. Les décrochements sont des failles qui décalent horizontalement des blocs crustaux. Elles résultent d'une compression oblique (SYLVESTER, 1988). Leur mouvement provoque, dans des conditions géométriques précises, une distention et l'ouverture de bassins subsidents (bassins "pull apart", CHRISTIE-BLICK et BIDDLE, 1985). Il s'agit de la transtension. Des compressions peuvent également accompagner le mouvement des décrochements. On parle de transpression.

Afin d'expliquer l'origine du bassin des Vosges du Sud, il convient de rechercher les accidents décrochants dans la zone interne de la chaîne varisque d'Europe.

1. LES DECROCHEMENTS DEVONO-DINANTIENS DE LA ZONE INTERNE DE LA CHAINE VARISQUE D'EUROPE (fig. 9 et 10)

Au sommet du Dévonien et au cours du Carbonifère inférieur, d'importants décrochements fonctionnent dans la zone moldanubienne (fig. 9).

Il s'agit de cisaillements importants dans le Massif Armoricain : La Zone de Cisaillement Nord-Armoricaine (ZCNA, ROLET et al., 1994) et la Zone de Cisaillement Sud-Armoricaine (ZCSA, BERTHE et al., 1979). Ces décrochements présentent un mouvement dextre au Dévono-Dinantien.

La ZCSA se prolonge dans la partie septentrionale du Massif Central français. Dans ce secteur, la ZCSA se divise en deux branches (fig. 9). La branche nord se poursuit vers l'est au niveau du couloir de décrochement de la Marche-Combrailles (LEROUGE et QUENARDEL, 1988 ; LEDRU et al., 1989). Si on prolonge vers l'est le décrochement des Combrailles, en annulant le mouvement sénestre tardi-varisque du Sillon Houiller (rejet de 70 km, fig. 9 et 10), ce décrochement se raccorde à la faille d'Autun. Il s'agit d'un décrochement à fonctionnement dextre au Carbonifère inférieur (ROLIN et STUSSI, 1989). La branche sud de la ZCSA se prolonge vers le système des failles de Pradines et d'Oradour. La faille de Pradine semble se prolonger vers le complexe décrochant dextre de Sainte Catherine qui se poursuit à l'est vers un décro-chevauchement dextre à vergence sud.

L'important couloir de décrochement qui s'étend dans le nord du Massif Central français depuis la ZCSA jusqu'au Morvan (Marche-Combrailles-Autun) pourrait se prolonger vers l'est et passer au sud des Vosges et de la Forêt Noire (fig. 9). Une importante structure d'âge tertiaire emprunte ce trajet. Il s'agit de la "transformante de la Saône" (CONTINI et THEOBALD, 1974) qui raccorde le couloir rhodanien et le fossé rhénan, rifts d'âge tertiaire. Il est intéressant de constater qu'un important bassin stéphano-permien se forme à l'aplomb de cette dislocation tectonique, qui était donc déjà présente et active au Carbonifère supérieur - Permien (bassin de Weiach en Suisse, MATTER et al., 1988). Nous proposons que la transformante de la Saône est une ancienne structure varisque qui a rejoué au Permo-Carbonifère puis au Tertiaire et qu'elle est la prolongation orientale de la zone de cisaillement du nord du Massif Central français.

On rencontre également un alignement d'importants décrochements au nord de la zone moldanubienne. Il s'agit d'une dislocation qui s'étend depuis la faille du Pays de Bray, qui passe par la faille de Vittel (EDEL, 1982 ; EDEL et FLUCK, 1989) puis par

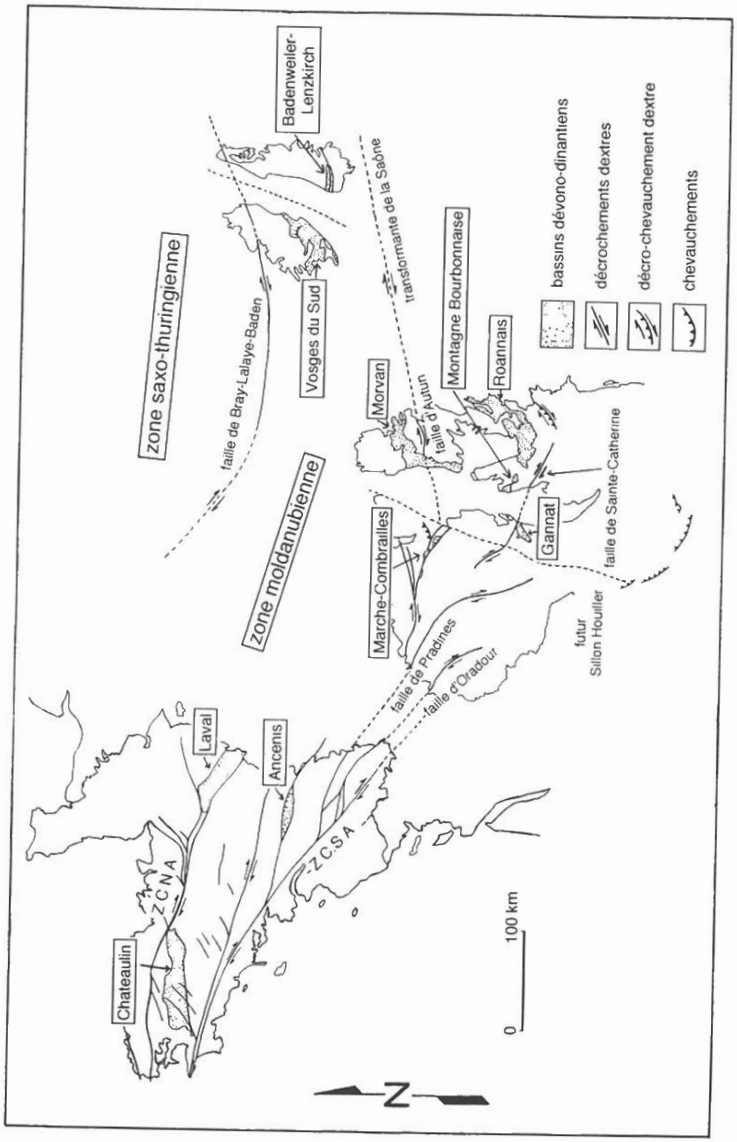


Fig. 9 - Les décrochements de la zone interne de la chaîne varisque d'Europe au Dévonien supérieur - Viséen et la position des bassins dévono-dinantiens. Les rejets des décrochements sénestres tardi-varisques du Sillon Houiller et du fossé rhénan sont annulés.

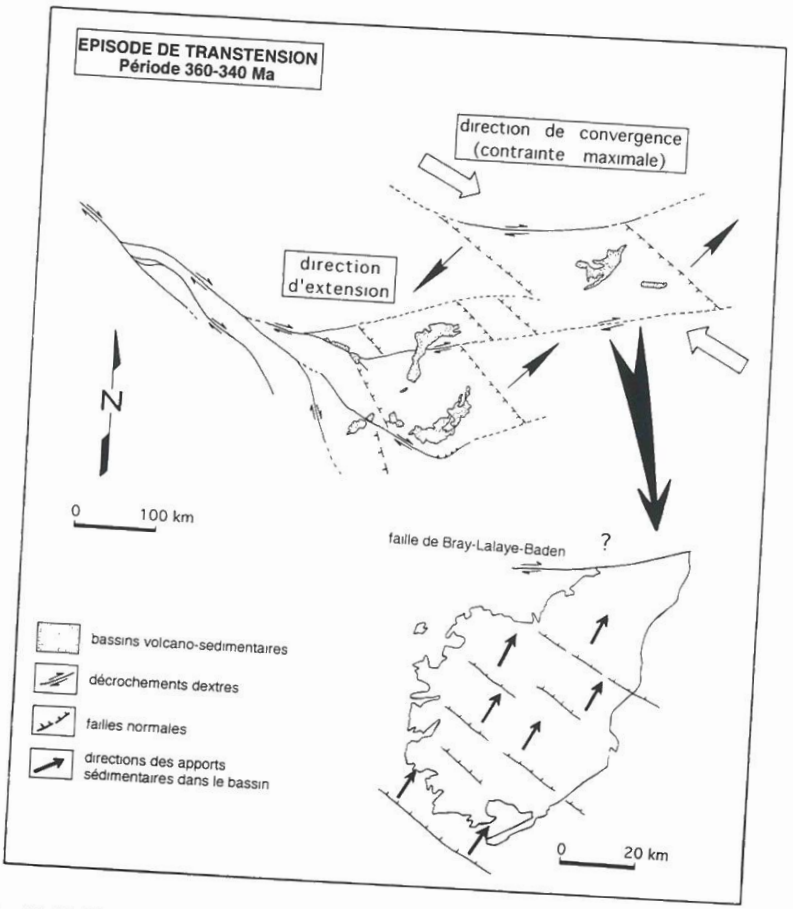


Fig. 10 - Modèle schématique du régime de transtension au Dévonien supérieur - Viséen supérieur infra-basal dans la zone moldanubienne conduit à l'ouverture des bassins volcano-sédimentaires. Les rejets des décrochements sénestres tardi-varisques du Sillon Houiller et du fossé rhénan sont annulés. Une dépression d'orientation NW-SE se forme dans les Vosges du Sud entre les décrochements majeurs de Bray-Lalaye-Baden et de la transformante de la Saône Les magmas sources du volcanisme s'injectent le long des failles normales.

la dislocation de Lalaye-Lubine et qui se prolonge vers l'est par la faille de Baden-Baden dans le nord de la Forêt Noire (dislocation de Bray-Lalaye-Baden, fig. 9). D'après BOUYALAOUI (1992), la faille de Lalaye-Lubine est un décrochement dextre qui a rejoué en décro-chevauchement à vergence nord après le Viséen. Le mouvement décrochant dextre de la dislocation de Bray-Lalaye-Baden semble être contemporain de celui du couloir de décrochement dextre du nord du Massif Central français.

Ainsi, deux couloirs de décrochements d'orientation E-W à fonctionnement dextre sont actifs dans la zone interne de la chaîne varisque d'Europe pendant le Dévono-Dinantien.

2. LES BASSINS VOLCANO-SEDIMENTAIRES ET LEUR ORIGINE (fig. 9)

Des bassins sédimentaires sont associés aux couloirs de décrochement de la zone interne. Dans le Massif Armoricain, le fonctionnement dextre de la ZCNA et de la ZCSA conduit à la formation des bassins "pull apart" de Chateaulin, de Laval et d'Ancenis (ROLET et al., 1994, fig. 9)

Dans le nord du Massif Central français, des bassins volcano-sédimentaires sont associés aux zones de décrochements dextres (fig. 9). Il s'agit des bassins des Combrailles (BAZOT, 1970), du Morvan (BEBIEN, 1971 ; MOREL, 1976, ROBELIN, 1981), de Gannat (BERTEAUX et RUBIELLO, 1981). L'évolution de ces bassins est associée à une activité volcanique calco-alcaline contemporaine de la mise en place de cortèges granitiques.

Les bassins volcano-sédimentaires des Vosges du Sud et du sud de la Forêt Noire (zone de Badenwiller-Lenzkirch, SITTIG, 1981 ; GULDENPFENNIG et LOESCHKE, 1991) se développent entre la transformante de la Saône et la dislocation de Bray-Lalaye-Baden. Le bassin de la Forêt Noire se forme au niveau d'un décrochement dextre d'orientation E-W (SITTIG, 1981).

Les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens du Massif Central français, des Vosges et de la Forêt Noire sont situés entre des couloirs de décrochement ou à leur aplomb. L'origine et l'évolution de ces bassins semblent être liés au fonctionnement de ces décrochements. Etant donné l'orientation E-W des décrochements dextres, on doit envisager une compression oblique NW-SE (convergence varisque). Les conséquences de cette compression NW-SE sont le fonctionnementt dextre des décrochements et l'ouverture de bassins entre les décrochements suivant une extension SW-NE (modèle de Riedel, *cf.* CHRISTIE-BLICK et BIDDLE, 1985 ; SYLVESTER, 1988). La figure 10 présente un modèle simplifié de la géométrie de la déformation. Les phénomènes d'extension entre les décrochements majeurs correspondent à une transtension.

3. LA PLACE DES VOSGES DU SUD DANS CE CONTEXTE STRUCTURAL (fig. 10 et 11)

a. L'évolution anté-Viséen supérieur (transtension)

Le bloc Vosges moyennes - Vosges du Sud (=Vosges moldanubiennes) se situe entre

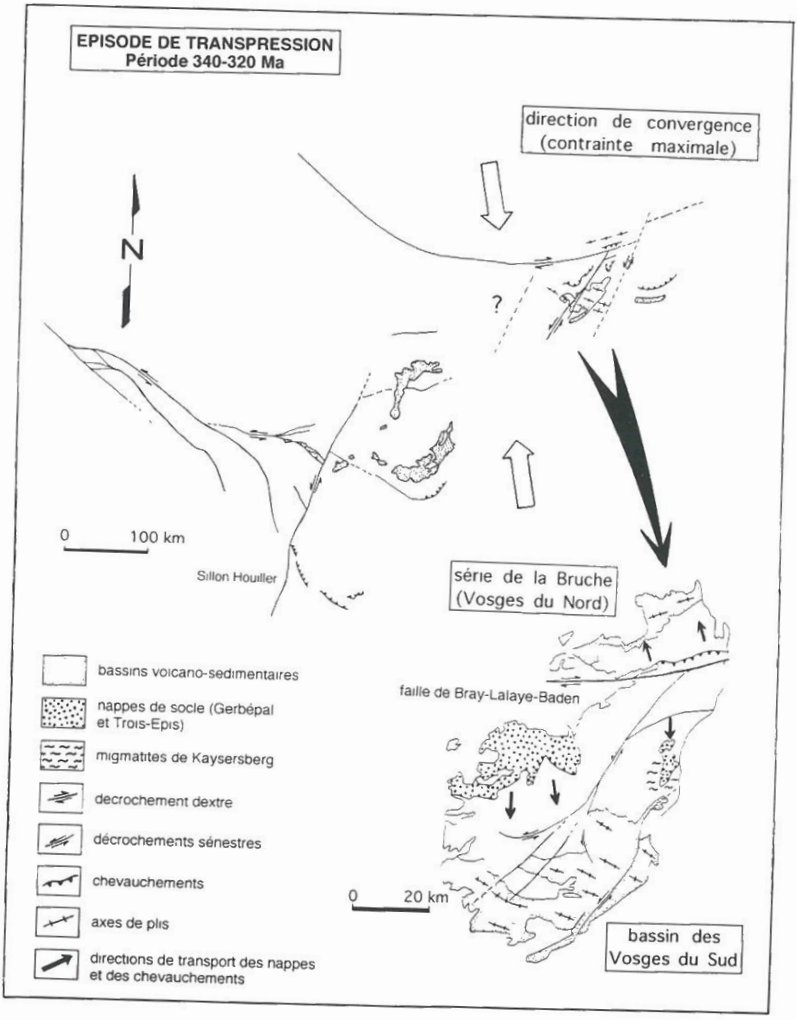


Fig. 11 - Modèle schématique du régime de transpression au Viséen supérieur - Carbonifère supérieur. Les contraintes se réorganisent. Dans les Vosges, la tectonique devient transpressive et s'accompagne de la mise en place de nappes de charriage (Gerbépal, Trois-Epis) à vergence sud et d'une tectonique tangentielle à vergence nord dans les Vosges du Nord (série de la Bruche). Les formations volcano-sédimentaires des Vosges du Sud sont déformées (plis à axes E-W) dans le même contexte.

deux décrochements majeurs actifs au Dévono-Dinantien dans la chaîne varisque d'Europe : le système ZBSA-Marche-Transformante de la Saône et la dislocation Bray-Lalaye-Baden. Le fonctionnement de ces deux couloirs de failles est probablement contemporain de l'ouverture et des premiers stades de développement du bassin. Dans ce contexte structural, il est nécessaire d'envisager que le bloc Vosges moyennes - Vosges du Sud a subi une extension SW-NE au Dévonien supérieur - Viséen (fig. 10). La croûte continentale est amincie au niveau de cette zone en transtension.

Au cours de cette distension, le bassin marin des Vosges du Sud s'ouvre le long de failles normales d'orientation NW-SE. La déchirure continentale à l'origine de la mise en place des faciès de bordure du pluton des Ballons serait le résultat de cette extension. Ces failles continuent de fonctionner entre le Dévonien supérieur et le Viséen comme le montre la géométrie des sources volcaniques (fig. 8). De plus, la polarité sédimentaire du bassin se traduit par un approfondissement vers le nord. Il faut envisager que le bassin se forme le long de la bordure SW de la zone de distension. Cette phase transtensive pourrait atteindre son paroxysme au cours de l'événement intraviséen. Enfin, le magmatisme des Vosges du Sud, d'abord tholéiitique puis calco-alcalin, trouve une origine cohérente dans ce contexte structural. Il faut cependant envisager l'existence d'un épisode compressif dans le bassin qui conduit à la déformation de la Ligne des Klippes et des formations du Dévonien supérieur. Cette compression pourrait trouver son origine dans une brève phase de transpression dans l'évolution du bassin. Cette transpression résulterait d'une réorientation momentanée des contraintes régionales.

Le fonctionnement de grands accidents décrochants permet donc à la fois d'expliquer l'ouverture et la subsidence du bassin des Vosges du Sud ainsi que les caractéristiques du magmatisme associé.

b. L'évolution syn- à post-Viséen supérieur (transpression)

Au cours du Viséen supérieur, à la suite de l'événement intraviséen, l'évolution vers l'émersion et l'accroissement de la contamination crustale du magmatisme précède de peu la structuration du bassin. Les formations sont alors plissées et écaillées avec des axes de plis E-W et une vergence des structures orientée au sud.

Au même moment, plus au nord dans le socle, la dislocation de Bray-Lalaye-Baden dont le mouvement était jusqu'alors décrochant dextre, passe à un mouvement de décrochevauchement dextre (BOUYALAOUI, 1992). Cette importante dislocation du socle acquiert alors une structure "en fleur" qui montre un double déversement des structures de part et d'autre de la faille. Cette déformation est typique du passage à un régime de transpression (SYLVESTER, 1988). C'est ainsi que les Vosges du Nord subissent une déformation à vergence nord. Les schistes de Villé chevauchent les schistes de Steige vers le nord et les séries de la vallée de la Bruche subissent un déversement dans la même direction (fig. 11). Au sud de la dislocation de Bray-Lalaye-Bande, des nappes crustales se déplacent vers le Sud. Il s'agit des nappes de migmatites de Gerbépal et des Trois-Epis. Ces nappes viennent chevaucher le bassin des Vosges du Sud qui se déforme au même moment. Sous leur charge, les migmatites de Kaysersberg se forment (FLUCK, 1980). Une nappe semblable à vergence sud se forme également en Forêt Noire (KROHE et EISBACHER, 1988). Des décrochements sénestres d'orientation N40 (failles de Sainte-Marie-aux-Mines et du Hundsrück-Kohlschlag) accompagnent la déformation du socle et résultent également d'un serrage N-S.

Cette déformation paroxysmale varisque dans le socle vosgien témoigne d'un changement important dans la géométrie des contraintes qui provoque le passage d'un régime de transtension à une transpression dans la zone moldanubienne. Ceci résulte probablement d'une réorientation de la direction de convergence varisque (fig. 11). Cette convergence conduit ainsi à un épaississement crustal comme en témoigne la superposition des nappes crustales et le caractère calco-alcalin à shoshonitique du magmatisme contemporain.

V. CONCLUSIONS

Dans le contexte de la collision varisque, un bassin volcano-sédimentaire fonctionne dans les Vosges du Sud au cours du Dévono-Dinantien. Volcanisme et sédimentation interagissent constamment dans ce bassin et témoignent de son évolution.

La **naissance** du bassin se produit au Dévonien supérieur en régime de transtension lors du fonctionnement de décrochements majeurs. Dès son ouverture, le bassin montre une polarité sédimentaire vers le nord. Les zones en distension, certainement limitées par des failles normales, contrôlent les apports magmatiques (volcanisme et plutonisme). A partir de la base du Carbonifère, l'activité volcanique s'amplifie dans le bassin marin. De nombreuses resédimentations depuis les formations plus anciennes se produisent dans le bassin à partir de la base du Viséen supérieur. Elles sont accompagnées d'une instabilité tectonique qui témoigne d'un épisode de distension appelé ''événement intraviséen''. Le bassin a atteint son stade de **maturité**. L'activité volcanique bimodale à tendance tholéiitique et calco-alcaline peu potassique des séries inférieures est ensuite prise en relais progressivement par un volcanisme andésitique à caractère calco-alcalin. La sédimentation marine et les importantes resédimentations subsistent. Enfin, au cours du Viséen supérieur , l'activité volcanique se diversifie, devient plus acide et montre des caractères shoshonitiques qui témoignent d'une importante contamination des magmas par la croûte continentale. La sédimentation, très dépendante de l'activité volcanique, évolue rapidement vers l'émersion qui précède la déformation plicative paroxysmale. C'est la **mort** du bassin.

Le bassin des Vosges du Sud enregistre l'évolution géodynamique de la zone interne de la chaîne varisque au cours de son édification. Le développement de ce bassin est probablement guidé par les mouvements de grands décrochements dextres qui provoquent des distensions (transtension). Le plissement des formations du bassin, le mouvement des nappes crustales et les décrochements sénestres tardi-varisques du socle semblent être liés à un changement dans le régime et la géométrie des contraintes qui provoque le passage à un régime de transpression dans le fonctionnement des décrochements majeurs.

Les Vosges du Sud hercyniennes présentent donc de nombreuses originalités qui en font un secteur privilégié pour l'étude du stade avancé d'une collision intercontinentale.

RESUME

Un bassin volcano-sédimentaire se développe au Dévono-Dinantien dans les Vosges

du Sud en contexte intracontinental pendant l'orogenèse varisque. La sédimentation, d'abord marine du Dévonien supérieur à la base du Viséen supérieur, devient continentale au cours du Viséen supérieur après un épisode de distention intraviséen. Le bassin enregistre une activité volcanique qui présente d'abord des caractères tholéiitiques compatibles avec une distension qui s'accompagne de l'ouverture du bassin au Dévonien supérieur. Rapidement, ce volcanisme, très dépendant de la mise en place des cortèges granitiques des Ballons et des Crêtes et de leurs faciès associés, acquiert des caractères calco-alcalins à shoshonitiques. Les caractères géochimiques des roches volcaniques du Viséen témoignent *a priori* du fonctionnement d'une subduction océanique à l'aplomb du bassin. Or, l'évolution de la chaîne varisque au Carbonifère inférieur (stade de collision continentale) ne permet pas d'envisager un tel contexte. Le contrôle de l'évolution du bassin des Vosges du Sud par des décrochements d'échelle crustale est proposé. Ce contexte tectonique témoigne du stade avancé de la collision varisque.

Mots-clés : massif vosgien, chaîne varisque, volcano-sédimentaire, paléogéographie, décrochements, bassin sur décrochement.

ZUSAMMENFASSUNG

Ein vulkanisches Ablagerungsbecken hat sich in den Südvogesen während des jüngeren devonischen und älteren Karbonzeitalter zuerst im Seewasser gebildet. Die Ablagerung, zuerst im jüngeren Devonzeitalter bis zum Grund des Jüngeren Devonzeitalter entwickelt sich zu subaeriale Verhältnissen während des oberen Viseumzeitalter.
Das Becken registriert eine vulkanische Aktivität welche zuerst tholeitinische Merkmale aufweist, einhergehend mit einer Erweiterung, welche sich mit den Öffnung des Beckens im jüngeren Devonzeitalter zusammenfällt. Diese Vulkanaktivität, abhängend von der Erstehung der Granitbelchen und der Gipfeln, erhält einen kalkalkalischen mit shoshonitischen Karakter.
Die geochemischen Eigenschaften das Vulkangesteins des Viseumzeitalters zeugen vor allem von einer ozeanischen Unterleitung auf der Höhe des Beckens.
Jedoch die Entwiklung der Varischkischen Kette während des Jüngeren Karbonzeitalter erlaubt nicht diese Erklärung anzunehmen.
Die Kontrolle der weiterten Entwicklung des südvogesischen Beckens durch das Abbrechen von Leiterkrusten wird vorgeschlagen. Dieses tektonische Umfeld bezeugt ein fortgeschnittenes Stadium des variskischen Zusammenstosses.

SUMMARY

A volcano-sedimentary basin was active in the southern Vosges during the Upper Devonian and the Lower Carboniferous within the Variscan Belt of Europe. The sedimentation was initially marine from the Upper Devonian to the base of the Upper Viséan and evolved to subaerial conditions during the Upper Viséan. The basin records a tholeiitic volcanic activity which testifies its opening during an extensional period. Afterwards, the volcanism evolved to calc-alkaline to shoshonitic affinities. The volcanic activity is related to the emplacement of the Crêtes and Ballons granites. Although calc-alkaline and shoshonitic volcanisms are classically considered to be oceanic subduction related, in the southern Vosges, this volcanism is believed to be controled by active strike-slip faults. This context explains the structural, magmatic and sedi-

mentary evolution of the basin during the Variscan continental collision.

Keywords : Vosges massif, Variscan belt, volcaniclastic formations, paleogeography, strike-slip faults, pull apart basins.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRE F et GAGNY C. (1981) - Proposition d'un âge namurien pour le granite porphyroïde des Ballons, témoin vosgien du plutonisme à potentialité molybdénifère au Carbonifère supérieur. 106° Cong. Nat. Soc. Sav , Perpignan, Sci III, 287-296.

ANDRE F. et BEBIEN J. (1983) - Déchirures continentales et plutonisme . étude pétrologique et structurale comparée de l'association ignée de Guevguéli (Macédoine grecque) et des formations plutoniques basiques situées en bordure nord du massif des Ballons (Vosges, France) Bull. Soc géol. France, (7), XXV, 3, 291-299, Paris.

ASSELBERGHS E (1926) - Sur l'existence du Famennien à Chagey Bull. Soc. géol , France, (4), XXVI, 67-74, Paris

AUTRAN A. et COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 108, 90-111, Paris.

BAIN A (1964) - Etude d'un microplancton (Acritarches) du Dévonien supérieur. D.E S., Univ Strasbourg, 35 p

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 3° Cycle, Univ Clermont-Fd, 187 p.

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., 273, 466-468.

BEBIEN J. et GAGNY C. (1978) - Le plutonisme viséen des Vosges méridionales . un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéiitiques et calco-alcalines C R Acad. Sci Paris, 286, II, 1045-1048.

BEBIEN J. et CAGNY C. (1979) - Quelques coulées à pillow-lavas de la forêt de Saint-Maurice-sur-Moselle (Dévono-Viséen inférieur des Vosges méridionales). 104° Cong. Nat. Soc Sav., Bordeaux, Sci , III, 149-159

BEBIEN J., GAGNY C. et ROCCI G. (1980) - La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoique. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 108, 213-225, Paris

BENNOUNA A. (1987) - Le volcanisme rhyolitique carbonifère, Vosges du Sud · pétrologie, minéralogie, géochimie et relations avec le plutonisme. Thèse Doct. Univ. Nancy I, 168 p.

BERTAUX J et RUBIELLO M F. (1981) - Cartographie de la feuille géologique de Roanne au 1/50 000°. Pétrologie, géochimie et pétrologie structurale du magmatisme du Viséen supérieur. Essai de synthèse régionale. Thèse 3° Cycle, Univ. Nancy I, 313 p

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P. (1979) - Orthogneiss mylonite and noncoaxial deformation of granite : the example of the South Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., I, 31-42 Oxford.

BINON M. (1988) - Les formations dévono-carbonifères du nord-ouest de la Montagne Bourbonnaise (Massif Central français) - Etude pétrographique, géochimique et structurale - Métallogénie Thèse Doct Univ. Blaise Pascal, Clermont-Fd, 244 p.

BOUYALAOUI J (1922) - Schistes de Steige, phyllades de Villé et mylonites du Climont (Vosges du Nord) ; le développement de la zone cisaillée de Lalaye-Lubine. Thèse Doct. Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 207 p.

BURG J.P., BALE P., BRUN J.P. et GIRARDEAU J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. Geodinamica Acta, 1, 1, 71-87, Paris

CHRISTIE-BLICK N. et BIDDLE K.T. (1985) - Deformation and basin formation along strike-slip faults. In · BIDDLE K.T. et CHRISTIE-BLICK N. (éds), Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation Sp Publn Soc. Econ. Paleont. Miner., 37, 1-34, Tulsa.

CONTINI D. et THEOBALD N. (1974) - Southern extension of the Rhinegraben. Relations entre le fossé rhénan et la fossé de la Saône. Tectonique des régions sous-vosgiennes et préjurassiennes. In . ILLIES J.H. et FUCHS K (éds), Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Reports N° 8, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägele u Obermiller, 310-321, Stuttgart.

CORSIN P , COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. (1973) - Etude de la flore de la série de Giromagny (Viséen supérieur des Vosges méridionales) Comparaison avec les autres flores du Culm des Vosges. Sci. Géol., Bull., 26, 43-68, Strasbourg.

COULON M. (1973) - La discordance du Viséen supérieur dans les Vosges méridionales. 1° Réun Ann. Sci. Terre, Paris, p. 143 (ouvrage en dépôt à la S G F.).

COULON M. (1977) - Evolution du Viséen entre les vallées du Rahin et de l'Ognon (Vosges méridionales). Existence d'une zone à comportement de linéament. Sci. Géol., Bull., 30, 2, 79-89, Strasbourg.

COULON M , FOURQUIN C., PAICHELER J C et POINT R. (1975a) - Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. II - Le Culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas. Sci. Géol., Bull , 28, 2, 109-139, Strasbourg.

COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et HEDDEBAUT C. (1975b) - Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différentes séries du Culm des Vosges du Sud. Sci. Géol., Bull., 28, 2, 141-148, Strasbourg.

COULON M., FOURQUIN C , PAICHELER J.C., CONIL R. et LYS M (1978) - Stratigraphie du Viséen des Vosges méridionales par l'étude de plusieurs niveaux à microfaunes et algues Sci. Géol , Bull , 31, 2, 77-93, Strasbourg.

COULON M., FOURQUIN C. et PAICHELER J.C. (1979) - Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. III - Le Culm entre Bourbach-le-Haut et le Molkenrain. Sci. Géol , Bull., 32, 3, 117-129, Strasbourg

COULON M. et PAICHELER J.C. (1975) - Les pyroclastites rhyodacitiques du Culm du Sud des Vosges Ann. Univ. A R E R.S., 13, 1/2, 33-38, Reims

DOUBINGER J. et RUHLAND M. (1963) - Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge dévonien au Treh (Vosges méridionales) C.R. Acad. Sci. Paris, 256, II, 2894-2986.

DRESSLER M. (1989) - Geologie und Geochemie variszischer Gesteine der Gegend von Belfort/Chagey (Südvogesen) - Thèse Doct , Univ. Freiburg i. Br , 134 p.

EDEL J.B. (1982) - Le socle varisque de l'Europe moyenne. Apport du magnétisme et de la gravimétrie. Sci. Géol., Bull., 35, 4, 207-224, Strasbourg.

EDEL J.B., COULON M. et HERNOT M.P. (1984) - Mise en évidence par le paléomagnétisme d'une importante rotation antihoraire des Vosges méridionales entre le Viséen terminal et le Westphalien supérieur. Tectonophysics, 106, 239-257, Amsterdam.

EDEL J.B. et FLUCK P (1989) - The upper Rheinisch Shield basement (Vosges, Upper Rhinegraben and Schwarzwald) : Main structural features deduced from magnetic, gravimetric and geological data. Tectonophysis, 169, 303-316, Amsterdam.

EISBACHER G.H., LÜSCHEN E et WICKERT F. (1989) - Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe Tectonics, 8, 1, 1-21, Washington.

ENGLAND P.C. et THOMPSON A. (1986) - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In : COWARD M.P. et RIES A.C. (éds.), Collision Tectonics, Sp. Publn., Geol. Soc., 19, 83-94, London.

FLUCK P (1980) - Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace - Contribution à l'histoire de la chaîne varisque - Sci. Géol , Mém , 62, 248 p., Strasbourg.

FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUE A., SCHNEIDER J.L et WHITECHURCH H. (1987) - Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Etat des connaissances, propositions d'axes de recherches. Doc. Bur. Rech. Géol Min , 146, 97 p., Paris.

FLUCK P , PIQUE A., SCHNEIDER J L. et WHITECHURCH H. (1991) - Le socle vosgien. Sci. Géol., Bull., 44, 3-4, 207, 235, Strasbourg.

FOURQUIN C. (1966a) - Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite des Ballons - C R. Acad. Sci Paris, 262, II, 1509-1512.

FOURQUIN C. (1966b) - Caractères pétrographiques des tufs viséens du Puix-Gy (Territoire de Belfort). Bull. Soc. géol. France, (7), VIII, 285-287, Paris.

FOURQUIN C. (1973) - Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. I - Le Culm de la région de Giromagny. Sci Géol., Bull., 26, 1, 3-42, Strasbourg.

FRANKE W. (1989) - Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. Géol. Soc Amer. Sp. Paper, 230, 67-90, Boulder.

FRANKE W et ENGEL W. (1986) - Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. Bull. Soc. géol. France, (9), II, 1, 25-33, Paris.

GAGNY C. (1957) - Pétrographie et sédimentologie des tufs albitophyriques marins des environs d'Oderen (Vosges méridionales). C R Somm. Soc géol France, 16, 389-391, Paris.

GAGNY C. (1961) - Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 15, 4, 139-160, Strasbourg.

GAGNY C (1964) - Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales. Bull. Soc. Géol. France, (7), VI, 43-54, Paris.

GAGNY C. (1968) - Pétrogenèse du granite des Crêtes des Vosges méridionales. Thèse Sci., Univ. Nantes, 546 p.

GRIMM B. (1983) - Petrographische Untersuchungen an Gerollen des Markstein-Bereiches (Palozoikum, Südvogesen). Thèse Doct., Univ. Freiburg i. Br., 72 p.

GRIVEAUX B (1966) - Sur la présence de pillow-lavas dans les laves dinantiennes de la région de Mélisey (Haute-Saône). Ann. Sci. Univ. Besançon, (3), Géol., 2, 43-45.

GULDENPFENNIG M. et LOESCHKE J. (1991) - Petrographie und Geochemie unterkarbonischer Grauwacken und Vulkanite der Zone von Badeweiler-Lenzkirch in der Umgebung von Präg (Südschwarzwald) Jh. geol Landesamt Baden-Wurtemberg , 33, 5-32.

HAHN G., HAHN R. et MAASS R. (1981) - Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Südvogesen. Oberr. Geol. Abh., 30, 1-26, Karlsruhe.

HARRIS N B.W., PEARCE J A. et TINDLE A.G. (1986) - Geochemical characteristics of collision-zones magmatism. In : COWARD M.P. et RIES A.C (éds), Collision Tectonics, Sp. Publn., Geol. Soc., 19, 67-81, London.

HERNANDEZ J. (1985) - Le magmatisme associé aux grands couloirs de décrochements intracontinentaux Séance spécialisée, Soc Géol. France, Genèse et évolution des bassins sédimentaires en contexte compressif décrochant, Paris, vol. des résumés.

JUNG J. (1928) - Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr , 2, 481 p., Strasbourg

KAM M. (1983) - Etude pétrologique et géochimique de la "ligne des klippes" (Vosges méridionales). Mém. D.E.A., Univ. Strasbourg I, 72 p.

KEPPIE J D , éd (1994) - Pre-Mesozoic geology in France and related areas. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 514 p.

KOECHLIN-SCHLUMBERGER J. et SCHIMPER G. (1862) - Le terrain de transition des Vosges. Librairie Berger-Levrault, Strasbourg, 348 p.

KOSSMAT F. (1927) - Gliederung des varistischen Gebrigbaues Abh sachs geol. Landesamtes, 1, 39 p., Leipzig.

KROHE A. et EISBACHER G.H. (1988) - Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany. Geol. Rundch., 77/1, 25-43, Stuttgart.

LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D , AUTRAN A , QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J. et PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central Français ? Bull. Soc. géol. France, (8), V, 3, 605-618, Paris.

LEFEVRE C., LAKHRISSI M. et SCHNEIDER J.L. (1994) - Les affinités magmatiques du volcanisme dinantien des Vosges méridionales (France) ; approche géochimique et interprétation. C.R. Acad. Sci Paris, 319, II, 79-86.

LEROUGE G. et QUENARDEL J.M. (1988) - Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le nord-ouest du Massif central français. Bull. Soc. géol. France, (8), IV, 5, 831-838, Paris.

LIPMAN P.W., BOGATIKOV O.A., TSVETKOV A.A., GAZIS C., GURBANOV A.G., HON K., KORONOVSKY N V., KOVALENKO V.I et MARCHEV P. (1993) - 2.8 - Ma ash-flow caldera at Chegem River in the northern Caucasus Mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res., 57, 85-124, Amsterdam.

LORENZ V. et NICHOLLS I.A. (1984) - Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. Tectonophysics, 107, 25-56, Amsterdam.

MAASS R. (1988) - Die Sudvogesen in variszischer Zeit. N Jb Geol. Palaont Mh , 10, 611-638, Stuttgart.

MAASS R et STOPPEL D (1982) - Nachweis von Oberdevon bei Markstein (Bl. Munster, Sudvogesen) Z. dt. geol. Ges., 133, 403-408, Hannover

MATTAUER M. (1971) - Présence de décrochements tardi-hercyniens dans les Vosges méridionales. C R Somm. Soc. géol. France, 14, 324-326, Paris.

MATTAUER M. (1983) - Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne. C.R. Acad. Sci. Paris, 296, II, 481-486.

MATTAUER M. (1989) - Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la géologie Hermann éd., Paris, 267 p.

MATTE P (1986) - La chaîne varisque d'Europe parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull Soc géol France, (8), II, 1, 9-24, Paris.

MATTER A., PETERS T , BLÄSI H R , MEYER J., ISCHI H. et MEYER C. (1988) - Sondierbohrung Weiach. Geologie. Geol. Ber. Nr 6, Landeshydrol. u. -geol., 438 p. + annexes, Bern.

MENILLET F., coord. (1976) - Notice explicative de la carte géologique de Munster au 1/50 000°. Bur Rech. Géol. Min., 66 p., Paris.

MENILLET F , COULON M , FOURQUIN C., PAICHELER J C., LOUGNON J M et LETTERMANN M. (1989) - Notice explicative de la carte géologique de Thann au 1/50 000°. Bur. Rech Géol Min., 137 p., Paris.

MICHEL-LEVY A. (1910) - Analogie des terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvan. Bull. Soc. géol. France, (4), X, 816-828, Paris.

MONTIGNY R., THUIZAT R et COULON M. (1984) - Numerical age of the Visean 2 - Visean 3 to the light of K-Ar ages from the southern Vosges magmatism Terra Cognita, IV, 2, p. 224, Oxford

MONTIGNY R et THUIZAT R. (1989) - K-Ar and ^{40}Ar-^{39}Ar ages on crystalline rocks of the Vosges (France). Terra Abstr , 1, 1, p 352, Oxford.

MOREL B. (1976) - Les formations éruptives dévono-dinantiennes de la bordure ouest du bassin d'Autun (Saône et Loire, France). Thèse 3° Cycle, Univ. Lyon, 111 p. + ann.

PIN C et CARME F. (1988) - Ecailles de matériaux d'origine océanique dans le charriage hercynien de la "Ligne des Klippes", Vosges méridionales (France). C.R. Acad. Sci. Paris, 306, II, 217-222.

PIQUE A , FLUCK P , SCHNEIDER J.L. et WHITECHURCH H. (1994a) - The Vosges Massif In Keppie J.D. (éd.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 416-425.

PIQUE A , BOGDANOFF S., QUENARDEL J M , ROLET J. et SANTALLIER D (1994b) - The French Paleozoic terranes. In : KEPPIE J.D. (éd.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 483-500.

POINT R (1975) - Définition pétrologique d'un épisode pyroclastique de la base du Viséen supérieur du Culm des Vosges méridionales (région de Thann). Ann. Univ. A.R.E.R.S., 13, 1/2, 24-32, Reims.

REY P , BURG J.P., LARDEAUX J M. et FLUCK P. (1989) - Evolutions métamorphiques constratées dans les Vosges orientales : témoins d'un charriage dans la chaîne varisque. C.R. Acad. Sci Paris, 309, II, 815-821.

ROBELIN C (1981) - Le dévono-Dinantien dans la région de Bourbon-Lancy (SW Morvan - Massif Central français). Enchaînement des phénomènes sédimentaires et magmatiques. Thèse 3° Cycle, Univ. Dijon, 159 p

ROBYN T L (1979) - Miocene volcanism in eastern Oregon : an example of calc-alkaline volcanism unrelated to subduction J. Volcanol. Geotherm. Res , 5, 149-161, Amsterdam.

ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P. et WYNS R. (1994) - Intracontinental hercynian events in the Armorican Massif In : KEPPIE J.D. (éd.), Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 195-219.

ROLIN P. et SRUSSI J M. (1991) - Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif Central français). Bull. Soc. géol France, 162, 1, 123-130, Paris.

RUHLAND M (1958) - Allure des plis et plis à axes subverticaux dans les terrains primaires des Vosges méridionales. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 11, 2, 45-50, Strasbourg.

RUHLAND M. (1961-62) - Itinéraire d'excursion géologique dans le Primaire des Vosges méridionales entre les vallées de la Lauch et de la Thur. Bull. Soc. Hist. Nat , 50, 7-20, Colmar.

RUHLAND M (1965-66) - Itinéraire d'excursion géologique dans les Vosges hercyniennes entre les vallées de la Thur et de la Doller. Bull. Soc. Hist. Nat., 52, 16-28, Colmar.

RUHLAND M. (1974) - Le rôle des décrochements dans le socle vosgien et en bordure du fossé rhénan. In : ILLIES J.H. et FUCHS K. (éds.), Approaches to taphrogenesis. Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientif Reports N° 8, Schweitzerbart'sche Verlagbuchhandlung Nagele u. Obermiller, 167-171, Stuttgart.

SCHLATEGGER U., CORFU F. et SCHNEIDER J.L. (1994) - Geochronological constraints for the formation of volcano-sedimentary basins during Late Variscan transtension - 15° International Conference on Basement Tectonics, Potsdam, 25-29 juillet 1994, vol. résumés.

SCHNEIDER J.L. (1989) - Contrôle de la sédimentation par l'activité volcanique : l'exemple des séries volcano-sédimentaires du Viséen supérieur des Vosges du Sud (France). 2° Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 20-23 novembre 1989, vol. résumés, 265-266.

SCHNEIDER J.L. (1990) - Enregistrement de la dynamique varisque dans les formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes. Exemple des Vosges du Sud (zone moldanubienne). Thèse Doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 222 p.

SCHNEIDER J.L., MAASS R., GALL J.C et DURINGER P. (1989) - L'événement intraviséen dans la zone modanubienne de la chaîne varisque d'Europe : les données des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif Central Français, des Vosges du Sud (France) et de la Forêt Noire (R F.A) Geol. Rundsch., 78/2, 555-570, Stuttgart.

SCHNEIDER J L., HASSENFORDER B. et PAICHELER J C. (1990) - Une ou plusieurs ''Lignes des Klippes'' dans les Vosges du Sud (France) ? Nouvelles données sur la nature des ''klippes'' et leur signification dans la dynamique varisque. C.R Acad. Sci. Paris, 311, II, 1221-1226

SCHNEIDER J L., FOURQUIN C et PAICHELER J C (1992) - Two examples of subaqueously welded ash-flow tuffs : the Visean of southern Vosges (France) and the Upper Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). J. Volcanol. Geotherm. Res., 49, 365-383, Amsterdam.

SIDER H., LEISTEL J.M. et GAGNY C. (1986) - Réflexion sur l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne au Paléozoique dans le Nord-Est du Massif Central français. Bull. Soc. Géol. France, (8), II, 4, 637-644, Paris.

SITTIG E (1981) - Evidence for wrench faulting within the Paleozoic Badenweiler-Lenzkirch zone (Southern Schwarzwald Mountains, W-Germany). N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 431-448, Stuttgart.

STUSSI J.M (1970) - Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'Uranium et du Thorium. Thèse Sci., Univ. Nancy, 383 p.

STUSSI J M. (1977) - Parallélisme des tendances évolutives des associations magmatiques effusives (Thann-Giromagny) et plutoniques (Massif des Balloons) - 5° Réun Ann. Sci. Terre, Rennes, p. 438 (ouvrage en dépôt à la S G.F.)

SYLVESTER A. (1988) - Strike-slip faults Geol. Soc Amer. Bull , 100, 1666-1703, Boulder.

THEOBALD N., CONTINI D. et KUNTZ G. (1967) - Carte géologique de Lure (1/50 000°, XXXV-21) Bur. Rech. Géol. Min., Paris.

THEOBALD N (1974) - Notice de la carte géologique de Giromagny (1/50 000°, XXXV-20). Bur. Rech Géol. Min , 23 p , Paris.

VENNAT G. (1985) - Le complexe volcano-plutonique viséen supérieur de Gannat-les-Ancizes (Allier, Puy de Dôme). Etudes pétrographique, structurale, géochimique et géodynamique. Géol. de la France, 4, 341-364, Paris

VOGT C. (1981) - Bentonische Klein-Foraminiferen aus dem Unter-Karbon der Südvogesen. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 6, 363-384, Stuttgart

WICKERT F. et EISBACHER G.H. (1988) - Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges Mountains, northeastern France. Geodinamica Acta, 2, 3, 101-120, Paris.

WURSTER P. (1988) - Das varistische Gebirge - eine Überlegungsfigur. Geol. Rundsch., 77/3, 771-775, Stuttgart

ZIEGLER P.A (1986) - Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe Tectonophysics, 128, 303-328, Amsterdam.

ZHOU J. (1985) - The timing of calc-alkaline magmatism in parts of the Alpine-Himalayan collision zone and its relevance to the interpretation of Caledonian magmatism J. Geol Soc , 142, 309-317, London.

GLOSSAIRE DES TERMES GEOLOGIQUES

Bassin sédimentaire : dépression de dimensions variables qui se forme à la surface de la Terre généralement par un étirement de l'écorce terrestre et dans laquelle s'accumulent des sédiments. Un bassin volcano-sédimentaire est un bassin dans lequel une activité volcanique accompagne la sédimentation.

Calco-alcalin : les roches, séries magmatiques et magmas calco-alcalins sont caractéristiques des domaines de convergence de plaques (arcs insulaires, subduction, collision). On qualifie également le magmatisme calco-alcalin "d'orogénique". Les roches volcaniques calco-alcalines sont représentées par des basaltes alumineux, des andésites, des dacites et des rhyolites. D'un point de vue géochimique, les roches calco-alcalines présentent un rapport $Na_2O + K_2O/SiO_2$ plus élevé que celui des roches tholéiitiques et une faible teneur en TiO_2 dans le cas des roches basiques.

Caldéra : cratère volcanique de grande taille qui résulte généralement d'un effondrement du toit de la chambre magmatique sous-jacente. La formation d'une caldéra s'accompagne fréquemment de la mise en place d'ignimbrites.

Chevauchement : faille faiblement inclinée le long de laquelle un compartiment rocheux vient se superposer à un autre au cours d'une compression. On appelle **vergence** la direction de mouvement le long d'un chevauchement.

Collision : entrée en contact de deux blocs continentaux. La collision s'accompagne généralement de déformations importantes qui donnent naissance à une chaîne de montagnes.

Compression : pression qui affecte l'écorce terrestre et qui peut conduire à un plissement au cours d'une orogenèse.

Cône alluvial : accumulation de sédiments détritiques généralement grossiers en forme de lobe qui se forme au pied des reliefs.

Contamination crustale (=participation crustale) : phénomène de pollution d'un magma au contact de la croûte, généralement continentale. Les magmas basiques par exemple s'enrichissent en silice et en certains éléments tels que le potassium, le sodium et l'aluminium au contact des roches acides qui forment d'importants volumes dans la croûte continentale.

Cristallisation fractionnée : processus par lequel un magma cristallise par étapes au cours de son refroidissement. Les premiers minéraux qui cristallisent à haute température peuvent être extraits du magma par décantation par exemple. Il en résulte un appauvrissement relatif des éléments chimiques qui entrent dans la composition des minéraux formés dans le liquide magmatique résiduel et donc un enrichissement relatif des autres éléments. Ainsi, par cristallisation fractionnée et extraction progressive des minéraux formés, un liquide magmatique peut devenir plus riche en silice par exemple. Dans un tel contexte, un volcan émettra des laves de plus en plus riches en silice au cours du temps.

Datation radiochronologique : détermination de l'âge absolu exprimé en millions

d'années d'une roche par le dosage des isotopes radioactifs de certains éléments chimiques présents dans cette roche (uranium, potassium par exemple).

Déchirure continentale : phénomène d'extentions tectonique localisé qui affecte la croûte continentale dans toute son épaisseur.

Décrochement : faille le long de laquelle les compartiments se déplacent l'un par rapport à l'autre suivant un mouvement horizontal. On parle de décrochement **dextre** si le compartiment le plus éloigné de l'observateur se déplace vers la droite et de décrochement **sénestre** s'il se déplace vers la gauche. On appelle **couloir de décrochement** une zone de l'écorce où se concentre un faisceau de failles de décrochement.

Décro-chevauchement : faille dont le mouvement est la résultante du fonctionnement combiné d'un décrochement et d'un chevauchement.

Distension (ou extension) : étirement de l'écorce terrestre. Si la distension est importante elle peut conduire à la formation d'un bassin sédimentaire.

Epaississement crustal : phénomène de dédoublement de la croûte terrestre à la faveur d'un chevauchement qui affecte la croûte dans son ensemble. L'épaississement crustal résulte généralement de la subduction continentale qui accompagne la collision. L'Himalaya est un exemple de chaîne de collision qui présente un épaississement crustal.

Fond palinspatique : carte qui représente l'aspect paléogéographique d'une région avant son plissement (''structures dépliées'').

Grès tuffeux : roche détritique formée à partir d'un sable qui contient une proportion importante d'éléments volcaniques.

Hyaloclastique : roche formée de particules de verre volcanique dont l'origine résulte de la trempe d'une lave fluide au contact de l'eau.

Ignimbrite : roche pyroclastique formée par une coulée pyroclastique au cours d'une explosion volcanique.

Migmatite : roche métamorphique ayant subi un début de fusion dans les conditions ultimes du métamorphisme (=début du magmatisme). L'origine de cette fusion partielle s'appelle l'anatexie.

Nappe crustale : chevauchement de grande ampleur qui affecte une portion de la croûte continentale. La mise en place de ces nappes accompagne l'épaississement crustal au cours d'une orogenèse.

Ophiolite : ensemble de roches (péridotites, serpentinites, gabbros, dolérites, basaltes) qui sont les témoins d'une portion de lithosphère océanique incorporée dans une chaîne de montagnes.

Paléorelief : relief topographique en cours d'érosion contemporain de la sédimentation et présent dans ou en bordure d'un bassin sédimentaire.

Pélite : roche sédimentaire détritique fine dont les éléments ont une taille inférieure à 63 micromètres.

Porphyre : roche volcanique qui renferme des cristaux de grande taille, bien visibles à l'oeil nu (adjectif : porphyrique).

Pull-apart : bassin sédimentaire associé à un décrochement ou à un ensemble de décrochements et dont la formation et la subsidence sont contrôlés par une transtension.

Pyroclaste : fragment de verre, de cristal ou de roche formé au cours d'une explosion volcanique, généralement par la décompression explosive d'un magma. Les cendres volcaniques ou les ponces par exemple sont des pyroclastes. L'accumulation des pyroclastes donne naissance à des roches pyroclastiques.

Shoshonitique : les roches, séries magmatiques et magmas shoshonitiques sont caractéristiques des zones de subduction et de collision continentale. Les roches volcaniques shoshonitiques sont très potassiques et présentent un rapport K_2O/Na_2O proche de 1. La forte teneur en potassium de ces roches peut résulter d'une forte contamination de magmas calco-alcalins préexistants par la croûte continentale. En effet, les granites caractéristiques de la croûte continentale sont riches en feldspath potassique.

Subduction : plongée oblique d'une plaque de lithosphère vers le manteau. On parle de subduction océanique (=subduction "B" avec formation d'un plan de Bénioff) quand une lithosphère océanique s'enfonce vers le manteau. Dans les stades avancés d'une orogenèse, une lithosphère continentale peut s'enfoncer sous une autre portion continentale. On parle alors de subduction continentale (=subduction "A"). La subduction continentale conduit alors à un épaississement crustal.

Subsidence : mécanisme tectonique qui conduit en contexte d'extension à l'enfoncement du socle d'un bassin sédimentaire par exemple. La subsidence conduit alors indirectement à l'accroissement du volume du bassin qui est alors susceptible d'accueillir du matériel sédimentaire.

Tholéiitique : les roches, séries magmatiques et magmas tholéiitiques sont caractéristiques des domaines en extension. Les roches volcaniques tholéiitiques sont basiques à intermédiaires (basalte à andésite) et le calcul de leur norme révèle une sursaturation vis-à-vis de la silice. D'un point de vue géochimique, les roches tholéiitiques ont un rapport Na_2O+K_2O/SiO_2 faible.

Transpression : compression qui accompagne le fonctionnement d'un décrochement.

Transtension : distension qui accompagne le fonctionnement d'un décrochement.

Tuf : roche pyroclastique formée de pyroclastes dont la taille est inférieure à 64 mm. Au-dessus de cette taille des pyroclastes, on parle de brèche volcanique.

Turbidite : dépôt sédimentaire formé par la sédimentation d'un matériel détritique transporté par un courant de turbidité. Le courant de turbidité est un écoulement dense chargé en matériel détritique qui se produit en milieu aquatique, généralement par la déstabilisation d'une accumulation sédimentaire préexistante sur une pente.

Volcanoclastique : se dit d'une roche, d'un dépôt, d'une formation qui renferme des éléments détritiques de nature volcanique.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte géologique simplifiée des formations volcano-sédimentaires dévono-dinantiennes des Vosges du Sud. 1. : séries inférieures (Dévonien supérieur - Viséen supérieur infrabasal) ; 2 : séries moyennes (Viséen supérieur basal) ; 3 · séries supérieures (Viséen supérieur - Namurien ?) ; 4 : série du Markstein (Dévonien supérieur - Viséen supérieur) ; 5 · formations post-viséennes ; 6 : granitoïdes ; 7 · "Ligne des Klippes" ; 8 : failles.

Fig. 2 - Modèle de dépôt des formations sommitales des séries inférieures. Le domaine émergé correspond à l'emplacement actuel du massif granitique du Ballon d'Alsace.

Fig 3 - Tentative de reconstitution paléogéographique des formations sommitales des séries inférieures Les sources volcaniques se concentrent autour de l'actuel massif granitique du Ballon d'Alsace (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988).

Fig 4 - Tentative de reconstitution paléogéographique des séries moyennes. La principale source volcanique semble se situer dans le massif du Rossberg-Vogelsteine (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988)

Fig. 5 - Modèle de dépôt des formations des séries moyennes Les appareils volcaniques formaient vraisemblablement des îles. L'activité volcanique fournit une grande partie du matériel clastique. Un arrière-pays émergé, situé au sud, alimente également le bassin en éléments resédimentés depuis les assises volcano-sédimentaires plus anciennes

Fig. 6 - Modèle synthétique des dépôts volcano-sédimentaires des séries supérieures. L'influence de l'activité volcanique et de la remobilisation de ses produits est prépondérante.

Fig. 7 - Tentative de reconstitution de la paléogéographie des séries supérieures (reconstitution basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988).

Fig. 8 - Répartition des sources volcaniques dans le bassin des Vosges du Sud au cours du temps (carte basée sur le fond palinspatique de MAASS, 1988).

Fig. 9 - Les décrochements de la zone interne de la chaîne varisque d'Europe au Dévonien supérieur - Viséen et la position des bassins dévono-dinantiens. Les rejets des décrochements sénestres tardi-varisques du Sillon Houiller et du fossé rhénan sont annulés.

Fig 10 - Modèle schématique du régime de transtension au Dévonien supérieur - Viséen supérieur infrabasal dans la zone moldanubienne conduit à l'ouverture des bassins volcano-sédimentaires. Les rejets des décrochements sénestres tardi-varisques du Sillon Houiller et du fossé rhénan sont annulés. Une dépression d'orientation NW-SE se forme dans les Vosges du Sud entre les décrochements majeurs de Bray-Lalaye-Baden et de la transformante de la Saône. Les magmas sources du volcanisme s'injectent le long des failles normales.

Fig 11 - Modèle schématique du régime de transpression au Viséen supérieur - Carbonifère supérieur. Les contraintes se réorganisent. Dans les Vosges, la tectonique devient transpressive et s'accompagne de la mise en place de nappes de charriage (Gerbépal, Trois-Epis) à vergence sud et d'une tectonique tangentielle à vergence nord dans les Vosges du Nord (série de la Bruche). Les formations volcano-sédimentaires des Vosges du Sud sont déformées (plis à axes E-W) dans le même contexte.

Tab. 1 - Lithostratigraphie comparée des Vosges du Sud suivant les travaux de l'école rémoise et de l'école fribourgeoise (d'après SCHNEIDER et al., 1989).

Tab. 2 - Caractéristiques et âges des roches volcaniques dévono-dinantiennes des Vosges du Sud.

ADRESSE DE L'AUTEUR

Jean-Luc SCHNEIDER - Faculté des Sciences - Université de Lille