

Sédimentation détritique et tempestites au Sinémurien inférieur (zone à Rotiforme) dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (Rhône).*

Frédéric Vitry ⁽¹⁾

Mots-clés : Grès, Calcaire bioclastique, Sinémurien, Sédimentation détritique, Tempête, Paléoclimat, Rhône (Mont-d'Or, Beaujolais)

Résumé

Les grès et les calcaires à grains de quartz déposés au début du Sinémurien dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais constituent des séquences, le plus souvent incomplètes, comprenant de bas en haut : une surface de ravinement, un terme gréseux, un terme laminaire de calcarénite ou plus rarement de grès fin et un terme de calcaire à grains de quartz. Les grès sont grossiers, lenticulaires, généralement granoclassés, feldspathiques; ils renferment des lithoclastes micritiques; les grains de quartz ne montrent que peu de traces d'une action marine; la plupart portent une empreinte pédologique marquée. Les niveaux laminaires constituent des couples avec des lentilles gréseuses mais ils existent également de manière isolée entre les bancs calcaires; ils sont souvent traversés par des traces de fuite. Les calcaires sont bioclastiques, à contenu faunique benthique riche et varié.

Une "Terre Centrale", vestige du vieux continent hercynien, n'était sans doute distante que de quelques kilomètres. Elle avait pratiquement cessé d'alimenter la région lyonnaise en matériel détritique depuis la fin du Trias. Cette soudaine et brève reprise des apports continentaux au Sinémurien est liée à des mouvements tectoniques intervenus sur le continent et sa bordure. Une arène, d'âge triasique ou liasique, née de l'altération des granites et des gneiss centraliens, après avoir été stockée en milieu continental, a été apportée périodiquement en mer lors de fortes perturbations atmosphériques et redéposée rapidement sous forme de séquences de tempestes.

Introduction

Le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais sont situés sur la bordure orientale du Massif central, entre Lyon et Villefranche-sur-Saône (fig.1). Le socle primaire granitique et gneissique est recouvert par les restes d'une couverture triasique et liasique. Les lambeaux de terrains mésozoïques sont formés de couches monoclinales intensément fracturées, à pendage régional faible vers l'est ou le sud-est. Au Lias inférieur cette région était située à proximité d'une "Terre Centrale", vestige arasé de l'ancienne

Abstract

The Sinemurian Sandstones and Sandy Limestones (Rotiforme Zone) of the Mont-d'Or lyonnais and Southern Beaujolais show sequences which are the most often incomplete. An idealized sequence consists, from bottom to top, of an erosional surface, a sandy layer, a laminated calcarenitic or fine-grained sandy layer and a sandy limestone layer. The sandstones are coarse-grained, lenticular, feldspathic, generally graded bedded; they often contain micritic lithoclasts. The quartz grains are monocrystalline or pluricrystalline; they seldom show marks of a marine action but pedologic imprints are frequent. The laminated calcarenite either constitute couplets when associated with a sandy bed or exist separately between two limestone layers; they often show escape marks. The limestones are bioclastic and contain a diversified and abundant benthic fauna.

A "Central Land" (Terre Centrale), a remaining part of the old Hercynian Continent, was probably only a few kilometres away. It had not supplied the Lyons Area in detritic material since the end of the Triassic (Rhetian). The sudden and short resumption of material of a continental origin in the Sinemurian is due to tectonic movements that occurred on the continent and its margins. A Triassic or Liassic Arenitic Sand issued from the Weathering of "Centralian Granites or Gneisses" was first retained on the continent, as shown by the surface texture of the quartz grains, before being periodically transported to the sea during periods of violent atmospheric perturbations and rapidly redeposited as tempestites.

chaîne hercynienne. Elle connut une transgression marquée par des dépôts intertidaux et subtidaux à l'Hettangien puis infratidaux de plus en plus profonds au Sinémurien, (F. Vitry, 1982).

La sédimentation était essentiellement carbonatée : calcaires sublithographiques, oolithiques et bioclastiques à l'Hettangien et calcaires bioclastiques à gryphées au Sinémurien. Cependant l'ensemble de ces dépôts néritiques est interrompu à la base du Sinémurien (zone à Rotiforme) par un ensemble de grès et de calcaires à grains de quartz dont on ne retrouve pas d'équivalents dans les autres régions de la bordure nord-est du Massif central, à l'exception peut-être du Brionnais (R. Mouterde, 1952). Cette sédimentation détritique montre la

*Manuscrit reçu le 18 novembre 1984, accepté définitivement le 16 septembre 1985.

(1) Département des Sciences de la Terre, Université de Lyon I, 15-43 boulevard du 11 novembre, 69621 Villeurbanne.



Fig. 1. - Schéma de localisation situant les différentes coupes et les régions mentionnées dans le texte.

reprise momentanée des influences continentales centraliennes dans la région lyonnaise à l'aube du Jurassique.

I.-La sédimentation au début du Sinémurien (zone à Rotiforme) dans la région lyonnaise et beaujolaise.

1.- Les niveaux de base du Sinémurien

Le Sinémurien débute généralement par des couches de calcaires micritiques parfois noduleux, à petits gastéropodes *Turritellidés* et à *Serpules*. Ils alternent avec des calcaires bioclastiques durs. Les fragments de tests de lamellibranches, les débris d'Echinodermes, les pellets, les spicules et les foraminifères unisériés sont communs. Les débris de coquilles sont micritisés à leur périphérie ; ceci est l'indice d'une très faible profondeur (T. Alexandersson, 1972).

Les grains de quartz apparaissent progressivement disséminés dans la roche ou dans de fins interlits argilo-gréseux.

Ces couches basales contiennent localement des galets mous parfois craquelés, avec encroûtements micritiques et traces phosphatées, surtout à la Barollière. Ils sont la manifestation d'une phase de

remaniement au niveau d'un fond marin vaseux, non solidifié, alors que les encroûtements sont la marque d'une exposition prolongée à l'interface de dépôt avec, sans doute, quelques brefs épisodes d'émerision locale responsables des craquelures.

L'épaisseur de ces niveaux de base ne dépasse pas quelques mètres (maximum : 3 m à Saint-Jean-des-Vignes).

2.- Les grès et calcaires à grains de quartz

Les niveaux de base du Sinémurien n'occupent que le début de la zone à Rotiforme. Le reste de cette zone est représenté par des grès et des calcaires à grains de quartz qui constituent des séquences virtuelles comprenant trois termes (fig.2) : un terme gréseux à la base, un terme laminaire de calcarénite ou de sable fin intermédiaire et un terme de calcaire à grains de quartz au sommet. Une séquence élémentaire complète débute généralement, mais pas systématiquement, par une surface de ravinement accidentée qui tronque les dépôts sous-jacents. Au dessus s'installe une couche lenticulaire de grès grossiers qui passe progressivement ou brutalement vers le haut à un niveau laminaire. La séquence se termine par des calcaires bioclastiques à grains de quartz, très bioturbés. Dans la majorité des cas, ces séquences sont incomplètes et ramenées à des couples.

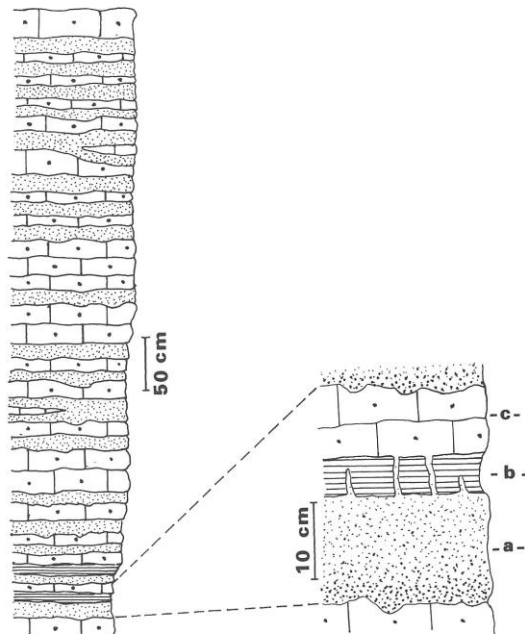


Fig. 2. - Coupe de Saint-Jean-des-Vignes et séquence virtuelle gréseuse montrant de bas en haut : une surface de ravinement, un niveau de grès grossier granoclassé (a), un niveau laminaire traversé par des traces de fuite (b) et un niveau de calcaires à grains de quartz (c)

Les lithoclastes de calcaire micritique blanchâtre (mudstone) sont abondants dans le Bas-Beaujolais (pl.II, photo 6) ; ils sont beaucoup plus rares au sud, dans le Mont-d'Or et à l'Arbresle. Leur forme et leur taille sont variées ; il peut s'agir de galets millimétriques à centimétriques, de fragments anguleux et allongés ayant l'apparence de lambeaux arrachés à un banc calcaire déjà enduré, transportés et resédimentés au sein des grès. Des lentilles de taille décimétrique à métrique, de même nature que les lithoclastes, apparaissent parfois interstratifiées entre les grès et les calcaires à grains de quartz.

Les épaisseurs totales des grès et des calcaires à grains de quartz, quoique faibles, sont fortement variables mais elles ne peuvent que rarement être mesurées avec précision à cause du caractère fragmentaire des affleurements. Si l'on n'estime toutefois que l'épaisseur cumulée des lentilles de grès pour l'intervalle observé dans chaque coupe, il apparaît des différences nettes dans l'importance des apports sableux (fig.3).

Localités	Epaisseur de l'affleurement	Epaisseur cumulée des lentilles de grès	Pourcentage de sables dans l'affleurement
Denicé	6	3,8	65 %
Saint-Jean-des-Vignes	10	5,2	52 %
Pommiers	4	2	50 %
Le Champ	3	1,4	46 %
Oingt	6	2	34 %
L'Arbresle	13	3,5	30 %
La Barollière	2,5	0,6	28 %

Fig.3.- Tableau montrant les variations d'importance des apports sableux dans les différentes coupes étudiées

2.1. Les grès

Il s'agit de dépôts lenticulaires formés d'un matériel quartzueux grossier, à ciment calcaire ou siliceux. Des grains monocristallins et des grains pluricristallins sont présents dans un rapport allant de 1 pour 1 à 5

pour 1. Le grain maximum peut atteindre ou dépasser 1 cm. Les valeurs de la médiane, obtenues par analyse granulométrique en poids, sont comprises entre 0,35 mm et 2 mm. Les valeurs moyennes de ces médianes pour les différentes coupes sont de 1,12 mm à Denicé, 1,06 mm à Saint-Jean-des-Vignes, 1 mm à Pommiers, 0,95 mm à l'Arbresle, 0,8 mm à la Barollière, 0,69 mm au Champ, 0,68 mm à Oingt.

L'évolution granulométrique des sables au cours du temps n'est pas la même dans toutes les coupes (fig.4). Les sables d'Oingt et du Champ ont une granulométrie à peu près constante de bas en haut de l'intervalle : la médiane varie de 0,63 mm à 0,76 mm au Champ, de 0,53 mm à 0,69 mm à Oingt (si l'on fait abstraction du banc terminal un peu plus grossier). Ailleurs, une évolution plus ou moins nette apparaît : les sables de Saint-Jean-des-Vignes sont de plus en plus grossiers vers le haut avec des valeurs de la médiane allant de 0,44 mm à 1,9 mm. Il s'agit d'une sorte de granoclassement inverse à l'échelle de l'intervalle que l'on retrouve, quoique moins régulier, à Pommiers et à Denicé. Dans chacun de ces secteurs l'intervalle se termine par des sables particulièrement grossiers dont le grain moyen est de l'ordre de 1,75 mm à 2 mm.

L'examen des grains de quartz au microscope électronique à balayage permet d'observer :

- des coulées de silice et des pellicules écaillées (pl.I, fig.1) qui recouvrent la majorité des grains à Denicé, Saint-Jean-des-Vignes, l'Arbresle et au Mont-d'Or, mais sont pratiquement absentes à Oingt ; elles indiquent que les quartz ont été soumis à des actions pédologiques en milieu où s'accumule la silice (L. Le Ribault, 1975) ; un transport subséquent des grains a pu provoquer l'élimination des écailles et un léger polissage des coulées ;

- des néogenèses de quartz (pl.I, fig.2) à arêtes vives, dépourvues de traces de choc, qui recouvrent partiellement les coulées de silice et les pellicules écaillées ; la préservation des arêtes vives indique qu'il ne s'est produit aucun transport après la néogenèse ; celle-ci est donc certainement d'origine diagénétique, contemporaine d'un phénomène de quartzification de la roche qui s'est produit à l'Arbresle et, à un degré moindre, à Saint-Jean-des-Vignes ;

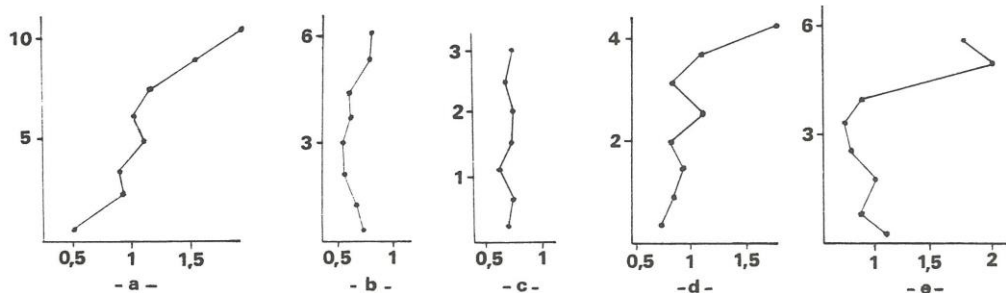


Fig.4.- Evolution granulométrique des sables au cours du temps à Saint-Jean-des-Vignes (a), Oingt (b), le Champ (c), Pommiers (d) et Denicé (e). Les valeurs de la médiane (en mm) sont portées en

abscisses ; les épaisseurs des intervalles gréseux (en m) correspondent aux ordonnées.

-des traces de choc (pl.I, fig.3 , pl.II, fig.4) qui sont bien visibles sur les quartz de la région d'Oingt et, plus rarement, de l'Arbresle ; ces quartz ne montrent que des indices limités d'une action pédologique et de néogénèse ; ces traces de choc doivent résulter d'un transport éolien ancien ; elles ont été émoussées ultérieurement, sans doute lors d'une reprise sous-aquatique.

A l'exception du secteur d'Oingt et du Champ peu ou pas de traces d'une action marine ont été observées, dont la conséquence serait l'apparition de surfaces de grains très propres par suite de leur dissolution en milieu marin sous-saturé en silice.

Tous les quartz des grès sinémuriens de la région lyonnaise n'ont donc pas la même morphologie et donc pas la même histoire ni, peut-être, la même origine.

Les feldspaths représentent de 8 à 18 % de la fraction détritique des grès. Il s'agit essentiellement de microcline et d'orthose avec quelques rares plagioclases fortement altérés.

Des bioclastes se mêlent aux quartz et aux feldspaths. Ce sont des entroques, des radioles, des débris de bivalves fréquemment micritisés et des pellets;

Les lentilles de grès présentent généralement un granoclassement normal, parfois inverse ou bipolaire. Elles résultent, dans la plupart des cas, d'une phase unique de dépôt. Les laminations horizontales ou obliques sont rares mais apparaissent quelquefois dans les grès les plus fins.

2.2. Les niveaux laminaires.

Ils constituent le second terme lithologique des séquences gréseuses. C'est aussi le terme le moins fréquemment observé, soit parce qu'ils ont été érodés ou affectés par une bioturbation intense, soit parce qu'ils n'ont pas pu se déposer dans des conditions hydrodynamiques défavorables.

Il s'agit de minces niveaux de calcarénite à laminations horizontales ou obliques et à rides asymétriques dont les directions sont rarement déterminables. Ils montrent une alternance de lamines formées presque exclusivement d'entroques et de lamines dans lesquelles des grains de quartz fins et des intraclastes se mêlent aux entroques. Des auréoles de calcite syntaxiale se développent souvent jusqu'à la coalescence.

Les niveaux laminaires consistent parfois en grès quartzeux très fins, silteux.

Ils apparaissent soit directement associés à une lentille gréseuse qu'ils surmontent - ceci correspond au modèle théorique (fig.2 et pl.II, fig.5) - soit entre des bancs de calcaires à grains de quartz, indépendamment de tout dépôt gréseux.

Des traces de fuite tubulaires traversent verticalement ces niveaux laminaires (pl.II, fig.5).

2.3. Les calcaires à grains de quartz.

Ils terminent les séquences gréseuses. Ce sont des calcaires bioclastiques gris, à patine brune, généralement massifs.

Le passage des grès aux calcaires sus-jacents est tantôt brusque, tantôt graduel. Les grains de quartz, contigus dans les grès, sont alors progressivement séparés par une matrice carbonatée jusqu'à leur isolement total dans les calcaires, c'est à dire jusqu'à l'acquisition d'une structure à grains flottants. Au sommet des bancs, le passage à la couche sus-jacente est toujours tranché. Dans le cas où cette couche est un grès, la limite supérieure du calcaire correspond souvent à une surface de ravinement.

Le contenu faunique des calcaires à grains de quartz est riche et varié : gastéropodes *Turritellidés* et *Pleurotomaria*, *Mytilus*, *Pinna*, *Pholadomya*, *Pectinidés*, débris de crinoïdes. Quelques rares gryphées et cardinies sont aussi généralement présentes.

Comme dans les grès, les galets micritiques sont fréquents, en particulier dans le Bas-Beaujolais.

Les calcaires à grains de quartz sont des packstones ou des wackestones surtout riches en débris d'échinodermes auxquels se mêlent, en quantité variable, des intraclastes, des pellétoïdes, des spicules, des tubes de serpules, des débris de bivalves et de gastéropodes et quelques foraminifères. Les débris coquilliers sont émoussés ou anguleux, totalement ou partiellement micritisés. Le ciment, lorsqu'il n'a pas subi de recristallisation, est micritique.

II.- L'origine des sables

Lorsque débute le Sinémurien (zone à Rotiforme), la transgression liasique qui est restée hésitante pendant tout l'Hettangien s'accroît (F. Vitry, 1982). Les dernières et rares traces d'émersion apparaissent tout à la base de l'étage avant que ne commence la sédimentation des grès et des calcaires à grains de quartz. Le milieu devient alors celui d'une plate-forme infratidale carbonatée sur laquelle se sont déposées des micrites bioclastiques qui constituent l'essentiel de la sédimentation jusqu'à la fin du Lotharingien. La "Terre Centrale" imparfaitement arasée nourrit périodiquement cette plate-forme en matériel détritique relativement grossier qui vient perturber la sédimentation carbonatée. Il résulte de cette dualité des influences marines et continentales une série indicatrice d'un milieu qui, d'une part, est suffisamment calme pour que s'y dépose, en temps normal, une boue calcaire à laquelle peuvent se mêler des allochems en proportion variable et qui, d'autre part, est périodiquement assez agité pour que ravinements, reprises de matériel et apports de sable en masse puissent se produire.

Les causes possibles de la récurrence des apports terrigènes sont donc à rechercher au niveau du continent. Celui-ci avait pratiquement cessé d'alimenter la région lyonnaise en matériel détritique depuis le Trias. Cette soudaine et brève reprise des apports terrigènes au Sinémurien résulte probablement d'une phase d'instabilité de l'arrière-pays granitique et cristallophyllien et de sa bordure

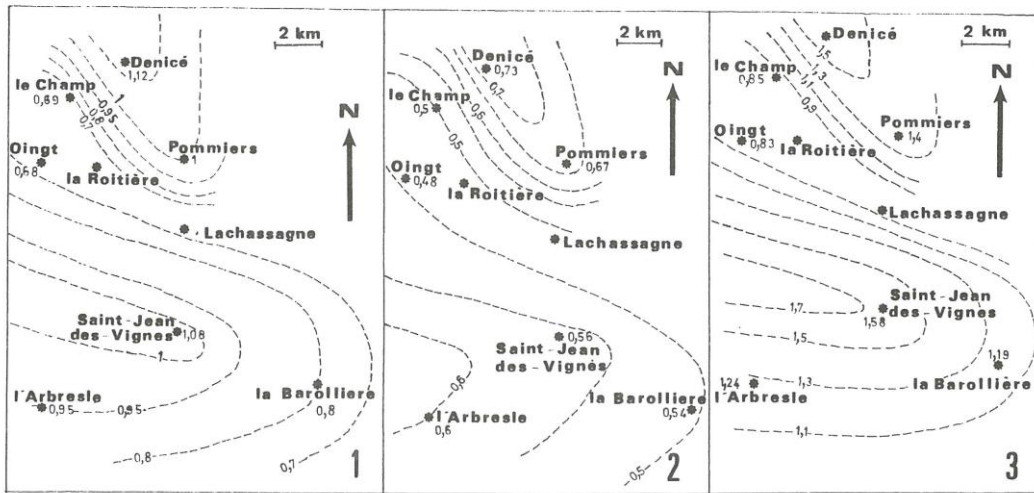


Fig.5.-Essai d'interprétation de la distribution des sables à partir : 1) des valeurs moyennes de la médiane en mm ; 2) des valeurs moyennes du quartile Q 75 en mm ; 3) des valeurs moyennes du quartile Q 25 en mm.

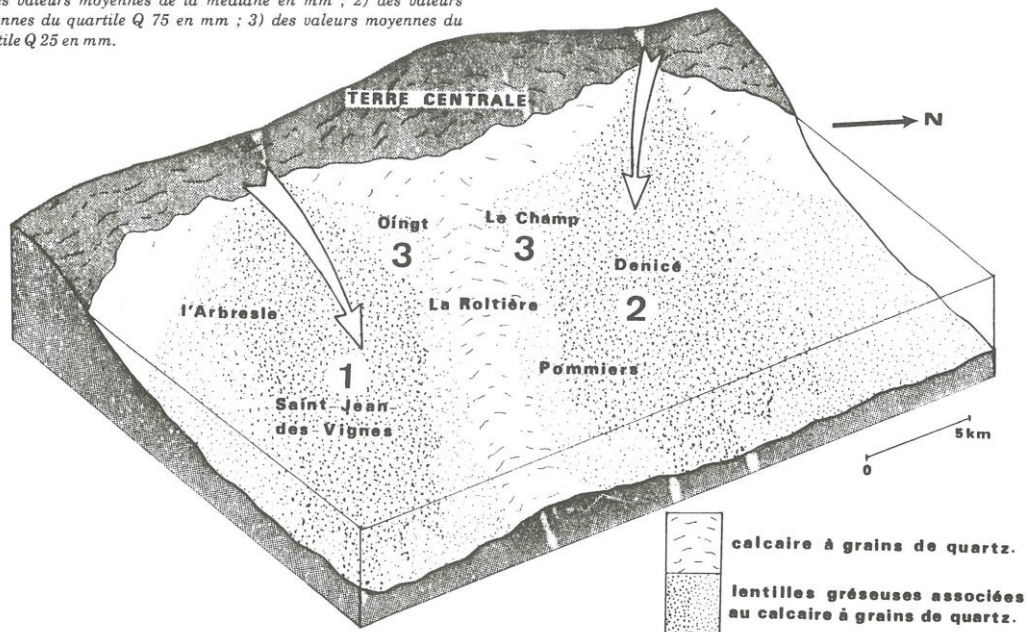


Fig.6.- Essai de reconstitution des directions d'apports sableux à la mer à partir de la répartition des grès, de leur granulométrie et des caractéristiques exoscopiques des grains. 1 et 2; Sables grossiers dont les grains présentent les traces d'une action pédologique mais pas de traces d'une action marine ; 3; Sables moins grossiers, mieux triés, dont les grains présentent des traces de choc et des traces d'une action marine.

si l'on s'en réfère aux fortes variations d'épaisseur des grès et des calcaires à grains de quartz sur de faibles distances. Des déformations locales ont pu entraîner une reprise de l'érosion. L'immaturation des sables sinémuriens, leur caractère feldspathique en particulier, montre qu'ils proviennent d'une arène ou d'un grès juvénile dont l'âge précis est indéterminé, triasique ou liasique; il faut noter ici que l'aspect très grossier des grès et la présence de microcline sont deux caractères que L. Courel (1970) retrouve de façon caractéristique dans les grès supérieurs du Trias de la région lyonnaise; ce grès ou cette arène, après avoir été fixé à l'intérieur d'un profil pédologique, a été repris et transporté périodiquement en mer, à l'écart du littoral; c'est au cours de leur stockage sur le continent que les grains de quartz ont subi une action pédologique aboutissant à la formation, à leur surface, d'une pellicule de silice. Une telle phase d'instabilité ne serait d'ailleurs pas limitée à la région lyonnaise et beaujolaise; des mouvements tectoniques intervenus sensiblement à la même époque ont, en effet, été mis en évidence sur la bordure vivaro-cévenole (S. Elmi *et al.* 1984 et D. Talbi, 1984).

Quant à la provenance des sables, la figure 5 établie à partir de leurs caractéristiques granulométriques dans les différents secteurs étudiés, fait apparaître deux directions d'apport bien distinctes. L'une venant du nord ouest est axée sur Denicé, l'autre venant de l'ouest est axée sur Saint-Jean-des-Vignes. C'est là que s'accumulent les sables les plus gros et les plus épais. Leurs grains de quartz sont couverts par des coulées de silice et ne montrent que peu de traces d'une action marine, ce qui implique un transport bref, un apport rapide à la mer et l'absence de reprise sous-aquatique. Entre ces deux zones, existe une bande étroite passant par la Roitière, entre Oingt et le Champ, et se dirigeant vers l'ESE en direction de Lachassagne. Les grès y sont réduits, voire absents (la Roitière). Cette zone pourrait donc correspondre à une ride. Les grains de quartz y sont parcourus par des traces de choc probablement d'origine éolienne, mais ces traces ont été émoussées et polies à la suite d'un remaniement sous-marin précédent l'enfouissement (pl. I, fig. 3 et pl. II, fig. 4). Ces différents quartz n'ont donc pas connu la même histoire lors de leur apport à la mer ni, peut-être, au cours de leur stockage sur le continent (fig. 6).

III.- Les conditions de transport et le mode de mise en place des sables

Les conditions de transport et le mode de mise en place des sables peuvent être déduits de leurs caractères stratonomiques décrits précédemment.

L'ensemble de ces caractères (couples grès calcaires, ravinements de base de séquences, grès lenticulaires et granoclassés, traces de fuite), de même que la fréquence des lithoclastes, indique que l'apport à la mer des sables centraliens s'est fait au cours de périodes de forte turbulence. De nombreux points communs existent d'ailleurs avec les "dépôts de

tempêtes" actuels et anciens (R.D. Kreisa, 1981). Ceux-ci se forment :

a) par la mise en place, sur une surface d'érosion, d'un dépôt résiduel de particules grossières, le matériel fin ayant été séparé de la fraction grossière par vannage et mis en suspension au cours du transport; c'est le "lag deposit" des auteurs de langue anglaise (R.D. Kreisa, 1981);

b) par un dépôt subséquent des éléments fins qui avaient été mis en suspension et qui constituent un niveau laminaire passant progressivement vers le haut à des vases; ce dépôt se fait sous des conditions d'énergie décroissante mais encore assez forte pour induire une lamination horizontale ou oblique.

Ainsi les grès du Mont-d'Or et du Bas-Beaujolais sont de type résiduel; ils proviennent, nous l'avons vu, d'un grès préexistant ou d'une arène granitique ou gneissique. Les niveaux laminaires, quant à eux, ne consistent que rarement en grès fins (il est possible que la fraction fine ait déjà été éliminée en grande partie du sédiment avant son apport à la mer) mais en calcarénites constituées essentiellement d'entroques auxquelles se mêlent de petits grains de quartz, équivalents hydrauliques des grains carbonatés qu'ils accompagnent. La source de ces niveaux laminaires serait donc indépendante de celle des grès. En effet, le déplacement vers le large des sables siliceux centraliens s'étant fait sous des conditions de forte énergie, la dynamique de ces écoulements granulaires était suffisante pour raviner et mettre en suspension des sables carbonatés riches en entroques, situés sur leur passage. Une partie de ceux-ci a pu se mélanger au sable siliceux et se résédimer avec lui. La partie restante, en suspension, a pu soit se déposer directement au-dessus de la lentille gréseuse pour former un niveau laminaire, à condition que la turbulence du milieu l'ait permis, soit être transportée plus loin au cas où cette turbulence aurait été trop élevée. Dans le premier cas, il y a formation de couples grès-niveau laminaire, dans le second cas, il y a ségrégation latérale de ces types de dépôts (fig. 7). Cette dernière éventualité confirmée par l'existence, sur une même verticale, de lentilles gréseuses sans niveaux laminaires et, inversement, de niveaux laminaires sans lentilles gréseuses, serait la plus fréquente.

Il est aussi possible que des niveaux laminaires, mis en place indépendamment d'une lentille gréseuse, résultent de périodes de turbulence modérée au cours desquelles il ne se serait pas produit d'écoulement granulaire responsable de la formation d'une couche de grès. Dans ce cas, les niveaux laminaires résulteraient non plus d'une ségrégation latérale entre grès grossiers siliceux et sables fins carbonatés, mais d'un état énergétique intermédiaire entre le calme présidant au dépôt de la boue calcaire et la forte turbulence responsable de phénomènes d'érosion, de ravinement et de transport en masse des sables grossiers.

En ce qui concerne la vitesse de mise en place des grès et des niveaux laminaires, il s'agit sans aucun doute d'un phénomène instantané. En effet, l'existence de traces de fuite traversant totalement les niveaux laminaires prouve bien qu'ils se sont déposés

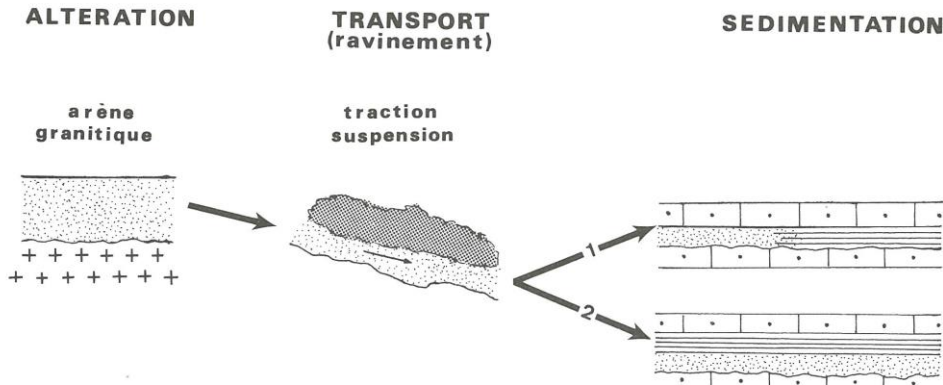


Fig.7.- Représentation schématique de deux modes possibles de mise en place des grès et des niveaux bioclastiques laminaires : 1) dépôt par ségrégation latérale. 2) dépôt par superposition (formation d'un couple).

rapidement, en un seul épisode. Il doit donc en être de même pour les grès qui leur sont associés. Leurs caractères exoscopiques montrent effectivement qu'ils n'ont subi qu'un transport rapide et bref et n'ont pas été remaniés après leur dépôt, sauf dans la région d'Oingt et du Champ où les traces d'une action marine apparaissent nettement sur les grains de quartz (pl.I, fig.3, pl.II, fig.4). Cette différence entre les sables d'Oingt et du Champ d'une part, de Saint-Jean-des-Vignes, Pommiers et Denicé d'autre part, apparaît aussi sur les courbes d'évolution granulométrique (fig.4) ; les seconds montrent une évolution traduisant une mise en place sous des conditions d'énergie variable et de plus en plus forte vers le haut de l'intervalle, alors que les premiers se sont déposés sous des conditions d'énergie plus ou moins constante après avoir subi un remaniement par des courants marins réguliers qui les ont redistribués à partir des zones d'apport que sont les secteurs de Denicé et de Saint-Jean-des-Vignes.

Enfin, se pose le problème de l'existence d'une matrice micritique dans les grès, c'est à dire de la sédimentation simultanée de sable et de vase. L'hypothèse la plus vraisemblable fait état du mode de déplacement en masse du sable. Il s'agit d'un véritable courant de densité capable, sur son trajet, de reprendre et d'assimiler de la boue calcaire en quantité variable. D'une façon générale, le remplissage des vides intergranulaires par cette matrice a été limité si l'on en juge par les rares vestiges observés en lame mince, la plus grande partie de ces vides ayant semble-t-il été remplie au cours de la diagenèse par de la calcite sparitique, de la dolomite baroque ou de la silice (F. Vitry, 1984). Une infiltration de vase carbonatée dans le sable par suite de la percolation d'eaux interstitielles peut aussi être envisagée.

IV.- Conclusion

Le dépôt des grès, des niveaux laminaires et des calcaires à grains de quartz est la manifestation d'un certain nombre d'évènements qui se sont produits sur la "Terre Centrale" au début du Sinémurien au niveau de la région lyonnaise et beaujolaise. Ces évènements sont probablement d'ordre tectonique. Le dépôt des grès et des niveaux laminaires résulte de phénomènes violents et brefs et, de ce point de vue, ils peuvent être assimilés à des dépôts de tempête, ce mot de tempête étant employé dans un sens de perturbation météorologique intense sans nécessairement revêtir le caractère catastrophiste que lui ont donné, par exemple, D.V. Ager (1974) et Th. Aigner (1979).

La fréquence des arrivées gréseuses pour l'ensemble de la zone à Rotiforme apparaît faible, même si l'on considère que le nombre de lentilles observées (10 à 20 en moyenne sur la hauteur d'une coupe) ne représente qu'une partie de toutes les lentilles mises en place sur l'ensemble de la région. Il ne peut donc pas s'agir d'un phénomène saisonnier mais d'un phénomène résultant de conditions particulières de dépôt en liaison avec des périodes de perturbations atmosphériques exceptionnelles.

Remerciements

Je remercie vivement S. Elmi qui a bien voulu se charger de la lecture critique de ce travail ainsi que R. Mouterde et P. Cotillon avec lesquels de fructueuses conversations ont eu lieu.

Références bibliographiques

- AGER D.V. (1974).- Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *J. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 15, pp. 83-93.
- AIGNER T. (1979).- Schill tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias SW Deutschland). *Neues Jb. geol. Paläont. Abhdlg.*, 157, n°3, pp.326-343.
- ALEXANDERSSON T. (1972).- Micritisation of carbonate particles : process of precipitation and dissolution of modern marine sediments. *Publ. Paleont. Inst. Univ. Uppsala*, 118, n°3, pp.201-236.
- COUREL L. (1970).- Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français ; modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Doct. Etat, Univ. Dijon, 2 vol., 606 p., 40 fig., 22 tabl.
- ELMI S., DROMART G., GALIEN F., TALBI D. (1984).- Les contrôles de la structuration précoce de la bordure vivaro-cévenole (Hettangien à Oxfordien). Colloque national Programme Géologie profonde de la France. Documents du BRGM, n°81-11.
- KREISA R.D. (1981).- Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *J. Sedimentol. Petrol. USA*, 51, n°3, pp. 823-848.
- LE RIBAUT L. (1975).- L' exoscopie, méthodes et application. Notes et Mémoires n°12, Compagnie française des Pétroles, 231 p.
- MOUTERDE R. (1952).- Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif central français. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 236, 50, 458 p.
- TALBI D. (1984).- Etude sédimentologique et séquentielle d'une série liasique au sud de l'Ardèche (bordure vivaro-cévenole), Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lyon, 119 p., 54 fig., 7 tabl., 6 pl.
- VITRY F. (1982).- La bordure orientale du Massif central au Lias inférieur dans le Mont-d'Or lyonnais et le Bas-Beaujolais (Rhône) : sédimentation, diagenèse et paléogéographie, thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lyon, 173 p., 65 fig., 9 tabl., 5 pl.
- VITRY F. (1984).- La silification des grès et des calcaires gréseux du Sinémurien de l'Arbresle (Rhône). Docum. Réunion scientifique CIEL, Lyon, (sous-presse).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I

1. Quartz recouvert par des coulées de silice et des pellicules écailleuses d'origine pédologique. Aucune trace d'une action marine n'est visible. Echelle : 20 μ m (Saint-Jean-des-Vignes).
2. Quartz de néogénèse d'origine diagénétique recouvrant une pellicule écailleuse développée sur un grain détritique. Echelle : 40 μ m (Saint-Jean-des-Vignes).
3. Traces de choc en V et en coupoles sur un quartz propre, émoussé, ayant subi une dissolution en milieu marin. Echelle : 100 μ m (Oingt).

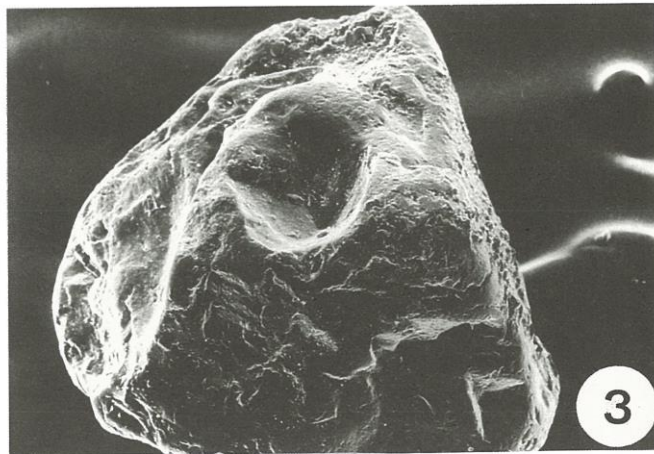
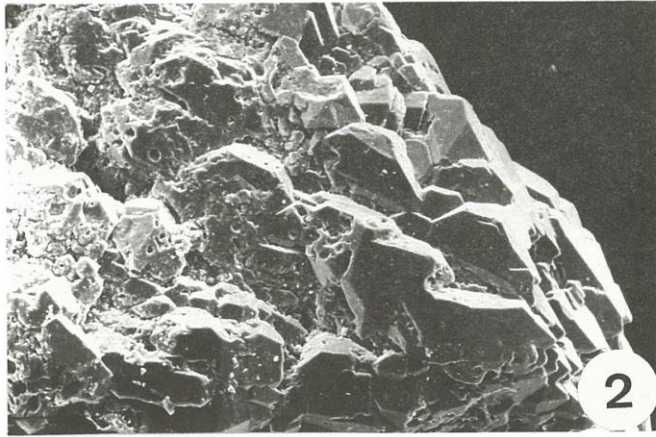
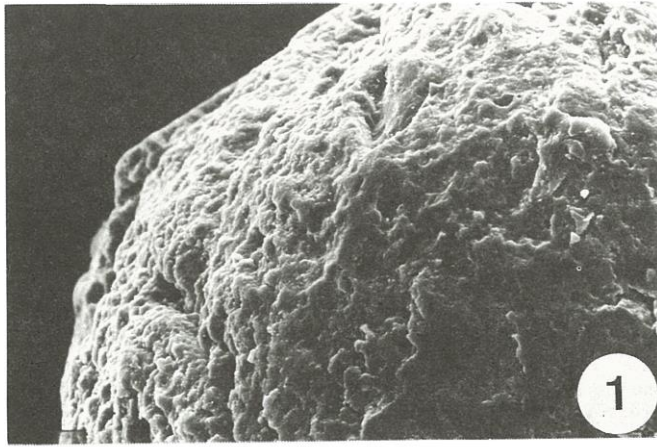


PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II

4. Détail du grain précédent montrant des traces de choc en V et en croissant
Echelle : 20 μm (Oingt).

5. Lentille de grès en partie silicifiée (nodules clairs), surmontée par un niveau de calcarénite laminaire qui est traversé par des traces de fuite verticales. A la base, un banc de calcaire à grains de quartz, très bioturbé, renferme des coquilles de gryphées (Saint-Jean-des-Vignes).

6. Lithoclaste de micrite blanchâtre, disposé à plat au sein d'une lentille de grès grossier qui ravine légèrement le calcaire à grains de quartz sous-jacent (Saint-Jean-des-Vignes).

