

SÉDIMENTOLOGIE. — *Nature des colorations violettes et vertes de certains grès triasiques.* Note (\*) de M. Marc Durand, présentée par M. Jean Orcel.

La séparation des constituants colorés de divers grès permo-triasiques permet d'attribuer les teintes violacées à la présence d'hématite dans la fraction granulométrique supérieure à 2  $\mu\text{m}$ , alors que dans la fraction inférieure elle est responsable de la dominante rouge. Les teintes vertes sont dues à des phyllosilicates. Dans le cas des grès à Voltzia (Buntsandstein terminal) il s'agit de minéraux minacés à déficit en potassium, intermédiaires entre les types di- et trioctaédriques, riches en fer et caractérisés par un coefficient d'oxydo-réduction  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  voisin de 1,35.

L'interprétation de la genèse des teintes des roches sédimentaires est conditionnée avant tout par l'identification des minéraux qui déterminent ces teintes, ainsi que par l'étude de la morphologie et des relations texturales de ces chromophores <sup>(1)</sup> avec les autres constituants.

Dans le cas du Trias français, des recherches effectuées presque exclusivement par voie chimique ont conclu à attribuer les teintes rouges et vertes, ainsi que violettes avec quelques réserves, aux oxydes de fer, voire au fer non combiné ; le fer des silicates n'interviendrait pas dans la coloration [<sup>(2)</sup>, <sup>(3)</sup>]. Seul le pigment rouge a été déterminé minéralogiquement : il s'agit, comme dans presque toutes les séries rouges <sup>(4)</sup>, de l'hématite [<sup>(5)</sup>, <sup>(6)</sup>]. L'oxyde ferreux ou wüstite, de teinte noire et non verte, est encore inconnu à l'état naturel ; quant à l'ion ferreux, s'il se rencontre dans certains sols, son instabilité et sa mobilité en excluent la conservation dans les sédiments triasiques.

Pour aborder ces problèmes d'une façon nouvelle nous avons d'abord tenté, par les méthodes classiques de l'analyse immédiate, de concentrer les chromophores dans certaines fractions, et de les déterminer par comparaison des diffractogrammes X obtenus, sur agrégats orientés, avant et après concentration. Comme dans d'autres séries sédimentaires <sup>(7)</sup>, ce sont exclusivement l'hématite et des phyllosilicates (essentiellement illites-micas de nature variable, occasionnellement interstratifiés illite-montmorillonite ou chlorites) le plus souvent localisés dans les fractions granulométriques les plus fines.

L'isolement de ces pigments en vue d'une étude détaillée pose des problèmes incomplètement résolus. Des résultats encourageants ont été cependant obtenus dans le cas des grès violets ainsi que de certains niveaux gréseux du Grès à Voltzia.

GRÈS VIOLETS. — Dans le Permo-Trias de France et d'Allemagne, certains niveaux d'origine pédologique, peu épais mais d'extension horizontale allant d'une centaine de mètres à près de 1 000 km, sont connus sous le nom de « zones violettes » par suite de l'apparition de teintes caractéristiques gris bleuté ou bleu lavande à rouge-violet [<sup>(5)</sup>, <sup>(8)</sup>]. Or la nature des teintes violettes en général reste le plus souvent inconnue, tout au plus semblerait-il qu'elles soient dues souvent à un rapport déterminé entre oxydes de fer et de manganèse <sup>(1)</sup>.

Sur une dizaine d'échantillons gréseux typiques de ces « zones violettes », s'étalant stratigraphiquement du Permien au Keuper, et provenant des Vosges, du

Jura et de la bordure nord du Massif Central, l'étude chimique préliminaire ne nous a pas permis de déceler une influence, sur la coloration, des teneurs en manganèse, titane ou phosphore (en relation avec d'éventuels phosphates de fer). Le rôle négligeable des deux premiers éléments avait déjà été constaté dans le Permien du Jura (2).

Par contre, dans tous les cas de grès violets, il est possible d'isoler dans la fraction granulométrique comprise entre 20 et 2  $\mu\text{m}$  le pigment responsable de la teinte anormale, alors que dans les grès rouges nous avons vérifié, à la suite d'autres auteurs [(9), (10)], que le pigment était essentiellement lié à la fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$ . Les diffractogrammes, obtenus (rayonnement  $k\alpha$  du fer) sur les culots de centrifugation en liqueur dense de la première fraction, montrent essentiellement les pics de l'hématite, auxquels s'ajoutent quelques pics subordonnés correspondant le plus souvent aux réflexions les plus intenses de l'anatase et du zircon. La fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  n'est généralement pas colorée, rarement verdâtre, pour les grès initialement gris bleuté à bleu lavande, mais rouge pour ceux dont la teinte allait du violet au rouge violacé. Les rayons X permettent d'identifier ce pigment rouge comme étant là aussi de l'hématite. Ces observations complètent celles de Hinze (10) sur les argiles du Röt de Basse-Saxe, où l'hématite peut manquer dans la fraction supérieure à 2  $\mu\text{m}$  des niveaux rouge-brun et dominer au contraire dans la fraction correspondante des niveaux violacés.

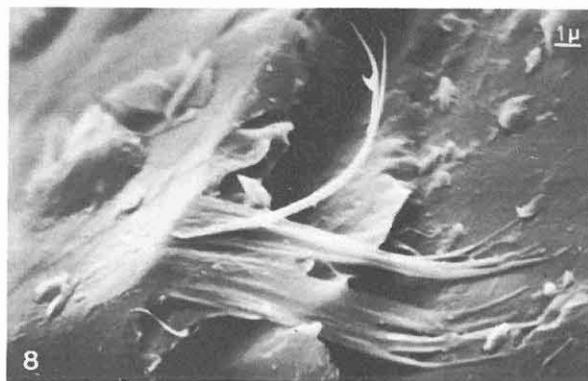
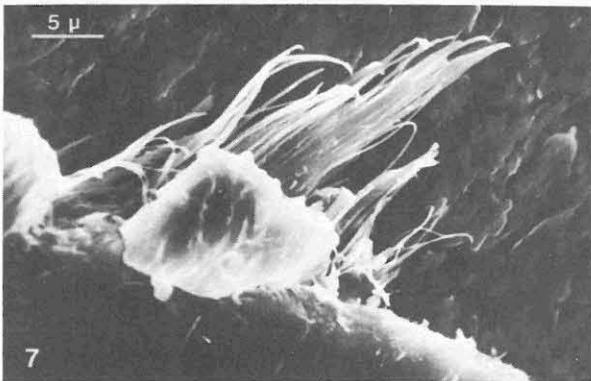
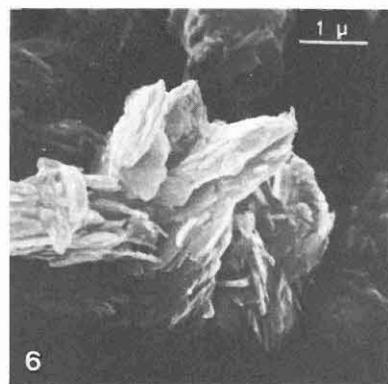
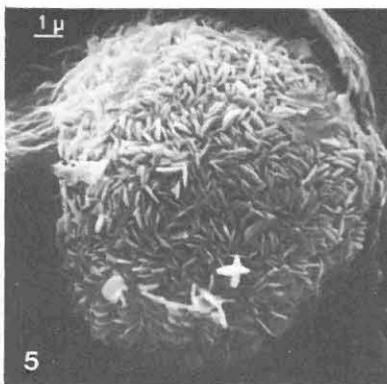
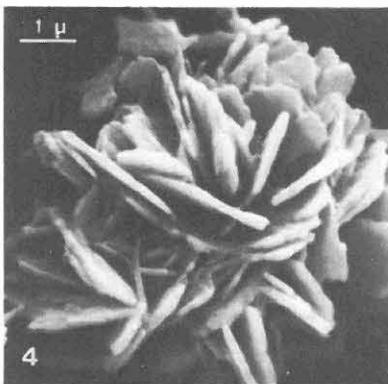
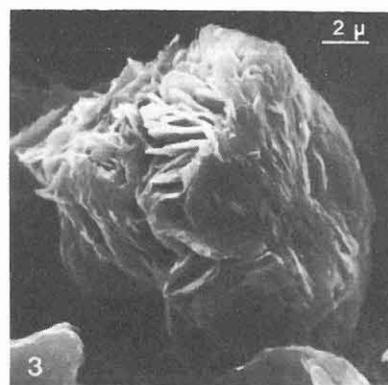
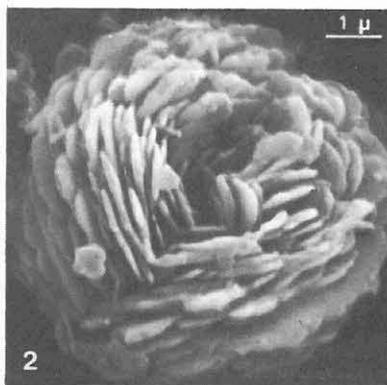
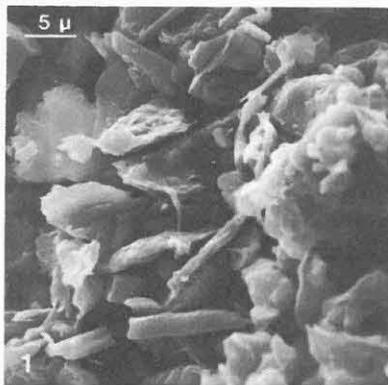
Les différentes nuances de teinte violette rencontrées dans les sédiments permotriasiens semblent donc dépendre essentiellement de la distribution granulométrique de l'hématite : les grains de la fraction argileuse conférant à la roche une dominante rouge, et ceux de taille supérieure une dominante gris bleuté à bleu lavande. Il est possible aussi que la morphologie des grains d'hématite joue un rôle dans la coloration. Ceux-ci se présentent sous deux habitus principaux : grains xénomorphes souvent profondément corrodés (fig. 1), de taille très variable, et associations de cristaux spéculaires en « rose des sables » à symétrie centrale (fig. 4, 5) ou « bouton de rose » à symétrie axiale seulement (fig. 2, 3), de taille relativement constante et voisine de 5  $\mu\text{m}$ , mais pouvant atteindre 15  $\mu\text{m}$  environ. Le premier type domine, souvent très largement, dans les grès rouge violacé, alors que c'est le second dans les grès bleu lavande.

**GRÈS VERTS.** — Certains bancs gréseux du Grès à Voltzia (Buntsandstein terminal) montrent une teinte verte, plus soutenue dans les niveaux les plus fins. La

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1 à 6. — Grains d'hématite colorant des grès de « zone violette ». — Fig. 1 : Couches de Senones (Permien sup. ou Buntsandstein inf.) : Allarmont (Vosges). — Fig. 2 : Zone-limite-violette (Buntsandstein moyen) : Fougerolles (Haute-Saône). — Fig. 3 : Zone-limite-violette du massif de la Serre : Moisey (Jura). — Fig. 4 : Zone-limite-violette : Fontenoy-le-Château (Vosges). — Fig. 5 : Zone violette supérieure (Buntsandstein supérieur) : Bréménil (Meurthe-et-Moselle). — Fig. 6 : Grès de la Forêt de Tronçais (Keuper ?) : Saint-Christophe-le-Chaudry (Cher).

Fig. 7 et 8. — Débit en lattes des « micras » verts du Grès à Voltzia : Saint-Germain-les-Lure (Haute-Saône).



fraction argileuse extractible est trop peu abondante et colorée pour en être totalement responsable. Par contre l'étude microscopique révèle la présence constante, dans les fractions plus grossières, de phyllites vertes, souvent très dispersées et écrasées. Dans les niveaux psammitiques associés elles sont abondantes et peu déformées, ce qui nous a permis, à partir de 16 échantillons répartis sur tout le versant occidental des Vosges, de Sarrebourg (Moselle) à Lure (Haute-Saône), de les isoler de la fraction comprise entre 500 et 125  $\mu\text{m}$  par séparations électromagnétiques et densimétriques.

Les réflexions basales, obtenues par diffractométrie X sur agrégats orientés, caractérisent un édifice micacé fermé de type biotite, auquel s'ajoute dans un cas sur deux un peu de chlorite. A partir des analyses chimiques, qui montrent une constance remarquable sur l'ensemble du bassin, les formules structurales de ces minéraux ont été calculées sur la base d'une maille déshydratée à 22 oxygènes, l'eau en excès étant supposée piégée sous forme de lentilles de  $\text{H}_2\text{O}$  en position interfoliaire <sup>(1)</sup>. Malgré leur rapport Si/Al tétraédrique, très proche de celui d'un mica idéal, ces minéraux s'en distinguent par :

— un déficit en potassium interfoliaire analogue à celui des parabiotes des altérations superficielles <sup>(2)</sup> ou des illites des roches sédimentaires ;

— une occupation octaédrique de 4,63 à 4,89, intermédiaire entre celles des micas di- et trioctaédriques, fréquente dans les stades d'altération des micas trioctaédriques <sup>(3)</sup> ;

— un rapport  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ , plus élevé que dans les biotites saines mais plus faible et stable (1,1 à 1,6) que chez les biotites mordorées des profils d'altération, très proche de celui qui marque le passage du vert au rouge dans le Trias du Jura <sup>(2)</sup>.

C'est avec certains minéraux argileux authigènes de sols écossais <sup>(4)</sup>, proposés sous le nom de ledikite comme type des illites trioctaédriques <sup>(5)</sup>, que les minéraux étudiés ici semblent présenter le plus d'analogie : La formule structurale déduite de la composition chimique moyenne de nos échantillons exempts de chlorite est la suivante :

$\text{K}_{1,49}\text{Na}_{0,09}\text{Ca}_{0,02}(\text{Al}_{1,27}\text{Ti}_{0,27}\text{Fe}_{1,07}^{3+}\text{Fe}_{0,79}^{2+}\text{Mg}_{1,34}\text{Mn}_{0,02}) (\text{Si}_{5,96}\text{Al}_{2,04}) \text{O}_{20}(\text{OH})_4$   
et celle de la ledikite type <sup>(4)</sup>, dont le rapport  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  n'est malheureusement pas connu, recalculée selon la même méthode :



Les caractères cristallographiques déduits des diagrammes de poudre Debye-Scherrer sont eux aussi très voisins, notamment par la position de la raie 060 à 1,53 Å.

Il y a lieu de remarquer d'autre part que la teinte verte des « micas » du Grès à Voltzia est probablement due, non pas à une réduction, mais à une oxydation partielle entraînant la prépondérance du fer ferrique sur le fer ferreux dans les octaèdres, comme c'est le cas chez la plupart des phyllosilicates verts [(7), (16)]. D'ailleurs des illites dioctaédriques que nous avons extraites du Buntsandstein supérieur basal, et dont le rapport  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$  est supérieur à 3, montrent des teintes

voisines malgré une teneur en fer total beaucoup plus faible ; des phyllites vertes exclusivement ferriques ont même été signalées (<sup>17</sup>).

Les paillettes micacées isolées présentent, en microscopie électronique, un débit en lattes ou lanières (*fig. 8*) qui les rend très fragiles et évoque une évolution postérieure au dépôt. Cette morphologie diffère de celle rencontrée lors de l'altération météorique de biotites (<sup>18</sup>), mais rappelle en tous points certaines figures d'altération diagénétique de muscovites (<sup>19</sup>). Dans le cas étudié ici il ne s'agit probablement pas d'une simple dégradation mais d'une recristallisation, comme en témoignent les touffes de lanières qui jaillissent fréquemment au-delà de la bordure initiale des paillettes détritiques (*fig. 7*). Il n'est cependant pas certain que ces lanières soient de nature identique à celle du reste du grain : Les illites de taille inférieure à 2  $\mu\text{m}$  extraites des bancs gréseux ont une morphologie en lattes suggérant qu'elles proviennent de la dissociation de ces bouquets, mais ce sont des illites alumineuses banales comme les illites « en flocon » issues des lits argileux (<sup>20</sup>).

CONCLUSION. — Les teintes rouges à violettes des sédiments permo-triasiques sont dues à la présence d'hématite de granulométrie variable ; en l'absence de ce pigment, les roches peuvent montrer la coloration verte de phyllosilicates, riches en fer trivalent, de type micacé dans la plupart des cas. Les recherches en cours visent à établir si l'hématite provient de l'altération de ces silicates verts, ou si la disparition du pigment rouge a simplement permis à la teinte de silicates préexistants de s'exprimer, ou encore si la mise en solution de l'oxyde de fer a été accompagnée d'une incorporation de fer par le réseau silicaté. Il apparaît déjà qu'il n'existe pas de solution unique à ce problème qui doit être traité niveau par niveau.

(\*) Séance du 12 mai 1975.

- (1) N. M. STRAKHOV, *Ann. Serv. Inform. géol. BRGM*, 35, 1958, p. 53-55.
- (2) G. LIENHARDT, *Mém. du BRGM*, 15, 1963, p. 605-614.
- (3) J. PERRIAUX, *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 8, n° 1, 1974, p. 174-176.
- (4) F. B. VAN HOUTEN, in : *Problems in Palaeoclimatology*, Interscience, Londres, 1964, p. 652.
- (5) J. PERRIAUX, *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, 1961.
- (6) P. MAUREL, A. ROMERO et G. SABATIER, *Comptes rendus*, 253, Série D, 1961, p. 3000.
- (7) W. D. KELLER, *J. Sedimentary Petrology*, 23, n° 1, 1953, p. 3-9.
- (8) D. ORTLAM, *Geol. Rundschau*, 63, n° 3, 1974, p. 850-884.
- (9) I. VALETON, *Heidelberg. Beitr. zur Min. Petr.*, 3, 1953, p. 349-350.
- (10) K. HINZE, *Geol. Jahrbuch*, 84, 1967, p. 657.
- (11) J. HOWER et T. C. MOWATT, *American Min.*, 51, 1966, p. 825-855.
- (12) F. SEDDOH et G. PEDRO, *Bull. Groupe fr. Argiles*, 26, n° 1, 1974, p. 107-125.
- (13) J. RIMSARTE, *Clay and Clay Minerals*, 15th nat. conf., 1967, p. 375-393.
- (14) G. F. WALKER, *Min. Mag.*, 29, 1950, p. 72-84.
- (15) G. BROWN, *Min. Soc. G. B. Clay Minerals Bull.*, 13, n° 2, 1955, p. 300.
- (16) Y. HAYAMA, *J. Geol. Soc. Japan*, 65, 1959, p. 21.
- (17) V. A. EROSHCHEV-SHAK, *Sedimentology*, 15, 1970, p. 115-121.
- (18) F. SEDDOH et M. ROBERT, *Bull. Soc. fr. Min. Crist.*, 95, 1972, p. 75-83.
- (19) K. JASMUND, D. RIEDEL et H. KEDDEINIS, *Proc. Int. Clay Conf. Tokyo*, 1, 1969, p. 493-500 ; 2, p. 120-122.
- (20) C. MOSSER, J. C. GALL et Y. TARDY, *Chemical Geology*, 9, 1972, p. 157-177.

*Laboratoire de Géologie Régionale,  
Université de Nancy-I,  
C. O. n° 140, 54037 Nancy Cedex ;  
Laboratoire associé au CNRS n° 157,  
6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.*