

Essai synthétique sur la genèse et l'évolution des bauxites provençales à travers l'exemple de certains modèles africains

J. NICOLAS et B. HIERONYMUS

Les bauxites de Provence se sont formées, au Crétacé supérieur, durant une période de stabilité crustale sur les bourrelets émergés de l'« Isthme durancien ». Elles ont ensuite été démantelées et se sont déposées dans des dépressions morpho-tectoniques où elles ont été piégées par la transgression du Crétacé supérieur.

De nombreux critères attestent leur caractère sédimentaire : brèche sédimentaire à leur base, figures de sédimentation, aspect détritique de leurs constituants, présence de fossiles. L'étude de certains modèles africains de bauxitisation et d'évolution ultérieure de ces bauxites permet de préciser les conditions mécaniques de la mise en place et d'envisager l'insertion des bauxites provençales dans la paléogéographie locale du Crétacé supérieur d'après ses différents modes de rapport avec ses toits marins et continentaux : contacts francs et brutaux, passage par des couches de transition argileuses, souvent réductrices, passage quelquefois progressif.

La bauxite de Provence est donc une formation sédimentaire, détritique, issue d'une latérite primaire dont on ne peut cependant connaître avec exactitude la roche-mère.

Une série de travaux, réalisés depuis 1965 sous la direction de J. Nicolas, a montré que les bauxites de Provence étaient des roches sédimentaires, en grande partie détritiques, provenant du démantèlement de profils latéritiques proches, et qu'elles s'étaient déposées sur les bordures de cuvettes morphotectoniques dans lesquelles, outre des phénomènes syngénétiques (formation d'oolithes, de pisolithes et de cortex), elles ont pu subir des phénomènes diagénétiques (déferrifications) ou épigénétiques (déferrifications, resiliifications, mobilisation et reconcentration d'alumine).

La présente communication est une synthèse de ces travaux en liaison avec de nombreuses observations sur la genèse et l'évolution de certaines bauxites africaines.

1. CADRE DE L'ÉTUDE

L'histoire des bauxites provençales est liée à celle de l'Isthme Durancien. Ce dernier a été longtemps considéré comme une simple voûture anticlinale à grand rayon de courbure qui aurait émergé définitivement à l'Albo-Aptien, et sur laquelle se serait faite, à

partir du Cénomaniens, la transgression du Crétacé supérieur. C'est sur le substratum carbonaté plus ou moins karstifié qui constituait l'Isthme que repose la bauxite.

En fait, les travaux récents de J. Aubouin et G. Mennessier (1963) et de l'Ecole de Marseille ont montré que dès le Barrémien des structures plissées préfigurant l'Isthme Durancien ont commencé à s'individualiser sous la mer du golfe de Basse-Provence, plus accentuées à l'Est qu'à l'Ouest. Ces structures (J.P. Blanc et C. Gouvernet, 1967) de plus en plus nettes à l'Aptien émergeront à l'Albien pour former l'Isthme Durancien, bourrelet ondulé entre le Massif Central et les Maures, plus élevé à l'est qu'à l'ouest dans la région considérée. Cette dissymétrie longitudinale entraînera la *formation d'une surface* d'érosion qui entamera des termes de plus en plus anciens vers l'est. C'est, sur l'Isthme et sur ses bordures émergées, pendant une période de stabilité crustale que peut être envisagée l'élaboration de « formation latéritiques » (1), lesquelles, lors des mouvements épeirogéniques en relation avec la transgression du Crétacé supérieur, iront s'accumuler dans les sillons formés à la surface de l'Isthme après une période de rhexistasie (J. Nicolas 1968 et 1969). Les derniers termes de cette transgression viendront mourir et s'étaler « en doigt de gant » dans les sillons les plus septentrionaux; ainsi, le Santonien, puissant de 400 m à Mazaugues, se trouve réduit à 8 m au cœur de la partie occidentale du Val, à 2 m sur le bord nord et à 80 cm à Vins où il disparaît. La fin de cet étalement va correspondre aux faciès lagunaires, puis lacustres du Campanien.

Ultérieurement se produiront, en particulier à l'Eocène, une série de phases tectoniques donnant à la Provence sa structure actuelle.

2. CARACTÈRE SÉDIMENTAIRE DE LA BAUXITE

De par sa position, sa composition, sa structure, la « formation bauxitique » (2) doit être considérée comme une couche sédimentaire, souvent formée par des lentilles anastomosées, reposant en paléodiscordance sur son mur plus ou moins karstifié. Toute une série d'arguments, paléogéographiques, stratigraphiques, sédimentologiques, paléontologiques, géochimiques, etc., ont été récemment développés (J. Nicolas, 1968) qui prouvent bien la qualification de la formation sédimentaire qu'on peut lui donner.

Parmi les caractères sédimentologiques que présente la bauxite, les plus essentiels peuvent être résumés de la façon suivante:

2.1. Présence de brèche entre la bauxite et son mur

Dès 1959, E. Roch avait signalé la présence de brèches à la base de la formation bauxitique, cependant, il faut distinguer :

— Des brèches dues au rejeu ultérieur du karst, fréquentes dans de nombreux gisements;

(1) Dans la désignation de « formation latéritique », nous englobons tous les matériaux ayant pris naissance au cours du phénomène de latéritisation, tel qu'il a été défini par A. Lacroix (1913) et plus récemment par R. Maignien (1966). Il peut donc s'agir d'argiles, de formations plus ou moins alumineuses, plus ou moins ferrugineuses, ayant éventuellement pu subir un concrétionnement ou un cuirassement.

Quoique le terme de latérite soit actuellement banni des classifications pédogénétiques en raison de son caractère trop imprécis pour de telles nomenclatures, nous continuons à l'utiliser ici, pour des commodités d'exposé, puisqu'il englobe toute une série de matériaux de nature variée, qui ont pris naissance dans des conditions climatiques relativement proches.

(2) Nous englobons sous la désignation de « formations bauxitiques » tous les matériaux qui accompagnent le dépôt du minerai alumineux, qui sont donc issus des mêmes profils pédogénétiques et nés au cours de phénomènes d'altération identiques, mais qui ne sont pas forcément riches en alumine, tels que les argiles de la base ou du sommet des couches, les éléments ferrugineux, etc. Les couches de la « formation bauxitique » sont d'ailleurs caractérisées par la présence d'éléments-traces qui leur sont propres et qu'on ne retrouve pas dans les formations sédimentaires « étrangères » à la formation.

— Des brèches tectoniques, dans les gisements affectés par ces mouvements;

— De véritables brèches sédimentaires comme celle signalée à Ollières par J. Nicolas et M. Esterle (1965) où la formation bauxitique est séparée de son mur portlandien par un sédiment bréchique à éléments calcaires anguleux à faune barrémienne et crétacé supérieur, avec des éléments ferrugineux et alumineux (oolithes et pisolithes d'hématite et de boehmite), lesquels sont contenus dans un ciment calcaire qui contient des algues calcaires du Crétacé supérieur.

A l'ouest du synclinal de Val-Vins, B. Hieronymus (1969) a signalé des éléments d'une brèche polygénique à éléments roulés à la base de la formation. Dans le dôme de la Larre (partie septentrionale du Massif de la Sainte-Beaume) J. Nicolas et A. Carquet (1973) ont également signalé des brèches identiques.

2.2. Présence de figures de sédimentation au sein de la formation bauxitique

En de nombreux endroits certains constituants de la bauxite (oolithes et pisolithes) sont ordonnés dans des figures de grano-classement. De magnifiques exemples de ces figures de sédimentation étaient particulièrement visibles dans l'ancienne mine de Tourves où tout un pilier était constitué de lentilles grano-classées. On retrouve ces grano-classements à Mazaugues, au Revest, dans le dôme de la Larre où ils s'accompagnent de figures de charges de « slumping », d'alternances « varvées » de fins lits bauxitiques et calcaires, et en de nombreux secteurs de Val-Vins. Ces figures sont longtemps passées inaperçues en raison de leur apparition épisodique à l'affleurement, et seule une étude détaillée en carrière et en mine a permis de les mettre en évidence. Les marques de la sédimentation devaient être, lors du dépôt de la formation bauxitique, beaucoup plus étendues mais, elles ont été ultérieurement détruites; de nombreux amas grano-classés ont été disloqués par le tassement, le jeu du karst en de nombreux endroits ou par la tectonique comme dans la partie orientale du synclinal de Val-Vins, ou simplement « effacées » par le jeu des phénomènes dia et épigénétiques; cela explique qu'il soit rarement possible de suivre en continuité une lentille grano-classée. Néanmoins, *la présence de ces figures est un critère indiscutable du caractère sédimentaire des bauxites*, caractère qui se trouve confirmé par l'existence de fossiles au sein de la formation bauxitique et par l'étude de détail des constituants de celle-ci.

2.3. Présence de fossiles dans la formation bauxitique

Outre les algues signalées dans la brèche d'Ollières, des Gastéropodes et des débris de Lamellibranches ont été découverts au cœur de la bauxite à Mazaugues (J. Nicolas et M. Esterle, 1968), puis, ultérieurement, d'autres fossiles ont été découverts dans les couches bauxitiques de divers secteurs, à Mazaugues (M. Lecolle, 1968), au Revest (P. Laville, 1973), au dôme de la Larre (J. Nicolas et A. Carquet, 1973).

2.4. Aspect détritique des constituants de la bauxite

La bauxite apparaît comme un *conglomérat* constitué par des éléments grossiers de nature et de taille variées: *éléments bréchiques, pisolithes, nodules, galets et blocs* cimentés par une *pâte* aphanitique contenant de fines oolithes et, comme toute roche sédimentaire, elle peut contenir des éléments hérités et des éléments néoformés.

2.4.1. La pâte

Elle est aphanitique, rouge à la base des couches, formée par de la boehmite ou de la kaolinite. C'est cette pâte, kaolinique, qu'on rencontre souvent au sommet de la formation. Le microscope électronique montre que les particules kaoliniques de ces niveaux supérieurs sont très souvent abîmées, preuve d'un transport de ces dernières.

2.4.2. *Les éléments bréchiques*

Ce sont des débris anguleux, centimétriques, rouges. Ils n'ont pas d'enveloppe corticale et sont riches en fer (hématite) ou en fer et alumine (hématite et boehmite). Ils ont pu se former au sein des horizons pédogénétiques primitifs.

2.4.3. *Les nodules*

Ils sont centimétriques, parfois formés par des éléments bréchiques roulés; ou bien ils se sont formés également au sein des profils pédogénétiques primitifs, ou encore au cours de l'évolution et du démantèlement du profil latéritique initial. Ils peuvent être entourés d'un cortex secondaire alumineux ou ferrique.

2.4.4. *Les pisolithes $\varnothing > 2 \text{ mm}$ et les oolithes $\varnothing < 2 \text{ mm}$*

Ils sont formés de couches alumineuses ou alumino-ferriques centrées sur un noyau qui peut être un grain apparenté aux deux éléments ci-dessus, ou un débris d'oolithe ou de pisolithe. Ils ont pu se former au sein des profils latéritiques primaires, ou au cours du démantèlement et du transport par paliers de ces derniers. Des oolithes ou pisolithes sont cassés et recimentés présentant ainsi des traces de transport en milieu aqueux. Certains peuvent être impressionnés: ils se sont formés dans le milieu de sédimentation. D'autres ne sont formés que d'un noyau entouré d'un cortex et seule leur taille les différencie des nodules précédents.

2.4.5. *Les galets*

Pisolithes, oolithes, éléments bréchiques et nodules peuvent constituer des galets entourés par un fort cortex. Leur structure interne et leur composition minéralogique montrent qu'ils sont étrangers à la masse bauxitique qui les entoure. Ils peuvent être cassés et recimentés et attestent du caractère détritique et sédimentaire de la formation.

Ces galets ne doivent pas être confondus avec de « faux galets » résultant de la migration et du concrétionnement épigénétique du fer et qui, hormis la présence de celui-ci en quantité importante, sont d'une composition minéralogique et chimique identique à la masse bauxitique qui les contient.

2.4.6. *Les blocs*

Les blocs n'ont pas de cortex; ils peuvent atteindre 50 cm à 1 m de diamètre et sont très riches en hématite; ils ont tendance à se déliter en écailles.

3. MODE DE FORMATION DE LA BAUXITE CONFRONTATION AVEC CERTAINS MODÈLES AFRICAINS

3.1. *Aspect africain*

La bauxitisation est un phénomène qui s'inscrit dans le cadre très général de la « latéritisation » telle qu'elle a été définie par R. Maignien (1966). Dans des conditions particulières le phénomène aboutit à l'individualisation d'un pôle alumineux associé à des quantités plus ou moins importantes de fer et de kaolinite. Cet aboutissement est conditionné par un ensemble de facteurs dont certains sont connus depuis quelque temps déjà et qui ont été développés par B. Hieronymus (1972) en ce qui concerne les formations bauxitiques de l'ouest du Cameroun. Ces facteurs sont:

— *D'ordre climatique*: leur importance a été soulignée suffisamment de fois et en particulier par H. Erhart dans le cadre de sa théorie de la biorhexistasie (1956, 1967, 1973);

— *D'ordre pétrographique et minéralogique*: là interviennent la nature de la roche mère mais surtout les caractéristiques géochimiques des éléments qui la composent et, en

particulier, leur plus ou moins grande aptitude à la mobilisation, susceptible d'entraîner en fonction des caractéristiques physico-chimiques du milieu d'altération leur évacuation ou leur transformation en nouveaux minéraux.

— *D'ordre géomorphologique* : ce dernier facteur revêt également une importance capitale sur laquelle on n'insiste jamais assez. En effet, la bauxitisation ne peut se réaliser que sur une surface :

a) qui présente une certaine dénivellation par rapport au niveau de base des eaux qui y percolent afin que celles-ci puissent s'en échapper avec les lessivats ;

b) qui doit être subhorizontale, car un trop grand vallonnement et des pentes importantes amèneraient un démantèlement précoce de la bauxite formée ;

c) qui corresponde à une certaine extension des surfaces attaquées, pour des raisons quantitatives, et pour que ces dernières échappent à l'influence de leur environnement, lequel pourrait présenter des caractéristiques non bauxitisantes.

Dans ces conditions on conçoit fort bien qu'une morphologie en forme de plateau, d'altitude raisonnable (pour des raisons climatiques), avec un drainage efficace sur son pourtour soit idéale. On peut donc dire que toutes les autres conditions étant égales, *la bauxitisation est, ou a été, intimement liée à l'évolution de la morphologie*, de même que l'évolution des gîtes de bauxites ou des formations qui leur sont associées, ainsi que leurs transformations ou leurs démantèlements par exemple, sont également liés à l'évolution ultérieure de la morphologie des sites.

Diverses étapes aboutissant au démantèlement de telles surfaces ont été observées en Afrique.

Ainsi, V. Eschennbrener et G. Grandin (1970) ont montré que dans le nord-est de la Côte d'Ivoire et dans le sud-est de la Haute-Volta, de part et d'autre de la frontière séparant ces deux pays, cinq niveaux cuirassés sont présents dans le paysage, liés à cinq niveaux d'aplanissements dont l'ordre de mise en place « correspond localement à des altitudes moyennes décroissantes ». Leur étude a permis d'établir une chronologie relative concernant la mise en place des cuirasses et de retracer l'histoire de la surface bauxitique (niveau supérieur) actuellement réduite à de hautes buttes témoins lesquelles comportent des altérations ferrallitiques puissantes. L'évolution des surfaces cuirassées est surtout dominée *par le démantèlement par érosion* qui, à la suite de l'abaissement du niveau de base, entraîne le découpage des plateaux, l'alimentation des niveaux inférieurs à la suite duquel intervient le cuirassement de ces niveaux, puis à nouveau, leur démantèlement ; *la résultante de l'évolution des versants apparaît donc comme un déblaiement*.

En Côte d'Ivoire, B. Boulangé (1970) qui étudie les bauxites de l'Orumbo-Bocca, montre que ces dernières constituent des plateaux cuirassés dont les flancs sont interrompus sur tout le pourtour du massif par une série discontinue de replats recouverts de blocs provenant de la cuirasse sommitale, les différents cuirassements observés correspondant vraisemblablement à plusieurs phases de bauxitisation. A la base des plateaux s'étend le glacis de piedmont dans lequel on retrouve des blocs de la cuirasse sommitale et d'amphibolite (roche mère de la bauxite) emballés dans des colluvions.

De même dans l'ouest du Cameroun en particulier, sur les bordures des plateaux, à Bangam, des faits semblables ont été observés par B. Hieronymus (1972, 1973). Là, du fait de la circulation des eaux percolant en régime tourbillonnaire à travers la cuirasse poreuse, on observe des modifications sensibles du niveau induré qui devient scoriacé, puis gravillonnaire tandis que le manque de cohésion entre les gravillons ainsi formés par recristallisation du fer et de l'alumine les amène à s'individualiser de plus en plus, tandis qu'apparaît la boehmite. En même temps, ils peuvent s'entourer d'un cortex formé par concrétionnement, ou par altération centripète, selon le processus décrit dans les Alpilles par J. Nicolas et P. Bildgen (1973). On constate alors qu'il existe une analogie frappante entre certaines des structures des bauxites africaines et en particulier les structures noduleuses avec celles de nombreux éléments des formations bauxitiques du Var, surtout les plus conglomératiques.

Au nord Cameroun, J. Nicolas et S. Belinga (1969) étudiant les bauxites constituant les plateaux de l'Adamaoua, ont montré qu'à la surface de ces derniers l'altération découpait des blocs prismatiques de la taille de 1 à 4 dm, qui subissaient l'altération en boule. L'ensemble des plateaux ainsi attaqués « fond » littéralement sur place, les boules peuvent subir un nouveau concrétionnement, puis à nouveau être découpées en prismes et en boules. Il est donc difficile de dire, *dans ce cas*, qu'une bauxite est en place sauf, à la rigueur, dans une fraction très étroite correspondant à la « zone de départ » de Lacroix (1913) puisque les masses supérieures descendent à la verticale et se noient dans les masses inférieures. C'est ainsi d'ailleurs que partout progresse le phénomène de bauxitisation. Chaque fois qu'un certain volume d'éléments mobilisables est entraîné (particules ou solutions) ce dernier est compensé par un tassement, l'ensemble pouvant être ultérieurement cimenté, à nouveau, par des apports alumineux, ferrugineux, siliceux, etc. De plus, à ces derniers phénomènes vient s'ajouter celui dû au fauchage des profils vers l'aval. En effet, en raison du manque de cohésion entre les horizons indurés de surface et les horizons tendres, un décollage se produit au niveau des horizons supérieurs, amenant la « reptation » de ceux-ci sur les horizons inférieurs, tandis que ces derniers glissent à leur tour sur le substratum non altéré, plus cohérent. Il apparaît donc très difficile de rencontrer un profil complet « en place » sur sa roche mère. Puis, dans l'Adamaoua comme à Bangam, l'érosion ravissant les versants des plateaux, les boules dégagées en surface descendent *par paliers* vers les zones de piedmont où elles s'accumulent. Mais, au cours du transport, leur taille diminue et, arrivées dans les cours d'eau (mayos) qui les transportent elles s'amenuisent encore, puis *finissent par disparaître totalement à quelques kilomètres du lieu de leur formation. Cela signifie que les bauxites alumineuses sont particulièrement fragiles et ne peuvent supporter un long transport.* Seules les formations cuirassées, riches en fer, souvent confondues avec ces dernières, sont plus résistantes.

3.2. Aspect provençal

Il est donc certain qu'il existe une analogie d'aspect saisissante entre les bauxites africaines (pour ne citer que celles-là) et les bauxites du sud de la France (cette comparaison ne s'arrête pas à ces seules dernières mais peut également s'appliquer à toutes les bauxites à substratum karstique d'Europe que nous connaissons). Il est également certain que l'étude des modèles de sites bauxitiques africains et de leur évolution nous a permis d'envisager dans un esprit comparable la formation des bauxites provençales depuis leur élaboration jusqu'à leur dépôt, dans les pièges où on les rencontre aujourd'hui.

C'est ainsi que dès 1966 nous avons avancé (J. Nicolas et al.) que les éléments des bauxites provençales devaient provenir du démantèlement d'une latérite bauxitique (alumineuse plus ou moins ferrugineuse) cuirassée, accumulée en bordure de dépressions morphotectoniques, en milieu le plus souvent aqueux. Le transport s'est effectué en milieu aqueux, par étapes, au cours desquelles se poursuivait le phénomène de bauxitisation, entraînant l'évolution minéralogique des éléments transportés. L'examen de nombreuses coupes de formations bauxitiques du sud de la France nous avait également amenés à dégager ce que nous avons appelé un « profil virtuel général » (J. Nicolas, M. Lecolle et B. Hieronymus 1966-1967) qui s'avéra par la suite un excellent « cadre » de travail puisque presque systématiquement, avec de légères variantes, le même mode de répartition des couches constituant la formation bauxitique a été retrouvé en Provence. Cette répartition permettait d'ailleurs d'envisager et d'expliquer la mise en place de certaines formations en s'inspirant des modèles africains. En effet, la bauxite conglomératique est en général comprise entre deux couches de matériau plus fin le quel, à la base, est plus ou moins alumineux ou kaolinique, coloré en rouge par les oxydes de fer, et qui contient, à cet endroit, soit des éléments bréchiques, soit des fines oolites qui constituent souvent des lentilles présentant un granoclasement. Au sommet des couches bauxitiques on rencontre en général un matériau également fin, bauxitique qui, progressivement, s'enrichit en kaolinite. Cette

disposition nous a amenés à penser (J. Nicolas, B. Hieronymus et M. Lecolle, 1966) qu'on pouvait la considérer, schématiquement, comme l'équivalent de profils latéritiques inversés, dont les horizons successifs, démantelés par l'érosion seraient venus s'accumuler dans des dépressions pour constituer les couches des formations bauxitiques qu'on observe aujourd'hui. Bien entendu, dans cette image simple, peuvent s'insérer toutes les variations dans la répartition des matériaux dues : aux variations qui pouvaient exister au sein des profils latéritiques primaires, au tri effectué au cours du transport et, également, aux mélanges réalisés lors de ce dernier et durant le dépôt. Ces variations sont bien observables au sein des formations bauxitiques.

On peut alors considérer les argiles rouges de la base des couches comme issues soit de l'érosion des profils peu ou pas cuirassés, soit d'horizons surmontant la cuirasse, soit des premières phases de démantèlement de cette cuirasse après son arrivée en surface. L'érosion s'accroissant, l'apport détritique clastique devient de plus en plus grossier ; aux éléments issus de la cuirasse se joignent des oolites et des pisolithes provenant de la zone de concrétion. Ces éléments : débris bréchiques, dont certains arrondis au cours du transport, oolites et pisolithes se sont déposés dans le milieu aqueux où, lorsque les conditions locales étaient favorables, ils ont pu s'ordonner dans des figures de granoclassement. Pendant ce temps, des pisolithes des oolites et des nodules ont pu se former au cours du démantèlement et du transport, comme nous l'avons observé en Afrique (J. Nicolas et S.M. Belinga, 1969 ; S.M. Belinga, 1966, 1972, 1973 ; B. Hieronymus, 1972, 1973) ou bien dans le milieu de sédimentation (oolites et pisolithes impressionnés, ou centrés sur un noyau lui-même débris de pisolithes), ainsi que le cortex entourant certains éléments noduleux. Donc, les éléments constituant la bauxite peuvent avoir une *origine multiple*, les uns sont nés au sein des profils pédogénétiques et sont hérités de ces derniers, d'autres ont pris naissance au cours du transport par paliers, d'autres pendant ou après le dépôt, dans le milieu de sédimentation, d'autres enfin après le dépôt, dans les couches de bauxite, au cours de la diagenèse ou de l'épigenèse. Puis, si le démantèlement des horizons latéritiques se poursuit, on constate que l'apport clastique grossier devient de plus en plus important, entraînant le dépôt du conglomérat bauxitique à éléments hétérogènes, avec des nodules et des galets à fort cortex constitués d'une bauxite étrangère à la masse principale, ainsi que des blocs de bauxite dépourvus de cortex. L'hétérogénéité et l'aspect de cet ensemble font envisager sa mise en place par des phénomènes *brutaux, arrivées torrentielles ou coulées boueuses emballant des vestiges de latérite* qu'elles auraient rencontrés sur leur passage. Naturellement, au cours de ce dépôt, de nouveaux concrétionnements se sont produits dans cette masse qui passe progressivement aux argiles présentes au sommet de la formation bauxitique, et qu'on peut considérer comme représentant la lithomarge des profils altérés, venue se déposer en dernier lieu.

Ce schéma est variable dans l'espace, les produits du démantèlement subissant un « épandage » dans les cuvettes morphotectoniques, ce qui entraîne, outre une zonalité verticale, une *zonalité horizontale* avec des termes plus grossiers à proximité des sources, plus fins lorsqu'on s'éloigne des zones d'apport. Ainsi la bauxite peut être envisagée comme étant une « décharge détritique » dans le sens que lui a donné P. Freytet (1970), décharge issue comme l'ont montré F. Baltzer et J.J. Trescases (1971) pour la Nouvelle-Calédonie et P. Bildgen (1973) pour les formations bauxitiques des Baux-de-Provence, d'un démantèlement de profils latéritiques nécessairement proches, en raison de la fragilité du matériau déposé et aussi de la présence de blocs bauxitiques de plus de 1 m³ dans les Alpilles.

4. BAUXITE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

Les études de terrain prouvent d'une manière indiscutable que le démantèlement de la latérite primaire et le dépôt de la formation bauxitique sont liés à l'avancée de la trans-

gression du Crétacé supérieur qui progresse en Provence du sud-ouest au nord-est. En effet, l'érosion entaille des terrains de plus en plus anciens quand on se dirige vers le nord et les couches marines ou fluvio-lacustres qui scellent les bauxites dans leur piège et constituent leurs toits, sont *de plus en plus récentes* quand on se dirige vers le nord, dans le sens de la transgression. Elle sont cénomaniennes au Revest, turoniennes à santoniennes à Mazaugues, santoniennes et valdo-fuvéliennes (Campanien) dans le synclinal du Val dans le Haut-Var. Il en résulte que les relations de la bauxite avec les couches formant son toit sont diverses, liées aux conditions paléogéographiques locales.

Ainsi, en certains endroits du massif d'Allauch, dans les synclinaux de Mazaugues et du Val par exemple, le toit calcaire est *plaqué brutalement sur la bauxite*, le contact entre le minerai et le carbonate est franc et net traduisant ainsi l'existence d'une surface d'érosion du sommet de la bauxite, ou d'une zone émergée.

En d'autres endroits, en revanche, il existe, entre la formation bauxitique et les couches de son toit, une *continuité parfaite et régulière de sédimentation*, ce qui nous a amenés à décrire ce que nous avons appelé les *passages progressifs* entre la bauxite et son toit.

Cette continuité de sédimentation, ce passage progressif au toit, peut se manifester de différentes façons :

a) *Passage par l'intermédiaire d'un niveau argileux*. Entre la formation bauxitique et son toit peut s'intercaler un complexe d'argiles plus ou moins stratifiées (Le Revest) qui peuvent contenir du lignite (sud-ouest du Val) ou même du gypse et de la pyrite (La Rouge dans le synclinal de Pélicon-Merlançon). Elles indiquent un milieu réducteur à la fin du dépôt de la bauxite.

b) *Passage par l'intermédiaire d'un niveau charbonneux*. Dans les mines de la Baume sud et de Mazaugues aval (synclinal de Mazaugues), la bauxite passe à une roche charbonneuse contenant des spores et des pollens (M. Lecolle, 1968) qui sont connus du Santonien au Campanien. M. Lecolle a aussi signalé sous le premier banc calcaire santonien des alternances calcaréo-charbonneuses à Gastéropodes et Algues dasycladacées qui indiqueraient un milieu marin ou lagunaire. En de nombreux endroits, des argiles grises et des lignites semblent être l'indice d'un milieu très réducteur (lagune, ou mangrove) à la fin du dépôt des bauxites.

c) *Passage par l'intermédiaire de concrétions de plus en plus calcaires*. A la partie supérieure du conglomérat bauxitique ou dans les argiles supérieures apparaissent des concrétions de plus en plus calcaires (Mazaugues, Val-Vins). Certains de ces rognons, les plus riches en calcite contiennent des miliolles et des débris de coquilles. Leur teneur en éléments-traces, *en particulier en chrome est celle des argiles kaoliniques qui les contiennent*. Cela montre le caractère diagénétique de ces concrétions qui se sont formées après le dépôt des argiles qui les renferment, par migration et concentration de la calcite.

d) *Passage progressif de la bauxite à son toit calcaire*. Dans la découverte de La Caire, synclinal de Mazaugues, la bauxite conglomératique est envahie à son sommet par un calcaire microcristallin tandis qu'apparaissent des Algues du type dasycladacées, puis des miliolidés.

Au sud-ouest du Val, on observe le passage progressif, confirmé par les analyses minéralogiques et chimiques (J. Nicolas et B. Hieronymus, 1969) d'une bauxite à ciment oolithique à une bauxite à ciment kaolinique de plus en plus important. Cette bauxite argileuse passe ensuite progressivement à un kaolin à éléments de bauxite puis à un kaolin de plus en plus riche en calcite et à un calcaire franc à miliolles et rudistes, ce qui implique, ici, une continuité de sédimentation entre la bauxite et son toit, dans une zone restée constamment immergée (présence de grano classements au mur de la formation).

Toutes ces observations montrent que la transgression du Crétacé supérieur s'est effectuée sur un paysage marécageux, proche d'une mangrove, certains endroits pouvant être exondés, et que la fin de l'évolution bauxitique est fortement liée au dépôt de son toit. Ainsi, il existe un lien étroit entre la progression de la transgression du Crétacé supé-

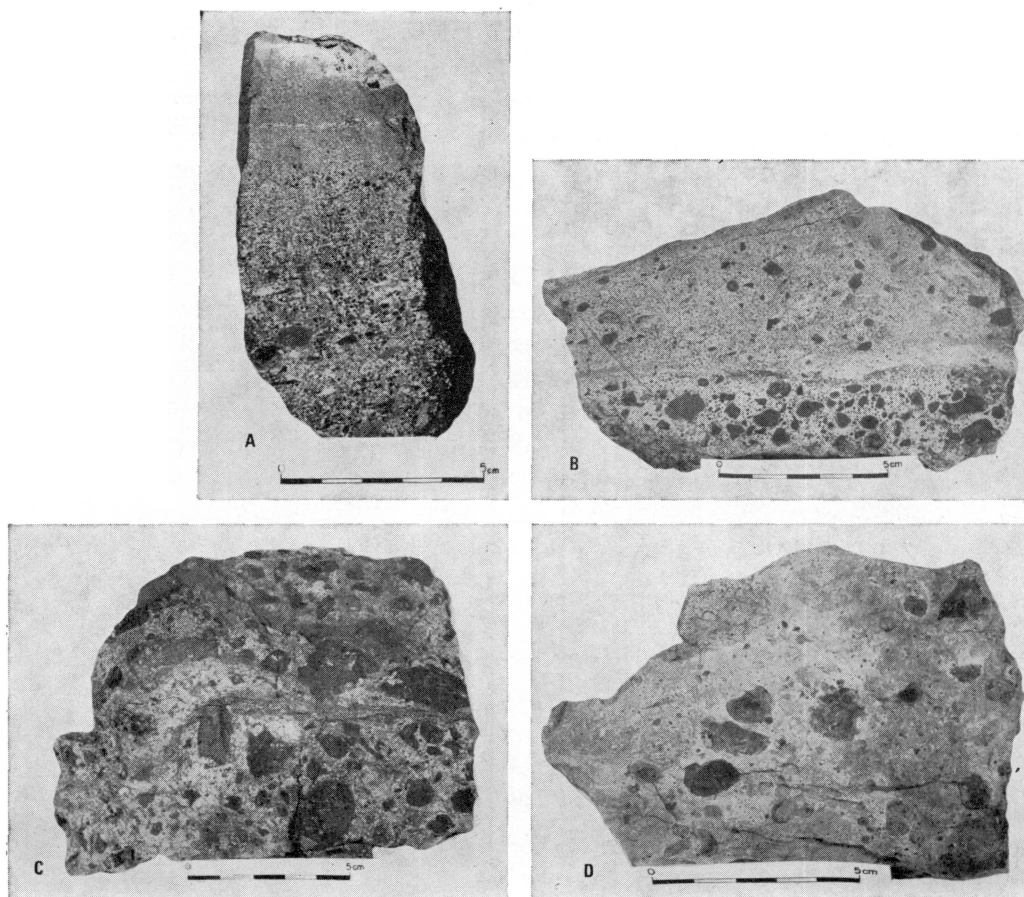


Planche I. — Quelques faciès de la bauxite provençale

A. Grano classement à la base de la bauxite de Mazaugues. — B. Grano classement dans la bauxite de la Chapelle Saint-Christophe (synclinal du Val). — C. Conglomérat bauxitique à ciment oolithique (synclinal du Val). — D. Conglomérat bauxitique à ciment kaolinique (synclinal du Val)
clichés: J.M. Angot

rieur et la formation de cette bauxite, l'avance de la transgression pouvant être un des moteurs du démantèlement de la latérite. Ultérieurement, la formation bauxitique a pu subir des transformations diagénétiques ou épigénétiques (mobilisation d'aluminium, de silice, de fer, etc.) qui font l'objet d'une note plus détaillée par ailleurs.

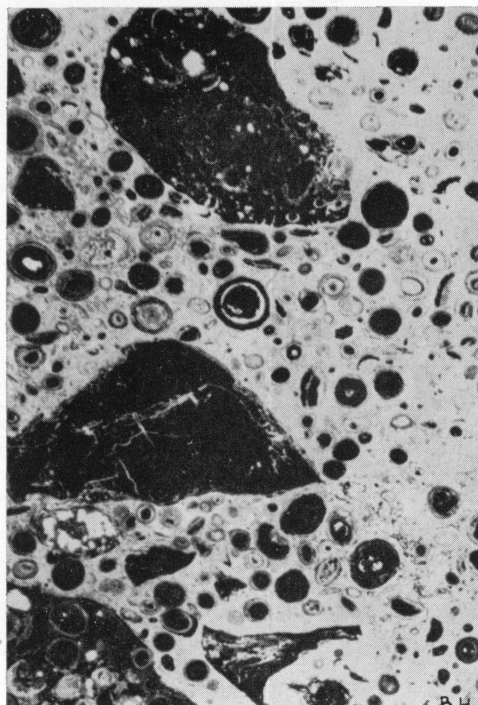
5. ROCHE MÈRE DE LA BAUXITE

S'il est possible de considérer la bauxite comme issue du démantèlement de profils latéritiques proches, il s'est avéré impossible d'observer cette latérite au lieu de sa formation et, partant, de connaître sa ou ses roches mères. Dans ce domaine on en est donc réduit aux conjectures, en essayant de cerner ce qui paraît le plus vraisemblable. Il est certain que tous les termes de la série stratigraphique du Trias à l'Albien, *suffisamment riches en alumine* sont des roches mères possibles. Parmi ces derniers on peut retenir:

- L'Aptien marneux qui a déjà été cité par de nombreux chercheurs.
- Le Permo-Trias qui est également une roche mère séduisante (présence importante d'argile) dans la mesure où l'érosion a permis son affleurement durant la période bauxitante et ce, d'autant plus que le Trias renferme des coulées basaltiques dont on sait

Planche II. — Les constituants de la bauxite

A. Bauxite bréchique et oolithique ($\times 5$).



B. Galet cassé de bauxite dans une bauxite oolithique ($\times 10$)



C. Oolithes impressionnées dans la bauxite oolithique du synclinal du Val ($\times 20$).



D. Fragment de coquille dans la bauxite oolithique de Mazaugues ($\times 5$).

Clichés J.M. Angot

qu'elles sont, en diverses régions du globe, les roches mères de nombreuses bauxites.

A cet ensemble on peut aussi ajouter le socle cristallin, pour ce qui concerne les bauxites des bordures de l'« Isthme », à condition qu'il ait affleuré à la période bauxitique en étant dépourvu de couverture sédimentaire.

6. CONCLUSIONS

Toutes ces études confirment que la bauxite de Provence est bien un sédiment en grande partie détritique, qui provient du démantèlement d'un profil latéritique proche. Ce démantèlement est en relation avec la transgression du Crétacé supérieur, lequel a permis les piégeages du minerai dans les dépressions morphotectoniques. L'exemple de quelques modèles africains a permis de saisir certains aspects du mécanisme de mise en place de la bauxite. Le problème de la roche mère de la latérite primitive reste entier, aucun argument décisif ne pouvant actuellement être avancé concernant son origine.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN (J.) et MENNESSIER (G.), 1963. — Livre à la mémoire du Professeur Fallot, t. II, *Mém. h. sér., Soc. Géol. France*, p. 45-98.
- BALTZER (F.) et TRESCASES (J. J.), 1971. — *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, série Géologie, 3, p. 221-244.
- BELINGA (S. M.), 1966. — *Thèse doct.* 3^e cycle, Lab. Géologie Appliquée, Paris, 125 p., ronéo.
- BELINGA (S. M.), 1972. — *Thèse doctorat d'Etat*, Paris VI, 570 p. ronéo.
- BELINGA (S. M.), 1973. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 276, p. 1381-1383.
- BILDGEN (P.), 1973. — *Thèse doct.* 3^e cycle, Lab. Géologie Appliquée, Université Paris VI, 134 p. ronéo.
- BLANC (J. P.) et GOUVERNET (C.), 1967. — *Bull. Soc. Géol. France*, 9, n° 4, p. 631-639.
- BOULANGÉ (B.), 1970. — *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, série Géologie, n° 2, p. 185-203.
- ERHART (H.), 1956. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 241, p. 1218-1220.
- ERHART (H.), 1967. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique 177 p., *Masson*, Paris.
- ERHART (H.), 1973. — Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium, 253 p., *Doin*, Paris.
- ESCHENBRENNER (V.) et GRANDIN (G.), 1970. — *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, série Géologie, n° 2, p. 205-245.
- HIERONYMUS (B.), 1969. — *Thèse doct.* 3^e cycle, Lab. Géologie Appliquée, Fac. Sc. Paris, 78 p., 44 fig., h. t., 7 tabl., bib. ronéo.
- HIERONYMUS (B.), 1971. — *Ann. Fac. Sciences du Cameroun*, n° 6, p. 39-51.
- HIERONYMUS (B.), 1972. — *Ann. Fac. Sc. du Cameroun*, n° 10, p. 39-68.
- HIERONYMUS (B.), 1973. — *Cahiers de Géologie O.R.S.T.O.M.*, vol. 5 (à paraître).
- LACROIX (A.), 1913 — *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat*, Paris, t. V, p. 255-356.
- LAVILLE (P.), 1973. — *Thèse doct.* 3^e cycle, Lab. Géologie Appliquée, Université Paris VI, 205 p. ronéo.

- LECOLLE (M.), 1968. — *Thèse doct.* 3^e cycle, Lab. Géologie Appliquée, Fac. Sc. Paris ronéo.
- MAIGNIEN (R.), 1966. — *C.R. des recherches sur les latérites. Recherches sur les ressources minérales*, n° 4, p. 155, U.N.E.S.C.O., Paris.
- NICOLAS (J.), 1968. — *Mineralium Deposita*, 3, n° 1, p. 18-33.
- NICOLAS (J.), 1969. — *Ann. Inst. géol. Publici Hungarici*, vol. LIV, fasc. 3, p. 135-164.
- NICOLAS (J.) et ESTERLE (M.), 1965. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 260, n° 13, p. 3722-3723.
- NICOLAS (J.), LECOLLE (M.) et HIERONYMUS (B.), 1966. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 264, p. 1689-1691.
- NICOLAS (J.), LECOLLE (M.) et HIERONYMUS (B.), 1967. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 264, p. 240-243
- NICOLAS (J.) et BELINGA (S. M.), 1969. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 268, p. 1157-1160.
- NICOLAS (J.) et HIERONYMUS (B.), 1969. — *Bull. Soc. Fr. de Céramique*, n° 82, p. 49-67.
- NICOLAS (J.), HIERONYMUS (B.) et KOTSCHUBAY (B.), 1969. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 268, p. 2862-2864.
- NICOLAS (J.) et BILDGEN (P.), 1972. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 274, p. 3496-3499.
- NICOLAS (J.) et CARQUET (A.), 1973. — *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 276, p. 2427-2430.
- ROCH (E.), 1959. — *Ann. Hébert et Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Paris*, 9, p. 11-78.

*Département de Géologie appliquée, Université Paris VI
4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05 (France)*