

Carnet de voyage aux pays des latérites

Jean-Marc Labouille, membre de la SAGA.

En climat intertropical, surtout au sud du 15° parallèle, l'altération poussée des roches aboutit à la formation de sols dénommés latérites, colorés en rouge brique (du latin *later*, brique) par les oxydes de fer (cf. partie 1). Elles recouvrent 33 % des continents. Les éléments solubles, silicium, magnésium et calcium, sont lessivés et emportés par les pluies. Si les roches altérées sont de type continental (granites, gneiss, argiles), outre le fer, l'aluminium qu'elles contiennent, également peu soluble, peut rester sur place, formant alors de la bauxite (cf. partie 2), comprenant de l'hydroxyde et oxyde d'aluminium (figure 1, échantillon collecté lors d'une visite de l'abbaye du Thoronet, en 2007).

Lorsque le substrat rocheux est de type océanique, péridotitique et ultrabasique, avec surtout des pyroxènes, de l'olivine et 0,2 à 0,3 % de nickel (harzburgites, dunites et pyroxénites), l'altération voit la disparition des minéraux et, en premier, de l'olivine et il se forme une latérite nickélifère (cf. partie 3), dont le tiers des réserves mondiales est situé en Nouvelle-Calédonie. Le nickel précipite en formant des minéraux verdâtres, désignés par le terme général de garniérine ($(\text{Ni,Mg})_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), pouvant contenir de 1 à 7 % de nickel et qu'on peut classer parmi les serpentines (figures 2 et 27, échantillons néo-calédoniens rapportés par ma fille Stéphanie en 2018).



Figure 1. Bauxite du Thoronet (Var).
Collection et photo J.-M. Labouille.



Figure 2. Garniérine de Nouvelle-Calédonie.
Collection et photo J.-M. Labouille.

La latérite

Les formations résiduelles précitées sont des roches à consistance pierreuse, par opposition aux sols (meubles), restées sur place à l'issue de l'altération des roches saines originelles.

L'altération d'un substratum silicaté tel que des granites produira les effets suivants.

- En climat tempéré, sous l'effet d'eaux oxydantes modérément acides, l'altération conduit à la formation d'arènes sableuses à quartz, micas et feldspaths brisés, connaissant un début de transformation en argiles (silicates hydroxylés d'aluminium).

- En climat tropical chaud et pluvieux, l'altération plus poussée, avec appauvrissement progressif en silice de ce substratum, ne laisse dans un premier temps que des argiles dites résiduelles (montmorillonite, illite, puis finalement kaolinite), comportant encore un peu de quartz et pigmentées en rouge : les terres rouges kaoliniques tropicales et équatoriales.

Si l'altération se prolonge, les eaux d'infiltration dissolvent les sels solubles et hydrates de silicium restants, ne laissant surtout que des oxyhydroxydes d'aluminium (gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$, boehmite et diaspore $\text{AlO}(\text{OH})$) et des oxyhydroxydes de fer (limonite, goëthite FeOOH et hématite Fe_2O_3) dans des proportions variables, c'est la latéritisation ou ferralitisation (figure 3).

L'altération d'un substratum calcaire mènera à des argiles de décalcification et peut-être ensuite à des latérites.

Quelle que soit la nature de la roche-mère et ses caractéristiques physico-chimiques, les latérites présentent un « profil » typique similaire comprenant de la surface vers le bas (figure 4) :

- un sol résiduel ;
- une cuirasse très enrichie en fer (jusqu'à 75 % de Fe_2O_3), et très indurée ;
- une carapace, formation tachetée nodulaire plus ou moins rubéfiée, à quartz, kaolinite et oxydes de fer et d'aluminium (ou minéraux secondaires) ;
- une saprolite* (ou isaltérite) généralement meuble, d'abord fine, puis grossière (*saprock**) et dominée par

la nature et les structures de la roche-mère, possédant, à sa base, des fragments de roche et des minéraux primaires en grains séparés ;

- enfin, la roche-mère silico-alumineuse, acide ou basique avec ses minéraux primaires.

* Les termes marqués d'un astérisque sont explicités dans le glossaire en fin d'article.

Les **latérites ferriques** formant cuirasse, rouges ou brunes, sont surtout composées de goëthite et limonite (figures 5 et 6). Généralement tendres en sortie de carrière, elles sont soumises à dessiccation lorsqu'elles sont exposées à l'air libre, propriété mise en œuvre depuis longtemps, notamment en Inde et à Angkor, pour la fabrication de briques.

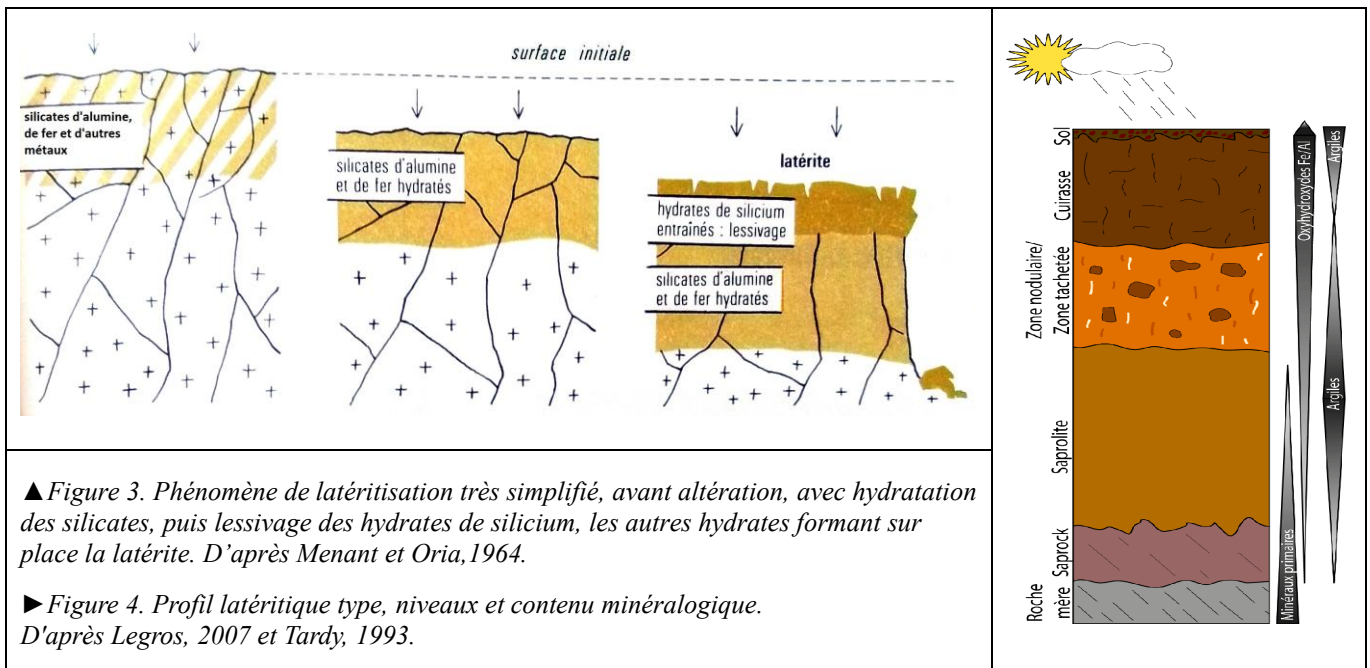


Figure 5, à gauche. Chemin latéritique à Assinie, Côte d'Ivoire, 2003. Photo J.-M. Labouille.
Figure 6, à droite. Latérite, sable et nodules ferrugineux typiques de la zone tachetée nodulaire (carapace). Assinie, Côte d'Ivoire, 2003. Photo J.-M. Labouille.

Les plus anciens monuments construits avec de la latérite fréquemment cités sont ceux d'Angkor au Cambodge, construits entre le IX^e et le XIII^e siècle. Les grès verdâtres arkosiques et rougeâtres siliceux, dont les âges vont du Carbonifère au Jurassique inférieur, et la latérite sont les principaux matériaux de ces monuments, la brique ayant également été utilisée dans des monuments anciens construits entre le IX^e et le X^e siècle (l'art préangkorien et l'art dit d'Indravarman, notamment). L'emploi des grès se généralise au XI^e siècle, pour être exclusivement utilisés à l'époque d'Angkor Vât et à celle du Bâyon, avec les blocs de latérite.

Les blocs de latérite sont surtout employés pour des plates-formes, des murs d'enceinte (figures 7 et 8) et des pavements (figures 9 et 10). Les latérites utilisées sont rougeâtres (hématite dominante) à jaunâtres (gœ-

thite dominante) et sont de texture variable, les unes poreuses, les autres pisolithiques, les deux associant de petits galets. Pores et pisolithes sont millimétriques à centimétriques. En revanche, leur minéralogie est assez homogène, associant quartz et kaolinite aux oxydes de fer. D'après leur texture et la présence de grains de quartz anguleux, ces latérites dériveraient de grès ou de conglomérats. Leur origine géographique ne semble pas très documentée et, contrairement aux grès, leur âge est difficile à établir, faute de minéraux se prêtant à une datation facile (cf. conclusion). Quelques repères cependant : la majorité des latérites cambodgiennes se trouvent sur la plate-forme de 50 à 200 m d'altitude, comprise entre la zone deltaïque et le pays montagneux (« zone des collines ») et une épaisse carapace latéritique recouvre la terrasse fluviale du Mékong au Phnom Pô (province du Kratie), datée du Pléistocène inférieur.

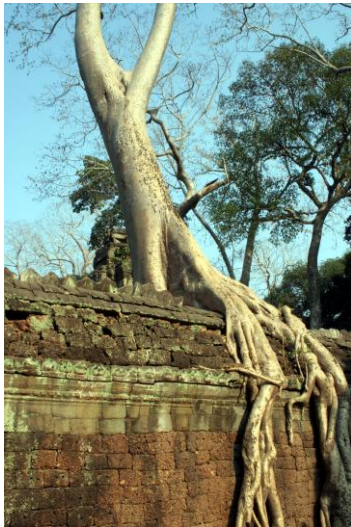


Figure 7. *Banien prenant ses aises sur la base d'un mur d'enceinte en latérite à Angkor Ta Prohm, 2010.*

Figure 8, à droite. *Mur de l'enceinte du temple d'Angkor Vât en latérite (à gauche) et en grès, 2010.*

Photos J.-M. Labouille.



Figure 9. *Pavement à Angkor Banteay Srei. Voie processionnelle est-ouest, 2010.*

Figure 10, à droite. *Pavement à Angkor Banteay Srei. Prasat principal dédié à Shiva, 2010.*

Photos J.-M. Labouille.

L'âge des monuments où elles sont employées est, lui, bien établi. Banteay Srei dédié à Shiva est daté de 967, Ta Prohm de 1186 et Angkor Vât fut construit vers le début du XII^e siècle par Suryavarman II pour honorer Vishnou.

À noter qu'en substruction, la structure vacuolaire de la latérite forme un bon isolant, ce qui a peut-être incité les Khmers à en faire usage pour protéger les grès poreux des dégradations dues à l'ascension de l'eau par capillarité. Mais, au final, c'est bien l'introduction massive de ces grès fins esthétiques et d'emploi aisé dans la construction et la statuaire qui a hissé les architectes khmers parmi les meilleurs bâtisseurs au monde.

La bauxite

À 9 000 kilomètres d'Angkor, un autre site sacré construit à la même époque (XII^e siècle), l'abbaye cistercienne du Thoronet (figure 11), située sur la commune du même nom, dans le Var, est une des « trois sœurs provençales » avec les abbayes de Sénanque et Silvacane.

Une variété de latérite est là également très présente sur le site, en affleurement et pierres volantes dans le périmètre (figure 11) et même dans la maçonnerie (figure 12) : la bauxite. Comme l'expliquait un intéressant bloc diagramme (figure 13), encore présent à l'entrée de l'abbaye en 2007, une grande partie de l'ancienne abbaye a été construite sur les dépôts de bauxite (en rouge), à la surface karstifiée du socle calcaire du Bathonien (Jurassique moyen) (en bleu clair). Ce que confirme la carte géologique du secteur (figure 14).



Figure 11. Abbaye du Thoronet, 2007.
Photo J.-M. Labouille.



Figure 12. Bauxite dans la maçonnerie de l'abbaye du Thoronet, 2007. Photo J.-M. Labouille.

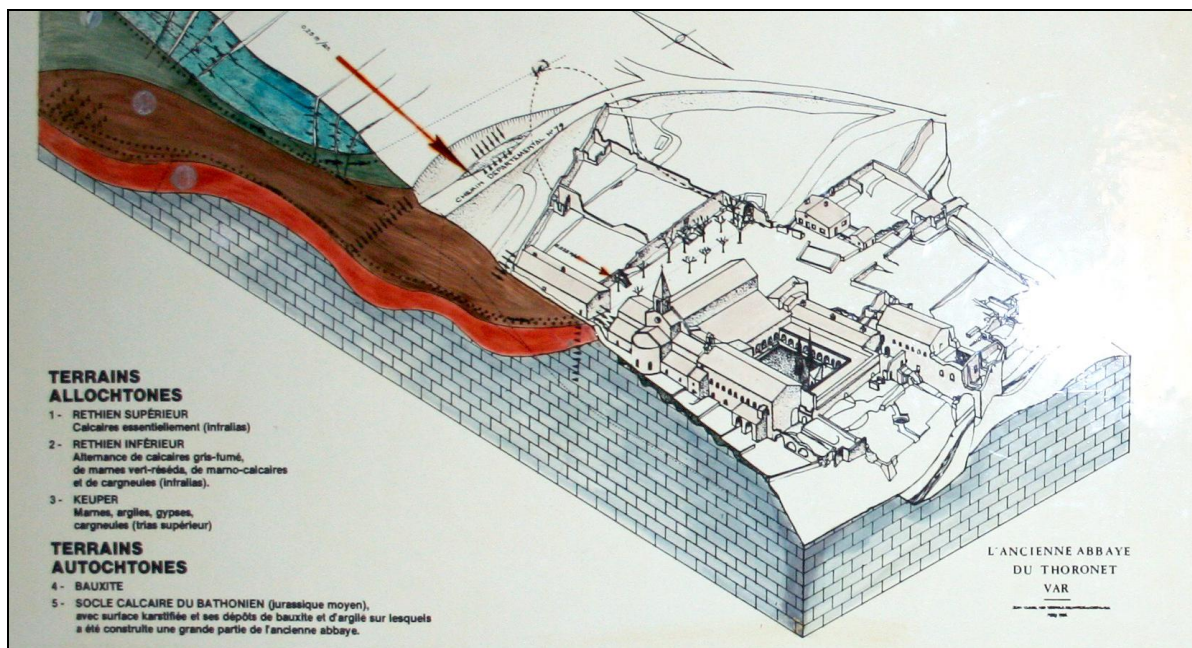


Figure 13. Bloc diagramme à l'entrée de l'abbaye du Thoronet, 2007. Photo J.-M. Labouille.

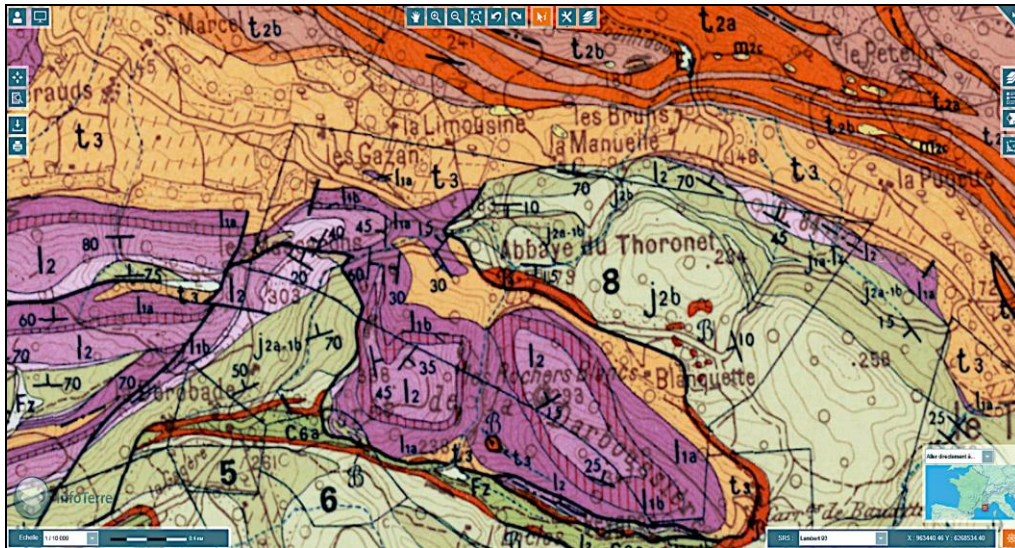


Figure 14. Carte géologique des environs de l'abbaye du Thoronet.
Les couches de bauxite sont en rouge ocre avec la lettre β . Source Infoterre.

S'agissant de la bauxite, son invention, son exploitation, son emploi etc., il y a lieu de se référer à l'article de Michel Gastou (2021). Nous dirons simplement ici quelques mots du rapport entretenu entre bauxite et latérite, qui peuvent être utiles pour la suite de cette note, quitte à rappeler des notions connues.

La bauxite est une roche qui fait partie de la famille des roches latéritiques. C'est une latérite alumineuse, rouge, rose ou blanche, qui n'est considérée comme minerais d'aluminium que si sa teneur en silice ne franchit pas un seuil d'environ 8 %. Comme les latérites en général, elle a une origine pédogénétique et résulte de l'altération supergène* de roches variées, sédimentaires, métamorphiques et ignées, sous des conditions climatiques tropicales humides (figure 15).

La figure 15 confirme que les bauxites ne forment qu'une partie des latérites, lesquelles se distribuent largement dans les zones climatiques tropicales. Elle montre aussi que des latérites anciennes peuvent être préservées à de plus hautes latitudes. On entend par latérites anciennes celles du Tertiaire, notamment en Europe et en Afrique. Elles permettent, dans une certaine mesure, de préciser les périodes où certaines régions étaient émergées et soumises à un climat chaud et humide et ainsi de reconstituer l'histoire géologique de la Terre.

Toutes les bauxites sont des latérites, mais il convient de distinguer les bauxites dites « latéritiques » et les bauxites karstiques.

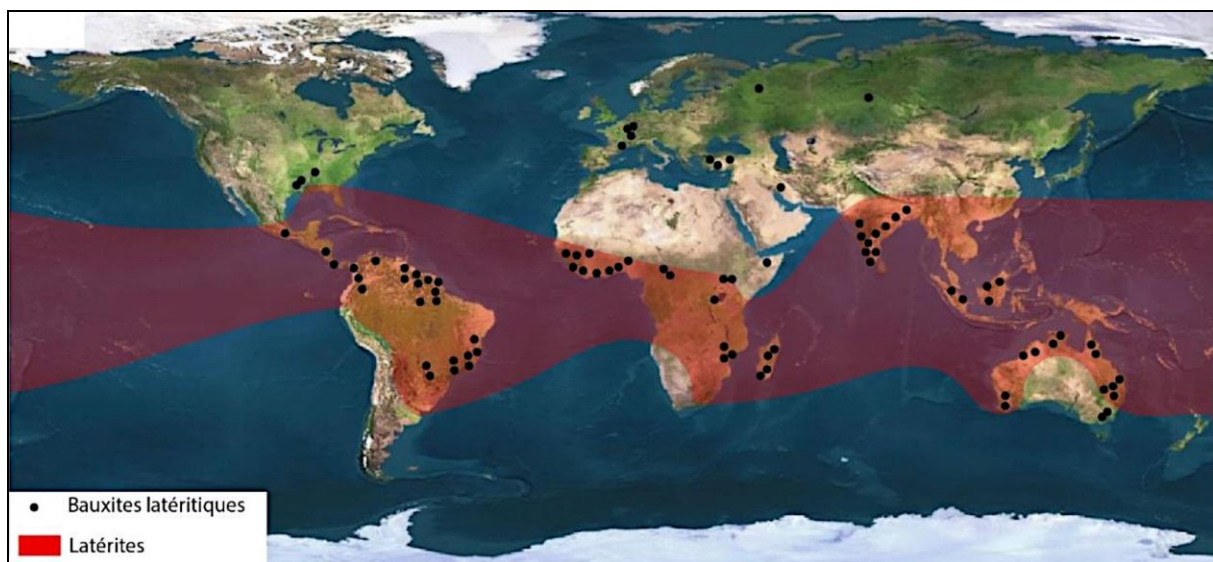


Figure 15. Lien entre le climat et la répartition des latérites et bauxites.
D'après Claire Ansart, 2022.

Les bauxites « latéritiques », fréquemment indurées, sont constituées d'oxyhydroxydes d'aluminium (gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$ monoclinique, boëhmite et diaspore $\text{AlO}(\text{OH})$ orthorhombiques) et d'oxyhydroxydes de fer (goëthite FeOOH et hématite Fe_2O_3). Les éléments alcalins et alcalino-terreux sont complètement lixiviés. La lixiviation du silicium peut être totale (bauxitisation directe), l'aluminium restant pour former la gibbsite, ou partielle (bauxitisation indirecte), le silicium restant se combinant alors avec une partie de l'aluminium pour former de la kaolinite, formation suivie par une dissolution de cette dernière et une néoformation de gibbsite. Ces deux mécanismes conduisent à la création d'horizons alumineux appelés « bauxites originelles », se traduisant notamment par une perte de cohésion de la roche-mère et une augmentation de la porosité. Ces « bauxites originelles » peuvent ensuite subir des modifications structurales, minéralogiques et chimiques aboutissant à la formation de « bauxites dérivées » (pseudo-bréchiques, nodulaires, pisolithiques).

Les bauxites présentent un « profil » caractéristique similaire aux autres latérites, comprenant, de la surface vers le bas, diverses séquences d'altération jusqu'à la roche-mère (figure 16). La formation de gibbsite démarre dans la saprolite* grossière (isaltérite inférieure), dans laquelle la structure et parfois la texture de la roche-mère sont conservées.

Il faut préciser que la pisolitisation* des « bauxites dérivées » est une étape de la dégradation des bauxites latéritiques sous variations climatiques. Pour faire court, si le climat devient plus humide (équatorial), des

déferruginisations locales regroupent le fer dans des nodules à cortex de goëthite, au sein d'une matrice alumineuse. Si le climat conserve une alternance de saisons tropicales humides et sèches, le remplacement de la gibbsite par la boëhmite sera favorisé, ainsi que, avec la migration du fer, le développement, sur les « bauxites originelles » de versants, d'une paragenèse à boëhmite-hématite en fond matriciel, puis à la formation de pisolithes* plus ou moins exclusivement alumineux.

Les bauxites « latéritiques » ont une répartition chronostratigraphique relativement étroite, entre le Crétacé et le Quaternaire. Elles sont rarement plus anciennes (bauxites carbonifères russes de Bielgorod). Par ailleurs, elles reposent sur des roches silico-alumineuses de nature variée, dont elles dérivent : syénites néphéliniques en Guinée et dans l'Arkansas ; basaltes ou dolérites en Allemagne, en Irlande, en Inde (trapps du Deccan), au Cameroun (Adamaoua) ; trachytes et andésites en Malaisie (Johore, Sarawak) ; schistes sédimentaires ou métamorphiques dans les Guyanes, en Guinée, au Ghana ; grès arkosiques en Australie (Queensland), etc. Leur paragenèse minérale assez simple fait essentiellement appel à la gibbsite, aux dépens des deux autres minéraux d'aluminium (figure 17 ; pour la gibbsite, voir aussi Labouille, 2022). Elles sont couramment riches en fer, rouges ou brunes, cavernueuses et concrétionnées, et sont intensément exploitées comme minerai d'aluminium dans de nombreux pays. La grande majorité des gisements économiques de bauxite appartient à cette catégorie.

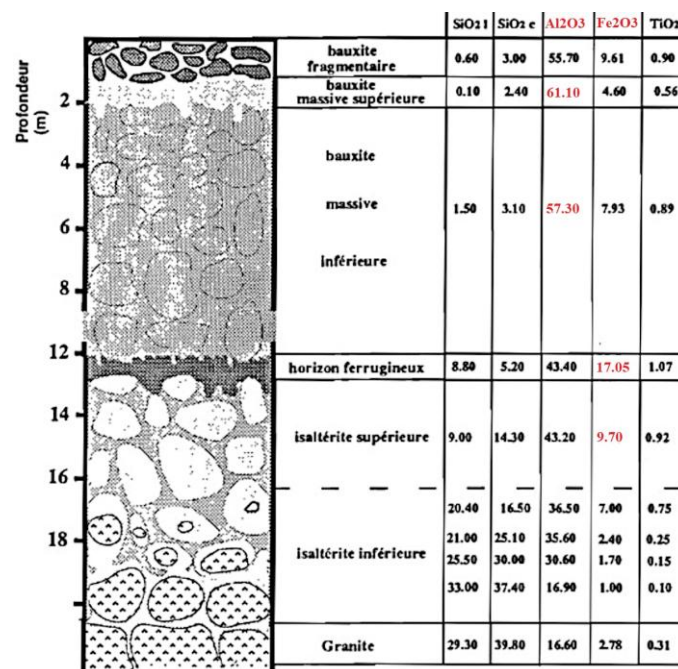


Figure 16. Profil bauxitique sur granite (Mont Tato, Côte d'Ivoire) : horizons et analyses chimiques. En rouge, les teneurs élevées. D'après Boulangé, Ambrosi et Nahon, 1993.

Des bauxites peuvent aussi remplir des poches de dissolution dans les calcaires, elles sont dites karstiques. Elles sont homogènes, bréchiques ou pisolithiques. Elles ont une répartition chronostratigraphique plus large que les bauxites latéritiques et leur paragenèse minérale est aussi plus variable.

Les bauxites de karst sont généralement à bœhmite dominante, comme les célèbres bauxites du Crétacé de Provence, qui ont été activement exploitées à Brignoles notamment (figure 18). Mais il en existe à diaspore (Pyrénées, Turquie, Oural sur Silurien et Dévonien, Sibérie sur Cambrien), voire à gibbsite dominante (Jamaïque sur Oligocène et Miocène). Deux sujets ont fait et font encore l'objet de débats au cas par cas. Il s'agit, d'une part, de la prédominance de l'un ou l'autre des trois minéraux de l'aluminium, d'autre part, de l'origine : s'agit-il, comme pour les bauxites latéritiques, d'argiles autochtones latéritisées sur place, ou au moins partiellement de matériel argileux allochtone venu d'ailleurs ?

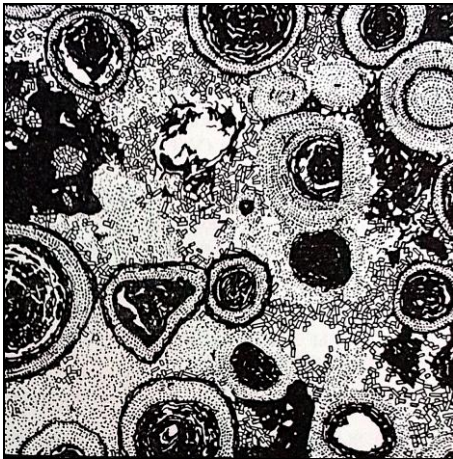


Figure 17. Bauxite « latéritique » à gibbsite, du Surinam. Pisolithes d'hydrates de fer engagés dans un ciment caverneux contenant goëthite, kaolinite et de nombreuses lamelles de gibbsite largement cristallisées. D'après J. Jung, 1963.

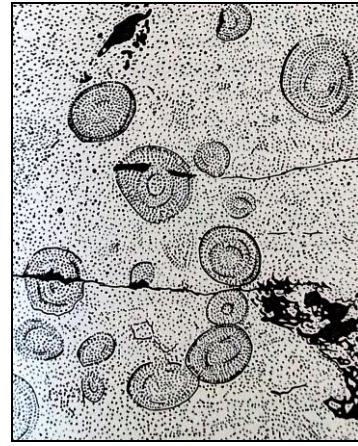


Figure 18. Bauxite « karstique » à bœhmite du Crétacé. Brignoles (Var). Pisolithes de bœhmite et kaolinite à enveloppe ferrugineuse, dans un ciment cryptocristallin de bœhmite. D'après J. Jung, 1963.

Les bauxites de Provence (Var, Bouches-du-Rhône) et du Languedoc sont des bauxites de karst (figures 19, 20 et 21). Dans l'Hérault, elle est stockée dans des poches dolomitiques à Bédarieux et à Cazouls-les-Béziers, et en couches à Villeveyrac. Les formations de bauxite latéritique ont été démantelées ici et leur profil aussi (figure 22).



Figure 19. Bauxite rouge collectée devant une des mines de bauxite à Brignoles (Var), le long de la Nationale 7, années 70. Bauxite blanche collectée aux Baux-de-Provence (Bouches-du-Rhône), années 80. Collection et photo J.-M. Labouille.



Figure 20. Carte géologique des environs de Brignoles. Les couches de bauxite sont en rouge ocre avec la lettre β, les mines sont notées Al. Source Infoterre.

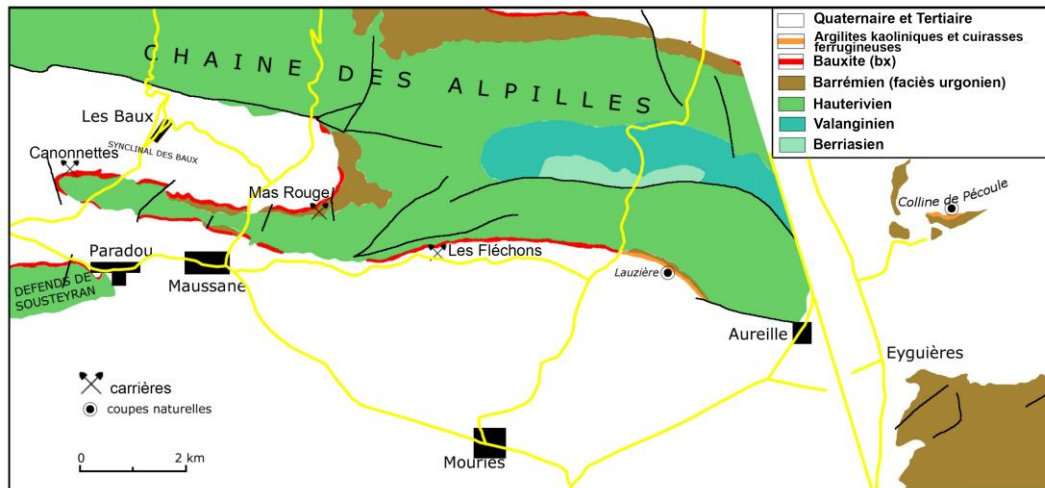


Figure 21. Carte géologique simplifiée de la chaîne des Alpilles et des environs des Baux-de-Provence. Les Canonnettes, les Fléchons et Mas Rouge sont trois anciennes exploitations. D'après Parron 1983.

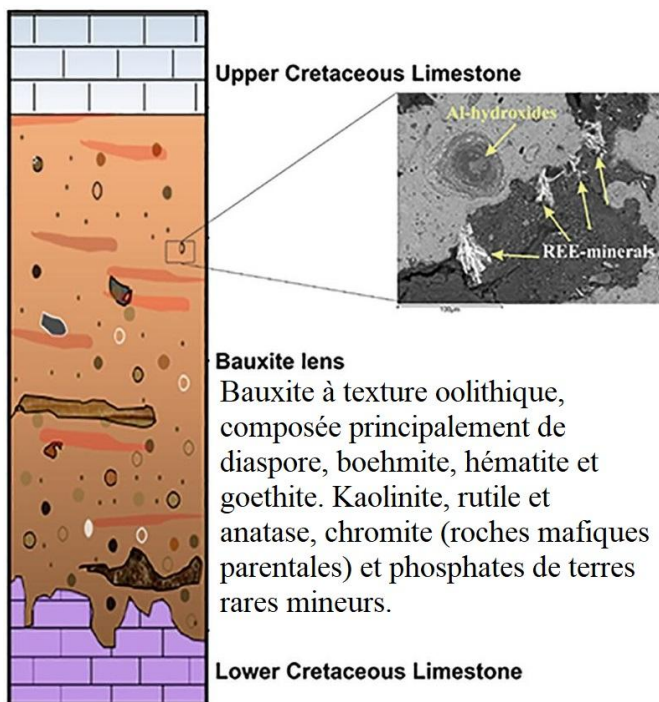


Figure 22. Profil schématique des bauxites karstiques de l'unité Parnassos-Ghiona (Grèce), encaissées dans des roches carbonatées du Crétacé et dérivant de roches mafiques. D'après Nicola Mondillo et al., 2022.

Les bauxites de karst contiennent plus d'aluminium (45 à 60 %) que les bauxites latéritiques (40 à 55 %) et moins de fer (10 à 30 % pour les rouges et <10 % pour les blanches, contre 20 à 30 % pour les bauxites latéritiques africaines). Ces gisements sont toutefois moins appréciés que les bauxites latéritiques, car le toit des gîtes peut gêner l'exploitation des bauxites de karst. Par ailleurs, les bauxites blanches, fortement déferisées et riches en Al, sont aussi trop riches en Si, ce qui les rend inaptes à une exploitation comme minerais d'aluminium.

Compte tenu des éléments rappelés au point 1 concernant l'altération selon les substrats d'origine, la bauxite peut être classée parmi les roches résiduelles selon la manière illustrée en figure 23.

La latérite nickélique : cas de la Nouvelle-Calédonie

Changement de décor. À 17 000 km du Var : Nouméa. Et un paysage néo-calédonien en vert et rouge, celui de latérites nickéliques, posées sur un substratum péridotitique (figures 24 et 25. Localisations sur la carte en figure 27).

Cette île est une partie émergée d'un continent qui a été appelé Zealandia, identifié récemment (Mortimer et al., 2017), comprenant également la Nouvelle-Zélande (figure 26). Zealandia était rattaché au Gondwana jusqu'au Crétacé supérieur (de 100 à 66 Ma), avec l'Australie et l'Antarctique. Ensuite Zealandia s'est effondré et a été en grande partie envahi par la mer, mais il demeure un continent, dont 94 % est actuellement sous l'eau, avec une croûte (tiretés rouges sur la figure 26) et des roches caractéristiques (rhyolite, granite, diorite, grauwacke, schistes, voir échantillonnages figure 26). Au nord-est de la Nouvelle-Calédonie, cette plaque continentale s'enfonce sous la plaque Pacifique qui est une plaque océanique. C'est une subduction assez inhabituelle, puisque ce sont généralement les plaques océaniques qui s'enfoncent sous les plaques continentales, comme c'est d'ailleurs le cas au sud-est de Zealandia. À la fin de l'Éocène (de 56 à 34 Ma), un morceau de plaque océanique a été obductée sur le continent, constituant la nappe des péridotites, représentée majoritairement en vert sur la carte géologique, notamment dans le sud de l'île (figure 27 et photos en figures 24 et 25).

Climats	Substratum silicaté	Substratum calcaire
Formations argileuses (climat tempéré/climat tropical altération limitée)	Arènes / terres rouges tropicales	Argiles de décalcification (argiles à silex du Bassin parisien ; <i>terra rossa</i> méditerranéenne)
Latérites ferriques (climat tropical altération poussée – Fe dominant)	Cuirasses	Sidérolithique (en poches dans les calcaires jurassiques du Berry, Périgord et Bourgogne). Minerai de Fe occasionnel, en grains, dérivé d'anciennes cuirasses latéritiques
Latérites alumineuses (climat tropical altération poussée. Al dominant)	Bauxites à gibbsite dominante. En place, mais peuvent avoir été remobilisées.	Bauxites à boëhmite ou diaspore dominante, en karst dans les calcaires. Provence, etc.

Figure 23. Classification des roches résiduelles les plus communes. D'après J. Jung, 1963.



Figure 24. Environs de Kouaoua, côte orientale, Province Nord. Région dominée par l'exploitation du nickel depuis les années 1890. Photo S. Labouille, 2018.

Figure 25, à droite. Parc de la Rivière bleue, côte orientale, Province Sud. Photo S. Labouille, 2018.



Figure 26. Limites spatiales de Zealandia. Carte de Stagpoole (2002), basée sur les données de Smith et Sandwell (1997). D'après Mortimer et al., 2017.

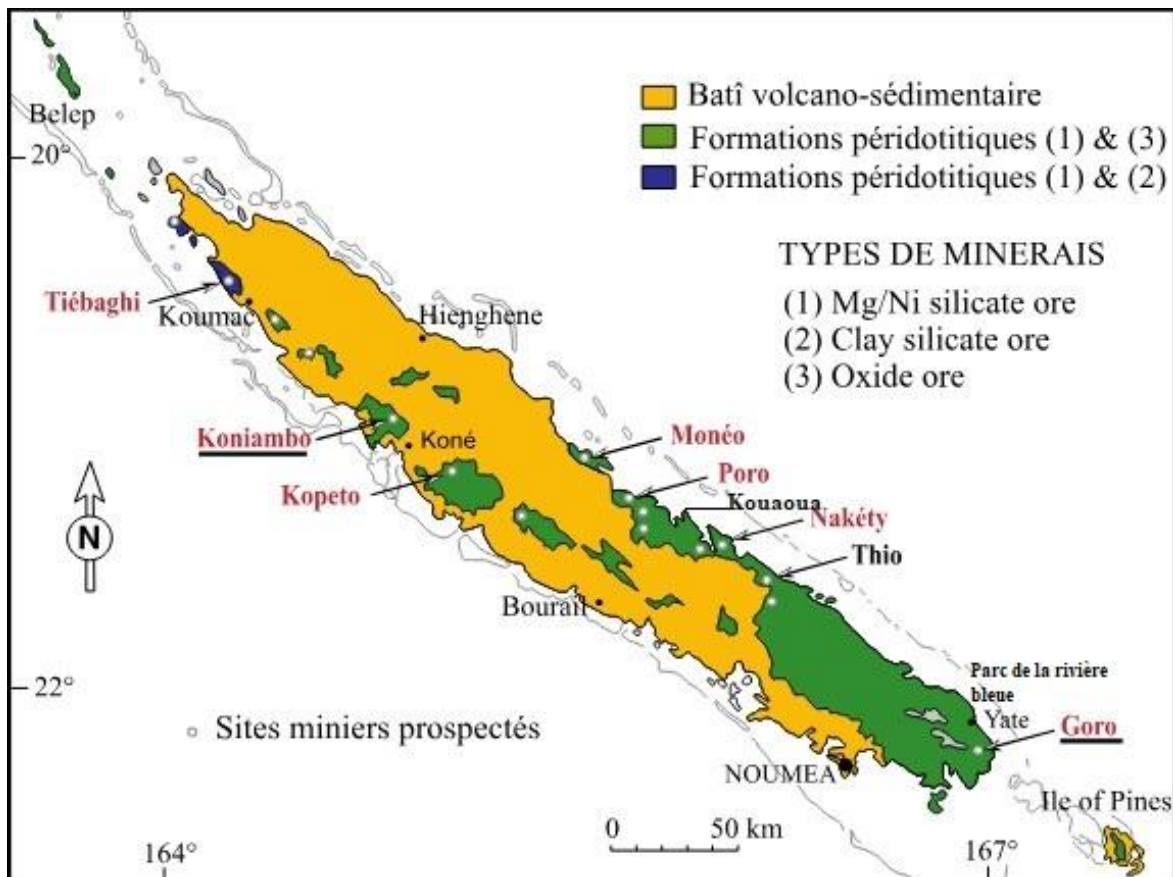


Figure 27. Massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie et principaux types de gisements : minerais silicatés Mg/Ni à deweylite et garniérite (1), les minerais silicatés à smectites ferrifères (2) et les minerais oxydés à oxydes de fer (3).
D'après Fritsch et Bailly, 2016.

La fracturation et la serpentinisation du manteau océanique, à l'origine de la mise en place de l'ophiolite calédonienne, se sont achevées à la fin de l'Éocène. Les formations péridotitiques de Nouvelle-Calédonie, essentiellement composées d'harzburgites alternant avec des passées à dunite et pyroxénite, proviennent du démantèlement, de l'altération et de l'érosion de cette nappe ophiolitique. La latéritisation de ces roches sous climat tropical a été initiée au début de l'Oligocène, suite à l'émergence de la Grande-Terre notamment. Ainsi, les latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie sont héritées de l'altération d'un des plus grands sites ophiolitiques de la planète qui s'est mis en place sur la ride de Norfolk, à la fin de l'Éocène.

Elles contiennent environ 1/4 des ressources en latérites nickélifères du monde, les autres sources de cette catégorie étant en Indonésie (Sulawesi et Halmahera), les Philippines (Surigao), Madagascar (Ambatovy), le Kazakhstan, l'Australie, le Brésil, Cuba, le Burundi (Musongati), la Côte d'Ivoire (Sipilou et Founbesso), etc.

Cette latéritisation, plus complexe que les précédentes, mérite quelques précisions, ne serait-ce que sommaires.

Nous retrouvons pour les latérites nickélifères, un « profil » caractéristique (figure 28), similaire aux autres latérites comprenant, de la surface vers le bas, diverses séquences d'altération jusqu'à la roche-mère, avec en plus ici un niveau à garniérite (figure 29), que nous allons détailler ci-après.

La différence majeure tient au fait que les séquences d'altération se caractérisent par une grande variabilité de la minéralisation et la présence de différents types de minerais susceptibles d'être exploités. On notera que les descriptions suivantes, qui portent sur la Nouvelle-Calédonie, ne lui sont pas spécifiques, car elles se retrouvent dans la plupart des couvertures latéritiques nickélifères développées sur roches ultrabasiques décrites à travers le monde.

L'altération aux dépens de la roche-mère ultrabasique (de 0,1 à 0,4 % NiO) affecte successivement ses deux minéraux principaux : noyaux de péridots et trame de rubans serpentineux. Les péridots laissent des cavités tapissées d'hydroxyde de fer résiduel, enrichi en nickel. Les cloisons serpentineuses sont progressivement épigénisées par des hydroxydes de fer fortement enrichis en nickel. Avant la disparition du maillage serpentineux, la roche altérée (faciès de saprolite*

grossière) constitue le minéral de nickel « silicaté » (de 2 à 3 % NiO). Au-dessus, le profil d'altération ne renferme plus que les hydroxydes épigénisant ces cloisons : c'est le minéral « latéritique » ou « oxydé » (de 1 à 2 % NiO). Dans les deux cas, l'épigénie* est le mécanisme essentiel de la formation des minerais de nickel supergènes.

Ainsi, trois grands types de minerais sont présents dans les latérites nickélifères : les minerais silicatés Mg/Ni à deweylite et garniérine, les minerais oxydés à oxydes de fer et les minerais silicatés à smectites ferriques (figure 27). Les deux premiers sont particulièrement abondants en Nouvelle-Calédonie. Ces deux types de minerais sont directement superposés, respectivement dans les niveaux saprolitiques et latéritiques des couvertures d'altération des massifs péridotitiques, bien drainés, présents dans toutes les parties de l'île. On est dans le cadre de systèmes assimilés à des karsts à nappe phréatique profonde et à drainages latéraux.

Rare en Nouvelle-Calédonie, le troisième type de minerais est plutôt observé à la base des profils d'altération dans des environnements moins bien drainés. Il n'est exploitable qu'au nord de la Grande Terre (région de Tiébaghi, figure 27).



Figure 29. Garniérine de Nouvelle-Calédonie.
Collection et photo J.-M. Labouille.

Détail du profil

À la base des profils d'altération dans le saprock,
(transition entre la roche-mère et la saprolite*)*

Ici sont particulièrement bien préservés les minerais du 1^{er} type : minerais silicatés hydratés Mg/Ni ou minerais silicatés à deweylite et garniérine. Ce sont des phyllosilicates faiblement cristallisés de la famille des serpentines, des talcs et des sépiolites, présents dans le réseau de fracturation des massifs péridotitiques. La garniérine regroupe plusieurs espèces de phyllosilicates nickélifères : la népouite $\text{Ni}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, la pimélite $\text{Ni}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, et de la willemséite $\text{Ni}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. La deweylite est un mélange amorphe de silicates de magnésium, tels que lizardite $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$ et chrysotile $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$.

Les amas minéralisés Mg/Ni à plages blanches (deweylite) et vertes (garniérine) sont associés à des remplissages ultimes de silice. Ils sont en place en profondeur, au sein du réseau de fracturation et serpentinisation des péridotites et démantelés et altérés dans les latérites de transition sus-jacentes. La figure 29 ci-dessus montre un encroûtement de garniérine sur le saprock* (harzburgite?), lui-même surmonté par ce qui paraît être de la deweylite orange ocre.

Les niveaux latéritiques

Comme toutes les latérites, celles-ci sont essentiellement constituées d'oxydes de fer (jusqu'à 95 %) mais aussi de chromite résiduelle mineure provenant de l'altération probable de niveaux de dunite.

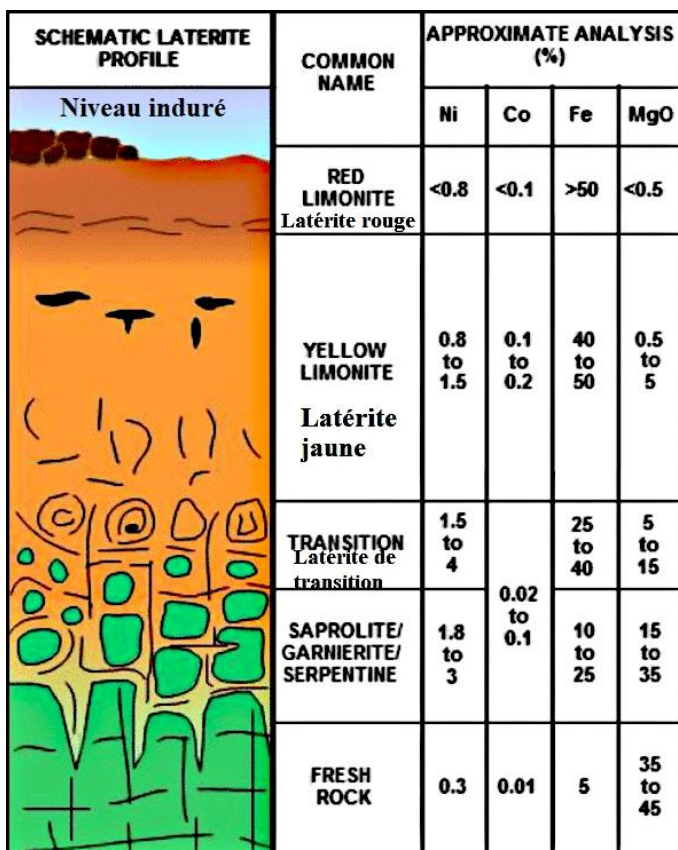


Figure 28. Profil schématique des latérites nickélifères.
D'après Elias 2002, in Kaczan et al., 2021.

• **La partie inférieure des niveaux latéritiques** (latérite de transition et latérite jaune sus-jacente) surmontent le manteau saprolitique. On y trouve les minerais du 2^e type : les minerais oxydés.

Il s'agit, d'une part, des minerais oxydés à Ni, constitués majoritairement d'oxydes de fer, surtout dans les latérites jaunes (principalement de la goëthite nickélifère ($\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$ – Substitution Fe/Ni)) et de faibles quantités de chromite (minéraux résiduels, très peu altérés), qui peuvent pénétrer dans la saprolite* par les fracturations sub-verticales des massifs péri-dotitiques.

D'autre part, des oxydes de Mn à Ni/Co (phyllo-manganates) peuvent aussi être observées dans des fractures des latérites de transition et parfois dans les latérites jaunes sus-jacentes avec des teneurs variables.

La famille des phyllo-manganates (principalement asbolane $(\text{Ni},\text{Co})_{2-x}\text{Mn}^{4+}(\text{O},\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, lithiophorite et birnessite) constituent là un second porteur important de nickel (et le premier de cobalt) sous forme d'amas minéralisés brun foncé à noirs. Ils se retrouvent donc dans les profils d'altération, à des niveaux plus élevés où les phyllosilicates des amas minéralisés Mg/Ni à deweylite et garniérite ont quasiment disparu.

• **Dans la partie supérieure des niveaux latéritiques**, au niveau des latérites rouges, les oxydes de fer ne sont plus exclusivement représentés par la goëthite comme dans les latérites jaunes, mais comportent également de faibles proportions d'hématite (Fe_2O_3) fortement colorante. La goëthite est globalement la phase minérale majoritaire, mais également la principale phase porteuse de nickel dans ces niveaux jaunes et rouges. À partir de la latérite rouge, les oxydes de manganèse disparaissent et la goëthite devient également la seule phase porteuse du cobalt, sachant que, globalement, la teneur en Ni et Co tend à s'appauvrir considérablement. Enfin, dans les niveaux indurés (cuirasses et pisolithes ferrugineuses), l'hématite devient plus abondante. Mais elle n'est pas seule, de faibles proportions de maghémite ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) sont également identifiées dans la partie supérieure de ces latérites et généralement attribuées aux feux de brousse qui engendrent une transformation thermique des oxydes de fer en présence de matière organique.

Ainsi, les principales différenciations observées de la base vers le sommet des latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie sont associées à une disparition progressive et localisée des amas minéralisés (d'abord à Ni puis à Co) associés aux phyllosilicates et aux oxydes de Mn ou, à défaut, de Fe, et à un rougissement et à un tassement progressif des matériaux latéritiques aboutissant à l'individualisation de niveaux indurés. Les teneurs en nickel (Ni pondéral) sont comprises

entre 30 % dans les veines silicatées les plus riches en Ni (garniérite) et moins de 2 % dans les minerais oxydés, avec des valeurs intermédiaires (< 4 %) dans les minerais silicatés argileux à smectites (pour mémoire).

Conclusion

Pour clore le sujet, on peut insister sur quelques aspects.

- L'épaisseur, l'ancienneté, la forte transformation par rapport aux roches-mères et la forte concentration de certains éléments dans ces altérites tiennent au fait que ces régions intertropicales sont pour l'essentiel constituées de plaques tectoniques stables et anciennes, à faible pente et avec peu d'érosion, du moins tant que la couverture forestière est importante (Congo, Amazonie...).

- Les latérites sont associées à des conditions environnementales et climatiques particulières (nappe d'eau fluctuante et/ou climat à saisons contrastées, précipitations intenses, drainage important) et elles sont présentes sur des hauts plateaux ou des surfaces d'aplanissement.

- Tous les systèmes latéritiques présentent un profil relativement similaire, qui est une structure verticale en différentes unités, avec toutefois des caractéristiques physico-chimiques différentes selon la nature de la roche-mère. Mais, dans le cas des latérites nickélifères, les changements de spéciation du nickel et du cobalt le long des profils d'altération sont assez spécifiques. Selon les stades d'altération, Ni est porté par les phyllosilicates, puis par les oxydes de fer et éventuellement de manganèse ; Co est porté par les oxydes de manganèse et finalement de fer.

- Les latérites présentent un intérêt scientifique, comme indicateurs des climats passés. En effet, les profils latéritiques se forment, de nos jours, dans la zone intertropicale sous un climat relativement chaud et humide, mais on peut les trouver préservés, à des latitudes plus élevées, témoins de climats chauds passés. Mais, par contre, la datation de leur formation reste compliquée (comme indiqué dans le passage sur Angkor), du fait notamment de la formation polyphasée des latérites et de la coexistence de multiples générations d'un même minéral formé lors de phases d'altération différentes. Seules des recherches complexes sur de rares vieux minéraux secondaires attendent d'épisodes d'altération successifs plus anciens sur de grandes échelles de temps, mais elles restent anecdotiques.

• Les latérites présentent un intérêt économique significatif, surtout pour l'extraction des métaux, que l'on trouve soit dans des gisements latéritiques au sens strict (aluminium, nickel), soit dans des gisements « latéritisés » (enrichissement secondaire transformant en minerais des concentrations primaires a priori peu rentables : fer, manganèse). Les bauxites sont pratiquement la seule source pour la production d'aluminium (Guinée, Venezuela, Surinam, Brésil). Les latérites de nickel fournissent actuellement 40 % de la production mondiale (70 % des réserves) grâce à d'importants gisements dans des pays tropicaux et surtout en Nouvelle-Calédonie. Les latérites fournissent également du fer (sur itabirites ou BIF (*banded iron formations** du Brésil, du Liberia, du Gabon, etc.), du manganèse (Gabon, Brésil), du cobalt (avec le nickel), mais peuvent aussi fournir des EGP (éléments du groupe du platine) ou de l'or en quantités, comme en Australie, où un très gros gisement assure la majorité de la production de métal précieux du pays, en Amazonie et en Afrique de l'Ouest (Mali). Enfin, certains minéraux dont le corindon et le zircon résistent à l'altération et s'accumulent dans les sols et les latérites, en se concentrant fréquemment dans des niveaux à graviers reposant sur les roches érodées qui les contenaient avant l'altération (niveaux gemmifères, riches en minéraux argileux et en sables en Birmanie, au Vietnam).

Glossaire

Altération supergène. Phénomènes physiques et chimiques (érosion, dissolution, recristallisation) qui se produisent dans la zone proche de la surface, suite à l'action de l'air, des eaux, du gel, etc. De nombreux minéraux secondaires, dits supergènes, se forment dans cette zone par dissolution de minéraux primaires. Cette formation s'applique surtout aux gisements de minerais, l'enrichissement se produisant près de la surface, ou aux formations karstiques creusées par l'action des eaux météoriques.

BIF - formations ferrifères rubanées. Roches sédimentaires très riches en fer (au moins 15 %), majoritairement archéennes et du Protérozoïque inférieur (de - 3 800 à - 1 900 Ma environ), à l'exception de celles liées aux épisodes *Snowball Earth* (épisodes Terre boule de neige) vers - 700 Ma. Dans l'océan primitif, milieu réducteur, le fer était en solution sous forme d'ions ferreux. La biosphère (notamment une photosynthèse cyanobactérienne) en a progressivement fait un milieu oxydant et l'oxydation de fer ferreux en fer ferrique correspond à l'apparition des dépôts de fer rubané. Le faciès classique est constitué d'alternances de lits de silice (plus ou moins ferrugineuse) et d'hématite (Fe_2O_3 , oxyde ferrique où le fer est sous sa

forme la plus oxydée Fe^{3+}). Ce sont toujours des formations sédimentaires marines. Très répandues, les BIF forment la grande majorité des minerais de fer du monde, surtout celles du Protérozoïque inférieur.

Épigénisation. Remplacement d'un corps chimique (cristal, matière organique) par un autre, avec dissolution préalable ou simple échange par diffusion, tout en conservant la morphologie initiale dans le détail, voire les structures internes d'origine, cellulaires ou cristallines.

Pisolithe ou pisolite (du latin *pisum* = pois). Notion granulométrique, correspondant à des éléments granulaires, noduleux, de taille supérieure à 2 mm avec une structure concentrique autour d'un nucléus. La différence avec les oolites (du grec *ōon* = œuf, par référence aux œufs de poissons) réside dans la taille, plutôt inférieure à 2 mm, et dans leur genèse. Les pisolites peuvent avoir une origine chimique, mais aussi organique. Les oolites ont une origine essentiellement chimique.

Saprock. La zone où le substrat rocheux (roche-mère) commence à se fissurer et à se décomposer est appelée *saprock*, ce qui signifie « roche pourrie » et cette zone peut être trouvée à des centimètres sous la surface, sous de minces sols, ou à plusieurs mètres, sous des sols épais. Ses fissures stockent de l'eau qui est essentielle pour la survie de nombreuses plantes et écosystèmes forestiers, lorsque l'eau stockée dans le sol s'épuise pendant l'été.

Saprolite. Roche généralement meuble et friable, à dominante argileuse, ce qui la distingue du régolithe, formation sableuse ; elle résulte de l'altération chimique d'une roche-mère, due à l'action du climat, de l'eau ou l'action hydrothermale, sans avoir été transportée (autochtone), tout en conservant la structure de la roche d'origine.

Bibliographie et sources iconographiques

Ansart C., 2022. Formation des latérites du bouclier amazonien : apports du couplage minéralogie - géochimie - géochronologie. Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay, école doctorale n° 579, Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG), 298 pages.

<https://theses.hal.science/tel-03646949v1/document>.

Bardossy G., 1965. La géochimie des bauxites et l'interprétation de leur genèse. Conférence au Muséum d'Histoire naturelle, 24 février 1965. *Bulletin bibliographique de pédologie* rédigé par la section de pédologie de l'O.R.S.T.O.M., tome XIV, 2, 2^e trimestre 1965, p. 5-7.

- Boulangé B., Ambrosi J.-P. et Nahon D., 1993. Latérites et bauxites. In Paquet H., Clauer N. (éd.). Sédimentologie et géochimie de la surface, colloque à la mémoire de Georges Millot. Paris (FRA), Académie des Sciences, 1993, p. 41-53.
- Carbonnel J.-P., 1972. Le Quaternaire cambodgien - Structure et Stratigraphie. *Mémoire ORSTOM*, n° 60, 248 pages.
- Chatelin Y., 1974. Les sols ferrallitiques - Tome III - L'altération. Initiations-documentations-techniques, n° 24 – ORSTOM Paris, 144 pages.
- Fritsch E. et coll., 2014. Analyse fine des minerais latéritiques ; approches pétrographique, minéralogique, géochimique et isotopique. Gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie. Volume III. CNRT « Nickel & son environnement », 158 pages.
<https://ird.hal.science/ird-02160820v1>.
- Fritsch E. et Bailly, L., 2016. Typologie des profils, caractérisation des latérites et identification des porteurs de nickel et cobalt : synthèse. Les gisements de nickel latéritique de Nouvelle-Calédonie, volume I. [Rapport de recherche] Programmes Nickal et Analyse fine des minerais. Tome Nickel et Technologie, CNRT Nickel et son environnement, 30 pages. ird-02160820.
- Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Schwarz D., 2004. Les placers à corindon gemme. *Le Règne Minéral*, 55, p. 36-47.
- Gastou M., 2021. Pierre Berthier et la bauxite. *Saga Information*, n° 385, p. 19-31.
- Jung J., 1963. Précis de pétrographie, roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives. 2^e édition. Éd. Masson, 320 pages.
- Kaczan W., Kudelko J., Wirth H., 2021. Szklary nickel deposit. A review and introduction to attempts in hydrometallurgical processing. *Mineral Economics*, 34, p. 315-322.
<https://doi.org/10.1007/s13563-021-00269-0>
- Labouille J.-M., 2022. La gibbsite, un composant de la bauxite, mais pas seulement... *Saga Information*, n° 387, p. 10-13.
- Legros J.-P., 2007. Les grands sols du monde. Presses Polytechniques et Universitaires romandes. Coll. Science & Ingénierie de l'environnement, 574 pages.
- Legros J.-P., 2013 Latérites et autres sols des régions intertropicales. Académie des Sciences et Lettres de Montpellier, conférence n° 4252, 09/12/2013, bulletin n° 44, p. 369-382.
- Mandimbiharison A., 2020. Caractérisations pétrographiques des profils latéritiques nickélifères d'Ambatovy Moramanga, Centre-Est de Madagascar. *Mada-Hary*, vol. 9, p. 39-56.
https://www.ac-sciences-lettres-montpellier.fr/academie_edition/fichiers_conf/LEGROS-2013.pdf
- Marchal H., 1928. Analyse d'ouvrage : Ph. Stern, Le Bayon d'Angkor et l'évolution de l'art khmer. *Bulletin de l'École française d'Extrême-Orient*, tome 28, n° 1, p. 293-305.
https://www.persee.fr/doc/befeo_0336-1519_1928_num_28_1_3125.
- Melfi A., Trescases J.-J., Barros de Oliveira S., 1979. Les latérites nickélifères du Brésil. *Cahiers ORSTOM*, sér. Géol., vol. XI, 1979-1980, p. 15-42.
- Menant O. et Oria M., 1964. Géologie. Programme africain et malgache. Éd. Hatier.
- Mondillo N., Di Nuzzo M., Kalaitzidis S., Boni M., Santoro L., Balassone G., 2022. Petrographic and geochemical features of the B3 bauxite horizon (Cenomanian-Turonian) in the Parnassos-Ghiona area : a contribution towards the genesis of the Greek karst bauxites. *Ore Geology Reviews*, 143 (2022) 104759.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104759>.
- Mortimer N., Campbell H.J., Tulloch A.J., King P.R., Stagpoole V.M., Wood R.A., Rattenbury M.S., Sutherland R., Adams C. J., Collot J., Seton M., 2017. Zealandia : earth's hidden continent. *GSA Today*, volume 27, 3, p. 27-35.
- Parron C. et Guendon J.-L., 1983. Bauxites et ocre crétacées du Sud-Est de la France. Mécanismes de l'altération des roches sédimentaires. *Travaux du laboratoire des Sciences de la Terre*, Saint-Jérôme, Marseille, série B, n° 23, 142 pages.
- Saurin E., 1954. XX. Quelques remarques sur les grès d'Angkor. *Bulletin de l'École française d'Extrême-Orient*, tome 46, n° 2, p. 619-634.
- Tardy, Y., 1993. Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Éd. Masson, Paris, 459 pages.
- Trescases J.-J., 1979. Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultrabasiques. Accumulation résiduelle et épigénie. *Sciences géologiques Bull.*, tome 32, n° 4, Rôle des épigénies dans l'enrichissement des gîtes minéraux météoriques : quatre exemples. p. 181-188.
https://www.persee.fr/doc/sgeol_0302-2692_1979_num_32_4_1564.
- Uchida E., Maeda N., Nakagawa T., 1999. The laterites of the Angkor monuments, Cambodia. The grouping of the monuments on the basis of the laterites. *Journal of mineralogy, petrology and economic geology*, volume 94, 5, p. 162-175.

Sites Internet

Voir notamment :

<https://www.mindat.org/>

<https://infoterre.brgm.fr/>