

Le système des grandes tourbières équatoriales

Roland Gaston SIEFFERMANN

Pédologue, Directeur de Recherche, ORSTOM

Introduction

Lorsqu'on regarde une carte de l'archipel indonésien, on ne peut manquer de remarquer le contraste entre l'île de Java et la partie méridionale de Bornéo que les Indonésiens appellent Kalimantan. Sur Java, on voit un dense réseau de routes et de voies ferrées, l'île est comme hérissée des noms de villes et on imagine les foules que cela signifie, tandis que sur la province de Kalimantan Centre qui lui fait face, on trouve à peine trois ou quatre localités de quatrième importance, pas de routes ni de voies ferrées, et la côte paraît déserte. Au vu de la carte, la raison de ce vide n'apparaît pas, la majeure partie du Sud de Kalimantan semble de basse altitude et a priori de pénétration facile : ce ne sont sûrement pas les 600 kilomètres de mer qui séparent Java de Bornéo qui ont empêché les nombreux navigateurs de l'archipel de coloniser ce littoral. Le meilleur moyen pour comprendre ce contraste consiste alors à se rendre par avion de Jakarta à Palangka Raya, capitale de la province de Kalimantan Centre.

Tout voyageur qui effectue ce vol est frappé par l'étendue vert sombre, uniforme, qu'il voit défiler dès que l'appareil survole Bornéo ; une surface parfaitement plane que n'entrecoupe que de loin en loin le reflet brillant d'un méandre de fleuve dont les berges semblent vides d'occupation humaine. Quand l'avion commence à perdre de l'altitude, il réalise que cette surface sombre est une imposante forêt, puis il remarque un scintillement incessant à travers la couverture végétale sombre qui défile, et il comprend, d'un seul coup, qu'il y a partout de l'eau sous ces arbres, de l'eau qui réfléchit la lumière à travers le feuillage, de l'eau sous des milliers de kilomètres carrés de forêt.

Il pense un instant avec inquiétude à ce qui se passerait en cas de panne de moteur, mais il est vite rassuré par la voix de l'hôtesse qui annonce l'atterrissage imminent. Pendant la descente, il voit plus nettement le paysage qui défile, des arbres de toutes tailles et de diverses couleurs, certains aux troncs clairs sans feuilles, d'autres tombés au sol en train de se décomposer et en dessous une surface marécageuse brune et rouille, entrecoupée partout de plages d'eau stagnante noire. Un paysage qui lui fait penser aux représentations des forêts du carbonifère des traités de géologie. Il a à peine le temps de se demander où se trouve, dans cet univers, la capitale et ses maisons, que subitement le sol sous l'appareil, devient d'un blanc aveuglant, comme s'il avait neigé ; mais il sait que ce n'est pas possible car il est sous l'équateur. Et déjà c'est le contact des roues avec une piste asphaltée posée sur une surface de sables blancs.

Puis c'est la sortie de l'avion, l'entrée dans l'atmosphère étouffante de chaleur et d'humidité. Tout au long de la route vers la ville, il voit des maisons en bois, couvertes de bardeaux, construites sur pilotis, auxquelles on accède par des passerelles de planches. Parfois, entre les maisons, poussent quelques rangées d'ananas séparées par de petites tranchées de drainage creusées dans la tourbe noire et remplies d'eau sombre qui stagne à fleur de sol. Ensuite, les maisons se font plus rares, mais ce qu'on pouvait prendre de loin pour des cultures se révèle, de près, n'être que des fougères et des buissons (*photo 1*). De partout, dépassent de cette repousse les restes d'une forêt, des troncs calcinés, d'autres couchés dans tous les sens, leurs racines mortes parfois tournées vers le ciel.

Quel contraste entre ce sombre paysage et celui de Java, si merveilleusement aménagé, quitté peu de temps auparavant. Sur les passages de sables blancs qui alternent le long de la route avec les surfaces noires des tourbes, l'aspect est moins déprimant car on peut marcher à sec sur un sol constitué de sable de quartz très pur et souvent très blanc. Il y a encore des rangées d'ananas autour des maisons auxquelles s'ajoutent, de temps à autres, quelques cocotiers et maniocs aux feuilles jaunes carencées. Dans les petites tranchées de drainage creusées dans le sable, se retrouve toujours la même eau couleur « coca-cola », toute proche de la surface.

Puis le ciel se couvre, devient sombre et d'un seul coup une averse d'une rare intensité s'abat sur le paysage et provoque rapidement des flaques d'eau, même à la surface du sable.

C'est ainsi que le voyageur découvre le plus souvent les deux unités majeures des basses terres de Bornéo, les tourbes et les podzols géants, ainsi que l'élément moteur de leur genèse : la pluie équatoriale.

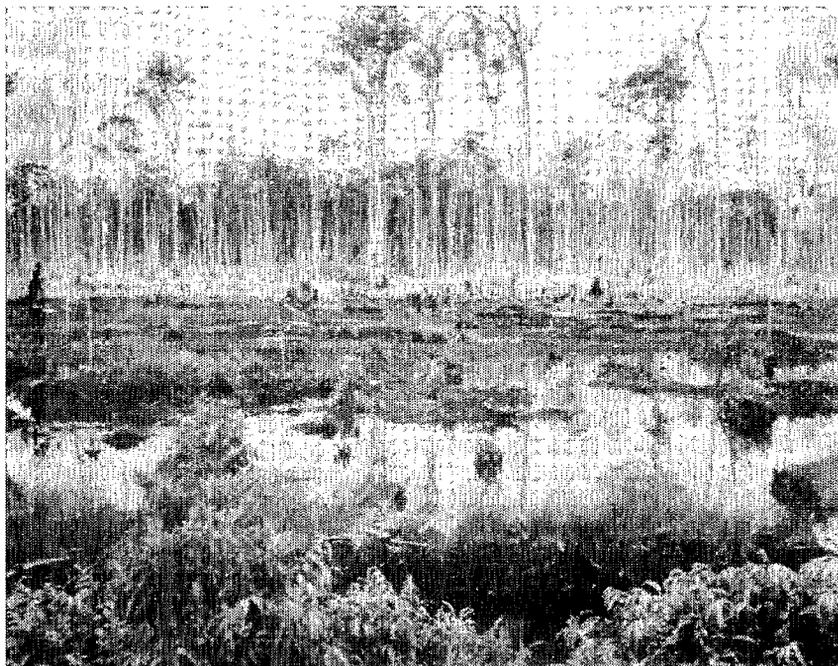


Photo 1. – TOURBIÈRE DE FORÊT APRÈS DÉFRICHEMENT, EN SAISON SÈCHE ; PRÈS DE PALANGKA RAYA, KALIMANTAN CENTRE (BORNÉO). (Photo Sieffermann)

I. Les types de tourbes et leur genèse

On sait généralement que les tourbes abondent dans les pays nordiques froids et humides, en Écosse, en Finlande, en URSS et au Canada, on sait moins qu'elles couvrent aussi des surfaces considérables dans la zone équatoriale, principalement en Amazonie et dans le Sud-Est asiatique. Tourbes et podzols couvrent, en Indonésie, une surface égale à la moitié de la France (*fig. 1*). En Amérique latine, on trouve leurs équivalents principalement sur la périphérie du bouclier guyanais, dans les bassins de l'Amazone, du Rio Negro et du haut Orénoque (voir *fig. 6*).

Les tourbes sont des accumulations de matière organique provenant généralement d'une végétation forestière en place qui, pour des raisons diverses, ne se décompose pas et s'accumule. Elles peuvent couvrir des millions d'hectares dans les régions équatoriales planes à drainage déficient.

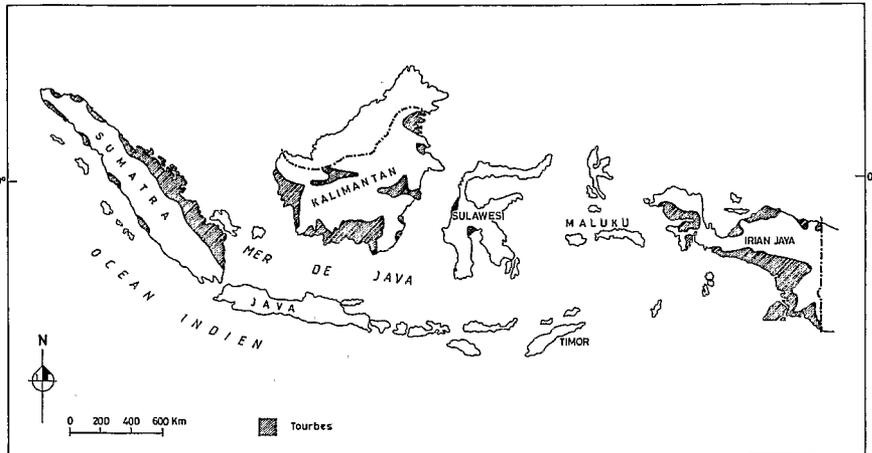


Fig. 1. - DISTRIBUTION DES TOURBES EN INDONÉSIE.

A. La genèse des tourbes

Tout le monde sait que « tourbe » signifie accumulation de matière organique, de résidus végétaux, ainsi que mauvaise décomposition, ou décomposition partielle de ces débris de plantes. Habituellement, la matière végétale qui tombe au sol est détruite dans sa presque totalité au cours d'un processus de décomposition biologique sous l'effet de la microflore et de la microfaune du sol. Cette décomposition est même tellement active sous les tropiques qu'il en résulte généralement une faible teneur en matière organique dans les sols, inférieure à celle des sols des régions tempérées, et ceci malgré une production de matière végétale très supérieure.

La décomposition de la matière organique est fondamentalement une réaction d'oxydation, et la vitesse de ce processus est une fonction exponentielle de la température. L'activité microbiologique et la quantité de matière organique détruite est ainsi trois fois plus élevée à 23°C qu'à 12°C et elle devient pratiquement nulle à 4°C. Le froid apparaît, par conséquent, comme un facteur essentiel de la mauvaise décomposition des matières végétales et c'est la raison pour laquelle les tourbes sont si fréquentes dans les pays nordiques. C'est encore la raison pour laquelle la teneur en matière organique des sols augmente avec l'altitude quel que soit l'endroit. Mais ce facteur ne joue évidemment aucun rôle dans la formation des tourbes équatoriales de basse altitude.

Le second facteur le plus souvent responsable de la mauvaise décomposition des matières végétales est la stagnation temporaire ou permanente d'eau, qui empêche, tout comme le froid, la destruction par oxydation des débris végétaux. C'est un fait bien connu que les

tourbes abondent dans les endroits où l'eau stagne. C'est l'eau qui est le facteur responsable de la formation des tourbes équatoriales dans les endroits topographiquement bas et fréquemment inondés. Ces tourbes sont dites tourbes topogènes.

Ces deux facteurs que nous venons d'examiner, l'eau et le froid, ne suffisent cependant pas pour expliquer toutes les accumulations de tourbe. A ces deux responsables principaux, il faut en ajouter deux autres moins connus qui peuvent également provoquer un processus d'accumulation de matière organique.

Le premier est l'aptitude des produits de décomposition organique à réagir avec les argiles de certains sols volcaniques pour donner des complexes organo-minéraux dans lesquels la composante organique devient moins biodégradable (Hetier, 1975). La simple observation permet souvent de les mettre en évidence. Dans la plupart des régions volcaniques, il est facile de trouver côte à côte des sols développés sur des laves de composition identique mais d'âge très différent. La teneur en matière organique du sol plus jeune est presque toujours supérieure à celle du sol sur roche plus ancienne. La différence est souvent importante, du simple au double ; de l'ordre de 700 t de matière organique à l'hectare contre 400 t à l'hectare pour le sol plus ancien et ceci sous végétation, climat et condition de drainage interne identique. Dans le sol plus ancien, la matière organique se dégrade normalement, dans le sol jeune il se forme des complexes moins biodégradables et la matière organique s'accumule davantage.

Dans les endroits à pluviosité élevée, cette augmentation du taux de matière organique peut entraîner des conditions internes de rétention d'eau qui auront tendance à ralentir de plus en plus la décomposition de la matière organique. Dans certaines situations d'altitude, ce processus est ainsi à l'origine de la formation de tourbières « hautes » où les conditions de stagnation d'eau s'auto-entretiennent par la suite.

L'accumulation de matière organique peut encore être entraînée par un ralentissement de l'activité microbiologique. Ceci se produit quand le lessivage du sol en éléments vitaux (K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , etc.) est si poussé que l'activité de la microflore et de la microfaune du sol s'en ressent.

De tels sols, hyper-lessivés, se forment dans les régions chaudes pluvieuses à partir de sédiments fluviatiles ou côtiers au cours de milliers d'années de lessivage pluvial. Ce sont les sols sableux dits podzols géants des régions équatoriales constitués, dans leur partie supérieure, par des mètres d'épaisseur de sables blancs, quartzeux, purs.

Néanmoins, ces sols sont toujours encore couverts par une végétation forestière basse qui se maintient même sur une dizaine de mètres de sables de silice pratiquement pure. Dans ces sols, le recyclage permanent du stock minéral que représente la forêt est la règle et explique son maintien. Les éléments indispensables à la vie des arbres

que contiennent les feuilles mortes sont libérés lentement, puis réabsorbés par les racines, et servent à nouveau à la végétation. Une très faible quantité seulement de ce stock est perdue, l'essentiel est recyclé. Ces forêts constituent des systèmes presque fermés de K, Ca, Mg, P et d'oligo-éléments.

Cet écosystème peut se maintenir semblable à lui-même pendant très longtemps. Néanmoins, l'addition des faibles pertes minérales pendant des siècles entraîne à la longue un ralentissement de l'activité microbiologique. Imperceptiblement, la décomposition de la litière ralentit et celle-ci augmente peu à peu d'épaisseur, même sur les interfluves en position d'excellent drainage. Au fur et à mesure que ce niveau organique mal décomposé s'épaissit, il retient de plus en plus d'eau ce qui ralentit toujours davantage sa décomposition. Le podzol géant finit ainsi progressivement par être enterré sous des mètres de tourbes même sur les lignes de partage des eaux. Cette transformation du profil de podzol en profil de tourbe s'accompagne d'un changement de la végétation. Les espèces adaptées au bon drainage du podzol géant disparaissent au profit d'espèces adaptées à l'eau stagnante du marais à tourbe.

B. Les grands types de tourbes

Les tourbes épaisses de basse altitude sont fréquentes dans les zones tropicales humides du Nouveau Monde et du Sud-Est asiatique, elles sont moins bien représentées en Afrique. En Amérique du Sud, on les trouve principalement dans les bassins de l'Orénoque et de l'Amazone et dans la zone de jonction de ces deux fleuves sur le haut Orénoque et le Rio Negro. Dans le Sud-Est asiatique, elles sont particulièrement abondantes à Sumatra, Bornéo et en Nouvelle-Guinée.

Dans une zone de tourbe épaisse comme celle de Kalimantan Centre à Bornéo, représentée sur la *figure 2*, la tourbe couvre tout le paysage ; mais celui-ci, tout en restant d'altitude inférieure à 60 m, est loin d'être plat. La zone de tourbe est traversée, tous les 30 à 40 km environ, par des fleuves séparés par des interfluves qui dominent les vallées d'une vingtaine de mètres. Dans cette couverture qui nivelle le paysage, on peut distinguer les tourbes des dépressions dans les endroits topographiquement les plus bas et les tourbes des interfluves sableux. A ces deux types principaux s'ajoutent celles que l'on trouve dans les positions topographiques intermédiaires, ainsi que les tourbes de berge qui forment une bande de largeur variable entre les fleuves et les tourbières des dépressions.

1. Les tourbes des dépressions

Les tourbières des dépressions des vallées majeures peuvent avoir plus de 20 km de largeur. Elles forment un plaquage légèrement bombé

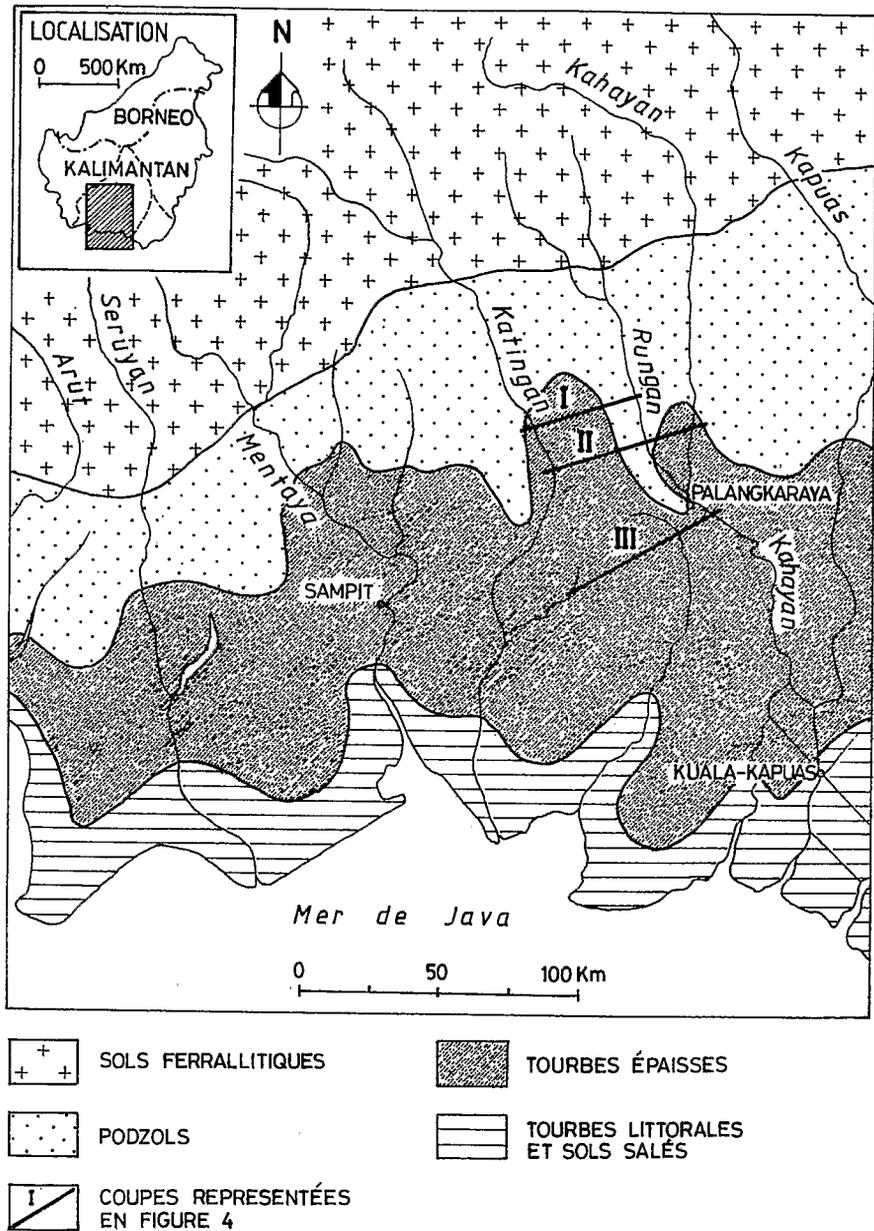


Fig. 2. – SUCCESSION DES GRANDS TYPES DE SOLS A KALIMANTAN.

de tourbe qui peut dominer en son centre de 5 à 8 m le plan d'eau moyen du fleuve. A Bornéo et Sumatra, la structure en dôme de ces tourbières de dépression a été mise en évidence par Anderson (1964), Andriess (1972), Tejoyuwono (1979), Diemont et Supardi (1987). Au centre, l'épaisseur de tourbe y dépasse souvent 15 m. Il faut mentionner que, dans les plus vastes d'entre elles, la partie centrale est souvent plane et parfois même en légère dépression. A cause de leur structure bombée, l'eau des fleuves n'y pénètre jamais, ce sont toujours des accumulations de tourbe d'eau de pluie.

Ces grandes tourbières sont entièrement couvertes de forêts souvent fort belles dans leur partie extérieure ; vers le centre, elles deviennent toujours plus basses avec des troncs de plus faible diamètre. Parfois au cœur, la forêt cède la place à une formation ligneuse extrêmement dense de 2 à 3 m de hauteur sous laquelle l'eau stagne le plus souvent en permanence.

En Indonésie, des compagnies forestières exploitent ces forêts par coupe sélective de certaines espèces. La sortie des bois se fait par rail avec un réseau à voie étroite posée sur des morceaux de troncs en guise de traverses (*photo 2*). Après exploitation d'un secteur, les rails sont démontés, récupérés, et transférés sur un autre site, et le périmètre est abandonné et laissé en régénération naturelle pendant une longue période. Dans ce type d'exploitation, les pertes en troncs sont élevées car l'établissement de la base de la voie ferrée absorbe une importante quantité de bois.

Les tourbes épaisses sont très difficilement utilisables pour l'agriculture, la riziculture n'y est pas possible. Les difficultés de mise en valeur viennent à la fois de leurs propriétés physiques et de leur composition chimique. Les tourbes épaisses sont pauvres en éléments nutritifs. Le fer, le cuivre et d'autres éléments indispensables aux plantes y sont bloqués sous forme de complexes organiques inutilisables. Certaines cultures arborées et arbustives sont possibles mais les troncs versent facilement du fait du manque d'ancrage dans le sol. La grande perméabilité des tourbes fait qu'elles peuvent très vite s'assécher en surface après défrichage entraînant un manque d'eau léthal pour les cultures vivrières qui ont un système racinaire généralement très superficiel. La surface d'une tourbe qui a séché se réhydrate très mal par capillarité. On peut éviter cette dessiccation par le maintien du plan d'eau à niveau stable à très faible profondeur mais ceci nécessite la construction d'un important système de contrôle à la fois de drainage et d'irrigation. Le plus souvent, la mise en valeur d'une zone à tourbe se heurte ainsi au coût élevé de cette poldérisation qui n'est pas compensé par la faible rentabilité du système.

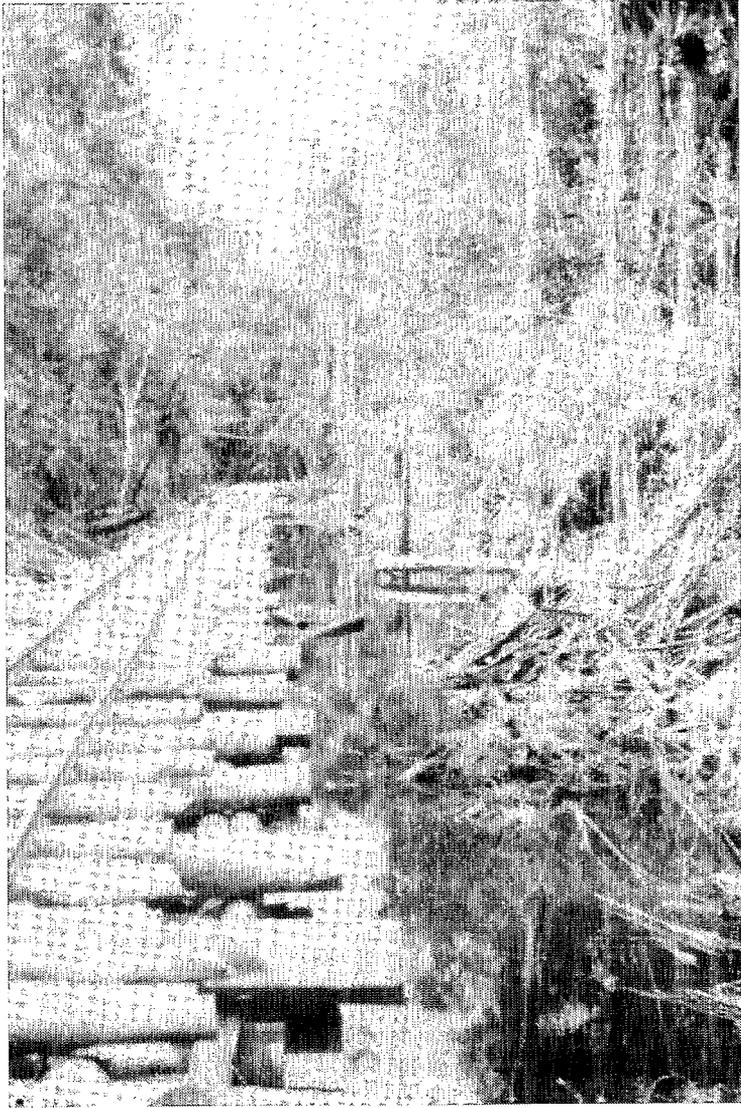


Photo 2. – VOIE D'EXPLOITATION FORESTIÈRE D'UNE TOURBIÈRE DE KALIMANTAN CENTRE (BORNEO). (Photo Sieffermann)

2. *Les tourbières des berges des fleuves*

Les tourbières qu'on trouve le long des fleuves en position intermédiaire entre les cours d'eau et les grandes tourbières de vallées majeures méritent une mention particulière. Leur tourbe contient une

quantité variable de matière minérale mélangée à la matière organique. Cette matière minérale très fine de la taille d'argiles et de limons est apportée par l'eau des fleuves qui pénètre dans ces tourbières en période de crue. A Sumatra et Bornéo, cette pénétration dépasse rarement le kilomètre à cause de la surface légèrement bombée des tourbières, du moindre débit des fleuves et de la surface irrégulière de la tourbe qui constitue un véritable piège pour les particules minérales fines. En Amérique du Sud, dans les bassins de l'Orénoque et de l'Amazone où, pendant des semaines, les crues peuvent dépasser 15 m, la surface affectée par le transport solide peut s'étendre sur une centaine de kilomètres de part et d'autre des cours.

Parfois, lorsque les fleuves drainent un amont ferrallitique comme, au Brésil, le Xingu et, en Indonésie, les fleuves côtiers de Bornéo, la nature minérale de la charge solide ne diffère guère de celle des sols du bassin : ce sont essentiellement des argiles kaolinitiques, du quartz très fin et des hydroxydes de fer associés à une petite quantité de mica très fin (*fig. 3*). Malgré la médiocre valeur fertilisante de cette charge minérale, le potentiel agronomique de ces tourbes dopées est très supérieur à celui des tourbes d'eau pluviale du centre des bassins et leur pH est nettement moins acide.

Au contraire, lorsque le bassin-versant est très vaste, il en va tout autrement : c'est le cas notamment pour l'Amazone où une importante part du matériel minéral transporté provient de la partie andine du bassin. Ce matériel est riche en minéraux à teneur élevée en éléments fertilisants : 22 % de montmorillonite, 20 % de mica, 10 % de feldspaths et 4 % de chlorites (Gibbs, 1967) (*fig. 3*) ; il confère alors aux tourbes des berges une grande fertilité potentielle.

3. *Les tourbes des interfluves*

La tourbe qu'on trouve sur les interfluves ne diffère fondamentalement de la tourbe des dépressions que par son altitude plus élevée. A Bornéo, ces tourbières peuvent se situer jusqu'à une vingtaine de mètres au-dessus de celles des cuvettes et peuvent avoir une largeur de près de 40 kilomètres. Elles couvrent le paysage d'un manteau continu qui peut dépasser 5 m d'épaisseur sur la ligne de partage des eaux (*fig. 4*). Elles sont, comme celles des dépressions, des accumulations de tourbe d'eau de pluie. Comme les autres, elles sont couvertes par une végétation forestière qui montre également, vers l'axe de l'interfluve, une nette tendance vers une forêt plus basse et plus serrée avec des troncs de plus faible diamètre.

Du fait de leur position topographique, l'exploitation forestière reste la seule utilisation possible de ces tourbières ; leur situation exclut l'irrigation et toute utilisation agronomique.

Des travaux récents montrent que ces tourbes sont, à Kalimantan,

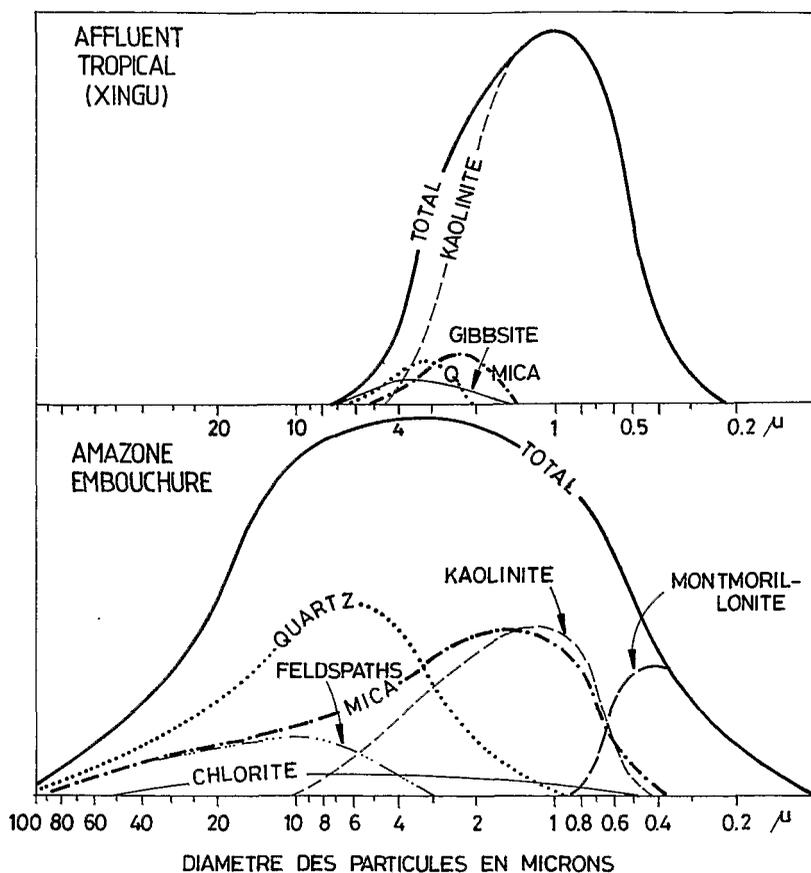


Fig. 3. — GRANULOMÉTRIE ET COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DU TRANSPORT SOLIDE DE L'AMAZONE ET DU XINGU (d'après Gibbs, 1967).

plus anciennes que celles des dépressions : leur âge C_{14} se situe autour de 6000 B.P. vers un mètre de la surface et dépasse 8000 B.P. à cinq mètres de profondeur (Sieffermann *et al.*, 1988) ; elles ne sont actuellement pas en voie d'accroissement mais se détruisent dans leur partie superficielle par oxydation. La vitesse de leur accroissement, qui était de plus de 20 cm par siècle vers 8000 B.P., a régulièrement diminué pour devenir nulle vers 3000 B.P. Depuis 3 millénaires, ces tourbes sont en voie de destruction et perdent environ 10 cm par siècle au centre de l'interfluve sous végétation naturelle.

Ce type de tourbières constitue, avec les tourbières des dépressions, l'essentiel des tourbières des basses terres de Kalimantan, de Sumatra et de la Nouvelle-Guinée indonésienne. Sur la figure 4 sont représentées

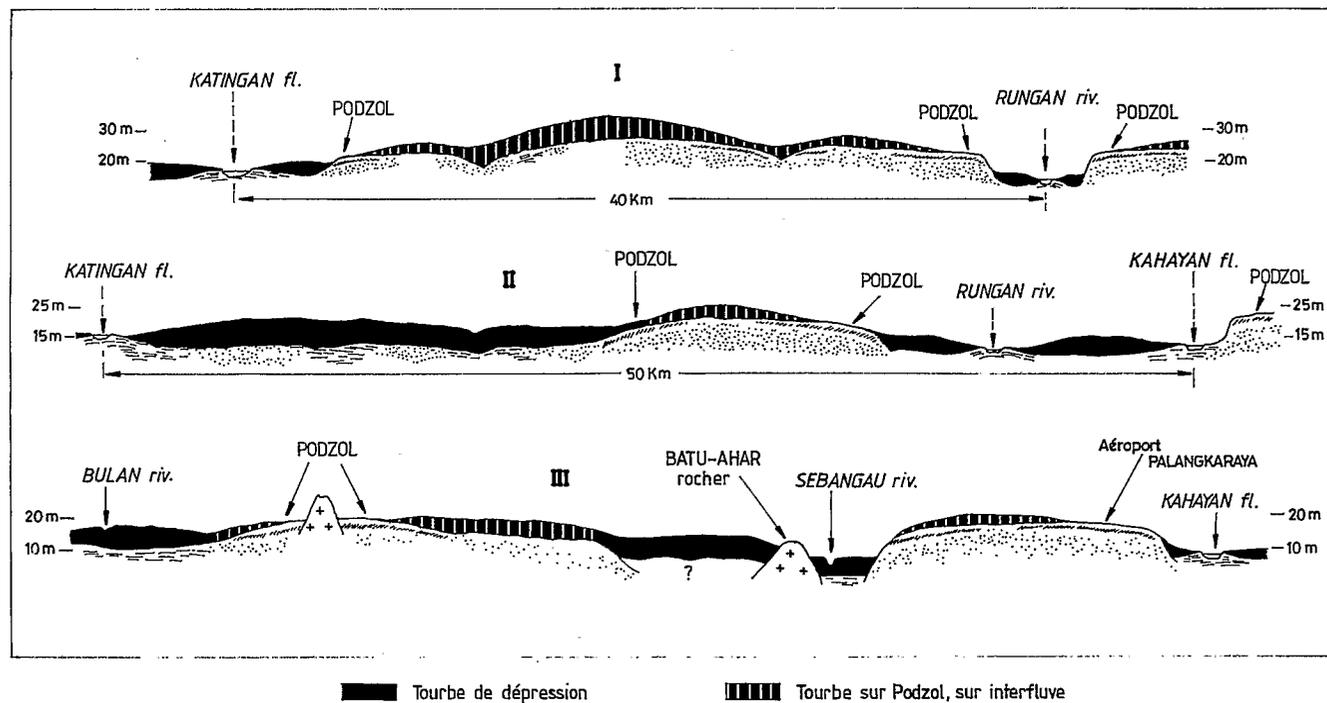


Fig. 4. — DISTRIBUTION DES TOURBES. ÉCHELLE VERTICALE EXAGÉRÉE. LES COUPES SONT LOCALISÉES SUR LA FIGURE 2.

trois coupes de l'interfluve Katingan-Kahayan à Bornéo montrant les rapports de position des tourbières d'interfluve sur anciens podzols et des tourbières de dépression.

4. *Les tourbières des zones littorales*

En aval, dans la zone littorale, s'observent des tourbes moins épaisses reposant fréquemment sur des sédiments d'eau saumâtre à pyrite. Ces tourbes dépassent rarement deux mètres d'épaisseur ; vers 10 à 30 km de la côte vers elles deviennent imperceptiblement plus épaisses et passent progressivement à des tourbes d'eaux pluviales. On les trouve dans toutes les régions équatoriales du globe, du delta de l'Orénoque en passant par les côtes guyanaises jusqu'à l'embouchure de l'Amazone, en Afrique occidentale et dans le Sud-Est asiatique.

De toutes les tourbes, ce sont celles qui ont le potentiel de fertilité le plus élevé, elles peuvent contenir jusqu'à 40 % de matière minérale. Ces tourbes reposent sur des vases littorales qui ont une composition minéralogique différente des sédiments qu'apportent les rivières. Leur fraction fine contient une proportion importante d'argiles à teneur en silice, magnésium, fer et potassium plus élevée que celle des argiles des dépôts fluviaux. Elles sont typiques de la sédimentation de milieu saumâtre, souvent encore salées, mais contiennent fréquemment de la pyrite qui peut être très gênante pour leur mise en valeur.

Ces tourbes à matière minérale marquée par le milieu marin sont d'un pH proche de la neutralité tant qu'elles ne sont pas drainées. En cas de mise en culture, on observe toujours une chute de pH, très variable, parfois très forte, difficile à prédire, et qui ne semble pas uniquement dépendre du taux de pyrite.

En cas de mise en culture, il faut toujours procéder très progressivement à leur drainage pour permettre aux pluies d'éliminer l'acidité au fur et à mesure de son apparition. Quand la position du site s'y prête, l'alternance régulière entre drainage et irrigation par de l'eau douce de rivière permet même la mise en culture de sols à haut risque potentiel d'acidification. Dans tous les cas, un drainage initial profond est à éviter.

II. *Les formations associées aux tourbes*

Les tourbes épaisses des régions équatoriales, s'articulent dans une séquence de paysage dont l'agencement n'est pas quelconque (*fig. 2*). En amont des tourbes, on voit presque toujours une auréole profondément lessivée à podzol géant et plus haut encore, un arrière-pays à pédogenèse ferrallitique.

A. Les podzols tropicaux et leur genèse

Cette première auréole, la plus étroitement imbriquée aux tourbes, est le plus souvent constituée de sols sableux, siliceux, qui sont morphologiquement semblables aux podzols des régions tempérées froides. Ces podzols tropicaux sont caractérisés par l'existence d'un horizon très blanc de sable quartzeux surmontant un niveau noir de matière organique, et rouille d'hydroxydes de fer et d'alumine. Ils diffèrent essentiellement de leurs homologues tempérés par l'épaisseur de leurs horizons. L'horizon blanchi, A2, qui dépasse rarement 50 cm en région tempérée, peut avoir 5 m d'épaisseur sous les tropiques. Il en est de même de l'horizon induré noir et rouille qui atteint fréquemment plus de deux mètres d'épaisseur à Kalimantan et en Amazonie. Ces sols ont été abondamment décrits au cours des dernières 40 années (Colmet-Daage, 1953 ; Vieira et Oliveira, 1962 ; Altenmüller et Klinge, 1964 ; Klinge, 1967, 1969 ; Andriess 1972 ; Turenne, 1975 ; Flexor *et al.*, 1975 ; Hoffmann et Nitsch, 1986 ; Tompson, 1986).

Les cinq mètres de sables blancs et meubles de l'horizon A2 d'un podzol géant ne sont pas venus se déposer sur le niveau induré sombre comme pourrait le suggérer la limite souvent très tranchée des deux horizons. Les podzols géants se sont formés à partir de matériaux sablo-argileux jaunes très semblables aux sédiments que déposent les fleuves actuels ; c'est-à-dire un matériel ayant plus ou moins la même composition que les sols ferrallitiques de l'arrière-pays, essentiellement constitué de graviers et de sables quartzeux, de kaolinites et d'hydroxydes de fer. Le percolage de la pluie équatoriale, pendant plus de 30 000 ans, a fait le reste et créé l'horizon blanc dans lequel ne subsiste que du quartz. Car n'oublions pas qu'avec une pluviosité voisine de 3 m par an, qui n'a probablement pas été très différente par le passé, une colonne d'eau de pluie d'environ cinquante kilomètres de hauteur a ainsi percolé lentement à travers ces sols au cours des 30 derniers millénaires. On serait plutôt en droit de s'étonner qu'un tel lessivage n'ait pas donné plus de 5 m d'horizon blanchi. Mais ceci s'explique par le fait que le quartz lui non plus n'est pas insoluble sous les climats équatoriaux. Lorsque nous regardons 5 m d'horizon quartzeux de podzol, il faut se dire qu'il y avait là bien davantage de matière minérale, elle est partie, solubilisée, vers l'aval, vers des lagunes d'eau douce ou saumâtre, et surtout vers la mer.

A cause de ce lessivage prolongé, les podzols tropicaux sont des formations particulièrement pauvres en éléments indispensables à la vie des plantes. La forêt sur podzols représente un stock d'éléments minéraux vitaux limité, sans cesse recyclés (*photo 3*). Ce recyclage se déroule dans la partie tout à fait supérieure du sol et c'est la raison pour laquelle le système racinaire est toujours très concentré dans le haut du profil : les racelles envahissent la litière où se libèrent le



Photo 3. – FORÊT SUR PODZOL TROPICAL GÉANT A KALIMANTAN CENTRE (BORNEO).
L'HORIZON A2 DU PODZOL AFFLEURE SUR LA PISTE (Photo Sieffermann).

potassium, le calcium et le phosphore nécessaires à la vie de la forêt ; tandis que les horizons moyens et profonds de ces sols sont d'une extrême pauvreté en éléments nutritifs.

L'affirmation « belle forêt, bon sol » qu'on entend malheureusement souvent est présentement totalement fausse. Notons au passage que couper une forêt sur podzol géant, pratiquer un brûlis qui libère la totalité du stock de surface emporté dès la première averse vers la mer, constituent un désastre écologique. Les forêts sur podzols sont des écosystèmes d'une très grande fragilité, comme beaucoup d'autres d'ailleurs sous les tropiques.

B. L'amont ferrallitique et son apport

On peut s'étonner de trouver ce paragraphe dans un texte qui traite de tourbes, mais si on rappelle que le potentiel de fertilité d'une tourbe dépend grandement du substratum sur lequel elle se développe, cela surprend moins. Les tourbes à potentiel agronomique élevé reposent sur des sédiments marins littoraux et les moins bonnes sur des sables d'apport de l'arrière-pays. Les premières forment l'auréole la plus proche de la mer, les secondes sont plus à l'intérieur (*fig. 2*). Cette disposition zonale, particulièrement nette à Bornéo, n'est pas due au hasard.

Les sédiments littoraux marins, sous les tourbes récentes, sont plus fertiles et ont une composition minéralogique différente de celle des sols ferrallitiques ; ils contiennent une proportion importante d'argiles à teneur en silice, magnésium, fer, et potassium plus élevé que les argiles des sols de l'intérieur. A Bornéo, ces sédiments côtiers ne peuvent provenir que des sols de l'île ; pourquoi alors sont-ils différents et plus fertiles ? C'est pour essayer de répondre à cette question, qu'il est bon de voir ce qu'apportent l'amont et la mer aux sédiments littoraux sur lesquels se développent ces tourbes à potentiel agronomique plus élevé.

En milieu équatorial humide, la formation des sols est principalement conditionnée par deux processus opposés : l'altération et l'érosion.

Le premier correspond à une destruction totale des minéraux des roches mères par l'eau, l'altération progresse avec une certaine vitesse et évacue près des deux tiers de la roche sous forme soluble. Les éléments les moins solubles restent, s'organisent et forment les minéraux caractéristiques des sols ferrallitiques ; essentiellement des kaolinites (silicates d'alumine) et des oxydes et hydroxydes de fer et d'alumine.

Le second processus, l'érosion, progresse aussi avec une certaine vitesse et emporte en suspension dans l'eau les minéraux des sols élaborés dans le processus précédent.

Dans la zone équatoriale, les sols ne sont que la visualisation d'un équilibre entre ces deux phénomènes, entre la vitesse d'hydrolyse et celle de l'érosion superficielle. L'érosion enlève imperceptiblement, mais continuellement, à peu près la même quantité de sol que celle qui se néoforme à partir des roches dans le même laps de temps. Ce départ de sol, d'argile, on peut le voir, le mesurer, il n'est autre que le transport solide des fleuves et des rivières. Ce qu'on a tendance à oublier, parce qu'on ne le voit pas, c'est le transport soluble, qui représente, dans le même temps, une quantité double de matière, emportée vers la mer, sous forme ionique. Ceci a été montré par de très nombreux auteurs (Bonifas, 1959 ; Lelong, 1964 ; Delvigne, 1965 ; Sieffermann, 1969 ; Tardy, 1969 ; Millot, 1970). On saisit mieux l'importance du processus quand on réalise qu'un bloc de 3 kg de basalte ne donne, après altération totale, qu'un kg de sol, et que deux kg de ce bloc partent, discrètement, invisiblement, sous forme soluble, ionique ; la silice forme la moitié des deux kg évacués, ceci est fondamental. Ces départs de matière sont représentés schématiquement dans la partie droite de la figure 5.

En d'autres termes, pour chaque quantité de sol que nous voyons, à Bornéo, au Matto Grosso ou sur le bouclier guyanais, une quantité identique de silice est partie vers la mer. Compte tenu de la très faible teneur en silice de l'eau de mer (inférieure à 0,5 ppm), le problème se pose alors de savoir ce qu'est devenue cette masse de silice dans la zone littorale.

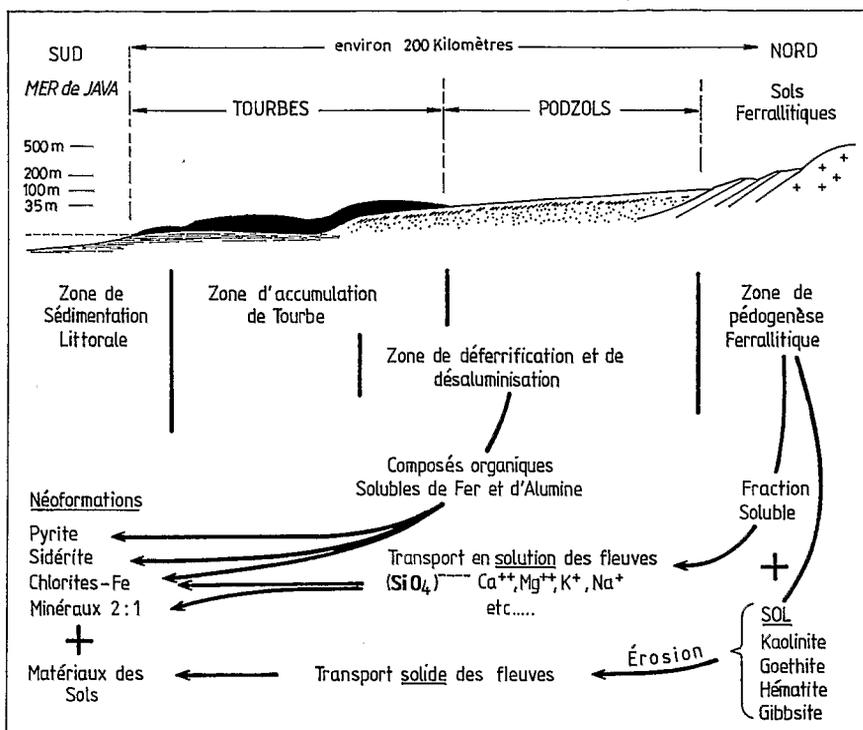


Fig. 5. - TRANSFERTS DE MATIÈRE DANS LES PAYSAGES A TOURBES DE KALIMANTAN.

Cette question n'est actuellement pas résolue. L'eau de mer seule, en principe, ne précipite pas la silice soluble ; mais on sait que celle-ci peut alimenter la croissance des petits cristallites d'argiles qu'apportent les fleuves. C'est probablement dans cette voie qu'il faut chercher l'origine des argiles à plus forte teneur en magnésium et potassium et à rapport silice/alumine plus élevé de la zone littorale. En outre, à cet apport de silice s'ajoutent le fer et l'alumine qui nous viennent des zones podzolisées sous forme de complexes organiques et qui sont vraisemblablement à l'origine des argiles spéciales, les chlorites ferri-fères, que contiennent également ces sédiments (Tancredi *et al.*, 1975).

Le minerai de fer de Lorraine aurait une origine semblable : ses principaux constituants, les chlorites ferri-fères et la sidérite (Bubenicek, 1970), paraissent s'être formés dans la zone littorale par un mécanisme similaire à partir de fer venant en solution des sols tourbeux et podzolisés du continent.

Ainsi, on peut résumer en disant que les produits fins qui se déposent dans la zone littorale sont des mélanges d'argiles hérités de sols et

d'argiles transformées par aggradation dans le milieu saumâtre avec incorporation dans leur structure de magnésium et de potassium de l'eau de mer. A ceux-ci peuvent s'ajouter des minéraux de néoformation comme la sidérite (carbonate de fer) (Tancredi *et al.*, 1975) et la pyrite (sulfure de fer) qui tire son soufre des sulfates de l'eau de mer (Postma, 1982). On comprend mieux, dans ces conditions, la plus grande fertilité des tourbes développées sur de tels sédiments ; elles doivent leur richesse relative à la plus grande teneur en éléments nutritifs des argiles sous-jacentes.

III. Le devenir et le marquage des paysages par les tourbes

A. Tourbières et déferrifications

Dans la cuvette amazonienne, on trouve un certain nombre de formations géologiques et pédologiques blanches et déferrifiées de très grande extension qui semblent à première vue sans relation avec des tourbes. En effet, ces dernières sont actuellement localisées surtout près du littoral atlantique et dans le Nord-Ouest du bassin sur le Rio Negro qui tire d'ailleurs son nom de ses eaux noires tourbeuses (*fig. 6*).

Ce sont d'abord dans le Para et au Nord de Manaus, de vastes étendues de sols quartzeux blancs qui sont des podzols tropicaux géants (Sombroek, 1966 ; Vieira, 1971) que l'on retrouve dans les Guyanes et sur la bordure sud-est du bassin de l'Orénoque.

Ce sont ensuite, sur le Rio Jari, des bauxites blanches déferrifiées, mais que l'on retrouve aussi au Suriname, dans les Guyanes, cette fois-ci au contact de tourbes ; un lien a été suggéré entre leur déferrification et la matière organique des tourbes.

Ce sont enfin, à la limite nord et sud des sédiments de la cuvette amazonienne, deux vastes auréoles, chacune de plus de 2 000 km de long et de plus de 100 m d'épaisseur de sédiments argileux blancs déferrifiés constitués de kaolin presque pur (Jenks, 1956 ; Sombroek, 1962, 1966 ; Campos, 1974).

De plus, on a décrit, dans les sédiments quaternaires de l'estuaire de l'Amazone, des couches de sidérite, de carbonate de fer presque pur, à texture argileuse (Tancredi *et al.*, 1975) et, là encore, un lien a été suggéré entre la formation de ces sidérites et la déferrification par des produits organiques des vastes dépôts de kaolinites précédents.

Le gigantisme du bassin amazonien, presque 12 fois la France, qui s'étend d'est en ouest sur plus de 5 000 km et autant du nord au sud, est tel qu'il est malaisé d'établir les relations qui existaient par le passé entre ses différentes formations et des tourbes aujourd'hui disparues. Ceci est d'autant plus difficile que l'histoire de ce bassin est complexe.

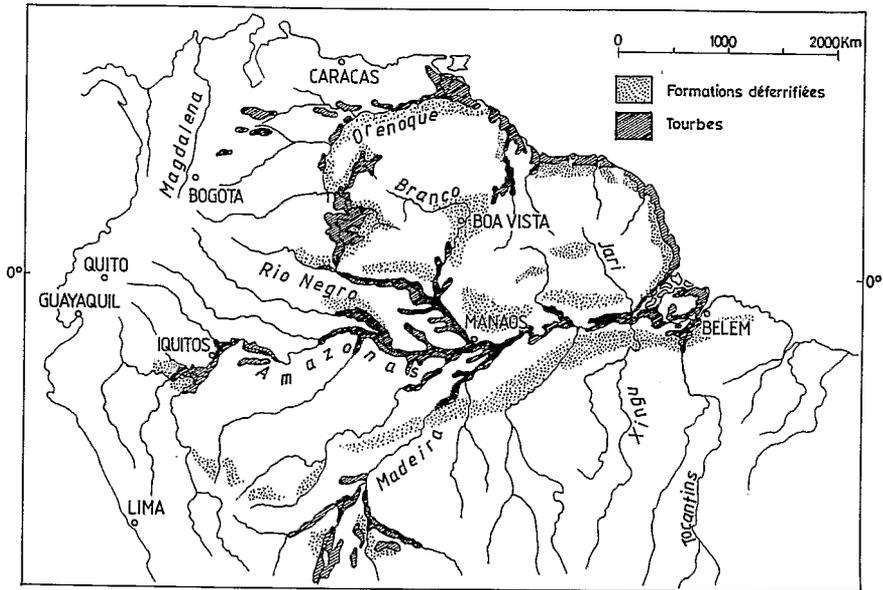


Fig. 6. — DISTRIBUTION SCHÉMATIQUE DES TOURBES ET DES FORMATIONS DÉFERRIFIÉES EN AMÉRIQUE LATINE ÉQUATORIALE.

L'Amazone semble avoir existé tout au long du Secondaire, du Primaire et probablement aussi du Précambrien, mais il ne s'écoule pas à l'époque vers l'Atlantique. Au début du Tertiaire encore, c'est, selon Jenks (1956), une vaste plaine drainée vers le Pacifique en direction d'un prolongement du golfe actuel de Guayaquil. La surrection andine, qui ferme au Miocène supérieur cet écoulement vers le Pacifique, forme un lac immense d'eau douce, et force ainsi les eaux à se frayer un passage vers le nord-est via l'Orénoque tout d'abord, puis enfin vers l'est, en direction de l'Atlantique donnant au bassin sa configuration actuelle.

Compte tenu de ce passé, les argiles des deux grands gisements de kaolin blanc seraient alors les produits d'érosion des sols du bouclier guyanais et du Mato Grosso déposés dans le lac Tertiaire. Le problème, c'est que ces sols étaient rouges au départ, et contenaient, comme les sols actuels, de la goéthite et de l'hématite ; il est alors permis de penser que ce lac avait de vastes bordures de tourbe, comme de nos jours les plaines littorales de Bornéo, et que ce sont les composés solubles de ces tourbes qui ont déferrifié les argiles au fur et à mesure de leur dépôt.

En Amazonie, on ne peut qu'imaginer le mécanisme et supposer l'existence de tourbes aujourd'hui disparues ; à l'heure actuelle ne

subsistent plus que deux immenses gisements de kaolin. A Bornéo, au contraire, sous des conditions climatiques voisines, les relations entre la tourbe et les formations déferrifiées sont plus évidentes. La différence d'échelle permet en outre de mieux cerner les relations.

B. Les tourbes à l'origine des bassins houillers

Les tourbes comme toutes les formations superficielles ont un temps d'existence très court à l'échelle géologique. Quand le milieu s'y prête, elles naissent et se développent, mais peuvent aussi ensuite disparaître par oxydation quand les conditions deviennent défavorables ; c'est ce qui se produit le plus souvent.

Cependant, dans des contextes particuliers, après recouvrement par des sédiments, les tourbes peuvent se fossiliser et se transformer. Sur les côtes guyanaises et en Indonésie, de nombreuses tourbes littorales ont été ainsi recouvertes, dans un passé relativement proche, par la mer et par des sédiments au cours de la transgression post-würmienne. On sait également, par des sondages pétroliers faits en mer, que des forêts sur tourbes couvraient au Würm presque toute la partie ouest de la mer de Java entre Sumatra et Bornéo.

En fait, lorsque des paysages à tourbes se situent dans une région du globe affectée par d'importantes déformations tectoniques, comme c'est le cas en Indonésie, on trouve des zones en subsidence où des sédiments et des tourbes s'enfoncent vers la profondeur, et d'autres en surrection où les couches antérieurement enfoncées sont ramenées en surface. C'est ce qui s'est produit, et se produit encore de nos jours, à Sumatra et à Bornéo. Y affleurent de très importantes séries de charbons récents d'âge Miocène et Pliocène (Van Bemmelen, 1949 ; Koesoemadinata, 1978) dont on voit quasiment la formation se poursuivre sous nos yeux à partir des tourbes actuelles des plaines côtières (*fig. 7*). Les tourbes se transforment, pendant leur enfouissement, en charbon, sous l'effet conjugué de la pression et de la température (*photo 4*).

Jusqu'à une date récente, beaucoup de géologues pensaient que la plupart des gisements de charbon s'étaient formés différemment, c'est-à-dire à partir d'accumulation de bois flottés dans des deltas comme l'a montré Fayol, dès 1888, pour le bassin de Commentry. Mais, actuellement, des travaux de plus en plus nombreux montrent que la plupart des gisements houillers sont nés à partir de tourbes dans des conditions similaires à celles qui règnent aujourd'hui en Indonésie. Ainsi Becq-Giraudon trace, en 1983, un parallèle entre la formation du bassin houiller franco-belge et des bassins actuels d'Indonésie ; et Blaine Cecil, en 1985, décrit la formation du bassin Appalachien à partir de tourbes tropicales.

C'est un fait actuellement acquis que la plupart des charbons sont des tourbes de forêt transformées. Des conditions favorables à cette

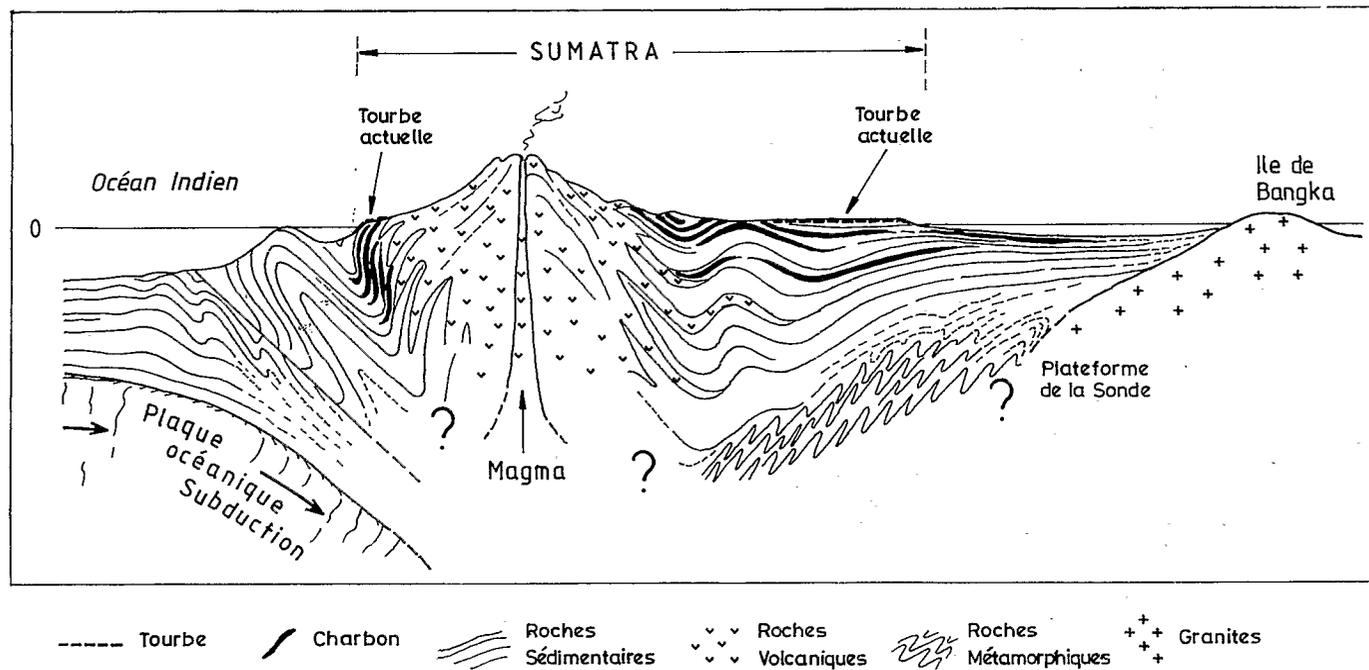


Fig. 7. - COUPE S.O.-N.E TRÈS SCHÉMATIQUE DU SUD-SUMATRA.

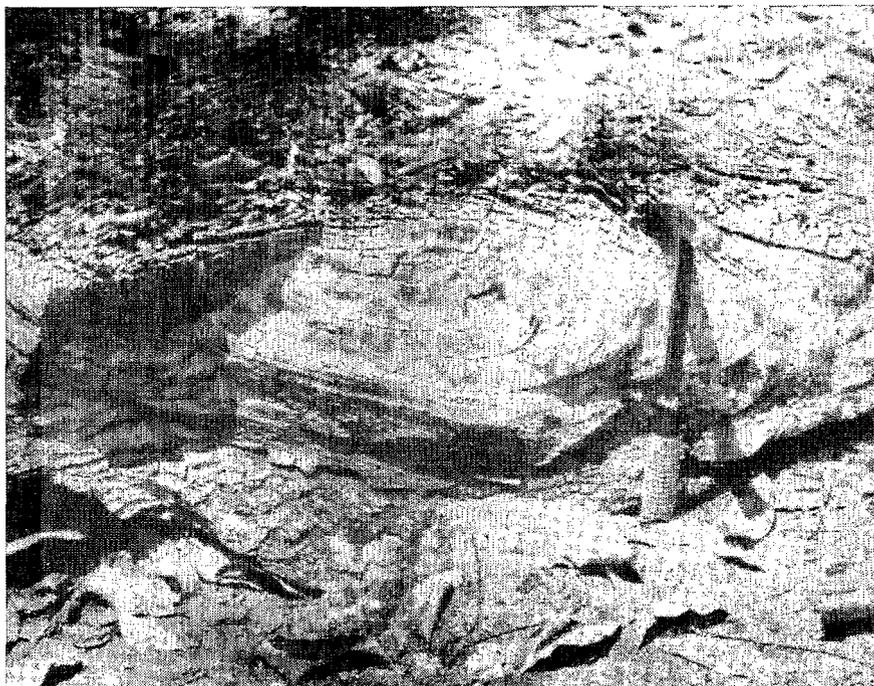


Photo 4. – AFFLEUREMENT DE HOUILLE MIOCÈNE SUR LA RIVIÈRE RUNGAN A KALIMANTAN CENTRE (BORNÉO). LA SECTION D'UN TRONC D'ARBRE EST VISIBLE.
(Photo Sieffermann)

transformation n'ont pas seulement existé au Carbonifère, mais à toutes les époques géologiques du Précambrien jusqu'à nos jours.

Conclusion

Au terme de cette rapide revue des tourbes équatoriales depuis leur genèse jusqu'à leur transformation en houille, il est intéressant de les situer par rapport aux autres formations superficielles qui sont essentiellement des silicates. Les plus pures des tourbes, celles d'eau de pluie, ne contiennent pas de produits d'altération de roches, pas de silicates d'alumine. La totalité de leur matière tire son origine de l'eau et de l'atmosphère, du gaz carbonique de l'oxygène et de l'azote ; elle s'est formée sous l'effet de l'énergie solaire, puis transformée. Les tourbes font partie du cycle du carbone et plus précisément de la

branche de ce cycle qui transite par la lithosphère très lentement, qui stocke le carbone parfois pendant des centaines de millions d'années sous forme de charbons et de roches carbonatées. Dans cette partie du cycle, les composés du carbone côtoient les silicates et subissent, comme eux, les effets du métamorphisme. Sous la pression et la température, les charbons tendent vers des roches de plus en plus pures et riches en carbone : les anthracites. Car, même dans les conditions extrêmes de la profondeur, le silicium et le carbone ne s'associent pas pour donner des composés communs : il n'y a pas de zone de convergence entre les cycles de ces deux éléments.

Enfin, il est utile de dire que l'image de la naissance catastrophique des charbons par « rhexistasie » semble rarement vraie. La plupart des gisements de charbon ne résultent pas d'une destruction brutale d'un couvert forestier à la suite d'un cataclysme géologique, ou de la rupture d'un équilibre climatique.

Les tourbes, les lignites et les charbons devraient tout au contraire évoquer en nous des images de vastes forêts, calmes et ensoleillées, avec des pluies journalières, semblables aux forêts actuelles des plaines littorales de Bornéo.

Des forêts dont les restes se sont imperceptiblement enfouis, sans cataclysme, à l'échelle humaine du moins, et dont nous récupérerons aujourd'hui une part de l'énergie solaire qui les a édifiées par le passé.

Résumé. – *Après une présentation des facteurs de formation des tourbes tropicales, les principaux types sont décrits. Les tourbes sont situées dans leur contexte ; elles font partie d'une chaîne de paysages parfaitement ordonnée. Les formations associées, tels que les podzols tropicaux et leurs relations avec les tourbes sont examinées. La géochimie de l'ensemble de la chaîne de paysages est passée en revue ainsi que le devenir et la transformation des tourbes en charbons.*

Mots clés. – *Tourbes équatoriales, Bornéo/Kalimantan, Amazonie, Ferrallitisation, Pédologie, Podzols tropicaux, Sédiments littoraux, Déferrification, Charbons.*

Abstract. – *After the presentation of the peat genesis factors, the main peat types are described. The peats are situated in their environment ; they are part of a well-defined landscape chain. The associated formations such as tropical podzols and their relation with the peat are reviewed. The geochemistry of the landscape chain, from the inland to the coast, is studied together with the conditions of the peat transformation into coal beds.*

Key words. – *Equatorial peats, Borneo/Kalimantan, Amazonas, Lateritic weathering, Pedology, Tropical podzols, Coastal sediments, Deferrification, Coals.*

Bibliographie

- Altenmullet H.-J., Klinge H. (1964), Micromorphological investigations on the development of podzols in the Amazon basin. Soil micromorphology. *Proc. II Int. Wk. Mtg. Soil Micromorph. Arnhem.*, pp. 295-305.
- Anderson J.-A.-R. (1964), The structure and development of the peat swamps of Sarawak and Brunei, *J. Trop. Geog.*, 18, pp. 7-16.
- Andriessse J.-P. (1972), *The soils of West Sarawak*. Department of Agriculture, Sarawak, East Malaysia. Vol I, 415 p.
- Becq-Giraudon J.-F., (1983), Un modèle du Carbonifère européen. Les bassins houillers actuels d'Indonésie. *Géochronique*, n° 2, pp. 11-14.
- Blaine Cecil C. *et al.* (1985), Paleoclimate controls on late paleozoic sedimentation and peat formation in the Central Appalachian basin (USA). *Int. Journal of Coal Geology*, 5, pp. 195-230.
- Bonifas M. (1959), *Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique*. Thèse Doc. ès Sciences. Strasbourg. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 17, 159 p.
- Bubenicek L. (1970), *Géologie des gisements de fer de Lorraine*. Thèse sci. Univ. de Nancy. Publ. I.R.S.I.D., P 48, multigr. 146 p.
- Campos E.-N. (1974), Minéraux argileux de quelques altérations entre la ville de Belem du Pará, le rio Gurupi et le rio Guama. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol. Vol. XII n° 3/4, pp. 297-308.
- Colmet-Daage F. (1953), *Étude préliminaire des sols de Guyane*. I.F.A.T. 97 p., 2 cartes de végétation et des sols au 1/50 000°.
- Delvigne J. (1965), *Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique*. Mém. ORSTOM, 13, 177 p.
- Diémont W.-H., Supardi (1987), Accumulation of organic matter and inorganic constituents in a peat dome in Sumatra, Indonesia. *IPS Symposium on tropical peat and peatlands for development*. Yogyakarta, 11 p.
- Diémont W.-H., Supardi (1987), Forest peat in Indonesia on former sea-beds. *IPS Symposium on tropical peat and peatlands for development*. Yogyakarta, 8 p.
- Fayol H. (1888), *Théorie des deltas*, Paris. 1 vol.
- Flexor *et al.* (1975), La dégradation des illites en montmorillonite dans l'altération de podzols tropicaux humo-ferrugineux du recôncavo bahianais et du Pará. *Cah. ORSTOM*, sér. Podol. Vol XIII, n° 1, pp. 41-48.
- Gibbs R.-J. (1967), Geochemistry of the Amazon river system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, pp. 1203-1232.
- Hetier J.-M. (1975), *Formation et évolution des andosols en climat tempéré*. Thèse Doc. Univ. Nancy I. 258 p.
- Hoffmann R., Nitsch M. (1986), Spodosols of East Kalimantan (Borneo). Morphology and distribution of amorphous materials. *XIII Congr. Inter. Soc. Soil Science*. Hambourg. Vol III, pp. 1144-1145.
- Jenks W.-J. (1956), *Handbook of South American Geology; an explanation of the geology map of South America*. Geol. Serv. Amer. Mem. 65, 378 p.
- Klinge H. (1967), Podzol soils: a source of blackwater rivers in Amazonia. In: *Atas do Simposio sobre a biota amazonica*. *Limnologia*: pp. 117-125.
- Klinge H. (1969), Climatic conditions in lowland tropical podzol areas. *Tropical ecology* 10, (2), pp. 222-239.
- Koesoemadinata *et al.* (1978), Tertiary coal basins of Indonesia. United Nations ESCAP, CCOP Technical Bull. vol. 12, pp. 44-86.
- Lelong G.-F. (1967), *Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)*. Thèse, Fac. Sciences, Nancy. 182.
- Millot G. (1964), *Géologie des argiles*. Masson, Paris. 499 p.
- Sieffermann R.-G. (1973), *Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun*. Thèse Fac. Sciences. Strasbourg. Mém. ORSTOM n° 66. 183 p.

- Sieffermann R.-G. *et al.* (1988), Velocity of tropical forest peat accumulation in Central Kalimantan Province, Indonesia (Borneo). *VIII Int. Peat Congress, Leningrad URSS*. 12 p.
- Sombroek W.-G. (1962), *Reconnaissance soil survey of the area of Guama-Imperatriz*. Publ. SUDAM. Belem. Parà, 6, 93 p.
- Sombroek W.-G. (1966), *Amazona soils*. Pudoc. Wageningen, Nederlands, 257 p.
- Tancredi A. *et al.* (1975), Présence et formation de niveaux de sidérite dans les sédiments récents du delta Amazonien. *Bull. Groupe Franç. Argiles*, t. XXVIII, pp. 13-29.
- Tardy Y. (1969), *Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*. Thèse Fac. Sciences Strasbourg. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 270 p.
- Tejoyuwono N. R.-M. (1979), Peat deposition, an idle stage in the natural cycling of Nitrogen, and its possible activation for agriculture. In : *Nitrogen cycling in South-East Asian wet monsoonal ecosystems*, pp. 139-147. Canberra, Australian Academy of Science, 1981.
- Thompson C.-H. (1986), Giant podzols on Pleistocene Dunes in Eastern Australia. *XIII Congr. Int. Soc. Soil Science, Hambourg*. Vol. III, pp. 1295-1296.
- Turenne J.-F. (1975), *Modes d'humidification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises*. Thèse Doc. État Univ. Nancy. 175 p.
- Van Bemmelen (1949), *The geology of Indonesia*, Martinus Nijhoff édit. La Haye, 2^e édition. 732 p., 377 fig.
- Vieira L.-S., Oliveira Filho J.-P.-S. (1962), As caatingas do Rio Negro. *Bol. Tec. Inst. Agron. Norte*. 42, pp. 1-32.
- Vieira L.-S. (1971), Os Solos do Estado de Parà. IDESP, *Cadernos paraenses*, Belem, Parà, Brasil, 8, 175 p.