

CHAPITRE V

LES GRANDS PROCESSUS DE FORMATION DU SOL DANS LES ZONES INTERTROPICALE ET MEDITERRANEENNE

P. SEGALEN

Un certain nombre de processus de formation du sol intéressent de façon importante les sols des régions méditerranéenne et intertropicale. La plupart de ces processus sont communs à beaucoup de zones du globe, comme la formation des minéraux argileux, la migration des substances solubles et non solubles, la formation du gley, etc. D'autres processus prennent, dans la partie du globe envisagée, une importance considérable tant par l'intensité du phénomène que par l'étendue concernée ; il s'agit par exemple de l'accumulation des sesquioxydes, du calcaire, etc. Un processus dont il est fait peu mention, le remaniement sera présenté également.

5.1. - La genèse des minéraux argileux.

Les différentes origines des argiles (cf. Millot, 1964).

Les minéraux argileux s'observent dans les roches comme dans les sols. L'examen de ces produits indique qu'il s'agit souvent des mêmes espèces minérales et que les différences que l'on peut observer portent davantage sur leur degré de cristallinité que sur leur nature.

Dans les grandes catégories de roches sédimentaires, les argiles figurent soit comme constituant essentiel, soit comme constituant accessoire et fonctionnent comme liant d'éléments différents, ou comme une impureté.

Les argiles existent dans des dépôts glaciaires, éoliens, fluviaux, des dépôts de piedmont. Il s'agit dans tous ces cas de matériaux formés ailleurs et qui ont été transportés dans le lieu où on les observe par un agent tel que le vent, l'eau ou la glace. Ils ont pu être transportés dans des lacs, des mers, etc. Le transport qu'ils ont subi n'a pas sensiblement modifié leur nature. Ce sont alors des matériaux **hérités**, dont la taille, la cristallinité ont été modifiés, mais non la nature.

Cependant, certains minéraux subissent, pendant le transport et dans le nouveau milieu où on les observe, des modifications qui peuvent être positives : c'est l'**agradation**, ou négatives : c'est la **dégradation**. Le minéral primitif subit des « transformations » qui sont susceptibles d'apporter des modifications significatives mais non fondamentales au réseau primitif. Ces transformations ont pu être étudiées dans certains bassins de sédimentation, aux U.S.A., en France, en Afrique.

Une troisième possibilité est la synthèse de produits argileux à partir d'ions de substances dissoutes. Les produits nouveaux créés sont fortement influencés par le milieu où s'est faite la réaction. La sépiolite et l'attapulgitite, par exemple, correspondent à une synthèse en milieu marin chaud et sursaturé.

Une dernière possibilité est celle où un matériau a été fortement modifié par l'action d'une eau chaude sous pression. Il y a alors également synthèse dite hydrothermale. Certains matériaux évoluent sous l'eau, par action d'une eau acide ou alcaline. Il y a encore synthèse car les produits argileux nouveaux n'ont pu se constituer qu'après destruction complète du matériau préexistant

L'origine des argiles du sol peut résulter d'un des modes évoqués plus haut, mais la synthèse est la plus courante en zone intertropicale.

Genèse des argiles du sol.

L'examen d'un profil de sol montre que, dans la plupart des cas, le passage graduel de la roche consolidée, et ne renfermant pas d'argile, au sol, s'accompagne de l'apparition de ce produit. Ce processus, qu'on peut qualifier d'« argilification » est une caractéristique essentielle de la pédogénèse. Elle est tellement banale qu'on la signale à peine dans les processus de formation du sol. Il est important cependant de la connaître car l'apparition des minéraux argileux est caractéristique de certaines conditions d'environnement. Inversement, la présence de certains minéraux dans les sols, permet de comprendre leur mode de formation.

Dans la zone intertropicale africaine, l'héritage joue un rôle limité. En effet, en zone humide, les roches sédimentaires sont relativement peu importantes, à l'exception de la frange côtière Ouest et de parties importantes du Congo et du Gabon ; l'hydrolyse est très forte et s'accompagne à peu près partout de synthèse. En zone relativement sèche, on peut avoir héritage dans le cas de sols dérivés de roche sédimentaire ou bien synthèse dans le cas d'autres roches-mères.

Dans la zone méditerranéenne, il y a plus souvent héritage que synthèse car les conditions d'altération des minéraux des roches sont réduites du fait d'une pluviométrie modeste tombant le plus souvent en période fraîche. De plus, il s'agit de roches sédimentaires qui transmettent le plus souvent au sol le minéral argileux qu'elles contiennent.

Synthèse des minéraux argileux dans les sols.

a. Éléments structuraux des minéraux.

Les minéraux des roches qui servent à la synthèse des argiles sont essentiellement des silicates d'alumine, de fer, magnésie, potasse, soude... Ils sont constitués d'édifices contenant deux types d'éléments de base : les tétraèdres où un petit ion Si^{4+} est entouré de quatre gros oxygène et les octaèdres où des ions plus gros Al^{3+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} sont entourés d'oxygène. Parfois, dans ces minéraux, Al peut prendre la place de Si dans un tétraèdre. Les alcalins et alcalino-terreux jouent le rôle de liaisons entre ces différents éléments fondamentaux.

Les minéraux argileux du sol réalisent des structures en feuillets à plusieurs couches : deux (une couche octaédrique, une couche tétraédrique) ou trois (une couche octa et 2 couches tétraédriques) ou quatre (un ensemble du type précédent + une couche octaédrique).

b. Conditions de formation des minéraux.

MILLOT (1964) a défini un certain nombre de milieux de genèse que l'on peut ramener à deux fondamentaux :

— Le milieu lessivé est un milieu ouvert, où l'eau circule bien. Les produits résultant de la dissolution, de l'hydrolyse des minéraux primaires sont exportés hors du profil.

Ceci peut se produire sur n'importe quelle roche-mère : basalte, granite, calcaire, etc. à condition qu'une perméabilité suffisante assure l'évacuation des eaux de pluie. Dans ces conditions, les bases, la silice dissoutes sont évacuées et l'on voit s'accumuler des hydroxydes de fer et d'alumine. Si le drainage est légèrement ralenti, il y a possibilité de réaction entre la silice et

l'alumine pour former un minéral argileux du type kaolinite. C'est dans ces conditions qu'apparaissent les minéraux des sols ferrallitiques.

On peut avoir un lessivage restreint. La quantité d'eau percolante est nettement plus faible que dans le cas précédent. Les bases, la silice ne sont pas aussi fortement évacuées. Le pH est plus élevé. Le milieu est favorable à la genèse d'argiles à trois couches (illites ou montmorillonites) qui peu à peu prennent le pas sur la kaolinite. Il n'y a plus d'hydroxydes d'aluminium, mais possibilité d'hydroxydes de fer qui, eux aussi, peuvent disparaître pour entrer dans des réseaux silicatés. C'est dans ces conditions qu'apparaissent les minéraux des sols fersiallitiques.

— Le milieu est confiné. Les solutions ne sont pas évacuées convenablement par gravité, mais essentiellement par évaporation. Les produits de l'hydrolyse sont bloqués sur place et peuvent recevoir des apports en solution provenant de points de situation plus élevée (silice et bases). le pH est généralement assez élevé. Les minéraux formés sont le plus souvent à trois couches et de type montmorillonitique. L'accumulation d'alumine libre ne se produit pas ; le fer entre le plus souvent dans des réseaux silicatés. On peut assister à la formation de sels de calcium ou sodium. Des carbonates apparaissent lorsque les ions alcalins ou alcalino-terreux ne sont pas évacués et peuvent venir en contact avec du gaz carbonique. C'est dans ces conditions que se forment les argiles des vertisols, et des sols halomorphes.

c. Les minéraux de quelques grandes catégories de sols des régions tropicales et méditerranéennes.

1. Les sols ferrallitiques sont formés sous des climats équatoriaux ou tropicaux humides, une végétation forestière, à partir des roches-mères les plus variées. Les minéraux formés résultent toujours de synthèse dans des conditions de lixiviation intense à pH acide. Tous les silicates primaires sont hydrolysés et leurs éléments servent à synthétiser kaolinite, gibbsite, goéthite ou hématite. Dans le cas de roches calcaires et dolomitiques, les carbonates de calcium et magnésium sont préalablement dissous et les minéraux argileux s'organisent à partir du résidu silicaté de la roche.

2. Les sols fersiallitiques sont formés sous des climats tropicaux à saison sèche marquée, ou méditerranéens sous une végétation arborée beaucoup moins importante que précédemment et également à partir de roches-mères très variées. Les quantités d'eau disponibles pour la lixiviation sont beaucoup plus faibles que précédemment ; elles sont parfois difficilement évacuées.

Les minéraux argileux sont des minéraux à deux couches, sans produits alumineux libres, mais on voit également des minéraux à trois couches. Les hydroxydes de fer peuvent être abondants mais présenter une tendance marquée à entrer dans des réseaux des minéraux argileux.

En région méditerranéenne, la montmorillonite paraît un minéral souvent synthétisé. Les sols dérivés de calcaires renferment plutôt des minéraux hérités de la roche et non des minéraux de synthèse, d'où la grande variété de minéraux observés (kaolinite, illite, montmorillonite).

3. Les vertisols sont formés dans des zones à drainage médiocre ou l'évaporation est importante. Le confinement y est la règle. Les minéraux sont des minéraux de synthèse. La montmorillonite l'emporte sur la kaolinite ; le fer est le plus souvent inclus dans les réseaux argileux. Les carbonates de calcium apparaissent.

4. Les sols isohumiques ou calcomagnésimorphes sont à dominance de minéraux à trois couches ; les hydroxydes libres sont rares ou peu abondants.

5. Les sols halomorphes, où le drainage est très souvent médiocre, contiennent le plus souvent des smectites, associées ou non à des carbonates alcalins ou alcalino-terreux.

6. Les sols peu évolués. Ces sols se rapprochent de ceux qui prévalent dans les sols évolués de la zone où l'observation a été faite mais dans certains cas, il existe des minéraux particuliers comme les allophanes qui dominent. Il s'agit de sols Ando dérivant de roches vitreuses (cendres volcaniques).

5.2. - L'accumulation de la matière organique dans les sols.

La matière organique présente dans un sol provient d'apports constants de produits d'origine végétale sur le sol (chute de branches, feuilles), mort des racines dans le sol, restes de protoplasmes bactériens ; d'origine animale : cadavres ou déchets d'animaux de toute sorte.

A peine arrivés sur ou dans le sol, ces produits organiques sont soumis à deux processus très différents :

- a. **La minéralisation** qui est la transformation de toute substance organique en produits gazeux ou solubles tels que gaz carbonique, ammoniacque, acide nitrique.
- b. **L'humification** qui est la transformation de la matière organique en produits complexes de nature colloïdale relativement stables. Ces produits humifiés peuvent, à leur tour, se minéraliser mais beaucoup plus lentement.

Dans tous les sols, la matière organique observée constitue un équilibre entre les produits bruts, les produits en voie de minéralisation, les produits humifiés et les produits en solution.

Toutes les transformations subies par la matière organique sont le résultat de l'action de microorganismes qui attaquent, modifient la matière organique. Ces microorganismes sont extrêmement variés et réagissent à des conditions particulières de pH, d'aération, pour assurer leur développement optimum et par conséquent favorisent l'obtention et le maintien de tel ou tel produit.

Facteurs influençant l'accumulation de la matière organique.

Les facteurs **climatiques** (pluie et température) sont parmi les plus importants. Il a été observé depuis longtemps qu'une température et pluviométrie élevées se traduisaient par une accumulation modérée de matière organique dans les sols. Dans toute la zone tropicale humide et équatoriale, malgré un développement remarquable de la végétation, les teneurs en matière organique du sol sont modestes et ne dépassent pas 2 à 3 %. La pénétration de la matière organique est très importante et n'intéresse guère plus de 20 cm à l'exception des sols sableux où elle peut être beaucoup plus forte (Côte-d'Ivoire méridionale ou Congo, etc.). Ceci apparaît dû au fait que forte température, humidité et aération favorables à la minéralisation sont réunies.

A mesure qu'on s'élève en altitude, la température diminue régulièrement sans que, pour autant, il y ait diminution de la pluviométrie. Suivant les endroits, l'altitude à atteindre pour que l'on note une augmentation importante de la matière organique est variable. Au centre de Madagascar, il faut dépasser 1 400 m, au Mexique oriental 8 à 900 m suffisent. Les conditions locales de pluviométrie, de nébulosité, ensoleillement sont alors très importantes. On aboutit alors à des sols présentant des teneurs importantes en matière organique (jusqu'à 20 ou 30 %) sur des épaisseurs souvent fortes (1 m).

La longueur des périodes humides, l'alternance des périodes sèches et humides peuvent être tenues pour responsables de la composition de la fraction humifiée. A mesure qu'on s'éloigne des zones humides pour atteindre les zones semi-arides et arides, la faiblesse de la pluviométrie diminue l'approvisionnement en matière organique. Le peu qui est porté au sol est rapidement minéralisé pendant la courte saison des pluies. Dans la zone méditerranéenne où la pluie tombe en hiver, il n'y a qu'une accumulation modérée de la matière organique.

Le **drainage** a une influence importante sur la matière organique. Un ralentissement même temporaire du drainage contrarie l'action des organismes aérobies et favorise les réductions. Une augmentation des teneurs en humus est très rapidement visible, associée à une augmentation du rapport C/N. A mesure que la longueur de la période où le drainage est réduit augmente, on assiste à une augmentation de la teneur en matière organique.

Lorsque l'engorgement par l'eau est complet pendant une partie de l'année, suivi par une période oxydante même assez brève, il y a formation d'un véritable **anmoor** où la matière organique étroitement associée à l'argile a une structure très fine, un toucher gras et salissant.

Lorsque cet engorgement est constant, la matière organique s'accumule sans subir de modifi-

cation très importante et prend la forme de **tourbe** où, à côté de produits décomposés, existent des débris végétaux de toutes sortes encore très reconnaissables.

Le type de végétation a, en zone intertropicale, une influence assez secondaire. En effet, la végétation est étroitement reliée aux conditions climatiques. Elle apporte au sol la matière organique qui évolue ensuite en fonction des conditions ambiantes locales. La composition floristique peut ne pas modifier la matière organique. Par exemple, au Mexique, on a pu observer des pinèdes sur des sols ferrallitiques. Par contre, en altitude, au Vietnam, les pins favorisent un début de podzolisation se superposant à la ferrallisation.

Dans presque tous les cas observés, le remplacement de la forêt par la savane, la mise en culture de zones forestées, se traduisent par une diminution brutale des teneurs en matière organique. Ceci peut être attribué à plusieurs causes qui résultent d'un approvisionnement plus faible en matière organique, du passage répété des feux, d'un appauvrissement en bases et par un renforcement de l'érosion en nappe.

La nature des roches-mères oriente également de manière importante la nature de l'accumulation organique. Les roches riches en bases ont presque toujours des horizons humifères plus développés que ceux qui dérivent de roches acides plus pauvres en calcium et magnésium, mais aussi plus riches en soude et (ou) en potasse.

Cette abondance en calcium a pour effet de remonter légèrement le pH, d'augmenter et bloquer les acides humiques (particulièrement abondants dans les sols dérivés de basalte par exemple). Dans une même région, les sols placés côte à côte et dérivés de roches-mères différentes ont d'autant plus de matière organique qu'il y a plus de calcium dans les roches. Ceci est particulièrement visible à Madagascar ainsi qu'en République Centrafricaine.

La nature des minéraux argileux du sol jouent un rôle. Il ne semble pas qu'il y ait une affinité particulière entre la kaolinite ou l'illite et la matière organique. Il y a certes des liaisons qui interviennent pour former le complexe argilo-humique. Cependant, en ce qui concerne la montmorillonite, il n'en est pas de même. On a montré depuis longtemps au laboratoire qu'on pouvait préparer des complexes organiques de la montmorillonite. Les produits organiques peuvent s'introduire entre les feuillettes de ce minéral, ce qui n'est pas le cas pour d'autres minéraux argileux. Les sols à montmorillonite ont très souvent des colorations noires intenses et des liaisons argile-matière organique très difficiles à détruire.

Il existe également des associations très étroites entre les allophanes et la matière organique. Dans les sols « ando », les teneurs en matière organique sont souvent très élevées sans qu'on puisse toujours invoquer une cause climatique ou autre.

L'action de l'homme enfin sur la matière organique est particulièrement frappante. Lors du défrichement d'une parcelle boisée ou enherbée, le moyen le plus fréquemment utilisé est le feu qui déclenche les processus de dégradation bien connus. L'action de l'homme est rarement améliorante ou simplement conservatrice dans ce domaine. Ce n'est que dans le cas d'une agriculture très évoluée qu'ont lieu des apports de matière organique.

La matière organique des sols de la zone intertropicale.

Alors que l'on connaît de nombreux types de matière organique dans la zone tempérée ayant fait l'objet de nombreuses études, il est loin d'en être de même dans la zone tropicale. Certes, on connaît des tourbes surtout oligotrophes, des anmoor dans les sols hydromorphes, des mull calciques dans les rendzines, etc. Il s'agit en fait de type définis dans les pays tempérés que l'on retrouve en zone intertropicale dans des conditions présentant certaines analogies avec celles des pays tempérés.

En fait, les types de matière organique des sols les plus fréquemment observés (sols à hydroxydes) sont qualifiés « à décomposition rapide », « fortement évolués », etc. Cette matière organique est difficile à ramener à un type défini en zone tempérée. Des études entreprises systématiquement par Ch. THOMANN, DOMMERGUES, sur les diverses matières organiques ont montré que les sols des zones arides avaient une matière organique riche en acide humique et pauvre en acide

fulvique, tandis que ceux des zones très humides avaient une richesse plus grande en acide fulvique qu'humique.

Un problème souvent évoqué dans les sols tropicaux est celui de l'explication de la présence de matière organique en profondeur. Différents processus peuvent être envisagés.

— Dans les sols tourbeux, il n'y a pas de mélange des matières minérale et organique. Cette dernière est due aux végétaux aquatiques simplement accrochés au fond par les racines et toutes les parties aériennes tombent et s'entassent peu à peu sans se décomposer ni se mélanger avec le substratum.

— Dans le cas des autres sols, il faut admettre la fourniture de la matière organique par décomposition des racines des végétaux, mais surtout par le brassage biologique. Toutes sortes d'animaux de petite taille (fourmis, termites, vers), de taille moyenne (souris, rongeurs divers, etc.) qui remuent des quantités considérables de terre, soit par passage dans leur tube digestif, soit en descendant dans des galeries la matière organique venue de la surface. Une pénétration purement mécanique n'est pas à exclure, tout spécialement dans le cas des sols très sableux. Un changement de perméabilité peut provoquer la précipitation en profondeur des parties les plus solubles.

— Dans le cas des vertisols, la pénétration doit se faire par les fentes ouvertes en saison sèche et fermées pendant les pluies. L'humus emprisonné se trouve alors brassé par les mouvements internes qui intéressent ces sols.

5.3. - L'accumulation des hydroxydes.

Une caractéristique majeure des sols de la zone intertropicale est l'accumulation des hydroxydes de fer, aluminium, titane et manganèse. La couleur des horizons B du sol (rouge, brun-rouge, jaune...) est toujours due aux produits ferrugineux, sans qu'il y ait une relation quantitative entre la couleur et la teneur en fer. Mais le fait que les produits ferrugineux sont fortement colorés, donc très visibles, ne doit pas inciter à oublier le pouvoir colorant de la matière organique.

La libération du fer de ses combinaisons des minéraux primaires produit du fer sous forme d'ions ferreux ou ferriques qui s'hydrolysent rapidement pour donner des hydroxydes. En milieu aéré, la forme ferreuse ne subsiste pas. Les produits tels que la goethite ou l'hématite, les hydroxydes amorphes, sont des constituants très ordinaires. En milieu réducteur, le fer passe à l'état ferreux et est alors susceptible d'être solubilisé et de migrer ; il se redéposera ailleurs dès que les conditions réductrices auront disparu. En milieu alcalin, la silice est plus abondante ; elle est susceptible de se combiner avec les ions ferriques et des bases pour donner des produits argileux de type montmorillonite-nontronite modestement colorés.

L'individualisation des oxydes ou hydroxydes de fer est la ferrugination. Elle n'a pas de caractère spécifique pour aucun sol puisqu'elle peut s'observer en zone intertropicale comme méditerranéenne. Elle traduit le fait que les ions ferriques libérés des minéraux primaires l'ont été dans des conditions de pH et de drainage telles que la réaction avec la silice n'a pu se produire de manière importante et que l'hydrolyse des ions a donné des oxydes et hydroxydes colorés.

La libération de l'aluminium se produit dans des conditions sensiblement les mêmes que celles du fer. A un pH légèrement plus élevé, l'hydrolyse peut aboutir à l'individualisation de la gibbsite. Mais l'affinité de l'alumine pour la silice est telle qu'il ne peut y avoir de formation de gibbsite que si le drainage est tout à fait bon. Si celui-ci est un tant soit peu ralenti, il y a réaction de la silice avec l'alumine pour constituer des minéraux argileux qui seront relativement pauvres en silice (kaolinite) en milieu acide à drainage moyen, ou riches en silice (montmorillonite) en milieu alcalin à drainage réduit.

La libération de la silice s'opère à partir de tous les minéraux primaires ou secondaires qui en contiennent. La silice est soluble dans l'eau pure (120 ppm) et peut être éliminée complètement du profil. Elle se recombine avec l'alumine, le fer ou les bases pour former des minéraux argileux. Les concentrations purement siliceuses sont peu fréquentes.

L'individualisation d'oxydes et d'hydroxydes a lieu dans les zones intertropicale et méditerranéenne. On peut distinguer deux cas :

- Hydroxydes et oxydes de fer avec possibilité de gibbsite accompagnés de kaolinite.
- Hydroxydes et oxydes de fer sans gibbsite avec, en plus de la kaolinite, des minéraux à trois couches. Dans le premier cas, on parlera de ferrallitisation, dans le second de fersiallitisation.

5.3.1. Le ferrallitisation.

Le processus de ferrallitisation (AUBERT, SEGALIN, 1966) résulte de la conjonction de deux éléments principaux :

- une altération très poussée des minerais primaires et secondaires sur une épaisseur souvent considérable, s'accompagnant de l'élimination de produits en solution et des synthèses de produits nouveaux dont certains sont caractéristiques.
- le développement d'une morphologie particulière en même temps que très variée, de propriétés physico-chimiques spéciales.

L'ensemble des sols ferrallitiques est donc caractérisé par :

1. Une altération complète des minéraux primaires (péridots, pyroxènes, grenats, amphiboles, feldspaths, feldspathoïdes, micas, etc.) avec possibilité de présence de minéraux hérités tels que : ilménite, magnétite, zircon, illite ; abondance de quartz résiduel ; élimination de la majeure partie des bases alcalines et alcalino-terreuses, d'une grande partie de la silice.

2. La présence en abondance des produits de synthèse suivants :

- silicates d'alumine 1 : 1, famille de la kaolinite, et/ou
- hydroxydes d'alumine (gibbsite, rarement boehmite, et produits amorphes)
- hydroxydes et oxydes de fer (goethite, hématite et produits amorphes)
- autres minéraux tels que oxyde de titane, bioxyde manganèse, etc.

Ces produits peuvent être identifiés par les différentes techniques actuellement en usage telles que (diffraction des rayons X, analyse thermique différentielle et thermo-pondérale, etc.). La présence d'alumine sous forme libre peut également être appréciée par l'analyse chimique et le calcul du rapport silice/alumine.

3. Un profil A B C comprenant :

L'horizon A où la matière organique est bien évoluée (1).

L'horizon B le plus souvent épais où les minéraux primaires autres que le quartz sont rares ou absents et où les minéraux secondaires énumérés à l'alinéa 2 sont essentiels.

L'horizon C est variable et dépend pour beaucoup de la roche-mère. Quelle que soit son épaisseur, quelques centimètres ou 20 mètres, l'horizon est caractérisé par des matériaux (autres que le quartz et ceux énumérés à l'alinéa 1), complètement altérés et s'écrasant sous la pression des doigts.

4. L'abondance de la pluie chaude détermine en outre l'apparition des caractéristiques physico-chimiques suivantes :

Une capacité d'échange faible, qu'elle que soit mesurée sur l'argile ou le sol total, en raison des constituants kaoliniques et des sesquioxydes (actuellement une valeur limite est difficile à préciser) ;

- Une quantité de bases échangeables faible ;
- Un degré de saturation variable, mais généralement faible ;
- Un pH acide.

5. Si tous les sols ferrallitiques doivent répondre aux critères ci-dessus, qui définissent la ferrallitisation, un certain nombre de processus supplémentaires peuvent intervenir à des degrés divers :

(1) Dans certains cas peu fréquents, on peut avoir de la matière organique grossière.

- accumulation de matière organique (dans certaines zones d'altitude, très pluvieuses et fraîches),
- hydromorphie (qui intervient dans certaines zones planes),
- appauvrissement ou lessivage,
- à des processus essentiellement physico-chimiques, **il est proposé** d'en rajouter deux autres de nature purement mécanique appelés « remaniement » et « rajeunissement ».

A ces processus, on peut adjoindre, dans de nombreux cas, l'induration.

La ferrallitisation se produit actuellement dans les parties humides de la zone intertropicale. A basse altitude, la pluviométrie minimum paraît être de l'ordre de 1 200 à 1 400 mm de pluie. En haute altitude, un abaissement de la température jusqu'à 12° n'empêche pas la ferrallitisation, à condition que la pluviométrie reste élevée (SEGALEN, 1965). Toutes les roches peuvent donner lieu à la ferrallitisation, à condition qu'elles ne soient pas trop quartzieuses. La végétation est la forêt primaire (ombrophile ou semi-décidue) ; elle peut être, localement, remplacée par la savane. Le relief est rarement plat, le plus souvent ondulé sur les anciennes surfaces d'érosion ; on peut avoir également des zones à pentes fortes dans les régions montagneuses et d'accumulation volcanique. Le temps pendant lequel s'est effectuée la ferrallitisation est toujours fort long et intéresse des périodes géologiques entières. Il peut se chiffrer par plusieurs dizaines de millions d'années.

Les fluctuations climatiques ont été importantes au cours des temps passés. On sait que des climats humides se sont étendus beaucoup plus loin vers le Nord qu'actuellement et, de ce fait, des sols ferrallitiques anciens s'observent à la limite du désert au Niger, au Mali, etc.

La ferrallitisation intéresse actuellement une zone importante en Afrique. Le long du rivage atlantique, elle s'étend depuis l'embouchure de la Gambie jusqu'en Angola. Vers l'intérieur, la limite est assez irrégulière mais suit les variations de la pluviométrie. En particulier en Côte-d'Ivoire et au Togo-Dahomey. Elle traverse le Nigéria et le Cameroun vers le 8 ou 9° N, englobe plus de la moitié de la République Centrafricaine, une partie de l'Ouganda et Kenya du Tanganyka, le Nord de la Zambie et de l'Angola. Le Congo-Kinshasa est presque totalement ferrallitique. A Madagascar, tout le versant oriental et les hauts plateaux centraux sont intéressés par la ferrallitisation.

Ce processus est également prédominant dans la partie humide du Brésil, dans les Guyanes, au Vénézuéla, en Colombie, au Pérou, en Equateur, Amérique Centrale et certaines parties très humides du Mexique méridional. Ceylan, le Sud-Est asiatique, l'Indonésie, les Philippines, la Chine méridionale, l'Australie du Nord, et les innombrables îles du Pacifique sont intéressées par ce processus.

Une conséquence importante sera la perte par lixiviation de quantité de produits solubles (les bases alcalines et alcalino-terreuses, silice, etc.), une acidification marquée du sol ; malgré des propriétés physiques favorables, le degré de fertilité est forcément réduit. Les réserves sont faibles et seule la vie biologique intense concentre à la partie supérieure des sols une accumulation d'éléments fertilisants en quantité généralement très limitée.

5.3.2. La fersiallitisation.

Le processus de fersiallitisation comporte :

- une altération poussée des minéraux des roches sur une épaisseur beaucoup moins forte que dans le cas de la ferrallitisation avec une élimination moindre des produits de l'hydrolyse, accompagnée de synthèses de produits nouveaux.
- une morphologie particulière.

La définition générale de la classe pourrait être la suivante :

1. Une altération aussi complète des mêmes minéraux primaires que pour les sols ferrallitiques, mais portant sur une épaisseur beaucoup moins grande, avec les mêmes possibilités de minéraux hérités et de quartz résiduel.

2. Les produits de synthèse sont caractérisés par une élimination moins poussée de la silice qui devra se retrouver plus abondante dans les produits de synthèse du sol (cristallins ou amorphes).

- silicates de la famille de la kaolinite encore abondants mais apparition de minéraux 2 : 1 en quantité souvent forte. Les sols de cette classe sont ceux pour lesquels PEDRO (1966), propose le terme « bisiallisation ».
- absence d'hydroxydes d'alumine.
- présence d'hydroxydes et oxydes de fer et produits divers (bioxyde de manganèse).

3. Profil A B C

- A. Matière organique bien évoluée, présence très fréquente d'un A₂.
- B. Minéraux primaires autres que quartz rares ; minéraux hérités abondants parfois, structuration souvent accusée.
- C. Généralement assez réduit, peut manquer ; altération beaucoup moins poussée que pour les sols ferrallitiques, arénisation fréquente.

4. La diminution de la pluie, et aussi de la température, provoque :

- une capacité d'échange moyenne à forte.
- un degré de saturation moyen à élevé.
- un pH faiblement acide à faiblement alcalin.

La fersiallisation se produit actuellement dans les parties assez peu humides de la zone intertropicale (600 à 1 200 mm environ) et dans la zone méditerranéenne (500 à 800 mm). La plupart des roches sont susceptibles de donner naissance aux sols fersiallitiques. La végétation est la forêt décidue, la savane et les formations méditerranéennes. Le relief est parfois très plat, ou à pente très douce ou bien encore montagneux. Il en résulte des différences dans le drainage qui déterminent des différences dans le comportement du fer. On n'a pas de données précises sur l'importance du temps.

Les sols fersiallitiques occupent une zone géographique qui enveloppe celle des sols ferrallitiques en Afrique, Sénégal, Mali, Haute-Volta, Cuvette tchadienne, etc., côte ouest de Madagascar, Moyen-Orient, pays du bassin méditerranéen, Mexique, Australie, etc.

Les sols ferrugineux tropicaux sont caractérisés par une mobilité du fer qui apparaît due beaucoup plus à des causes d'ordre topographique influant de manière précise sur les possibilités de réduction au cours d'une phase hydromorphe où à la présence de produits chélatants. Ces sols par leur degré de saturation moyen à élevé, leur pH acide, l'abondance de la kaolinite, ont beaucoup de parenté avec les sols ferrallitiques.

Les sols dits méditerranéens ne présentent pas de mobilité du fer car le drainage est normalement assuré et la coloration du sol est réalisée de manière homogène par des produits ferrugineux cristallisés ou amorphes. Une partie du fer peut être incluse dans des réseaux 2/1 de type nontronite ou illite. Le degré de saturation est élevé, le pH faiblement acide à faiblement alcalin. Le calcium peut précipiter sous forme de carbonates. Les minéraux argileux sont de préférence 2:1.

5.3.3. L'induration.

Une caractéristique essentielle du paysage tropical est fournie par les **cuirasses** qui constituent souvent des plateaux d'étendue variable et bordés de corniches plus ou moins abruptes et ceinturés de blocs éboulés. Ces cuirasses peuvent également s'observer à la base de certains versants, occuper tout ou partie d'un glacis, ceinturer des mares, etc. Il s'agit d'un matériau de couleur rouge à rouge foncé, généralement vacuolaire qui ne peut être brisé qu'à l'aide de coups de marteau appliqués avec force.

Cette cuirasse est un des éléments des sols tropicaux les plus anciennement connus. Elle a fait l'objet de descriptions par des naturalistes dès le début du 19^e siècle. BUCHANAN (1807) est probablement le premier à l'avoir examinée et décrite sous le nom de « latérite ». Il s'agissait d'un matériau vacuolaire susceptible de se tailler et de durcir irréversiblement à l'air, à la manière d'une brique.

LACROIX (1913) qui a étudié les cuirasses en Guinée, à Madagascar, situe les formations de la cuirasse à l'intérieur même du sol, en zone intéressée par les variations d'une nappe phréatique et en relation avec une topographie horizontale. Par la suite, la cuirasse fit l'objet de bien des obser-

vateurs à la fois sur le plan de la morphologie de la constitution, de la genèse. A l'ORSTOM, R. MAIGNIEN y a consacré de nombreux travaux. Au cours des temps, les sols contenant de la latérite ont été dénommés « latéritiques » et une certaine confusion s'est élevée sur le sens précis à accorder à ces mots. Aussi les pédologues français ont-ils préféré renoncer à l'emploi du terme de latérite. Les sols des régions intertropicales sont ferrallitiques ou fersiallitiques. L'induration peut se produire à l'intérieur d'un profil et provoquer la formation d'un horizon renfermant le matériau défini précédemment.

La cuirasse est constituée surtout d'oxydes de fer (hématite) et d'hydroxydes de fer (goethite) et d'alumine (gibbsite ou boehmite), à côté desquels peuvent exister des minéraux argileux comme la kaolinite, des minéraux primaires comme le quartz. Des teneurs variables, généralement faibles en oxydes de titane et manganèse, peuvent également exister. L'aspect extérieur est variable :

- La couleur peut être rose, rouge, rouge foncé à noir. Les couleurs claires sont surtout dues de l'alumine, mais une estimation même sommaire de la composition est toujours aléatoire.
- La structure est très souvent vacuolaire, c'est-à-dire avec des cavités anastomosées ; vésiculaire, avec de petites cavités non jointives ; lamellaire, massive, pisolitique, bréchiue, etc.

La cuirasse peut résulter d'une concentration résiduelle des produits alumineux et ferrugineux par suite du départ d'une grande quantité de matériaux exportables (bases, silice). Il s'agira dans ce cas d'une accumulation relative ; les cuirasses bauxitiques sont de ce type. Un élément relativement mobile comme le fer ou le manganèse peut avoir été apporté dans le profil, essentiellement par des migrations obliques de solution. Il s'agira alors d'accumulation absolue (D'HOORE, 1954).

Une fois la concentration en oxydes et hydroxydes achevée, l'induration peut se produire. Celle-ci est indépendante de la teneur en hydroxydes et paraît liée à une cristallinité des produits ferrugineux qui se distribuent suivant une trame continue. Une suite de dessiccations et d'humectations apparaissent nécessaires pour déclencher l'induration du matériau. La cuirasse apparaît très fréquemment dans un horizon affecté par l'hydromorphie (horizon tacheté) qui réalise déjà une certaine concentration de produits ferrugineux.

La cuirasse existe normalement à une certaine profondeur dans le sol (entre 0,5 et 10 m). Elle peut affleurer en surface si l'érosion a décapé le sol meuble qui se trouvait au-dessus. Très souvent, elle affleure sur le pourtour de plateaux lorsque l'érosion affouille les bords de ceux-ci. Il existe en Afrique de vastes surfaces planes ou subhorizontales où les cuirasses sont dégagées et paraissent portées à une certaine altitude par suite de l'enfoncement du réseau hydrographique.

La mise en mouvement du fer grâce à la possibilité qu'il présente de se réduire et de se complexer, fait qu'il est susceptible de migrer, de traverser des zones à pente douce, comme les glacis, et lorsque le complexe est détruit de reprécipiter et former de nouvelles cuirasses.

Au voisinage des mares, la succession de réductions et oxydations, humidifications et dessiccations favorise la formation de cuirasses localisées. Le morcèlement des cuirasses par l'érosion est un phénomène très banal. Les fragments vont nourrir les « stones-lines ». Celles-ci peuvent se ressouder et reformer des cuirasses de type bréchiue ou conglomératique.

Par conséquent, ce matériau apparaît comme voie de constante destruction et de reformation. Toutes les parties de la zone intertropicale peuvent être cuirassées, les zones les plus humides comme les plus sèches. En effet, on en observe sur l'équateur comme sur la frange des déserts. Aussi, beaucoup de cuirasses sont-elles fossiles et dégagées actuellement par l'érosion. D'après les nombreuses observations qui ont pu être faites, il semble que, un climat à saisons très tranchées, successivement très humide et très sec, joint à une topographie à peu près plane à pente très douce, soit le plus favorable au cuirassement.

5.4. - L'accumulation du calcaire.

On peut noter dans les sols, du calcaire qui peut avoir deux origines très différentes. Dans la première, il peut s'agir de calcaire résiduel, où ce produit résulte de la dissolution partielle, en cours, d'un calcaire sous-jacent. Dans les rendzines, par exemple, les fragments calcaires résultent d'une dissolution incomplète de la roche-mère.

Dans la deuxième, il s'agit de la formation « in situ » de calcaire qui résulte de la rencontre dans le sol d'ion calcium avec du gaz carbonique, ou bien de l'introduction de calcaire provenant de la précipitation de carbonate préalablement dissout sous forme de bicarbonate et transporté par les eaux. Seul ce mode formation nous retiendra ici.

Conditions de formation du calcaire secondaire.

Elles sont climatiques, topographiques et pétrographiques.

Seuls, les climats à longue saison sèche sont favorables à la formation de calcaire dans le sol. Cette condition est réalisée en Afrique tropicale au-dessous de l'isohyète 1 000 mm. Dans la zone méditerranéenne, malgré une température nettement plus faible, elle est également réalisée. Dans certaines zones d'altitude de la zone intertropicale, à longue saison sèche, comme certaines parties du Mexique Central, il existe également des possibilités de calcarification.

En ce qui concerne la topographie, les zones planes, peu favorables à l'évacuation rapide des solutions susceptibles de fournir du calcaire, paraissent à première vue présenter les meilleures situations. En fait, c'est ce qu'on observe le plus souvent en Afrique tropicale. Les zones à pente faible ou moyenne, les ruptures de pente sont également tout à fait favorables à une précipitation de calcaire. On peut voir des encroûtements intéresser des topographies ondulées, sur de grandes étendues.

Le rôle des roches-mères est évidemment loin d'être négligeable. La présence d'un sédiment calcaire favorise la dissolution de quantité appréciable de produit et sa redistribution ultérieure. Dans la zone méditerranéenne, la prédominance des calcaires sur toutes les autres roches est un facteur essentiel de l'abondance des croûtes calcaires. Les basaltes, qui peuvent renfermer jusqu'à 15 % de chaux, sont également des roches favorables à la calcarification ; c'est le cas pour le sud de Madagascar ou le Mexique Central. Les autres roches, pauvres en ions calcium, sont défavorisées à cet égard. Un grès, un sable, un granite alcalin, ne renferment pas ou très peu d'ions calcium susceptibles de produire du calcaire. Aussi, même si les conditions climatiques ou topographiques s'y prêtent, les concentrations de calcaire seront discrètes ou très faibles. Un granite calco-alcalin, avec quelques amphiboles, sera susceptible (et c'est le cas au Nord-Cameroun) de présenter une calcification secondaire notable. Les alluvions sont un milieu hétérogène où coexistent des quantités de minéraux différents dont certains permettent de libérer du calcium. Il va de soi que les solutions circulant dans le sol sont susceptibles en s'évaporant de fournir du calcaire.

Dans tous les cas, les bicarbonates se transforment en carbonates par perte de gaz carbonique. L'ion calcium est fourni par les minéraux qui en contiennent, tels que les plagioclases calciques, certains grenats, certains amphiboles et pyroxènes, etc. Le gaz carbonique est fourni par l'air ou bien par la décomposition des substances organiques.

Formes revêtues par l'accumulation calcaire dans les sols.

C'est en zone méditerranéenne que la calcarification secondaire est la plus évidente, c'est là aussi qu'elle revêt les formes les plus variées. Ce sera donc aux pédologues ayant longuement travaillé dans cette zone que seront empruntées les définitions qui suivent (BOULAIN, DURAND, RUELLAN, WILBERT, etc.).

Les accumulations diffuses. Le calcaire est sous une forme très fine, parfois peu visible. Il peut prendre la forme de **pseudo-mycelium** dans les espaces vides du sol, dans les cavités d'anciennes racines.

Les **amas friables** sont des collections individualisées, tendres, de forme et dimensions variables. Ils ont été dénommés « nodules farineux », « sphères », « chandelles ». Leur délimitation est parfois malaisée.

Les **nodules** sont des collections calcaires à bords nets généralement très durs, de formes assez proches de la sphère, de 2 à 5 cm de diamètre. Leur couleur est claire, tandis que l'horizon dans lequel ils se trouvent peut être sombre. Ce sont les nodules concrétionnés de DURAND.

Les formations suivantes constituent ce qu'on appelle des **carapaces calcaires**. Elles peuvent être simples ou comprendre plusieurs éléments.

L'encroûtement est le terme qui s'applique lorsque l'invasion du calcaire est continue, et telle qu'elle fait disparaître les caractéristiques propres de l'horizon dans lequel elle est observée. Cet encroûtement peut être homogène (encroûtement tuffeux, formation pulvérulente de DURAND, tofezza homogène de BOULAIN), ou englober des nodules comme dans l'encroûtement nodulaire de WILBERT. Il est généralement de couleur claire et d'épaisseur très variable (quelques centimètres à plusieurs mètres).

La croûte est une formation généralement durcie, présentant une structure lamellaire, feuilletée, épaisse de quelques centimètres à plus d'un mètre, très riche en calcaire. C'est la « croûte zonaire » de BOULAIN, DURAND. La teneur en calcaire est très élevée (jusqu'à 70-90 % de CO_3Ca). Le sommet de la croûte est généralement très net, tandis que, vers le bas, on passe graduellement à un encroûtement.

La dalle compacte est une formation très dure de couleur grise ou crème. Il peut y avoir plusieurs feuilletts massifs de 10 à 20 cm d'épaisseur, sans structure zonaire.

La **pellicule rubanée** est une formation mince très dure, très calcaire, constituée de la superposition de lamelles très fines, au sommet d'une croûte ou d'une dalle.

Répartition géographique et pédologie des accumulations calcaires.

D'une manière générale, la zone méditerranéenne est la zone d'élection des accumulations calcaires, favorisées par le climat et les roches-mères contenant du calcaire ou du calcium en abondance (Afrique du Nord, sud de l'Espagne, Chypre, Moyen-Orient, Mexique, etc.). Toutes les formes d'accumulation discontinues ou continues sont représentées. L'Afrique tropicale, où le calcaire est rare, à l'exception de l'Éthiopie, ne présente que des accumulations discontinues et généralement assez discrètes (accumulations diffuses ou nodules).

Dans un certain nombre de sols, ces accumulations constituent une caractéristique assez importante.

- **Classe des sols peu évolués.** Dans les sols peu évolués dérivés d'alluvions, les accumulations diffuses, les amas friables généralement de petite taille sont visibles dans la cuvette tchadienne et bien d'autres endroits.
- **Classe des Vertisols.** Dans les sols de cette classe, les nodules de 1 à 3 cm, très durs, sont observables à la base de l'horizon B. Ils occupent une portion souvent régulière de cet horizon. Si le vertisol dérive d'un basalte, on peut observer au contact de la roche en voie d'altération un véritable encroûtement friable.
- **Classes des sols calcimagnésiques et isohumiques.** C'est aux sols de cette classe que les plus belles accumulations calcaires sont associées depuis l'accumulation diffuse jusqu'aux encroûtements de plusieurs mètres. La limite entre le sommet de l'encroûtement et l'horizon qui se trouve au-dessus est généralement très nette et renforcée par la différence de couleur de l'horizon supérieur et l'horizon calcaire.
- **Classe des sols hydromorphes.** De nombreux sols hydromorphes présentent des accumulations de calcaire sous forme de nodules ou même d'encroûtements surtout dans les régions méditerranéennes.
- **Classe des sols halomorphes.** Des accumulations de calcaire sous forme de pseudo-mycélium ou d'amas friables sont notés dans des sols à alcalis à structure modifiée (solonetz solodisés de la cuvette tchadienne). Ce calcaire doit pouvoir être mis en relation avec le remplacement du calcium du complexe par le sodium.

Les hypothèses formulées pour expliquer la présence d'épaisses masses calcaires sont parfois assez divergentes. Pour les uns, il ne saurait s'agir d'une pédogenèse véritable, mais seule la partie supérieure du profil serait d'origine pédologique, tandis que la partie calcaire serait un véritable niveau géologique. Pour d'autres, il s'agirait d'un enrichissement de la partie profonde du profil par lessivage vertical de la partie supérieure. Pour d'autres enfin, le calcaire est trop abondant pour s'être formé en place ; il est venu d'ailleurs en solution, et a précipité après un voyage parfois fort long.

La place des accumulations calcaires dans le profil.

La place accordée au calcaire est fonction du rôle qu'on lui attribue dans la formation du profil. Si on pense que la formation de l'accumulation calcaire est distincte de celle du sol qui la surmonte, cette accumulation sera considérée comme une véritable roche-mère et on parlera « de sol sur croûte calcaire ». Mais, il existe bien des cas où ce calcaire fait partie intégrante du profil. Lorsque la calcification est modérée et discontinue, il est convenu de placer en même temps que la désignation habituelle de l'horizon les lettres « Ca ». On aura ainsi un horizon C Ca ou B₂Ca.

La nécessité d'un véritable horizon calcaire s'est fait sentir et l'horizon K a été récemment proposé par GILE et al. (1966) qui se caractérise par une accumulation secondaire de calcaire supérieure à 60 %. L'horizon se subdivise en trois parties K₁, K₂ et K₃, qui sont calquées sur celles de l'horizon B.

5.5. - Les migrations de substances non solubles et solubles.

5.5.1. Migration de substances non solubles.

Deux processus sont habituellement décrits : lessivage et podzolisation. Ils sont peu courants en zone intertropicale. On leur adjoint le processus d'« appauvrissement ».

Le **lessivage** est un « processus d'entraînement mécanique des colloïdes en milieu faiblement humifère, moyennement ou peu acide et biologiquement actif ». (Ph. DUCHAUFOR, 1965).

Le processus doit se traduire par le développement dans le profil d'un horizon d'accumulation des colloïdes qui ont quitté la partie supérieure du profil. Cette accumulation se traduit par la présence d'enrobements (1) à la surface des agrégats et la constitution d'un horizon « argilique » (USDA - 7° Approx.). L'examen de la courbe de la teneur en argile en fonction de la profondeur montre très nettement un « ventre » d'accumulation. Le fer libéré des minéraux primaires doit, si le pH est supérieur à 3,2 précipiter pour donner des oxydes hydroxydes insolubles, amorphes ou cristallisés. Pour qu'il y ait migration du fer, deux conditions doivent être remplies (elles le sont souvent ensemble dans la nature) ; réduction du fer ferrique en ferreux, ce qui remonte le pH de précipitation de l'hydroxyde à 6,0, et offre à l'ion ferreux la possibilité de migrer ; complexation de l'ion ferreux ou ferrique par des produits d'origine minérale ou organique. Le fer ferreux ou ferrique est alors inclus dans une grosse molécule soluble, ce qui explique leur possibilité de migration. Enfin, ils peuvent exister dans le complexe argilo-humique (chélaté dans la partie humus ou bien pont entre l'argile et l'humus). Le fer migre alors en bloc avec les colloïdes.

Les conditions de migration de l'argile, suivie de son accumulation en profondeur pour constituer un horizon argilique tel qu'il est défini plus haut ne paraissent pas fréquemment remplies en zone intertropicale. On observe, par contre, plus souvent l'appauvrissement.

La **podzolisation** est un processus d'altération chimique intense des éléments silicatés sous l'influence d'un humus grossier très acide à décomposition lente. Il se développe sous un horizon A₀, un horizon A₁ assez modeste, un horizon A₂ parfois très épais. Les horizons B renferment de la matière organique, du fer et un peu d'alumine.

Malgré une littérature abondante, sur le processus de podzolisation, il semble que bien des points soient obscurs. Les travaux les plus récents (DUCHAUFOR 1967, IARKOV, 1956) insistent sur les points suivants, particulièrement importants :

— Les acides organiques, les produits phénoliques solubles originaires des litières ont un rôle capital dans les processus d'altération et de complexation. Ces produits prennent naissance au niveau des horizons organiques biologiquement peu actifs comme les « mor ».

— Une phase d'anaérobiose provoquant le passage du fer de la forme ferrique à la forme ferreuse favorise la complexation et la migration du fer lors du mauvais drainage qui accompagne la fonte des neiges dans les pays boréaux.

(1) « Clay-skins », « coatings », dans la littérature anglo-saxonne.

— Les silicates jouent un rôle de frein à l'égard de la podzolisation ; les hydroxydes ont tendance à immobiliser les substances susceptibles d'assurer leur migration. Par contre, les roches très acides, quartzieuses sont favorables à la podzolisation. Les causes de l'accumulation de l'humus et du fer sont encore assez mal connues.

Dans la zone intertropicale, des profils podzoliques, tels qu'esquissés ci-dessus, sont plutôt rares. L'horizon d'humus grossier est bien peu souvent observé. La formation d'un horizon A₂ suivi d'un B d'accumulation ferro-humique a lieu dans certaines zones sableuses côtières de Côte-d'Ivoire, de Madagascar, etc. Un milieu très perméable facilite le balayage, par des solutions complexantes, de l'horizon A₂ beaucoup plus épais que dans la zone tempérée. La précipitation n'intervient que s'il existe une zone d'arrêt telle que nappe phréatique ou niveau de granulométrie beaucoup plus argileuse. On peut observer alors un véritable alios humo-ferrugineux.

Dans la zone des sols ferrallitiques, il arrive que l'on observe, dans les zones les plus arrosées du Gabon ou du Congo, un discret début de podzolisation, mais ces sols n'occupent que bien rarement des surfaces cartographiables.

Si le lessivage et la podzolisation, processus des pays tempérés et froids, sont peu fréquents en zones intertropicale et méditerranéenne, le processus d'**appauvrissement** est par contre très banal et répandu. Il consiste en une perte, souvent importante, d'argile et de fer dans la partie supérieure des profils qui n'est pas compensée par une augmentation notable dans la partie inférieure. Malgré des teneurs en argile très différentes (par exemple 7-10 % en A - 40-50 % en B), il n'y a pas d'horizon argilique qu'on puisse mettre en évidence par une augmentation caractéristique et limitée de la teneur en argile avec la profondeur. Il n'y a pas non plus d'enrobements. La perte d'argile (et de fer) n'a pu s'effectuer que par suite de migration oblique ou bien, dans certains cas de décomposition de silicates d'alumine, à la partie supérieure des profils.

Cet appauvrissement a lieu sur des topographies très variables. Il peut se produire sur des pentes moyennes à fortes, sous couverture forestière dense en zone équatoriale. Il est possible que le sol, très mouillé, ne puisse plus évacuer vers les nappes un excès d'eau arrivé subitement. Cette eau circule dans le sol à faible profondeur et s'évacue obliquement, entraînant des quantités minimales d'argile, laissant sur place les fractions grossières. C'est cet appauvrissement qui est responsable de la charge essentiellement argileuse des rivières en zone équatoriale.

En zone tropicale, les sols peuvent être moins épais, avec une roche encore peu altérée en faible profondeur ; ou bien, des remaniements ont modifié la partie supérieure des profils en déterminant des zones de discontinuité qui gênent un écoulement vertical régulier des eaux. La topographie est le plus souvent assez plane avec des pentes très douces vers des talwegs faiblement enfoncés. Les averses brutales et abondantes tombant au cours d'une saison des pluies relativement courte ont du mal à s'évacuer verticalement (nappe phréatique trop haute, sol assez peu profond), une bonne partie de l'eau doit s'écouler obliquement en enlevant des proportions notables d'argile qui sont entraînées vers les cours d'eau voisins.

5.5.2. **Migration des substances solubles.**

Il peut y avoir migration de très nombreuses substances solubles dans un sol des régions méditerranéenne et intertropicale. Plusieurs d'entre elles donnent parfois naissance à une accumulation ultérieure telle que les bases et la silice.

Dans les zones où les précipitations sont élevées, les ions basiques (alcalins ou alcalino-terreux) libérés à partir des minéraux primaires sont éliminés par les solutions du sol. Les seules zones où il peut y avoir une certaine accumulation d'ions basiques est, sans doute paradoxalement, l'horizon humifère ; sous l'action de la migration biologique due à l'action de la végétation qui provoque une augmentation provisoire dans l'horizon humifère des teneurs en bases, sous l'action des organismes vivants, termites, fourmis, etc., qui réussissent à effectuer des concentrations locales, comme de calcium par exemple. Dans toutes ces zones bien arrosées, on peut parler de « lixiviation » qui signifie mise en solution suivie d'exportation hors du profil de produits très solubles.

Dans les zones tropicales sèches ou méditerranéennes, le calcium peut arriver à se carbonater et s'immobiliser dans le profil. Dans les conditions très sèches, le sodium peut arriver à se carbonater à son tour et se traduire par des accumulations de natron. Le magnésium et le potassium donnent rarement naissance à des sols solubles dans les sols. Ceci est le cas lorsque les bases proviennent de l'altération de roches cristallines d'origine ignée ou métamorphique ou le seul anion disponible est la silice. Lorsqu'il s'agit de roches sédimentaires, ou bien lorsque les sols ont été imprégnés par les eaux salées (parfois très faiblement), on peut aboutir à des accumulations de chlorure ou sulfate de sodium, de sulfate de calcium. De plus, certaines bases peuvent contribuer à la constitution de différents minéraux argileux ; magnésium (et calcium) contribuent à la formation de la montmorillonite ; le potassium à celle de l'illite.

La **silice**, en milieu très arrosé, est libérée et présente dans les solutions du sol sous forme de silice monomère ; elle peut alors être évacuée totalement si le drainage est bon. Si le sol est toujours mouillé, si la nappe phréatique est haute, la réaction de cette silice avec l'alumine est très rapide pour former de la kaolinite qui devient le minéral argileux prépondérant de la plupart des sols de la zone intertropicale. Si la pluviométrie est moins forte ou le drainage moins efficace, les possibilités de combinaisons de la silice avec l'alumine, le fer, le magnésium, le potassium augmentent, et les minéraux argileux sont prépondérants (minéraux à trois couches, comme l'illite et la nontronite). Il arrive que des accumulations de silice sous forme cristalline (quartz) ou amorphe (opale) soient présentes dans les sols. Dans certaines régions sèches d'Afrique du Sud ou d'Australie, on connaît des amas siliceux connus sous le nom de « billy » ou « silcrete ».

L'**aluminium** est un métal difficilement déplaçable aux pH usuels du sol puisque les hydroxydes précipitent entre pH 4,2 et 9,5. Pour avoir de l'aluminium échangeable, il faut avoir des pH très acides. On a pu cependant montrer dans certains sols tropicaux des accumulations de produits alumineux qui n'ont pu se produire sans un minimum de mobilité de ce métal (concrétions, masses radiciformes, nodules, etc.). Les premiers à avoir montré une véritable possibilité de migration de l'alumine sont GASTUCHE et HERBILLON (1962). En étudiant la précipitation de l'alumine en milieu désionisé tel qu'il doit se réaliser en milieu tropical, ils ont pu préciser que l'hydroxyde passe dès sa précipitation par un stade très dépolymérisé équivalent à une véritable dissolution avant l'apparition de la forme cristallisée, la gibbsite. C'est probablement pendant ce temps de dépolymérisation que peut se produire la migration de l'alumine avant son immobilisation définitive. Dans le cas des podzols, l'aluminium est mobilisé par des complexants organiques.

Le **fer**, dans les sols ferrallitiques, ne montre pas une tendance particulière à migrer. Les sols en surface restent colorés en rouge ou jaune de manière régulière indiquant un drainage convenable. Sur de grandes superficies, on observe par contre des zones tachetées en rouge alternant avec des parties blanches ou grises qui sont la marque de l'hydromorphie. Des zones de mauvais drainage, généralement sur des plateaux ou des dépressions, s'accompagnent de la formation de produits réducteurs susceptibles de réduire et complexer le fer qui a alors toute possibilité de migrer.

Dans les sols fersiallitiques, la faiblesse des pentes, en zone tropicale, rend difficile l'évacuation des eaux et favorise, lors de la saison des pluies, une hydromorphie qui est responsable d'une réduction et d'une mise en mouvement du fer. Après un trajet de longueur variable, les complexes du fer sont détruits et le métal reprécipite sous forme d'oxyde et d'hydroxyde en formant des cuirasses souvent importantes.

Les « sols rouges tropicaux » occupent des positions toujours bien drainées et le fer, n'ayant aucun motif de se mettre en mouvement, reste sous forme d'hydroxyde ou oxyde, ou bien inclus dans les réseaux des minéraux argileux.

Dans les vertisols, qui occupent des positions où le drainage est mauvais, associé à des teneurs en silice et bases élevées, le fer est inclus dans des minéraux argileux comme la nontronite et de ce fait ne migre pas.

Dans la zone méditerranéenne, les sols sur calcaire sont suffisamment perméables pour qu'aucune cause de réduction n'intervienne. Aussi, aucune migration par complexation du fer n'est apparente. Par contre, il doit pouvoir migrer en même temps que l'argile.

5.6. - L'hydromorphie.

L'hydromorphie intéresse des sols dans lesquels se produit un engorgement temporaire ou permanent de l'eau. La présence de cette eau, pendant une période variable de l'année, se traduit par l'apparition de plusieurs processus d'ailleurs étroitement associés, dont la conjonction donne les sols hydromorphes.

Le premier processus est l'accumulation de la matière organique, qui a été envisagée au paragraphe 5.2. Dans les conditions de l'hydromorphie en milieu tropical, l'accumulation peut aboutir à des horizons tourbeux, ou à des anmoor.

Le pseudo-gley (g) résulte de conditions alternativement réductrices et oxydantes. Les premières se traduisent par la formation de substances réductrices produites par l'action de microorganismes sur la matière organique. Elles provoquent la genèse de produits ferreux et manganésifères et des déplacements modérés. Le retour des conditions oxydantes se traduit par la réoxydation des produits réduits et leur précipitation. Il en résulte un assemblage de taches grises ou blanches associées à d'autres de couleur rouille ou ocre ; le contraste entre les deux sortes de taches est très net. Lorsque les transitions sont graduelles et les contrastes peu marqués, on parlera de **marmorisation**.

La présence de pseudogley est donc liée à un drainage médiocre pendant une partie de l'année. Il peut exister au sommet, par suite d'un niveau imperméable, d'un profil. On parlera alors d'une nappe perchée. Il peut résulter également du battement d'une nappe qui envahit périodiquement un profil : celui-ci peut intéresser une petite partie ou bien une épaisseur considérable du profil.

Dans un certain nombre de sols de la zone intertropicale, autres que les sols hydromorphes, le pseudogley est une caractéristique remarquable. Dans les sols ferrugineux tropicaux, il y a de nombreuses marques d'hydromorphie qui vont de la marmorisation jusqu'au pseudogley typique. Dans les sols ferrallitiques, sur les vieilles surfaces d'aplanissement où la nappe phréatique est peu profonde, l'horizon tacheté est très fréquent. Ce n'est autre chose qu'un horizon de pseudogley.

Dans les sols hydromorphes, le pseudo-gley se développe dans les grandes plaines d'inondation soumises temporairement à l'inondation et où les battements de nappe sont importants et durent plusieurs mois par an, permettant une succession d'oxydation et de réduction tandis que la partie inférieure du profil est caractérisée par un gley profond lié à une nappe permanente. A Bucarest, en 1964, les pédologues roumains ont proposé pour ce type de sol le nom d'**amphigley**.

Le **gley (G)** correspond à un horizon où les processus de réduction l'emportent nettement sur ceux d'oxydation. Le fer passe à l'état ferreux qui donne au sol une teinte grise à tendance bleutée ou verdâtre. Le fer peut être à peu près totalement éliminé de l'horizon qui prend alors une teinte grise ou blanche. La réoxydation du fer donne naissance à de petites taches de couleur rouille sur fond gris.

L'horizon de gley s'observe dans les sols où l'engorgement est permanent ou quasi-permanent. Il y a rarement d'horizon de gley dans d'autres sols que les sols hydromorphes. On les observe dans les parties les moins bien drainées des plaines inondées.

Le terme de **stagno-gley** s'applique à des sols où l'hydromorphie est quasi-permanente et concerne l'ambition de la partie supérieure du sol à la suite de précipitations abondantes. La matière organique est concentrée en surface sur une petite surface et les processus de réduction du fer sont dominants.

Tous les pays des zones intertropicale ou méditerranéenne peuvent avoir des sols hydromorphes. Ceux-ci occupant des zones basses, dans les plaines d'origine alluviale, peuvent représenter des superficies immenses souvent d'un seul tenant dont la récupération et la mise en valeur sont poursuivies depuis de longues années : cuvette tchadienne, marais de l'Agneby en Côte-d'Ivoire, Cuvette du lac Alaotra à Madagascar, etc.

5.7. - Halomorphie.

L'halomorphie résulte de l'action de sels et plus particulièrement de l'ion sodium. Les sels peuvent être simplement juxtaposés aux autres produits du sol ; on parlera alors de salinisation, qui s'accompagne d'une fixation faible de cations alcalins sur le complexe absorbant.

Les principaux sels sont les suivants : (autres que le chlorure)

Natron $\text{CO}_3\text{Na}_2, 10 \text{H}_2\text{O}$
Trona $\text{CO}_3\text{Na}_2, \text{CO}_3\text{NaH}, 2 \text{H}_2\text{O}$
Thénardite SO_4Na_2
Glaubérite $\text{SO}_4\text{Na}_2, \text{SO}_4\text{Ca}$
Epsomite $\text{SO}_4\text{Mg}, 7 \text{H}_2\text{O}$

Lorsque cette fixation est notable, on parlera alors d'alcalination qui provoque des changements notables de structure. On a alors des sols à alcalis ; si la structure devient colonnaire, on parlera de solonetz ; si ce sol présente une véritable dégradation à la partie supérieure du profil, on parlera de solod.

L'accumulation des sels.

Les sels du sol peuvent être divisés en trois groupes : peu solubles (carbonates de calcium et magnésium), moyennement solubles (sulfate de calcium), très solubles (carbonates de sodium, sulfate de sodium, sulfate de magnésium, chlorure de sodium, chlorure de calcium, chlorure de magnésium). Il a été traité très longuement de l'accumulation du carbonate de calcium dans le paragraphe 5.4. Les deux dernières catégories sont retenues ici.

L'origine des sels dans le sol peut provenir de causes très variées :

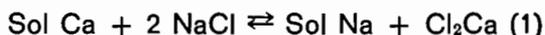
- Les sels peuvent préexister dans la roche-mère sédimentaire dont dérive le sol (par exemple : sédiment à chlorure de sodium, ou gypse, du trias, de l'oligocène). Ils peuvent résulter de l'imprégnation de zones alluviales par l'eau de mer.
- Les sels peuvent être apportés par le vent, sous forme d'embruns et distribués à plusieurs kilomètres du rivage sur des sols primitivement non salés. Ils peuvent avoir été enlevés, lors du passage du vent sur des zones désertiques, à fortes accumulations de sels.
- Les sels peuvent être apportés au sol par concentration en surface, par remontée capillaire, de nappes phréatiques contenant des sels dissous.
- Enfin, les eaux d'irrigation en zones aride ou sbaride, s'évaporant dans le sol peuvent le charger en sels, même si la charge saline est faible au départ.

Les sols où se produisent ces concentrations sont dénommés **solontchaks** par les auteurs russes. Ce terme est très souvent employé dans la littérature à côté d'expressions comme « sols salés » ou « sols salins ». C'est dans la partie supérieure du profil qu'a lieu la concentration des sels, à quelques centimètres de la surface. Elle détermine une structure poudreuse caractéristique. Si la concentration a lieu à la surface même du sol, elle se traduit par la formation d'une croûte saline (chlorures, carbonates ou sulfates).

La présence de sels n'a qu'une influence limitée sur le complexe absorbant. L'argile reste floclée, la teneur en ion sodium du complexe reste modeste (moins de 15 %) et le pH ne dépasse guère 8,5. La conductivité de l'extrait saturé est supérieure à 4 mhos/cm à 25°.

L'influence du sodium est généralement considérée comme prépondérante. Lorsque la quantité de cet ion sur le complexe argilo-humique devient importante, des modifications interviennent dans les propriétés physiques et chimiques ainsi que dans la morphologie. Ces transformations sont appelées **alcalisation** et les sols deviennent des **sols à alcalis**. Si le pourcentage du sodium sur le complexe dépasse 15 %, avec une conductivité de l'extrait saturé inférieure à 4 mhos/cm à 25° et le pH supérieur à 8,5, on parlera de sols non salés à alcalis. Si la conductivité est supérieure à 4 mhos/cm à 25°, on parlera de sols salés à alcalis.

Il est important d'examiner comment le sodium est fixé sur le complexe absorbant. L'expérience montre que le calcium est beaucoup mieux retenu par le sol que le sodium. Par conséquent, pour que la réaction :



ait lieu de gauche à droite, il faut qu'il y ait beaucoup plus d'ions sodium présents que de calcium.

En fait, le sol à alcali ne pourra pas se former s'il n'y a en présence que des sels de sodium dont les anions sont susceptibles de constituer avec le calcium des sels solubles. La présence de carbonates ou bicarbonates de sodium est nécessaire. Ces sels fortement ionisés déterminent une augmentation très forte du pH (jusqu'à 9 ou 10).

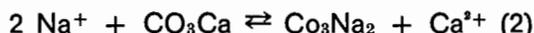
Formation de carbonate de sodium dans les sols.

Divers modes ont été envisagés dont on retiendra les suivants :

— Altération des minéraux sodiques des roches en régions arides ou semi-arides. Les plagioclases, certains amphiboles ou pyroxènes sont susceptibles de fournir du sodium au cours de l'altération. Celle-ci n'est pas susceptible de fournir d'autres anions que l'anion carbonique (la silice qui n'est pas éliminée par les solutions du sol participe à l'édification de minéraux argileux à trois couches), provenant soit directement de l'atmosphère soit de la minéralisation de la matière organique.

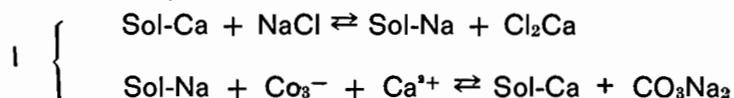
Dans certaines parties de la cuvette tchadienne, des inselbergs, des massifs résiduels granitiques sont ceinturés de sols à alcalis. Les solutions provenant de l'altération des plagioclases sont enrichies en sodium par suite de la platitude des reliefs et se carbonatent en donnant au sol des pH élevés. Les accumulations modestes de calcaire qui sont présentes peuvent être attribuées à la réaction (2). Un excès d'ion calcium peut sans doute déplacer le sodium, ce qui fait que les bases échangeables comprennent surtout du calcium et guère plus de 10 % de sodium malgré des pH souvent proches de 10.

— Action de sels neutres sur le carbonate de calcium. Elle est basée sur la réaction :

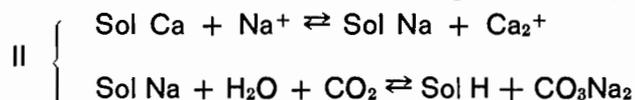


Cette réaction, en raison de la très faible solubilité du carbonate de calcium a peu de chance de se produire de gauche à droite, mais plutôt dans l'autre sens.

— Formation par échange de base (MONDESIR, 1888). Si on lessive un sol calcique par une solution saline, le sodium déplace le calcium ; si on lessive ensuite par de l'eau distillée, le calcium provenant du carbonate de calcium présent déplace le sodium, tandis que l'ion carbonique se combine au sodium pour faire du carbonate de sodium.

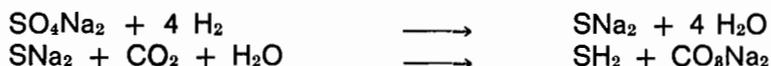


S'il n'y a pas de carbonate de calcium (GEDROIZ, 1912 ; CUMMINGS et KELLY, 1923), le lessivage du sol sodique par de l'eau en présence de gaz carbonique donne du carbonate de sodium (en présence d'eau dépourvue de gaz carbonique, on obtient de la soude).



Ce schéma peut être invoqué dans la formation de sols à alcali dans les régions intérieures africaines. Il peut convenir dans tous les cas où l'eau de pluie, non chargée de sels, lessive un sol sodique. Le carbonate de sodium ainsi formé peut servir à fixer du sodium sur un sol voisin.

— Réduction de sulfates par voie microbienne. Le sulfate de sodium peut être transformé en sulfure par des réducteurs, produits au cours des transformations subies par la matière organique, ou par des microorganismes.



— La minéralisation de la matière organique, lorsque celle-ci est riche en sodium, est également susceptible de fournir du carbonate de sodium.

En même temps que les modifications chimiques, évoquées ci-dessus, se produisent des modifications morphologiques importantes. L'augmentation du sodium sur le complexe absorbant va se traduire par des modifications considérables de la perméabilité par une forte diminution de la taille des particules. Cette situation favorise la migration de l'argile facilement entraînée par une percolation verticale ou un déplacement oblique. Dans les régions à alternance saisonnière marquée, des structures très prononcées peuvent apparaître avec formations de colonnes, etc. C'est dans ces horizons fortement structurée qu'apparaissent les teneurs en argile et les teneurs en sodium les plus élevées.

En même temps que se développent ces horizons profonds caractéristiques, en surface on peut observer des migrations d'argile parfois importantes se traduisent par l'apparition d'un horizon A₂. La forte dispersion d'une argile sodique, la faible perméabilité des sols à alcali, rendent peu probable l'entraînement vertical de l'argile. Mais les caractéristiques des argiles plaident plutôt en faveur d'un entraînement oblique et l'enlèvement de particules très fines des horizons supérieurs et leur entraînement hors des profils. Les **solonetz** sont des sols présentant un horizon A₂ surmontant un horizon B où les teneurs en sodium échangeable sont relativement élevées et où se développe une structure en colonnes.

Dans la partie supérieure du sol, une destruction des colloïdes peut également se produire, entraînant un véritable blanchiment de l'horizon A₂, qui n'est pas sans rappeler celui des podzols. Pour les auteurs russes, il y aurait un résidu de silice amorphe. Des microorganismes sont également capables d'assimiler de la silice et la laisser derrière eux par exemple sous forme de frustules de diatomée. De tels sols sont appelés **solod**. Des solonetz ayant subi une solodisation ont été décrits au Tchad (BOCQUIER, 1964).

L'halomorphie est donc un processus varié quant à ses manifestations. Il s'agit au départ d'une accumulation de sels neutres qui, tant que le calcium est en quantité importante, ne modifie pas de manière considérable le complexe absorbant. La présence de carbonate de sodium élève le pH et favorise la fixation de sodium sur le complexe. Cette situation nouvelle s'accompagne de propriétés physiques et chimiques telles qu'une morphologie des sols particulière apparaît.

5.8 - Autre processus. Le remaniement des sols.

De très nombreux sols de la zone intertropicale présentent à la partie supérieure de leurs profils des lits de cailloux (1) qui épousent assez régulièrement la topographie. Au-dessous de cette ligne, le sol apparaît en place. En effet, les lits de minéraux ne semblent guère avoir été déplacés et les produits altérés qui les ont remplacés n'ont guère bougé. Par contre, au-dessus de la ligne de cailloux, le sol a été remanié avec une fraction fine dominante et une légère usure des sables et des cailloux qui sont subarrondis ou subanguleux.

L'origine de ce remaniement est à l'heure actuelle assez controversée. Les uns y voient le résultat d'une descente des cailloux à travers le sol. D'autres des alluvionnements successifs en relation avec des successions de climats subarides et humides. Pour d'autres enfin, l'activité biologique est prépondérante. L'érosion apparaît comme devant avoir un rôle essentiel, alors que les versants reculent parallèlement à eux-mêmes, entraînant le remaniement de toute la tranche de sol intéressée.

(1) Sone-line, nappe de gravats, ligne de pierres.

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

Secrétariat d'État aux Affaires Étrangères

techniques rurales en afrique

10

pédologie et développement

B. D. P. A.

O. R. S. T. O. M.

1970

techniques rurales en afrique

10

pédologie et développement

A la demande du Secrétariat d'Etat
et pour faciliter la tâche des ingénieurs travaillant en Afrique

Ce document a été établi par un groupe de travail
auquel ont collaboré,

l'Office de la Recherche Scientifique et Technique
Outre-mer,

le Bureau pour le Développement de la Promotion
de l'Agriculture.

