

CLIMATS, PALÉOCLIMATS ET BIOGÉODYNAMIQUE DU PAYSAGE TROPICAL

Yves TARDY

Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), 213 rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France.

Instituto Astronomico e Geofisico (IAG), Universidade de Sao Paulo (USP) CP 30627, 01051 Sao Paulo SP, Brésil.

Centro de Energia Nuclear na Agriculture (CENA), Universidade de Sao Paulo (USP) CP 96, 13400 Piracicaba SP, Brésil.

Institut de Géologie, Université Louis Pasteur (ULP) et Centre de Géochimie de la Surface (CNRS), 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France.

INTRODUCTION

Le paysage matérialise un ensemble d'interfaces entre l'atmosphère, la biosphère, l'hydrosphère, la pédosphère et la lithosphère. Il est défini par les formes du relief et du réseau hydrographique qui le découpe, par la nature du manteau d'altération et du sol qui le coiffe, ainsi que par la variété et l'abondance du couvert végétal et de la faune qui l'habite. Sur les continents, les paysages tropicaux s'étendent et se relaient de part et d'autre de l'équateur, entre le tropique du Cancer et le tropique du Capricorne. Ils sont soumis à des climats plus ou moins chauds et plus ou moins humides. Entre les tropiques, la température diminue avec l'altitude et augmente avec la latitude, tandis que l'humidité augmente ou diminue avec l'altitude mais diminue toujours avec la latitude. Selon le climat, chaque paysage est une biogéocénose caractérisée par une biogéodynamique propre.

Sur les vieux boucliers stables de l'Australie, de l'Inde, du Brésil, de l'Ouest-africain ou du Centrafrique, les paysages portent l'impression des climats d'aujourd'hui mais gardent aussi la marque des paléoclimats qui se sont succédé depuis plus de 100 millions d'années. Depuis le Jurassique et l'ouverture de l'Atlantique, durant le Crétacé et le Tertiaire, les continents ont migré, l'équateur et les tropiques, en même temps que les zones climatiques qui les caractérisent, se sont déplacés. Les climats ont changé et les paysages ont évolué. L'imbrication des sols le long des versants, l'étagement des couvertures latéritiques avec l'altitude et leur distribution en fonction de la latitude, sont les témoins de l'altération, de la pédogenèse et de l'érosion qui sans cesse ont corrodé et décapé les vieux continents. Les latérites sont aussi les marqueurs des changements du climat global qui ont affecté la Terre entière et les archives des variations du climat régional qui ont affecté de vastes étendues continentales.

Cet article est le bref condensé de deux livres auxquels on se reportera pour une information plus étendue ; le premier, intitulé "Pédrologie des Latérites et des Sols Tropicaux", paraît cette année (TARDY, 1993) ; le second, intitulé "Dynamique du Paysage Tropical", paraîtra l'an prochain (TARDY, 1994). Ces deux livres font le point de quelques-uns des résultats acquis par le programme PIRAT "Biogéodynamique Intertropicale Périatlantique" qui se voulait, d'une certaine manière, une prolongation du programme "Géochimie de la Surface et Formes du Relief", dans lequel Georges MILLOT avait tant investi (MILLOT, 1971, 1980, 1983).

Sont ici succinctement traitées les questions suivantes :

- facteurs statiques et dynamiques de l'altération et de la pédogenèse ;
- climats tropicaux périatlantiques ;
- hydrologie et dynamique de l'érosion mécanique et chimique ;

- termitologie et dynamique de l'érosion biologique ;
- pédologie, séquences de sols et dynamique des versants ;
- paléoclimats, âge et distribution des couvertures latéritiques à travers le Monde.

I - FACTEURS STATIQUES ET DYNAMIQUES

Connaître et comprendre la dynamique du paysage tropical, c'est à la fois reconnaître les mécanismes, distinguer les processus et conduire le bilan des transferts aux interfaces entre les différents réservoirs de matière (atmosphère, biosphère, hydrosphère, pédosphère et lithosphère).

1. Polarité des transferts d'eau et de matière dans les sols

L'altération et la pédogenèse se produisent dans l'eau, sous le niveau de la nappe souterraine, dans ce que l'on appelle le *domaine saturé*, tout autant qu'au-dessus du niveau hydrostatique, dans ce que l'on appelle le *domaine non-saturé du sol*. Dans le domaine saturé de la nappe, les mouvements de matière en solution accompagnent ceux de l'eau qui circule latéralement de l'amont vers l'aval. Dans le domaine non-saturé, en revanche, les mouvements d'eau sont plutôt verticaux. En amont, le niveau hydrostatique est profond ; en absence de végétation, les échanges d'eau et de matière en solution entre l'atmosphère, le sol et la nappe seraient essentiellement descendants, à polarité dirigée vers le bas. Cependant, la végétation, par ses racines profondément enfouies, entretient des mouvements ascendants d'eau et de matière en solution. En aval, le niveau hydrostatique est peu profond, affleurant ou subaffleurant ; l'évaporation est forte et les échanges d'eau et de matière entre la nappe, le sol et l'atmosphère sont ascendants (fig. 1). Au sein des profils et le long des versants, on ne doit donc pas raisonner sur les seuls mouvements verticaux descendants qui sont naturellement sélectionnés lorsque l'on croit devoir privilégier la lithodépendance des couvertures

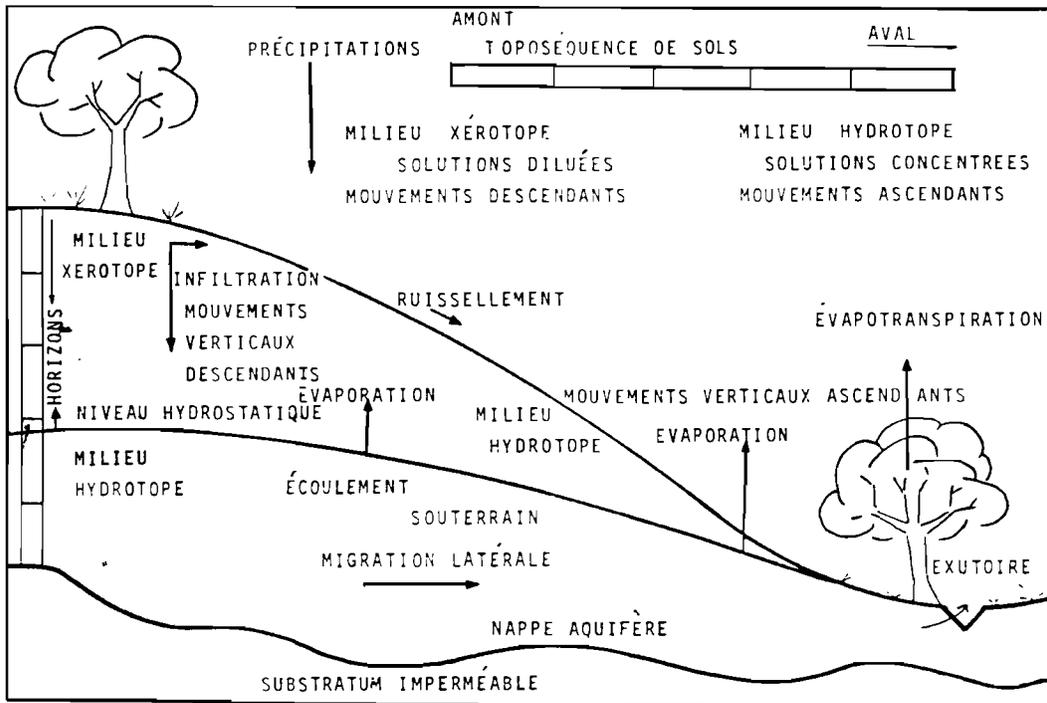


Fig.1 - Polarité des mouvements de l'eau et des transferts de matière dans les sols : transferts (1) verticaux descendants, (2) latéraux et (3) verticaux ascendants. Distinction entre milieu hydrotrope, à nappe superficielle et xérotrope à nappe profonde.

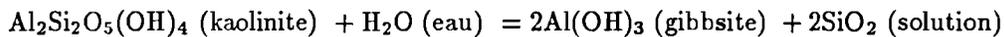
d'altération. Il faut donc aussi compter avec des *transferts latéraux* d'eau et d'éléments en solution, et avec des *mouvements verticaux non seulement descendants mais aussi ascendants*. Beaucoup de travail reste à accomplir pour mieux relier les observations pétrologiques à la polarité des mouvements de l'eau dans le domaine non-saturé du sol.

Cependant les voies de la pédogenèse sont étroitement liées au métabolisme de la matière organique vivante ou en voie de minéralisation ainsi qu'à la dynamique des transferts vers le haut et vers le bas du carbone, de l'azote et de l'oxygène, qui contrôlent en totalité le Eh et en partie le pH du sol (TURENNE, 1975). La dynamique de l'altération minérale dépend étroitement de l'intensité et de la polarité des transferts organiques dans le sol. Dans ce domaine, on manque encore de mesures et d'informations chiffrées pour appuyer une interprétation d'ensemble.

2. Drainage et équilibres gibbsite-kaolinite

On a pris l'habitude de faire intervenir le concept de drainage à l'appui de toutes les interprétations concernant la distribution des minéraux dans les profils d'altération. L'exemple le plus commun est celui des séquences gibbsite-kaolinite-smectite : gibbsite en milieu bien drainé, kaolinite en milieu moins bien drainé et smectite en milieu mal drainé (MILLOT, 1964). Le concept de drainage, qui a permis tant de progrès, se révèle aujourd'hui insuffisant. Il est en effet important de bien distinguer les facteurs hydrodynamiques qui décrivent l'intensité des transferts et les paramètres hydrostatiques qui caractérisent l'état de l'eau dans le sol. Il est également important de compléter l'inventaire de tous les paramètres cinétiques et thermodynamiques qui interviennent pour régler la nature des paragenèses minérales qui demeurent longtemps stables dans les profils et qui sont le reflet des conditions du sol.

Prenons pour illustrer ce propos l'exemple de la réaction de transformation de la kaolinite en gibbsite qui s'écrit de la manière suivante :



Si l'on utilise le mot drainage en référence à la vitesse de circulation de l'eau dans le système poral du sol, on peut alors comprendre qu'en milieu bien drainé les solutions sans cesse renouvelées et diluées par des eaux de pluie soient caractérisées par des concentrations ou des activités en silice basses. La réaction d'équilibre est alors tirée vers la droite et, naturellement, la gibbsite est plus stable que la kaolinite. En milieu mal drainé, les solutions sont peu renouvelées, la concentration par évaporation l'emporte sur la dilution par les eaux de pluie, l'activité de la silice augmente ; la réaction est tirée vers la gauche et la kaolinite se forme, tandis que la gibbsite se détruit. Il est donc normal dans ce cas de rencontrer la gibbsite en tête des profils ou à l'amont des versants où les solutions sont diluées, et la kaolinite à la base des profils ou à l'aval des versants où les solutions sont plus concentrées.

3. Silicatation-désilicatation, hydratation-déshydratation

Cependant, une molécule d'eau est présente à gauche de la réaction ci-dessus, de sorte que la transformation de la kaolinite en gibbsite n'est pas seulement une réaction de désilicatation mais est aussi une réaction d'hydratation. L'activité de l'eau entre nécessairement en scène, de sorte que les milieux hydrotopes (domaine saturé et activité de l'eau forte) peuvent favoriser la gibbsite, même si l'activité de la silice en solution est un peu élevée, et les milieux xérotopes (domaine non-saturé et activité de l'eau faible) peuvent favoriser la kaolinite, même si l'activité de la silice est un peu faible.

On peut ainsi distinguer une séquence normale : gibbsite à l'amont ou en tête des profils et kaolinite à l'aval ou au bas des profils, lorsque la désilicatation l'emporte, et une séquence inverse : gibbsite à l'aval et kaolinite à l'amont du versant ou gibbsite à la base et kaolinite au sommet des profils, lorsque l'hydratation l'emporte (TARDY, 1993) (fig. 2). Cette séquence normale est décrite dans tous les travaux comme ceux de SHERMAN (1952), MILLOT (1964), GRUBB (1971), BOULANGÉ (1984), BARDOSSY (1982), ALEVA (1989) ou de BARDOSSY et ALEVA (1990). Le profil de bauxite correspondant est appelé orthobauxite (TARDY, 1993). On peut trouver des exemples de séquence inverse dans DELVIGNE (1965), TARDY (1969) et, plus récemment, dans LUCAS (1989). Ce dernier montre la formation *in situ*, entre deux horizons de kaolinite, d'un horizon de bauxite à gibbsite que j'ai classé dans les cryptobauxites (TARDY, 1993).

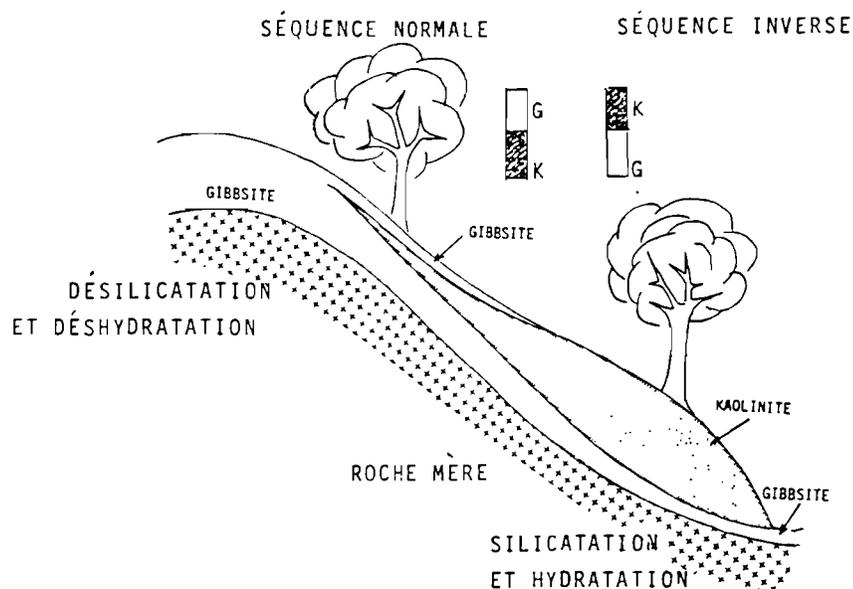


Fig.2 – *Équilibres gibbsite-kaolinite dans les sols. Séquence normale de silication-désilication et séquence inverse d'hydratation-déshydratation, d'après TARDY (1993).*

La réaction ci-dessus reste identique si on remplace la silice en solution par le quartz ; le même raisonnement permet de très intéressantes interprétations. A la suite de nombreuses observations faites en Afrique de l'Ouest, on avait coutume de penser que les bauxites ne se développaient que sur les roches sans quartz, que le quartz protégeait la kaolinite et que, par conséquent, l'association gibbsite-quartz n'était pas stable (FRITZ et TARDY, 1973). C'est ce que l'on observe au Mali par exemple (BOURDEAU, 1991) et sous tous les climats tropicaux contrastés, à longue saison sèche. La gibbsite est fréquente dans les profils sur roches basiques et absente des profils développés sur grès. En fait, comme l'a montré LUCAS (1989), dans les cryptobauxites de l'Amazonie humide, le quartz et la gibbsite, tous deux en grande quantité, cohabitent volontiers : la gibbsite est fréquente dans les profils sur grès. On a ici la preuve que l'hydrotopie et l'humidité du milieu agissent ensemble, indépendamment du drainage, pour assurer le déplacement des équilibres en faveur de l'association gibbsite-quartz plutôt que kaolinite-quartz (TARDY et NOVIKOFF, 1988).

4. Drainage, hydrotopie et xérotopie

L'occasion d'une discussion sur les distinctions qu'il faut faire entre drainage et hydrotopie est encore donnée par les interprétations de BOULANGÉ (1984) et BOULANGÉ et MILLOT (1989), présentées à propos de la distribution de la gibbsite et de la boehmite dans les bauxites de Côte-d'Ivoire. Le relais de la gibbsite par la boehmite dans les metabauxites (TARDY et ROQUIN, 1992 et TARDY, 1993) n'est pas l'effet du drainage et d'une accélération de la circulation dans les bas-fonds ou sur les rebords des plateaux, mais l'effet de la déshydratation qui progresse en même temps que l'assèchement et que l'échauffement du climat. Au Mali, par exemple, depuis plus de 100 millions d'années le climat de la région a progressivement changé de l'humide vers l'aride. Les bauxites à gibbsite sont déshydratées. La xérotopie, dans bien des cas, résulte aussi d'un abaissement du niveau des nappes et du niveau de base, consécutif à l'érosion opérante sur de très longues durées. Dans ce cas, ce sont peut-être les rebords de plateau qui sont le plus rapidement affectés, mais ce sont aussi les interfluves et non les bas-fonds qui livrent les profils les plus intensément déshydratés. C'est, bien sûr, là que se trouve la boehmite.

Les minéraux cardinaux des sols tropicaux latéritiques sont le quartz, la kaolinite, l'halloysite, la gibbsite, la boehmite, la goethite-Al et l'hématite-Al. A côté des réactions de silication et de désilication, commandées par l'activité de la silice en solution et réglant la stabilité de la kaolinite par rapport à la gibbsite, entrent en jeu les réactions d'hydratation et de déshydratation, commandées par l'activité de l'eau au sein des profils. Les variations de l'activité ou du potentiel de l'eau dans le sol règlent, comme on vient de le voir, la stabilité de l'halloysite par rapport à la kaolinite, de la gibbsite par rapport à la kaolinite, de la gibbsite

par rapport à la boehmite, mais aussi la stabilité de la goethite par rapport à l'hématite ainsi que la stabilité de la goethite-Al ou de l'hématite-Al par rapport à la kaolinite et par rapport à la gibbsite.

5. Géodynamique, cinétique et thermodynamique

S'il est important de bien faire la distinction entre hydrodynamique (drainage) et hydrostatique (hydrotopie, potentiel ou activité de l'eau), il apparaît tout aussi important, pour définir la stratégie des recherches, de bien distinguer cinétique et géodynamique ou cinétique et thermodynamique.

La réaction d'équilibre entre kaolinite et gibbsite, présentée ci-dessus, appelle encore, en effet, d'autres commentaires. Si par le passé, comme je viens de le dire, on a fait intervenir l'activité de la silice en solution comme seule variable de contrôle, et si plus récemment on a tenu compte des variations possibles de l'activité de l'eau, on doit encore, pour appliquer correctement la loi d'action de masse, considérer les variations d'activité des solides qui, dans le cas qui nous préoccupe, sont la kaolinite et la gibbsite. L'activité des phases solides métastables augmente lorsque la taille des cristaux diminue, et ceci d'autant plus que la tension interfaciale eau-solide est plus grande. La tension interfaciale diffère pour chaque minéral, varie aussi avec la taille des cristaux et leur solubilité, si bien que l'activité de l'eau mais aussi le pH et, pour les espèces ferrugineuses, le Eh, interviennent également. Entre enfin en jeu la taille des pores au sein desquels on considère la précipitation des minéraux dont l'activité sera d'autant plus différente de l'unité que la taille des vides sera fine.

La cinétique est double. A la cinétique du chimiste, pourrait-on dire, quand interviennent surtout les mécanismes de diffusion, s'ajoute la géodynamique du physicien lorsqu'entre en jeu le transport de l'eau et des éléments en solution, au travers du milieu poreux saturé ou non-saturé, au sein du paysage et le long des versants. En l'absence de tout travail géodynamique préalable, les expériences de laboratoire ne sont que très difficilement transposables à la réalité du terrain. La thermodynamique est elle aussi complexe, car à celle des états stables, inapplicable dans la nature, s'ajoute celle des phases réelles, en états théoriquement métastables mais en fait stables sur les très longues durées du temps géologique. Dans la nature, l'équilibre est rare, pour ne pas dire qu'il n'existe pas. L'état des systèmes naturels est quelquefois stationnaire, mais le plus souvent le régime est transitoire. Ce n'est pas une raison pour oublier que la thermodynamique est l'expression du pouvoir législatif et rassemble le corps des lois qui régissent tous les transferts. Les recherches sur la cinétique des réactions ne peuvent aboutir, si elles ne sont pas menées en référence à l'état d'équilibre, même si celui-ci change dans le temps. Les recherches en thermodynamique doivent aujourd'hui s'appliquer aux équilibres métastables s'établissant entre phases transitant à travers les interfaces des systèmes dissipatifs que sont les biogécénoses de surface.

Au total, les paramètres qui règlent la stabilité et la dynamique du paysage tropical sont thermodynamiques, influencés sinon réglés par des facteurs climatiques, biologiques et géodynamiques. Les paramètres thermodynamiques sont les suivants : température, activité de l'eau ($[H_2O]$ ou potentiel hydrostatique), activité de la silice (SiO_2), des cations minéraux (Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++}) ou organiques (NH_4^+), des anions minéraux ou organiques (HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- , $RCOO^-$, humiques, fulviques...) en solution, activité (ou fugacité) de l'oxygène (O_2), du méthane (CH_4) ou du gaz carbonique (CO_2), sous forme dissoute en solution ou gazeuse dans l'atmosphère du sol. Les facteurs climatiques sont les suivants : température, humidité relative de l'air atmosphérique à la surface du sol, pluviosité, évaporation, ruissellement et écoulement de base. Les paramètres géomorphologiques ou géodynamiques sont les suivants : longueur des versants (entre les interfluves et les axes de drainage), profondeur des niveaux hydrostatiques (enfouissement du niveau de base) et pente hydraulique des nappes aquifères.

II – CLIMATS TROPICAUX

La classification des climats tropicaux est généralement établie à partir de la hauteur des précipitations (P, mm/an) qui conditionne la hauteur d'eau évaporée (E) et l'indice de concentration, la hauteur d'eau infiltrée (P-E-R) et le taux de renouvellement des solutions au sein des profils, la hauteur d'eau ruisselée (R) et l'intensité de l'érosion mécanique ainsi que la hauteur d'eau qui s'écoule aux exutoires (D) et l'intensité

de l'érosion chimique. On distingue ainsi les climats hyperhumides ($P > 3000$ mm/an), très humides ($3000 > P > 2200$ mm/an), humides ($2000 > P > 1700$ mm/an), contrastés ($1700 > P > 1100$ mm/an), subhumides ($1100 > P > 900$ mm/an), subarides ($900 > P > 700$ mm/an) ou arides ($700 > P$ mm/an).

1. Paramètres thermodynamiques du climat

Les paramètres thermodynamiques qui sont directement liés au climat sont la température et l'humidité relative de l'air, à la surface du sol. En même temps que la pluviosité, varie l'humidité relative de la couche inférieure d'air atmosphérique (HR, %) qui constitue un niveau maintenu relativement sec à la surface du sol. En l'absence de précipitations, le niveau superficiel est nécessairement le plus sec du profil. En profondeur, le niveau humide correspond au toit de la nappe aquifère permanente qui est nécessairement le niveau le plus humide du profil. A la surface du sol, l'activité de l'eau est égale à l'humidité relative de l'air ($[H_2O] = HR/100$, toujours inférieure à l'unité), tandis qu'elle est égale à l'unité au niveau hydrostatique de la nappe ($[H_2O] = 1$). L'activité de l'eau au sein du profil varie avec la profondeur et fluctue avec les saisons. Elle est nécessairement comprise entre l'unité (1), en profondeur, et la valeur de l'humidité relative de l'air atmosphérique, en surface ($HR/100$) (TARDY *et al.*, 1988).

Les climats tropicaux sont chauds ($T = 26^\circ C$). Avec l'altitude, la température généralement diminue et les climats tropicaux ou subtropicaux peuvent être relativement frais ($14-18^\circ C$). Avec la latitude, en climat désertique, la température augmente et peut atteindre de fortes valeurs moyennes annuelles ($32^\circ C$). Au sein des profils, la température fluctue entre la valeur moyenne annuelle du lieu, que l'on retrouve en profondeur dans la nappe, et la valeur moyenne mensuelle, que l'on mesure en surface à moins d'un mètre de profondeur. Pendant la saison fraîche, la température est plus forte en bas qu'en haut ; les flux de chaleur sont dirigés vers le haut. Pendant la saison chaude, la température est plus haute en haut qu'en bas ; les flux de chaleur sont dirigés vers le bas.

Les caractéristiques climatiques principales de quatre stations représentatives sont données dans le tableau 1. Pour un certain nombre de stations caractéristiques du climat tropical, sont donnés dans le tableau 2 les valeurs de la température (T , $^\circ C$), de l'humidité relative moyenne annuelle (HR, %), de la pluviosité (P , mm/an), de la durée de la saison sèche (SS, en nombre de mois/an) et enfin les valeurs de l'indice d'aridité : I_A et de l'indice d'humidité : I_H , que nous définirons plus loin.

Ces données, succinctement présentées, appellent, en résumé, les remarques suivantes.

- Autour de l'équateur et en basse altitude (station caractéristique de Bélem), la pluviosité est forte, l'humidité relative est élevée ; cependant, l'air n'est pas saturé et l'évaporation est active ; la température est élevée. Les variations saisonnières de pluviosité et d'humidité ainsi que les variations diurnes et

Tableau 1 - Climat de quelques stations caractéristiques du domaine tropical.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Bélem en Amazonie : $1^\circ 28'S$; $48^\circ 27'W$; 24m d'altitude													
T ($^\circ C$)	25	25	25	25	26	26	26	26	26	26	26	26	26
HR (%)	89	91	91	90	87	84	83	83	84	83	82	85	86
P (mm)	339	407	436	343	288	175	145	126	118	92	86	175	2732
Bangui en Centrafrique : $4^\circ 52'N$; $31^\circ 36'E$; 460m d'altitude													
T ($^\circ C$)	26	27	27	27	26	26	24	25	25	26	26	25	26
HR (%)	69	67	73	77	78	81	82	82	81	81	80	74	77
P (mm)	21	47	124	128	173	135	185	225	185	202	101	34	1560
Belohorizonte dans le Minas Gerais, au Brésil : $19^\circ 56'S$; $43^\circ 56'W$; 915 m d'altitude													
T ($^\circ C$)	22	23	22	21	19	18	17	19	20	21	22	22	21
HR (%)	76	75	76	74	73	72	67	61	63	69	74	80	72
P (mm)	319	202	157	79	20	8	8	18	42	135	225	346	1561
Ouagadougou au Burkina Faso, en Afrique : $12^\circ 22'N$; $1^\circ 31'W$; 300 m d'altitude													
T ($^\circ C$)	24	28	31	32	32	32	30	28	26	27	29	26	28
HR (%)	30	28	29	39	52	61	70	74	69	58	44	34	49
P (mm)	0	2	13	16	83	122	203	280	144	33	1	0	897

Tableau 2 – Caractéristiques climatiques et valeur des indices d'aridité (I_A) et d'humidité (I_H) de quelques stations caractéristiques du climat tropical.

Station	T(°C)	HR (%)	P(mm/an)	SS(mois/an)	I_A	I_H
CLIMATS TROPICAUX DE BASSE ALTITUDE						
aride et subaride						
Faya Largeau (Tchad)	28	24	17	12	223,0	0,63
Gao (Mali)	29	36	270	11	14,0	0,92
Zinder (Niger)	28	41	529	10	7,2	1,08
Kayes (Mali)	29	47	746	9	5,2	1,20
Ouagadougou (Burkina)	28	49	897	8	4,2	1,29
tropical contrasté						
Bobodioulasso (Burkina)	28	55	1100	7	3,5	1,50
Bouaké (Côte-d'Ivoire)	27	59	1113	7	3,3	1,59
Bouaké (Côte-d'Ivoire)	26	80	1210	6	3,0	2,22
Ferké (Côte-d'Ivoire)	27	69	1406	5	2,6	1,86
Bangui (Centrafrique)	26	77	1650	3	2,2	2,14
tropical humide						
Abidjan (Côte-d'Ivoire)	26	80	1700	4	2,0	2,20
Abidjan (Côte-d'Ivoire)	26	84	2144	4	1,7	2,33
équatorial ou tropical per humide						
Uapes (Brésil)	25	88	2869	0	1,2	2,51
Monrovia (Libéria)	26	87	4624	2	0,8	2,42
CLIMATS TROPICAUX OU SUBTROPICAUX, FRAIS, DE MOYENNE ALTITUDE						
Caetite (Brésil)	21	73	807	5	3,8	2,35
Belo Horizonte (Brésil)	21	72	1561	3	2,0	2,35
Passa Quatro (Brésil)	18	76	1437	3	1,9	2,71
Curitiba (Brésil)	16	82	1363	0	1,9	3,15
Equateur (Kenya)	13	71	1222	2	1,9	3,09

saisonniers de température sont faibles. La durée de la saison sèche, faiblement marquée, est courte. Même si les différences intermensuelles sont faibles, on doit remarquer que la saison la moins humide est légèrement plus chaude et la saison la plus humide est légèrement plus fraîche.

- En allant vers les tropiques, soit en climat contrasté (station caractéristique de Bangui), soit en climat subhumide ou subaride (station caractéristique de Ouagadougou), la pluviosité diminue, l'humidité relative de l'air diminue, la température augmente. En même temps, les contrastes diurnes et saisonniers de température (10°C d'écart mensuel) et d'humidité (300 mm d'écart mensuel) s'accroissent. La saison chaude est ici la saison humide, tandis que la saison fraîche est la saison sèche.
- En climat contrasté d'altitude, la température baisse et les écarts saisonniers de température se creusent. L'humidité relative de l'air diminue légèrement mais les écarts saisonniers d'humidité sont plus grands. La saison sèche reste la saison fraîche, tandis que la saison humide est encore la saison chaude.

En faisant abstraction des vastes domaines équatoriaux où l'amplitude des fluctuations reste faible, on doit souligner que les oscillations saisonnières des climats tropicaux contrastés se font sur le mode normal de TARDY (1986) : sec et frais, alternant avec humide et chaud.

Au total et dans la grande majorité des cas, les différences de biogéodynamique observées dans l'ensemble de la zone intertropicale se jouent entre 0 et 2800 mm/an pour la pluviosité, entre 20 et 30°C pour la température, ainsi qu'entre 20 et 90 % pour l'humidité relative de l'air atmosphérique. Sur l'ensemble des couvertures latéritiques qui ne recouvrent pas l'ensemble du domaine intertropical, les fourchettes de température, d'humidité et de pluviosité sont réduites. Tout se joue finalement dans un étroit domaine de variations. Il semble important cependant de répéter que la température et l'humidité relative de l'air atmosphérique ne sont pas constantes sur l'ensemble du domaine et que, même variant peu, elles contrôlent l'hydratation et la déshydratation, mécanismes essentiels dans la genèse, la conservation et le devenir des couvertures biologiques et pédologiques.

2. Hydrologie

Le bilan hydrologique est bâti sur la connaissance des paramètres suivants : pluviosité ou hauteur d'eau précipitée (P , mm/an), évaporation ou hauteur d'eau évapotranspirée (E , mm/an), écoulement total ou hauteur d'eau écoulée ($D = P - E$, mm/an) qui se subdivise en deux parties ($D = D_R + D_B$) : le ruissellement ou hauteur d'eau ruisselée en surface (D_R , mm/an) et l'écoulement de base (D_B , mm/an).

Le ruissellement est directement responsable de l'érosion mécanique et donc de l'ablation des profils en surface. L'écoulement total, mais surtout l'écoulement de base, souterrain d'abord, superficiel ensuite (dans les cours d'eau), est responsable de l'érosion chimique. L'évaporation est ensuite le facteur essentiel de concentration des solutions.

Le bilan hydrologique de quelques bassins caractéristiques du paysage tropical est donné dans le tableau 2. L'examen du bilan hydrologique des bassins versants tropicaux appelle plusieurs remarques.

- En même temps qu'augmente la pluviosité (P), augmentent également l'évaporation (E) et l'écoulement (D). Pour des pluviosités inférieures à 700 mm/an, l'écoulement est nul. Lorsque la pluviosité croît, l'écoulement augmente jusqu'à une valeur limite située entre 900 et 1100 mm/an. A partir de pluviosités qui dépassent 2500 mm/an, l'excès d'évaporation, qui croît comme l'excès des précipitations, est assuré directement à partir du couvert végétal. L'écoulement total sur le sol et dans le sol reste constant.
- En même temps que la pluviosité, le ruissellement de surface augmente en valeur absolue mais aussi en valeur relative par rapport à l'écoulement souterrain. Dans les pays de savane, en climat tropical à saisons contrastées, le ruissellement superficiel ne représente que quelques pourcent de l'écoulement total. Sous la forêt équatoriale, en revanche, le ruissellement (ruissellement de surface et ruissellement hypodermique) peut dans certains cas dépasser l'écoulement souterrain. A cause de cela, et contrairement à ce que l'on croit souvent, l'érosion mécanique, sous la forêt équatoriale, n'est pas du tout négligeable.

III - FACTEURS HYDROCLIMATIQUES DE PÉDOGENÈSE

On peut définir, à partir des données climatiques, hydrologiques et hydrogéologiques, un certain nombre d'indices empiriques, caractéristiques des facteurs de la biogéodynamique du paysage tropical.

1. Indices climatiques et hydroclimatiques

Deux indices climatiques sont établis à partir de la pluviosité, de la température et de l'humidité relative de l'air atmosphérique : I_A , l'indice d'aridité et I_H , l'indice d'humidité (tabl. 2). A côté de ces deux indices caractéristiques du climat, on définit deux indices hydroclimatiques établis à partir du bilan hydrologique : I_D , indice de drainage ou de concentration et I_E , indice d'érosion (tabl. 3), ainsi qu'un indice I_Y , composé où la profondeur de la nappe intervient en même temps que l'humidité et la température de l'air atmosphérique.

Tableau 3 -¹Bilan hydrologique (mm/an) et indices hydroclimatiques caractéristiques de quelques bassins du domaine tropical.

Bassins	P	E	D	D_R	D_B	I_C	I_E
Bam Bam (Tchad)	690	681	9	-	-	76	-
Tikaré (Burkina Faso)	813	773	40	-	-	20	-
Chari (Tchad)	1049	978	67	4	63	16	0,06
Sao Francisco (Brésil)	1020	866	157	15	142	6,5	0,06
Korhogo (Côte-d'Ivoire)	1507	850	657	77	581	2,7	0,12
Amazone 1983 (Brésil)	1857	920	937	168	769	2,0	0,18
Amazone 1984 (Brésil)	2465	1356	1109	354	755	2,2	0,32
Amazonie (Guyane)	3751	1444	2307	1643	663	1,6	0,71

L'indice d'aridité de DE MARTONNE (1942), inversé par rapport à son expression d'origine, est multiplié par 100 : $I_A = 100 (T + 10)/P$. Dans cette expression, T est en °C et P en mm/an. La valeur de cet indice est d'autant plus grande que la pluviosité est faible et que la température est élevée. Une élévation de température favorise en effet la déshydratation et la transformation de gibbsite en boehmite, la séparation du fer et de l'aluminium et la transformation d'orthobauxites en metabauxites, par exemple. En revanche, une diminution de température favorise l'hydratation et la transformation de la kaolinite en gibbsite, de l'hématite en goethite et peut favoriser le démantèlement des cuirasses ferrugineuses et leur transformation en latosols microgranulaires rouges, par exemple (TARDY *et al.*, 1988).

Un indice d'humidité peut être directement calculé à partir de l'humidité relative et de la température de l'air atmosphérique : $I_H = HR/(T + 10)$. Dans cette expression, l'humidité relative de l'air est donnée en %, tandis que la température est donnée en degrés Celsius (°C). Une élévation de l'humidité de l'air atmosphérique favorise l'hydratation de l'hématite en goethite ou de la kaolinite en gibbsite, et favorise donc (1) la formation des pisolites à partir des nodules en même temps que le démantèlement superficiel des cuirasses ferrugineuses, (2) la transformation des sols latéritiques rouges en sols latéritiques jaunes, et (3) la transformation de sols latéritiques jaunes en protobauxites ou en podzols suivant la teneur en quartz du matériel d'origine. Une diminution de l'indice d'humidité en surface, avec un assèchement du climat, favorise le cuirassement en profondeur dans ce que j'ai appelé le creux hydrique (TARDY *et al.*, 1988).

Le troisième indice, *indice de drainage ou indice climatique de concentration*, est le reflet d'une valeur moyenne de concentration des solutions, calculée à partir du rapport entre la pluviosité et le drainage : $I_C = P/D = P/(P - E)$ où P, D et E sont exprimés en mm/an. I_C est donc l'inverse du coefficient d'écoulement généralement noté K_E . L'indice de concentration est donc d'autant plus grand que l'évaporation est elle-même plus forte. Les teneurs en silice en solution dans les eaux de drainage augmentent des régions humides vers les régions arides, en même temps que la valeur de I_C croît (tabl. 4). La séquence climatique des minéraux d'altération : de l'humide vers l'aride et de l'amont vers l'aval correspond donc à la séquence normale de silicatation : gibbsite-kaolinite-smectite.

Tableau 4 - *Climats, séquence climatique des sols tropicaux d'interfluve et indices hydroclimatiques correspondants.*

Climats tropicaux	classes de sols tropicaux	paragenèses minérales	I_A	I_H	I_Y	I_C	I_E
arides	lithosols	smectite	0 - 6	0 - 1	5	<100	0
subarides	bruns subarides vertisols	smectite smectite	6 - 4	1,1 - 1,5	5	100 - 20	0 - 2
subhumides	brun eutrophes	smectite + goethite	4 - 3	1,5 - 1,8	4	20 - 10	2 - 6
contrastés	tachetés-nodulaires rouges-beiges-gris	kaolinite hématite + goethite	3 - 2	1,8 - 2,1	2	10 - 5	6 - 20
humides	rouges microglébulaires	kaolinite/gibbsite + hématite	2 - 1,5	2,1 - 2,2	2	4	20 - 30
très humides	sols jaunes microagrégés	kaolinite/gibbsite + goethite	1,5 - 1,0	2,2 - 2,4	6	3	30 - 50
hyper humides	podzols	quartz + goethite	<1	<2,4	<12	2	50 - 100
subtropicaux ou frais d'altitude	sols sialferriques	vermiculite + goethite	1 - 2	3 - 4	4	5	10

A côté de l'indice d'humidité, peut être défini un *indice d'hydrotopie*, climatique et géodynamique, où la profondeur du niveau hydrostatique (Hh, mètres) intervient en même temps que l'humidité relative (HR, %) et la température (T, °C) de l'air atmosphérique : $I_Y = k \times HR/(T + 10) \times (Hh + 2)$. Dans cette expression, k est un coefficient dont la valeur reste à déterminer avec plus de précision, mais qui pourrait être voisine de 10. De plus, on a : $I_Y = I_H \times k/(Hh + 2)$. Ainsi, lorsque la nappe affleure, la valeur de Hh est égale à zéro et l'indice d'hydrotopie est cinq fois plus grand que l'indice climatique d'humidité. En climat aride, l'hydrotopie peut être forte localement parce que, dans les sols hydromorphes car hydrotopes, la nappe est affleurante

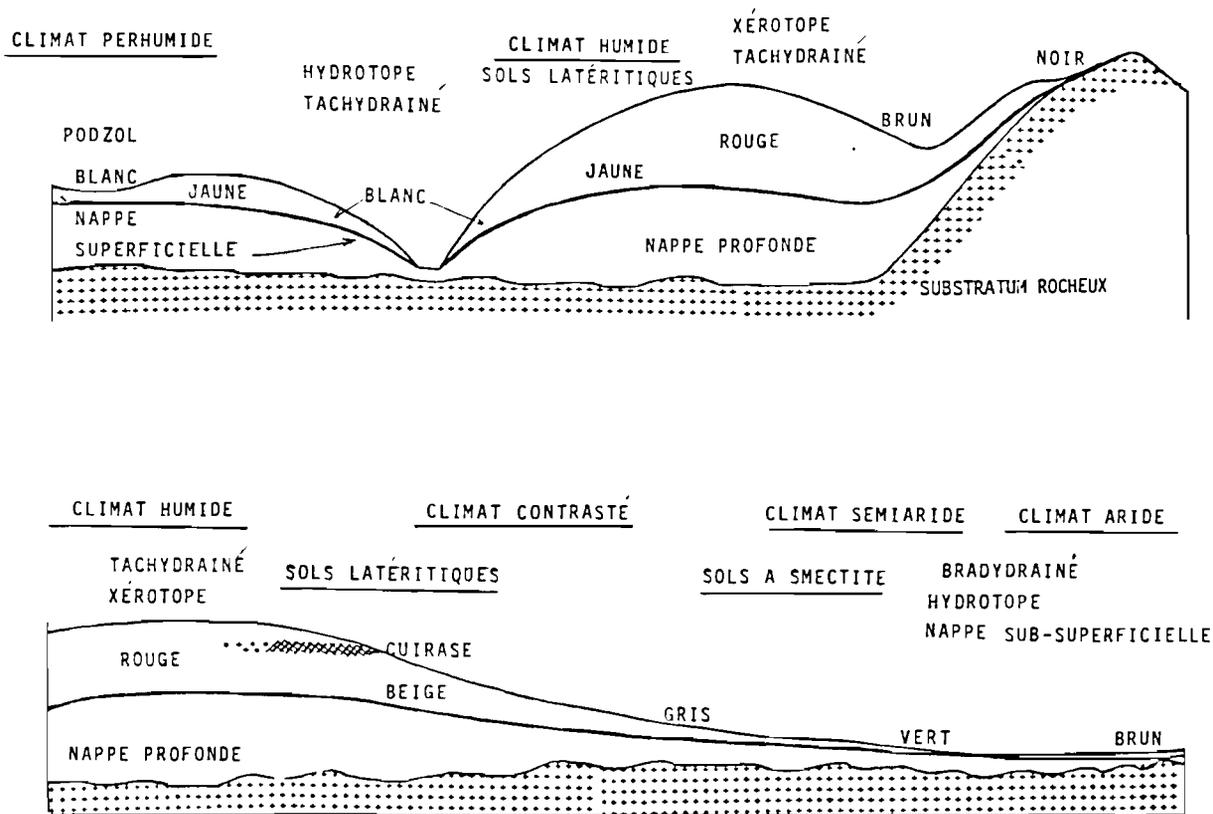


Fig.3 - Distribution des sols selon la nature du climat et la topographie. Sont distingués trois milieux distincts : (1) hydrotope tachydrainé (podzol), (2) xérotape tachydrainé (sol latéritique rouge) et (3) hydrotope bradydrainé (vertisol). L'indice d'aridité (I_A) et l'indice climatique de concentration des solutions (I_C) augmentent de (1) vers (3).

ou proche de la surface. Lorsque la profondeur du niveau hydrostatique est de 8 m, l'indice d'hydrotopie est égal à l'indice d'humidité. Lorsque la profondeur de la nappe est de 18 m, l'indice d'hydrotopie présente une valeur deux fois plus faible que celle de l'indice I_H d'humidité. Plus la nappe est profonde, moins le milieu est hydrotope. En climat humide, les sols latéritiques rouges microagrégés, micronodulaires ou microgranulaires sont xérotapes car la nappe peut se trouver à plus de 30 m (fig. 3).

Un cinquième indice, appelé *indice climatique d'érosion*, est calculé par le rapport entre ruissellement superficiel et écoulement de base : $I_E = 100 \times D_R/D_B$. I_E augmente si la réduction d'épaisseur des profils par érosion mécanique de surface l'emporte sur l'érosion chimique profonde. La valeur de cet indice devrait aller augmentant lorsque les profils se réduisent en épaisseur et diminuant lorsque les profils s'épaississent, c'est-à-dire lorsque le front d'altération progresse plus rapidement que le front d'ablation de surface. La valeur de l'indice d'érosion va en diminuant de l'humide vers l'aride, ce qui souligne la sensibilité potentielle à l'érosion des paysages tropicaux forestiers et le peu de sensibilité des pays arides à l'érosion de surface.

Ainsi, sous un climat donné, le milieu est plutôt xérotape à l'amont et hydrotope à l'aval. Les fluctuations de l'hydrotopie sont toujours plus fortes à l'amont qu'à l'aval, car nécessairement dans les bas-fonds de l'aval, au voisinage d'une nappe affleurante ou subaffleurante, les conditions sont constamment humides. Aux interfluves, les conditions du milieu sont fortement dépendantes de l'humidité de l'air et de la profondeur du niveau hydrostatique qui fluctuent au gré des saisons et varient d'un climat à l'autre. Les sols de l'amont sont donc plus sensibles et reflètent donc mieux les conditions climatiques que les sols de l'aval. Ainsi la séquence climatique des sols hydrotopes des bas-fonds est-elle peu différenciée en comparaison de celle des sols xérotapes des interfluves. Les sols de l'aval ne sont pas ou que peu climatosèmes, tandis que les sols de l'amont sont de bons marqueurs du climat (en grec *sêmeion* signifie marque) (fig. 3).

2. Classification des sols tropicaux

Les sols tropicaux forment un ordre qui pourrait être divisé en trois grands embranchements, que l'on trouve en allant de l'aride vers l'humide, échelonnés le long des versants en toposéquences ou rangés dans le paysage en séquences climatiques, zonales ou latitudinales. Ces trois embranchements et les classes qui les composent peuvent former des couvertures pédologiques zonales que BOULET (1970, 1974, 1978) et BOULET *et al.* (1977, 1984) ont appelé "en équilibre" parce que représentatives du climat et de la situation topographique où elles se forment (fig. 3). Je me permets d'ajouter qu'à l'échelonnement climatique zonal doit nécessairement correspondre – si les couvertures pédologiques sont bien en équilibre – un échelonnement toposéquentiel des différents types de sols (TARDY *et al.*, 1973). Là réside l'un des principaux motifs qui rend indispensable la classification des sols.

Les sols sialferriques, à smectites ou à vermiculite comprennent la classe des sols bruns arides ou subarides, la classe des vertisols et celle des sols bruns eutrophes. On peut y ajouter les planosols et les solonetz, tels que les a décrits BOCQUIER (1973). Tous ces sols sont caractérisés par la présence de smectites ferrifères (TRAUTH *et al.*, 1967 ; PAQUET, 1970). Ces sols sont donc constitués de matériaux *sialferriques* (*-fer, est en suffixe*), ce qui veut dire que le fer y est silicaté et non pas libre comme dans les *fersiallites* (*fer-, est en préfixe*). Tous montrent la présence de kaolinite tandis que les sols bruns subarides renferment aussi de la calcite et parfois des sels, que les vertisols renferment des concrétions calcaires et des nodules manganésifères et que les sols bruns eutrophes exhibent une certaine proportion de fer libre sous forme de goéthite ou d'hématite. Cette dernière catégorie est intermédiaire entre les smectisols et les sols latéritiques que l'on pourrait appeler latosols, non sans une mise au point préalable pour acquérir le droit de revenir à la définition première qui se voulait très générale. Les smectisols se forment en climat semi-aride, dans les plaines basses, et sont hydrotopes (nappes peu profondes ou superficielles) et bradydrainés (solutions lentement renouvelées).

En climat subtropical, en altitude, lorsque la température fraîchit, la vermiculite remplace la smectite, tandis que la goéthite ou la ferrihydrite deviennent les minéraux caractéristiques de sols hydrotopes et tachydrainés.

Les sols latéritiques ne renferment pas de smectites mais de la kaolinite et/ou de la gibbsite, de l'hématite et/ou de la goéthite ainsi que du quartz. Dans les latérites, le fer est libre (*fer-, est en préfixe*), tandis que l'aluminium peut être libre (*allites*) ou silicaté (*siallites*). Le fer n'est que très peu présent dans le réseau de la kaolinite qui est typiquement un matériau siallitique (*-al, est en suffixe*). Les matériaux ferrugineux des sols latéritiques sont des *fersiallites* lorsque la kaolinite prédomine et des *ferrallites* lorsque la gibbsite est prépondérante. Ce sont aussi des *ferrites* (CHATELIN, 1974 ; LATHAM, 1986) si le fer l'emporte et des *sillites* lorsque la pédogenèse conduit à l'élimination du fer et de l'aluminium, pour ne laisser, comme dans les podzols, que le quartz. Rien ne peut s'opposer à ce que les matériaux des sols podzoliques et des podzols soient classés parmi les latérites, tant il est vrai que le quartz apparaît souvent comme l'un des minéraux cardinaux des sols latéritiques. Cependant, bien que les liaisons soient très étroites, on a semble-t-il intérêt à classer les podzols à part, hors du groupe des sols latéritiques.

On rencontre tout d'abord les *sols tachetés et/ou nodulaires*, présentant des domaines gris dominants (sols hydromorphes), des domaines beiges dominants (sols ferrugineux tropicaux) et des domaines rouges dominants (sols faiblement ferrallitiques, comme on disait autrefois), à quartz, kaolinite, goéthite et hématite (CHAUVEL, 1976). Le rapport hématite/goéthite croît des sols gris aux sols rouges, en même temps que les taches rouges et les nodules. La nodulation, bâtie sur l'association kaolinite-hématite, croît en même temps qu'augmente la teneur en fer et que diminue la teneur en quartz (TARDY, 1993). L'induration, qui progresse avec la formation de nodules de taille centimétrique, conduit au développement de carapaces et de cuirasses ferrugineuses par concrétion. *Les cuirasses sont des ferricrètes*. Les sols beiges, tachetés et nodulaires, sont localisés en climat tropical contrasté, sur les versants ou les hauts de versants, au-dessus d'un niveau hydrostatique assez profond (6-8 m), et sont relativement bien drainés. Les sols rouges tachetés et nodulaires se forment plus en amont encore dans des conditions moins hydrotopes ou plus xérotopes (nappe plus profonde, à 10-15 m, même sous climat plus humide) et sont mieux drainés. Les sols gris (sols hydromorphes) se développent plus en aval, en conditions hydrotopes, au-dessus d'une nappe peu profonde (1-2 m) et en conditions de bon drainage (renouvellement des solutions rapide).

On rencontre ensuite les *sols latéritiques ou latosols rouges microglébulaires* (la structure peut être formée soit de microagrégats ou de micronodules orthiques, soit de microgranules hérités du démantèlement d'an-

ciennes cuirasses). Ces sols ne présentent pas d'horizons lessivés. Les microglébules, de taille millimétrique, sont, comme pour les cuirasses, bâtis sur l'association kaolinite-hématite. Les sols rouges microglébulaires sont très perméables, se forment sur les interfluves et demeurent sur les plateaux, au-dessus d'un niveau hydrostatique très profondément enfoui. Ce sont des sols xérotopes et tachydrainés (renouvellement des solutions très rapide). Ces sols, anciennement appelés sols ferrallitiques, sont à kaolinite et hématite ; ils contiennent une certaine quantité de goethite et peuvent renfermer aussi, soit du quartz, soit de la gibbsite.

On trouve enfin les *sols latéritiques ou latosols jaunes*, à domaines microagrégés (facultatifs) qui présentent une structure moins stable que les précédents et qui montrent souvent des figures ou des horizons d'éluviation. La classification brésilienne des sols en fait des sols podzoliques que l'on peut considérer comme intergrades avec des podzols. Les sols jaunes sont à kaolinite et goethite mais peuvent se révéler riches, soit en gibbsite et être ainsi considérés comme des protobauxites, soit en quartz et rapidement évoluer en intergrades avec les podzols (LUCAS *et al.*, 1987, 1988). L'hématite, lorsqu'elle est présente, forme des cristalliplasmas réticulés et s'organise en réseaux de cristaux de grande taille. Ces accumulations réticulées, que CHATELIN et MARTIN (1972) ont appelées "rétichron", n'ont rien à voir avec les taches, les nodules et les agrégats que ces mêmes auteurs avaient appelés "structichron". Les premières se forment par excrétion ; les secondes par concrétion, selon le sens que j'ai donné à ces mots (TARDY, 1993). Les premières sont bâties sur la séparation entre le fer et l'argile ; l'accumulation de fer (hématite de grande taille, en cristalliplasmas dans les vides réticulés) se fait par excrétion. Les secondes associent l'hématite et la kaolinite, en cristaux de très petite taille ; l'accumulation se fait par concrétion au sein des plasmas argileux. Les premières donnent ce que l'on pourrait appeler des plinthites qui en s'indurant conduisent aux pétroplinthites. Les secondes forment des ferricrètes, dans la filière horizons tachetés, horizons nodulaires, carapaces et cuirasses.

Ces sols se forment en climat équatorial humide, dans les vallées et les zones basses. Les sols jaunes sont hydrotopes à la fois par l'humidité du climat et la position de la nappe peu profonde, temporairement perchée ou moins profonde que sous les sols rouges. Ils sont aussi tachydrainés et soumis à un bon renouvellement des solutions qui restent diluées.

Les sols podzoliques et les podzols présentent un horizon cendreau, blanc ou rose, essentiellement constitué de quartz et résultant d'une éluviation totale des matériaux argiloferrugineux. Les podzols se forment en climat équatorial perhumide, sur les matériaux riches en quartz, au-dessus d'un niveau hydrostatique généralement peu profond (DUBROEUCQ et BLANCANEUX, 1987 ; DUBROEUCQ et VOLKOFF, 1988 ; SCHWARTZ, 1985, 1987, 1988 ; VOLKOFF *et al.*, 1990). Pour cette raison, on les rencontre souvent à l'aval des croupes convexes (demi-oranges) ou quelquefois formant le coeur de dépressions de plateaux. Ce sont des sols totalement hydrotopes et hyperdrainés. Pour que se forme un podzol tropical, à la présence nécessaire d'un matériel riche en quartz s'ajoute le caractère d'hydrotopie qui conditionne le développement d'une matière organique, réductrice (parce qu'abondante) mais aussi acidifiante (parce que de nature fulvique) et complexante pour l'aluminium et le fer, qui sont ainsi plus rapidement éliminés que la silice qui se concentre sous forme de quartz dans l'horizon blanchi.

La question est celle de savoir si les podzols sont bien des couvertures zonales. On est en droit de se demander, en effet, si la présence, en aval des versants, de milieux podzolisants d'une agressivité plus forte que celle des milieux de l'amont ne font pas des séquences latosols jaunes-podzols des systèmes en nécessaire déséquilibre. Mon point de vue sur la question est présenté au paragraphe suivant.

Les climats arides et subarides sont caractérisés par un indice d'aridité (I_A) fort et supérieur à 3,5 et par un indice d'humidité faible et inférieur à 1,5. L'indice climatique (I_C) de concentration est élevé. Sous ces climats poussent les steppes et se forment des sols à smectite. Les climats contrastés, favorables à la savane et propices au cuirassement ferrugineux, sont caractérisés par des indices d'aridité et d'humidité moyens : I_A est compris entre 2 et 3,5 tandis que I_H est situé entre 1,5 et 2,2. Sous forêt, les climats tropicaux humides, propices aux bauxites sur les roches peu quartzieuses et aux sols latéritiques rouges et meubles sur les roches riches en quartz, sont caractérisés par des valeurs plus faibles de l'indice d'aridité (comprises entre 2 et 1,5) et plus fortes de l'indice d'humidité (comprises entre 2,2 et 2,4). Les climats tropicaux perhumides, favorables aux sols latéritiques jaunes, aux protobauxites à goethite ou aux podzols (TARDY, 1993), sont caractérisés par un indice d'aridité très faible (inférieur à 1,5) et un indice d'humidité élevé, comme on s'y attendait, supérieur à 2,4. Lorsqu'avec l'altitude la température diminue, l'indice d'aridité diminue, tandis que l'indice d'humidité et l'indice d'hydrotopie augmentent. Une baisse de température agit comme augmentation de l'humidité.

IV - CLIMOSÉQUENCES ET TOPOSÉQUENCES DE SOLS TROPICAUX

Le long des pentes, il faut compter avec l'augmentation de l'activité de la silice, avec l'augmentation de l'activité de l'eau (hydrotopie) et avec l'augmentation de l'agressivité de la matière organique. Le jeu combiné de ces trois facteurs rend les choses compliquées.

1. Contrôle par l'activité de la silice

Du haut vers le bas des profils et de l'amont vers l'aval des versants, la longueur du trajet souterrain, le taux d'évaporation et l'indice I_C de concentration des solutions vont en augmentant, en même temps qu'une élévation progressive des teneurs en silice des eaux de drainage qui correspond à la succession normale : gibbsite-kaolinite-smectite. La séquence de l'amont vers l'aval est la même que celle que l'on vient de décrire de l'humide vers l'aride. Les minéraux silicoalumineux rencontrés s'agencent ainsi naturellement en deux toposéquences virtuelles :

- (1) sol à gibbsite à l'amont - sol à kaolinite à l'aval, sous climat tropical humide ;
- (2) sol à kaolinite à l'amont - sol à smectite à l'aval, sous climat tropical à nuance aride.

Ces séquences minérales se calquent plus ou moins bien sur les séquences de sol suivantes :

- (1) sol rouge à kaolinite et gibbsite (autrefois ferrallitique) - sol beige à kaolinite sans gibbsite (autrefois ferrugineux tropical) ;
- (2) sol beige à kaolinite (ferrugineux tropical) - vertisol à smectite ;
- (3) sol brun eutrophe à smectites et fer libre - vertisol à smectite sans fer libre.

La première séquence d'apparente à celle de CHAUVEL (1976), la seconde à celle de BOCQUIER (1973) et la troisième à l'une de celles que décrit BOULET (1978).

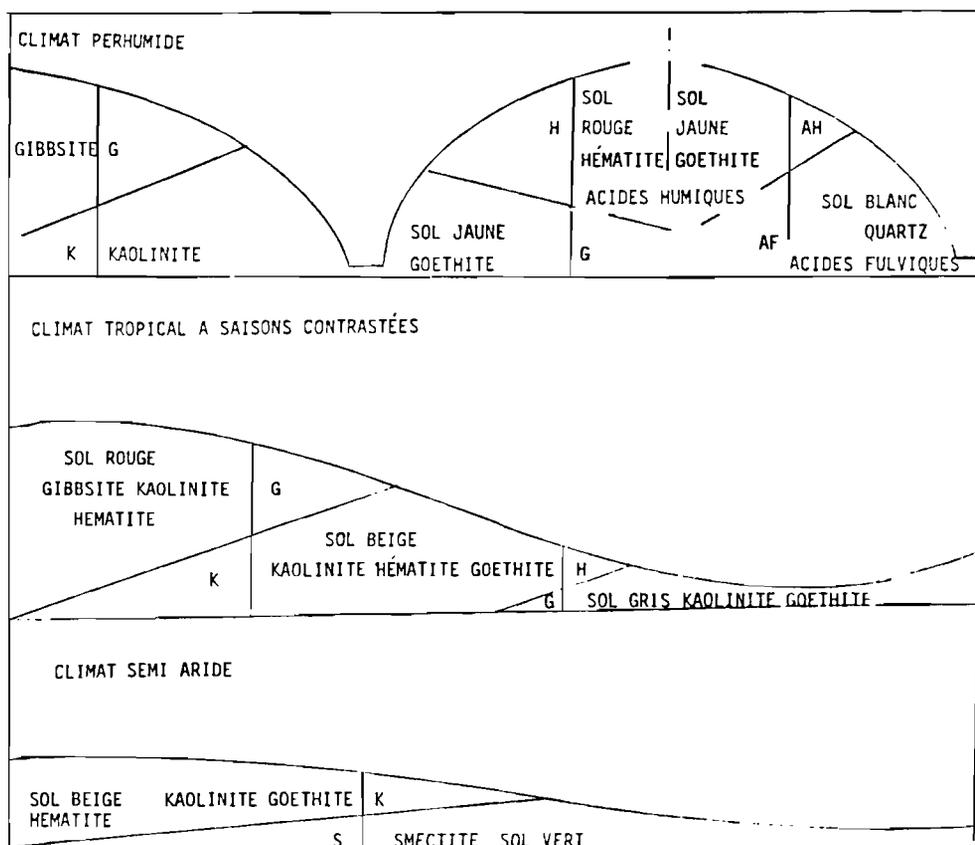


Fig.4 - Climoséquences et toposéquences de sols évoluant en régime stationnaire. Distribution normale et formation des minéraux de plus en plus solubles en même temps que la concentration des solutions augmente de l'humide vers l'aride et de l'amont vers l'aval, d'après TARDY (1993) .

Normalement les limites entre domaines sont obliques par rapport à la topographie. Dans chacune des séquences virtuelles, le terme du haut préfigure le faciès que l'on trouvera à l'amont et le terme amont préfigure le terme aval d'une séquence située en climat plus humide. Le terme du bas de profil préfigure ce que sera le faciès aval, lequel préfigure le terme amont d'une séquence située en climat plus aride. Dans une séquence de sols "en équilibre", selon l'expression de BOULET *et al.* (1977, 1984), les limites entre domaines devraient rester diffuses et inclinées de la même manière et à la même place relative dans la toposéquence, alors que les fronts d'altération et de pédogenèse et les horizons s'enfoncent verticalement, tout en restant parallèles à la surface topographique (fig. 4). On devrait dire que ces sols évoluent en régime stationnaire (TARDY *et al.*, 1993).

Si le climat venait à changer de l'humide vers l'aride, par exemple, c'est le domaine aval qui remonterait au sein du domaine amont. Si au contraire le climat devenait plus humide, ce serait en revanche le domaine amont qui s'étendrait vers l'aval. En s'étendant ainsi vers l'aval, l'ancien domaine amont pourrait laisser sa place à un nouveau domaine amont qui serait le même que le terme aval de la séquence voisine située en climat plus humide. En remontant vers l'amont, le domaine aval pourrait laisser sa place à un nouveau domaine aval semblable à celui que l'on rencontrerait à l'amont dans une séquence située en milieu plus aride. Lorsque les conditions changent, les limites entre domaines deviennent des fronts de transformation (aux limites abruptes), descendant vers l'aval en conditions devenant plus humides et remontant vers l'amont en conditions devenant plus arides. Un front qui descend vers l'aval laisse, en amont du front, des reliques de l'ancien domaine non transformé. Un front qui remonte vers l'amont laisse, à son aval, des vestiges du domaine amont non digérés.

En cas de changement de climat, les fronts de transformation se déplacent relativement, si bien que les limites d'horizons ne sont plus parallèles à la surface du sol (BOULET, 1978 ; BOULET *et al.*, 1977, 1984). On doit à BOCQUIER (1973) d'avoir découvert, au Tchad, un front de transformation géochimique de smectitisation, remontant au sein d'un domaine ferrugineux tacheté et nodulaire et digérant les glébules faits de kaolinite, d'hématite et de goethite. Le fer libre dans les matériaux fersiallitiques de l'amont est incorporé dans les argiles sialferritiques de l'aval (PAQUET, 1970).

2. Contrôle par l'activité de l'eau et l'hydrotopie

En fait, du haut vers le bas des profils et de l'amont vers l'aval des versants, il n'y a pas que la concentration des solutions qui change ; les conditions d'hydrotopie changent également avec la profondeur de la nappe aquifère. Les conditions d'hydrotopie changent aussi d'un climat à l'autre, non seulement (1) parce que la température et l'humidité de l'air atmosphérique changent mais également (2) parce que la morphologie change et que du modelé dépend aussi la profondeur du niveau hydrostatique. Tout est lié. De façon très succincte, les minéraux des sols hydrotopes sont avant tout la goethite, la gibbsite et l'halloysite, tandis que les minéraux des sols xérotopes sont l'hématite et la kaolinite. Les séquences de sols s'ordonnent également en fonction de l'hydrotopie.

La première séquence, décrite en Casamance (Sénégal) par CHAUVEL (1976), montre une séquence évoluant en climat tropical à nuance aride.

- (1) A l'amont xérotope : profil latéritique, rouge et microglébulaire au sommet, tacheté de rouge et glébulaire à la base ; essentiellement à kaolinite et hématite dominant la goethite.
- (2) A mi-pente, en conditions d'hydrotopie intermédiaires, sol latéritique tacheté, à domaines rouges, beiges et gris ; la goethite augmente par rapport à l'hématite en même temps que les domaines beiges se développent par rapport aux domaines rouges et que les domaines gris se développent par rapport aux domaines beiges ; les domaines rouges sont plus abondants au sommet du profil et les domaines gris sont mieux représentés à sa base.
- (3) A l'aval, en conditions franchement hydrotopes : sol gris hydromorphe, à taches beiges où domine la goethite.

En simplifiant à l'extrême, on peut sans doute dire que CHAUVEL (1976) a mis en évidence un système de transformation remontant du sol beige vers le sol rouge et du sol gris vers le sol beige, opérant dans un contexte climatique et paléoclimatique ayant évolué de l'humide vers l'aride, en même temps que progressait et s'étendait le Sahara vers le Sud.

La seconde séquence s'organise au passage entre sols latéritiques rouges, à l'amont et sols latéritiques jaunes, vers l'aval (BEAUDOU, 1972 ; BEAUDOU et CHATELIN, 1979 ; CHATELIN, 1972, 1974 ; CHATELIN

et MARTIN, 1972). La transition entre ces deux domaines reste à explorer en détail, mais il ne fait aucun doute que le passage de l'un à l'autre se fait par hydratation (hématite en goethite, kaolinite en halloysite et kaolinite en gibbsite) et par séparation du fer et de l'argile. L'éluviation, absente des sols rouges, se manifeste dans les sols jaunes. On passe insensiblement aux podzols.

3. Contrôle par l'hydrotopie et l'activité organique

En climat perhumide, en conditions hydrotopes et sur les matériaux riches en quartz, se développe volontiers une séquence de sols où sont associés :

- (1) à l'amont : sol latéritique jaune, à domaines microagrégés, à goethite, gibbsite, halloysite, kaolinite et quartz ;
- (2) à l'aval : podzol avec horizon albique constitué essentiellement de quartz.

La particularité de cette séquence est qu'elle est inverse : le faciès le plus "dilué" et le plus agressé est à l'aval et le plus concentré, ou le moins agressé, est à l'amont. Pour LUCAS (1989), l'aval se "creuse" plus rapidement que l'amont, mécanisme responsable de la formation de la morphologie en demi-orange.

BOULET *et al.* (1977, 1978) et LUCAS *et al.* (1984, 1987, 1988) ont mis en évidence un système de transformation remontant du podzol vers le sol latéritique jaune, opérant dans un contexte climatique et paléoclimatique ayant évolué de plus sec vers plus humide, depuis qu'en Amazonie la surrection des Andes a permis une considérable extension de la zone humide.

V – ÉROSION CHIMIQUE ET MÉCANIQUE. ÂGE DES COUVERTURES LATÉRIQUES

L'érosion chimique correspond à l'exportation hors du paysage d'une importante quantité de matériel dissous et à l'accumulation provisoire, sur place, de minéraux secondaires nouvellement formés qui, mêlés à des minéraux primaires incomplètement altérés, forment le manteau latéritique. L'érosion mécanique correspond à l'ablation, en suspension dans les eaux du ruissellement de surface, du matériel fin d'altération provenant soit des horizons de surface soit des horizons plus profonds, remontés par les termites.

1. Rôle des termites

Le rôle des termites dans l'évolution, le façonnement et, pour tout dire, dans la vie du paysage tropical, en forêt, en savane et en steppe, en Afrique, en Amérique du Sud, est considérable. Naturellement attirée vers les mécanismes chimiques, notre génération de géochimistes a parfois ignoré le travail de ces insectes. Citer tous les travaux qui ont décrit non seulement la vie mais aussi les effets des termites sur les sols tropicaux prendrait plusieurs volumes. Rappelons cependant ceux de ERHART (1951), TESSIER (1959), LÉVÈQUE (1979), MACHADO (1983) et ESCHENBRENNER (1986).

Je reprends à mon compte l'une des phrases de conclusion du travail d'ESCHENBRENNER (1987). "*Certes les altérations et les sols cachent des laboratoires souterrains (MILLOT *et al.*, 1979) où s'effectuent de subtiles transformations minéralogiques et structurales. Mais ils cachent aussi des chantiers où d'innombrables manoeuvres, munis d'outils rudimentaires, excavent, creusent, comblent, remblaient et construisent, en déplaçant des masses considérables de matériaux. Laboratoires et chantiers contribuent conjointement à la différenciation des couvertures pédologiques*". On peut prendre cinq exemples.

(1) Horizons lessivés à la base des vertisols. Dans la séquence de sols de Kossélili, au Tchad, BOCQUIER (1973) a introduit, pour guider ses interprétations, le terme de biogéocénose. A la jonction entre le domaine éluvial et le domaine illuvial remontant, se situent les termitières à l'évidence encore actives. En surface, on le voit, les quantités de terre remontées sont très importantes. Dans ces conditions et compte tenu des quantités mises en jeu, il ne semble pas raisonnable de tout attribuer aux processus de dissolution-éluviation, migrations et précipitations-accumulations souterraines. Une part du transport vers la surface, puis vers l'aval, doit être réservée aux termites et aux remontées biomécaniques. Les fronts souterrains

remontants existent ; les preuves pétrographiques ont été apportées. Cependant, en bilan, l'importance des transferts par voie géochimique pure devrait être beaucoup plus faible que celle que l'on imaginait alors.

(2) **Horizons lessivés sous cuirasse.** En climat subaride, hors des limites du cuirassement, apparaît, sous la cuirasse en voie de démantèlement, un horizon lessivé souterrain (LEPRUN, 1977 et 1979). L'activité visible des termites, au-dessus des surfaces cuirassées, est telle qu'il n'est pas possible de ne pas leur attribuer un rôle important dans l'extraction souterraine des fines (LÉVÈQUE, 1979). D'ailleurs les discussions sur le terrain avec Georges MILLOT se terminaient souvent par une question angoissante : "en cas de dissolution, ou de lessivage mécanique de matériaux fins, où sont passés les produits évacués ?" La solution des termites n'est sûrement pas la seule réponse à cette question. Cependant, ne pas la prendre en considération revient à une grave impasse.

(3) **Horizon sableux superficiel de démantèlement des cuirasses.** Dans les mêmes zones climatiques, NAHON (1976) et LEPRUN (1979) ont montré que certains horizons sableux de recouvrement provenaient du démantèlement des cuirasses en surface. FREYSSINET (1990) a, de son côté montré, par la morphologie et la distribution des grains d'or, que l'essentiel du matériel silteux ou argilo-sableux qui couvre les étendues cuirassées tire son origine non pas du dessus mais de l'horizon tacheté situé au-dessous. Le gros du matériel silteux, colluvionné en surface, est donc de la terre remontée par les termites. Cependant, FREYSSINET (1990) a aussi montré qu'en certains endroits le sommet de la cuirasse se détruit et fournit une partie du matériel sableux qui se mélange à celui de l'horizon rapporté en surface. La base de cet horizon provient donc bien de la cuirasse, selon le schéma de NAHON (1976). En d'autres endroits, au contraire, c'est l'horizon sableux de surface qui développe à sa base et au sommet de la cuirasse sous-jacente un horizon

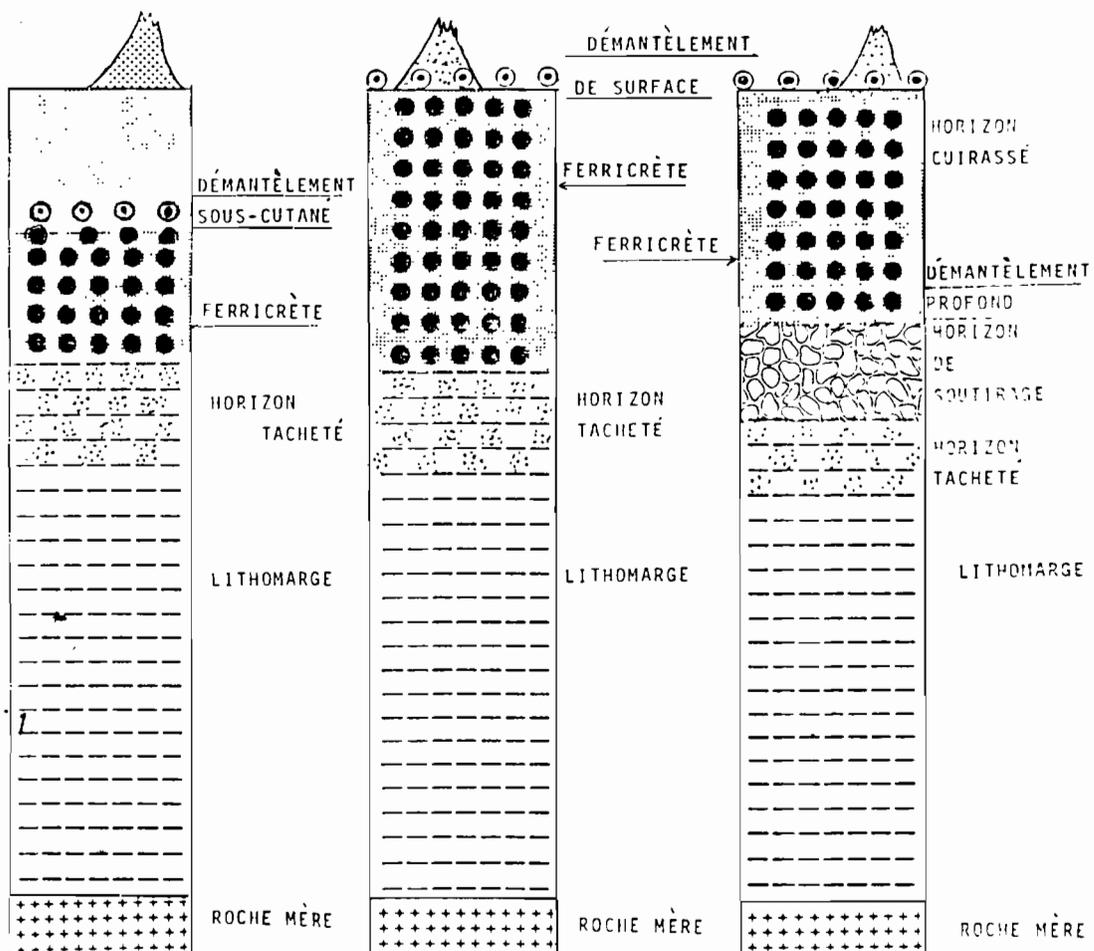


Fig.5 - Deux voies de démantèlement des cuirasses sous l'effet du soutirage de terre fine par les termites. En climat tropical contrasté à nuance aride (droite et gauche), le soutirage l'emporte sur le cuirassement. En climat contrasté à nuance humide (au centre), le cuirassement et le démantèlement s'équilibrent.

ferrugineux. Ici, la cuirasse ne se détruit pas au sommet. Le processus est celui de l'éluviation-illuviation de l'argile, puis du fer dans un sol beige que l'on appelait autrefois ferrugineux tropical (fig. 5). La cuirasse est ici en voie de construction par le haut à partir d'un matériel remonté du bas.

(4) **Cryptobauxites d'Amazonie.** La même histoire se retrouve pour les bauxites d'Amazonie, couvertes par un horizon meuble quelquefois épais de plus de 10 m. LUCAS (1989) a démontré que la base de cet horizon meuble s'enfonçait dans la cuirasse et tirait donc son origine du démantèlement de celle-ci. Cette proposition ne saurait concerner l'ensemble de l'horizon meuble jusqu'à son sommet, dont l'origine est cependant reconnue comme autochtone. En épousant la thèse de LUCAS (1989) qui veut que la gibbsite se développe à l'intérieur du profil, sous un horizon kaolinique, j'ai appelé ces bauxites des cryptobauxites (profil inverse décrit plus haut). Il faut dire que "les tenants du lieu" (TRUCKENBRODT *et al.*, 1991) de l'Université du Para à Belém, qui autrefois étaient partisans d'une origine sédimentaire de l'argile de Belterra, reconnaissent aujourd'hui (1) la lithodépendance de la couverture meuble de surface et (2) son origine termitique probable. Si l'horizon meuble épais est bien lithodépendant, le problème est de savoir quelle est l'origine de la silice de l'horizon meuble qui s'enfonce dans la bauxite. Pour expliquer qu'en tête de profil on ait toujours plus de quartz qu'à la base et que la gibbsite soit localisée non pas au sommet mais au milieu du profil, il est nécessaire d'admettre que celui-ci soit sans cesse rajeuni par le haut. S'il était prouvé que cet apport était fait de quartz figuré, il faudrait qu'intervienne la remontée mécanique par les termites. Si, au contraire, cet apport devait se produire sous forme chimique, l'hypothèse de la remontée de silice par la végétation et du dépôt de phytolites en surface prendrait un sens certain (LUCAS *et al.*, 1993)

(5) **Latosols du Brésil.** Les latosols couvrent au Brésil une très grande étendue. VOLKOFF (1984/1985), faisant part des nombreuses observations qu'il a faites dans le pays, dit que la couverture des latosols rouges est très souvent associée à une "stone line" où figurent des débris de cuirasse (fig. 10, à gauche, et 15). D'autre part on constate que, dans le Sud du pays, la limite des latosols rouges et la limite d'existence de reliques de cuirasses à l'affleurement coïncident. Les sols meubles, qui par ailleurs présentent une limite franche avec la lithomarge située au-dessous et une "stone line", comme posée dessus, sont très probablement, comme l'a montré LÉVÈQUE (1979) au Togo, des produits de remaniement par les termites.

Il est donc possible que les latosols et les sols rouges microglébulaires soient pour une part des anciens profils cuirassés, dans lesquels l'action des termites est forte. Le schéma de mise en place est celui de SÉGALEN (1969) et NOVIKOFF (1974) (fig. 15). La structure microagrégée, micronodulaire ou microgranulaire (TARDY, 1993), caractéristique des latosols, pourrait bien être déterminée ou en tout cas entretenue par le travail des termites. C'est la thèse d'ESCHENBRENNER (1986). Il est clair, dans ce cas, que le démantèlement des cuirasses ne pourrait être *in situ* (NAHON *et al.*, 1989) et *lithodépendant qu'à l'échelle du profil ou du domaine de remaniement biologique*. Le travail des termites, s'il n'est pas le seul mécanisme en cause, n'a donc pas été suffisamment considéré par les pétrographes et les géochimistes des sols tropicaux. Les quantités de terre remontées chaque année, évaluées par LÉVÈQUE (1979), dépassent sans aucun doute celles qui sont évacuées par érosion.

2. Erosion chimique

L'érosion chimique se produit tout au long du trajet souterrain de l'eau le long des versants : d'abord verticalement, dans le domaine non-saturé du sol et ensuite latéralement, dans le domaine saturé de la nappe souterraine. L'érosion chimique se résout en une dissolution des minéraux secondaires et primaires et finalement en l'exportation, hors des paysages, du matériel dissous dans les eaux de drainage. Le bilan de l'érosion chimique est établi par rapport au terme écoulement (D) du bilan hydrologique (fig. 1 et 6).

Le bilan de l'érosion chimique peut être mené en considérant par exemple que 1 m² de la surface du sol est traversé chaque année par 1 m³ d'eau (drainage général : 1000 mm/an). Si l'on suppose que, sous un tel climat, la teneur moyenne en silice des eaux des rivières est de 10 mg/l et que pour transformer 1 m³ de roche en 1 m³ de kaolinite, il faut évacuer environ 1 t de SiO₂ en solution, on doit alors compter 100 000 m³ et 100 000 ans pour altérer 1 m² de roche sur 1 m de profondeur (TARDY, 1990) (fig. 7).

Le taux d'altération chimique dépend aussi de la teneur en silice des eaux de drainage. Pour la suite des valeurs de pluviosité, caractéristiques du domaine tropical, on donne la teneur en silice des eaux de drainage mesurées par TARDY (1971) et les taux d'altération chimique calculés correspondants. On vérifie que la concentration en silice des eaux de drainage varie bien comme l'indice de concentration défini plus haut : $I_C = P/D$. Un drainage supérieur à 1000 mm/an n'est obtenu que pour des pluviosités supérieures à

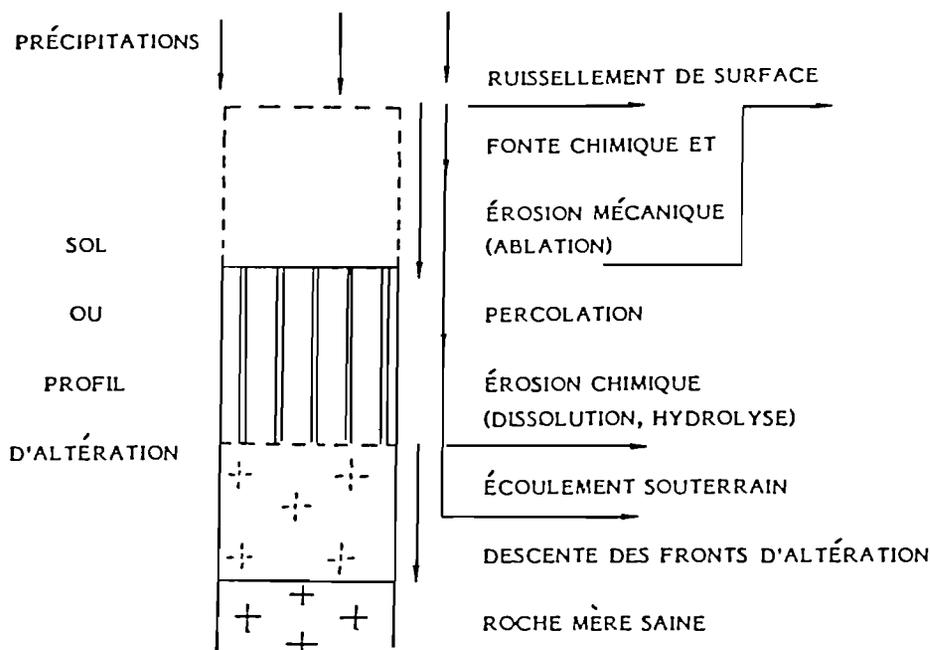


Fig.6 – Processus de l'érosion chimique et mécanique. Schéma montrant la descente des fronts d'altération et de surface du sol, d'après TARDY (1990).

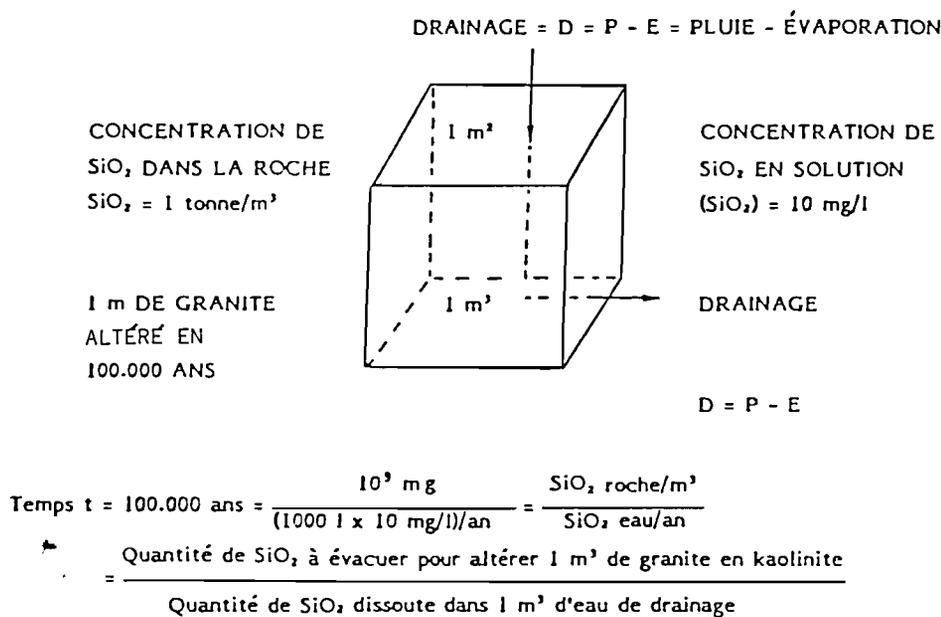


Fig.7 – Altération de 1 m^3 de granite (1 m^2 de superficie \times 1 m de profondeur) sous un drainage annuel de 1000 mm (1 m). Le volume d'eau qui chaque année traverse 1 m^2 de roche est donc de 1 m^3 . En $100\,000$ ans 1 tonne de silice est évacuée (d'après TARDY, 1990).

2200 mm/an, en climat très humide, favorable au développement des podzols ou des sols latéritiques jaunes. Pour les climats moins humides et les autres types de sol qui couvrent la plus grande partie du domaine tropical, la durée nécessaire à l'érosion chimique et à l'altération de 1 m de granite est partout supérieure à $100\,000$ ans. En d'autres termes, l'érosion chimique ne dépasse que rarement le taux de 10 m/Ma . Pour des pluviosités inférieures à 700 mm/an , dans le domaine aride ou subaride des smectisols, l'écoulement régional est nul et l'érosion chimique est insignifiante. Pour le domaine des climats tropicaux à saisons contrastées, favorables au cuirassement ferrugineux, le taux d'érosion chimique est compris entre 5 m et 7 m/Ma . Pour le domaine tropical humide des latosols rouges, le taux est de 8 m/Ma (tabl. 5).

Tableau 5 – *Modèle d'érosion chimique en climat tropical. Eléments du bilan hydrologique (mm/an). Teneurs en SiO₂ (mg/l) des eaux de drainage d'après TARDY (1971), poids de silice évacuée (t/Ma), taux d'altération et vitesse d'approfondissement des profils d'après TARDY (1990).*

Pluviosité mm/an	Evaporation mm/an	Drainage mm/an	I _C	SiO ₂ mg/l	SiO ₂ t/Ma	vitesse m/Ma	temps ans/m
4000	1500	2500	1,6	6,0	19	19	52 000
3500	1500	2000	1,75	7,5	15	15	67 000
3000	1500	1500	2	8,0	11	11	91 000
2500	1325	1275	2,05	8,5	10	10	100 000
2000	1150	850	2,3	9,0	7,7	7,7	130 000
1500	1075	425	2,9	13	5,7	5,7	178 000
1000	850	150	3,6	27	4	4	250 000
800	750	50	6,7	60	3	3	330 000
700	700	0	0	120	0	0	0

3. Erosion mécanique

a) Ordre de grandeur

Pendant un certain temps, avant que ne survienne l'érosion mécanique, les produits de l'altération chimique s'accumulent, sur place, dans les sols et les profils. La densité de ces matériaux est à peu près égale à 2, de sorte que 1 m³ de sol renferme environ 2 t de matériel. Si 100 000 ans sont nécessaires pour évacuer cette quantité et faire en sorte que le taux d'érosion chimique soit égal au taux d'érosion mécanique, on obtient alors un taux d'érosion mécanique de 20 g/m² par an, soit 200 kg/ha par an, soit encore 20 t/km² par an. Cette valeur est située à l'intérieur de la fourchette de 10 à 50 t/km² par an donnée par MILLIMAN et MEADE (1983) pour l'Afrique équatoriale et tropicale humide. Cette valeur est celle qui caractérise un paysage qui reçoit sous forme de précipitations P = 2200 mm/an, qui draine D = 1000 mm/an et qui se caractérise par une hauteur d'eau ruisselée D_R = 200 mm/an et par un indice climatique d'érosion mécanique I_E = 100 × 200/800 = 25. Le débit annuel ruisselé est donc de 200 l/m² par an. Si le taux d'érosion mécanique est de 20 g/m² par an, la concentration des matières en suspension est de 200 mg/l dans les eaux d'écoulement et de 1000 mg/l, soit 1 g/l, dans les eaux de ruissellement.

b) Variation avec l'humidité du climat

Ce bilan, pour ordre de grandeur, est établi en climat humide (P = 2200 mm/an, D = 1000 mm/an). La part de l'écoulement qui ruisselle est de 20 %, tandis que la valeur de l'indice I_E = 25.

L'érosion spécifique varie entre 10 et 200 g/m² par an et augmente avec l'humidité du climat (tabl. 5) et la pente du bassin. Elle est ainsi de 12 g/m² par an (120 kg/ha/an) dans le bassin du Chari en Centrafrique où la pluviosité est, en année humide, de 1600 mm/an, l'écoulement de 200 mm/an et le ruissellement de 12 mm/an (6 % de l'écoulement) (GAC et TARDY, 1980). Dans cette même région, en année sèche, lorsque la pluviosité n'est que de 900 mm/an, l'écoulement et le ruissellement diminuent et l'érosion spécifique n'est plus que de 9 g/m² par an. Pour le bassin de l'Amazone, sous des pluviosités de l'ordre de 2100 mm/an, l'écoulement est de 1050 mm/an, le ruissellement est de 300 mm/an (27 % de l'écoulement) et l'érosion spécifique est de l'ordre de 200 g/m² par an. Ici aussi, cette valeur augmente en année humide et diminue en année sèche (TARDY *et al.*, 1993). Dans la forêt amazonienne de Guyane, sous des pluviosités de l'ordre de 3300 mm/an, l'écoulement total est de 1800 mm/an, le ruissellement superficiel varie entre 140 et 740 mm/an, l'écoulement hypodermique entre 50 et 540 mm/an et l'écoulement souterrain profond entre 400 et 1500 mm/an selon les types de sols (ROCHE, 1990 ; BOULET, 1990). L'érosion spécifique varie entre 24 et 83 g/m²/an, ce qui est plus important que pour le Tchad mais moins que pour l'Amazone.

La concentration des matières en suspension ramenées à l'écoulement total est de 60 mg/l pour les eaux du Chari au Tchad, de 230 mg/l pour les eaux de l'Amazone, et entre 13 et 46 mg/l pour les eaux des bassins versants de Guyane. Ramenée au seul ruissellement, la teneur des matières en suspension va en augmentant au fur et à mesure que la végétation s'éclaircit ou va en diminuant de l'aride vers l'humide. La concentration

est de l'ordre de 1000 mg/l dans les eaux de ruissellement du bassin du Chari au Tchad (GAC, 1980 ; GAC et TARDY, 1980), de 600 mg/l pour l'Amazone (TARDY *et al.*, 1993), et elle est comprise entre 70 et 170 mg/l en Guyane (ROCHE, 1983).

Ainsi, il est vrai que les eaux des pays humides qui drainent les grandes forêts sont en général plus claires et moins chargées que celles qui drainent les savanes en climats contrastés ou les steppes en climat semi-aride. Cependant le ruissellement est bien plus fort en climat humide qu'en climat aride, si bien que l'érosion mécanique, qui est le produit du ruissellement par la concentration, est plus importante dans le premier cas que dans le second. Cependant sous forêt où l'érosion chimique est souvent très forte, les effets de l'érosion mécanique sont beaucoup moins spectaculaires que sous savane ou qu'en pays désertique où l'érosion chimique est ralentie, voire inexistante.

L'érosion mécanique se produit dans les eaux du ruissellement. La fraction qui ruisselle à la surface du sol et qui rejoint l'écoulement souterrain pour constituer l'écoulement total augmente de l'aride vers l'humide. Très faible dans les bassins du Sahel, elle augmente et atteint la valeur de 10 % en climat contrasté (TARDY, 1986), est égale à 25 % en climat tropical humide, pour dépasser dans certains cas 50 % de l'écoulement total sous la forêt équatoriale (ROCHE, 1983).

Avant toute interprétation de ces chiffres, il convient de distinguer deux types de ruissellement et deux sortes d'érosion mécanique. Au ruissellement superficiel qui conduit l'érosion mécanique diffuse de surface, doit s'ajouter le ruissellement hypodermique qui accompagne les éboulements, les solifluxions, les glissements de terrain et autres types d'érosion par plaques ou paquets, et qui survient en pays humides dans les horizons temporairement saturés des sols peu perméables. C'est ainsi que BOULET (1990) et ROCHE (1990) mettent très clairement en évidence en Guyane (1) des sols perméables à fort drainage vertical, à écoulement profond abondant et à écoulement rapide de surface relativement faible, et (2) des sols peu perméables à faible drainage vertical, à écoulement profond relativement faible et à écoulement de surface (hypodermique et superficiel) abondant. Le ruissellement diffus de surface provoque l'érosion diffuse de surface ; les écoulements plus profonds accompagnent les éboulements. En exagérant un peu, on pourrait même dire avec BOULET que, pour combattre l'érosion par paquets du second type, il faudrait avantager l'érosion diffuse du premier type.

La mesure des éboulements n'est prise en compte que dans les bassins de grande taille. Dans le choix des bassins de petite taille, on évite généralement les sites où l'érosion risque de se manifester par paquets. Cependant, cette dernière compte pour beaucoup dans le calcul de l'érosion du paysage. C'est la raison pour laquelle je proposerais volontiers d'inclure dans les valeurs du ruissellement, défini comme l'écoulement capable d'entraîner une érosion mécanique, autant le ruissellement superficiel que le ruissellement hypodermique quelquefois appelé différé.

Il nous faut, enfin, corriger l'idée d'ERHART (1956) qui voulait qu'en période de biostasie la forêt exerçât le rôle de filtre pour les solutions et les suspensions et de frein pour l'érosion mécanique. L'érosion mécanique est, sous forêt, considérable, parce que le ruissellement y est très important. Cependant l'érosion chimique peut être encore plus importante, si bien que les sols sont rapidement reconstitués et que les marques de la première sont vite effacées par l'action très efficace de la seconde. Ainsi, considérée sur de longues périodes biostasiques, la proposition d'ERHART pourrait paraître invalide. Mais en périodes de rapides rhéxistases, elle conserve toute sa valeur. Il est clair en effet que si, le climat ne changeant pas, la forêt venait à disparaître pour une cause autre que climatique, la rhéxistase jouerait à plein, l'érosion mécanique l'emportant sur l'érosion chimique.

Erosion chimique et érosion mécanique sont à considérer ensemble et non pas séparément, car l'une reconstitue ce que l'autre vient de détruire ; l'une retire ce que l'autre vient d'accomplir. La dynamique du paysage ne se mesure pas en considérant un seul des deux volets, mais s'établit par l'analyse de chacune de ses composantes. C'est aussi l'observation des différences de poids de ces deux mécanismes qui permet de bien comprendre le métabolisme du paysage tropical.

4. Age des couvertures latéritiques

Les cuirasses ferrugineuses ont fait l'objet de quelques datations en Inde, par méthode paléomagnétique (SCHMIDT *et al.*, 1983) et en Australie, par utilisation des isotopes de l'oxygène (BIRD et CHIVAS, 1988, 1989). Partout, l'âge mesuré des cuirasses est tertiaire. Au Brésil, des mesures récentes montrent bien que les cuirasses de la surface Sul-Americana réputée éocène ont bien un âge de 50 Ma. Au Sénégal, NAHON

et LAPPARTIENT (1977) et NAHON (1986) ont évalué au Miocène l'âge d'une cuirasse du Haut-Glacié que MICHEL (1973) attribuait au Quaternaire ancien. Jamais encore une mesure directe ou indirecte n'a donné d'âge quaternaire pour les cuirasses ferrugineuses d'Afrique de l'Ouest.

Deux moyens permettent d'accéder indirectement à la datation des surfaces morphologiques couvertes de cuirasses ferrugineuses ou de bauxites alumineuses.

a) Datation des surfaces par les dénivelées

La morphologie du paysage latéritique se présente volontiers comme un ensemble de surfaces ondulées ou planes, concaves ou convexes, horizontales ou inclinées et s'étageant à différentes altitudes. Quels qu'aient été le type de climat tropical et le mécanisme de morphogenèse impliqués, quels qu'aient été les modes d'enchaînement des processus de façonnement du modelé, le résultat se résume en une érosion différentielle, à la fois chimique et mécanique, de certaines parties du paysage qui, avec le temps, s'enfoncent sur lui-même (fig. 8) (TARDY, 1994).

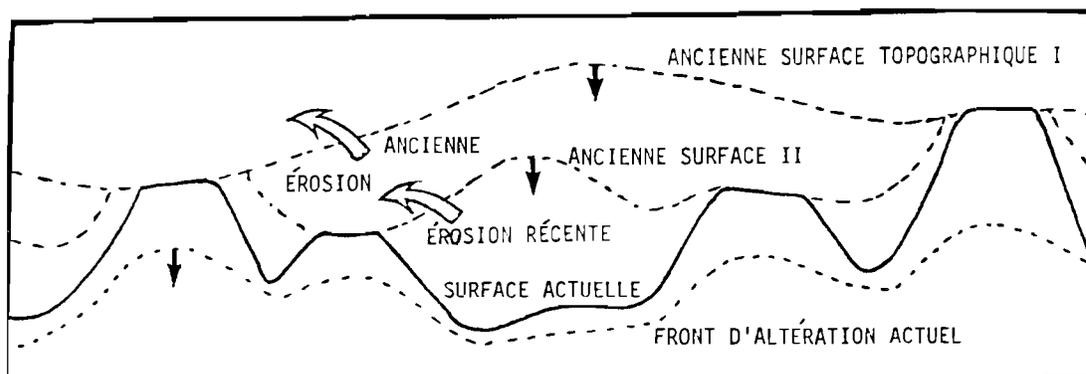


Fig.8 - L'érosion mécanique accompagne l'érosion chimique ; l'abaissement de la surface topographique accompagne l'enfoncement des fronts d'altération. En première approximation les parties les plus élevées du paysage sont les plus anciennes. Les parties les plus basses sont les plus récentes.

C'est à SÉGALEN (1967) que l'on doit d'avoir clairement démontré que cette idée s'appliquait aux surfaces étagées du Cameroun. Le plateau de Mambila qui porte les reliques d'une cuirasse ferrugineuse est, à l'altitude de 1800 m, rattaché à la surface gondwanienne et post-gondwanienne du Jurassique et du Crétacé. Le plateau de Minim-Martap et le plateau Bamiléké, coiffés de bauxites, à l'altitude de 1400 m, sont attribués à l'Eocène. La surface de Meiganga, à une altitude comprise entre 800 et 1100 m, est attribuée au Miocène, tandis que la surface inférieure, inclinée graduellement vers la cuvette congolaise, à une altitude moyenne de 700 m, comprise entre 60 et 800 m, est attribuée à la seconde moitié du Tertiaire. La surface côtière, attribuée au Pliocène et au Quaternaire, se trouve à une altitude comprise entre 0 et 350 m. Ces dénivelées correspondent à une érosion de 12 m/Ma, au Crétacé, jusqu'au milieu de l'Eocène, 9 m/Ma entre l'Eocène et le Miocène et 10 m/Ma entre le Miocène et le Pliocène (tabl. 6).

Les travaux de MICHEL (1973) dans le Fouta Djallon, en Guinée et au Mali, GRANDIN (1976) et ESCHENBRENNER (1987) en Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso, confrontés à ceux de LEPERSONNE (1956), KING (1962) et MCFARLANE (1976) au Congo, au Tanganyka et en Ouganda, BOURGEAT (1972) à Madagascar, KING (1956) dans le Minas Gerais et dans l'ensemble du Brésil, et à ceux de POLLACK (1983) au Surinam, montrent tous - une fois les âges recadrés - des dénivelées semblables.

Le niveau des surfaces cuirassées d'Afrique de l'Ouest, datées par les dénivelées d'érosion, fait apparaître des écarts incompatibles avec un âge attribué par MICHEL (1973) du Quaternaire moyen pour le Moyen-Glacié, du Quaternaire ancien pour le Haut-Glacié et du Pliocène pour le Relief-Intermédiaire, tous trois cuirassés ferrugineux. Les âges estimés sont du Pliocène pour le Moyen-Glacié, du Miocène pour le Haut-Glacié et de l'Eocène ou de l'Oligocène pour le Relief-Intermédiaire qui apparaît ainsi, comme le décrit d'ailleurs fort bien MICHEL (1973), ennoyé dans le niveau bauxitique éocène de Fantofa. L'âge et le niveau des bauxites sont compatibles et ne changent pas.

Tableau 6 – Récapitulation des âges et des taux d'érosion calculés pour les différentes surfaces cuirassées ou bauxitiques de Guinée, du Sénégal et du Mali, à partir des dénivelées constatées sur le terrain.

Nom de la surface cuirassée	Nature de la cuirasse	Date de mise en route Ma	Durée Ma	Dénivelée d'érosion m	Vitesse d'érosion m/Ma
Moyen-Glacis	ferrugineuse	5	4	25	6
Haut-Glacis	ferrugineuse	20	15	100	6,5
Relief-Intermédiaire	ferrugineuse	40	20	150	7,5
Fantofa	bauxitique	65	25	300	12
Dongol Sigon	bauxitique	80	17	300	10
Labé	bauxitique	120	38	360	10

Tableau 7 – Durées minimales nécessaires à la transformation de lithomarges kaoliniques en carapaces ou cuirasses ferrugineuses d'épaisseurs et de compositions différentes (d'après TARDY, 1994, à paraître).

Faciès de cuirasse	Epaisseur m	Teneur en fer %	Age minimum Ma
Relief-Intermédiaire	8	60	16
Haut-Glacis	5	50	8
Moyen-Glacis	3	40	4
Bas-Glacis	2	20	1,3
Argile tachetée	2	10	0,7

Tableau 8 – Ages géochimiques en millions d'années des différents niveaux cuirassés d'Afrique de l'Ouest, calculés de différentes manières par interpolation après calage sur la composition chimique d'une lithomarge récente (âge : 1 Ma) et d'une bauxite éocène (âge : 50 Ma) (d'après TARDY, 1994, à paraître).

	SiO ₂ tot.	Quartz	(Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃)	Fe ₂ O ₃	Moyenne
Lithomarge	1	1	1	1	1
Horizon tacheté	2,5	7	3	1	3,4
Carapace Bas-Glacis	19	14	16	20	17
Cuirasse Moyen-Glacis	20	21	21	22	21
Cuirasse Haut-Glacis	28	32	28	28	29
Cuirasse Relief-Intermédiaire	40	40	40	40	40
Bauxite de l'Eocène	50	50	50	50	50

b) Age géochimique des cuirasses ferrugineuses (fig. 9)

Le profil latéritique cuirassé se développe par enfoncement vertical de haut en bas, des horizons les uns dans les autres. La cuirasse peut être considérée comme un reliquat d'accumulation correspondant à la réduction d'une épaisse lithomarge autrefois située au-dessus et aujourd'hui disparue par dissolution. Les calculs isovolumétriques ou à fer constant donnent des limites, même s'ils ne peuvent être appliqués de façon rigoureuse pour donner des résultats absolus. En se mettant dans les conditions optimales d'humidité ($D = 1000 \text{ mm/an}$, c'est-à-dire $1 \text{ m}^3/\text{m}^2$ d'eau de percolation chaque année), 10 millions d'années constituent la durée minimale nécessaire à la formation d'une épaisse cuirasse ferrugineuse (5 m), très riche en fer (60% Fe_2O_3) et entièrement débarrassée des quartz que la lithomarge, dont la cuirasse est issue, contenait en abondance. Seules les cuirasses du Haut-Glacis ou du Relief-Intermédiaire atteignent une épaisseur et une teneur en fer équivalentes. L'estimation de l'âge géochimique des cuirasses d'Afrique de l'Ouest est donnée dans le tableau 8.

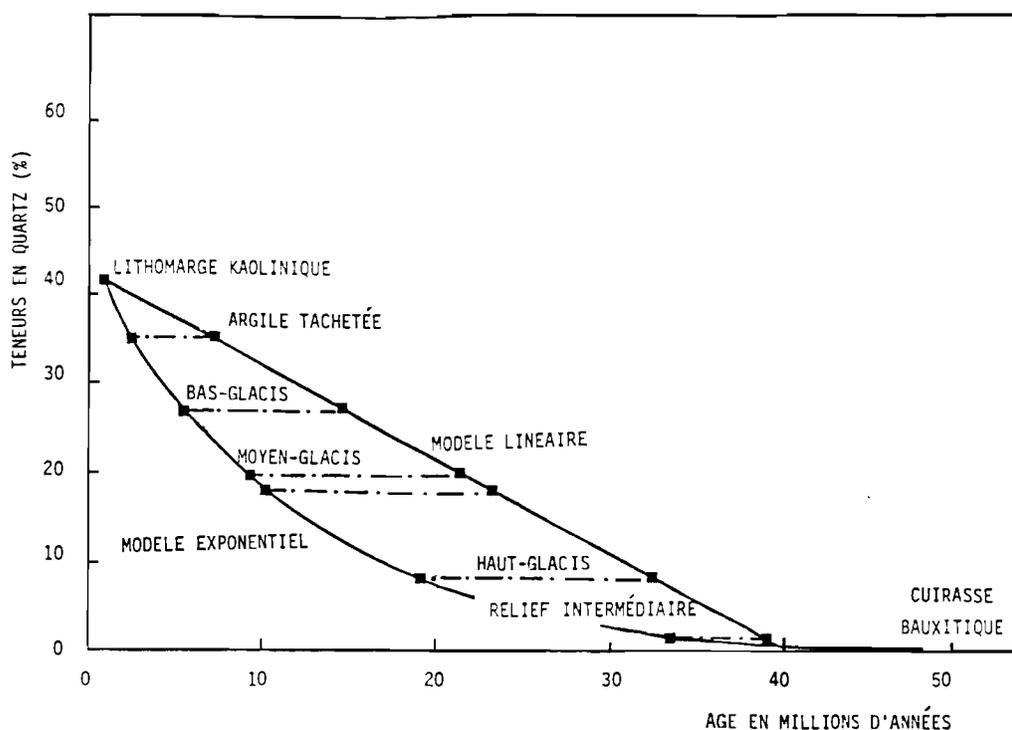


Fig.9 – Age géochimique des cuirasses calculé à partir des teneurs en quartz, (1) dans l'hypothèse d'une dissolution linéaire en fonction du temps (taux de dissolution constant) ou (2) dans l'hypothèse d'une dissolution exponentielle décroissante (taux de dissolution proportionnel à la quantité de quartz existant non encore dissous).

c) Conclusion

Les différentes approches d'évaluation de l'âge des niveaux cuirassés d'Afrique de l'Ouest : directes par datation (encore éparses), et indirectes par calcul d'érosion ou par calcul géochimique, montrent toutes que les durées nécessaires à l'élaboration des accumulations ferrugineuses se chiffrent par millions ou par dizaines de millions d'années, et non pas comme l'aurait voulu MICHEL (1973) par centaines de milliers d'années. Les cuirasses ne se sont pas formées pendant les périodes interglaciaires du Quaternaire. Elles se sont formées de manière continue ou discontinue tout au long du Tertiaire. En Afrique de l'Ouest, les climats du Jurassique, du Crétacé et de l'Eocène ont été propices à la formation de bauxites sur les roches basiques et de sols latéritiques meubles, non-cuirassés, sur les autres roches riches en quartz. Les premiers ont partiellement résisté à l'érosion, les seconds ont été emportés. Plus tard, après l'Eocène, les climats ont changé. De tropicaux humides ou perhumides, ils sont devenus contrastés. Ainsi, pendant toute la seconde partie du Tertiaire, les cuirasses ferrugineuses sur tous les types de roches ont relayé les bauxites.

VI – PALÉOCLIMATS ET DISTRIBUTION DES LATÉRITES A TRAVERS LE MONDE

Deux causes sont responsables du tournant climatique marqué dès la fin de l'Eocène en Afrique de l'Ouest : changements du climat global et déplacement des zones climatiques accompagnant la dérive des continents. Ces effets sont sensibles sur tous les continents. Cependant, certains ont subi des changements de l'humide vers le sec, tandis que d'autres ont été témoins de changements du sec vers l'humide.

1. Les trois grands types de latérites marqueurs des paléoclimats

On considère ici la distribution des bauxites qui se forment sur les roches basiques ou relativement pauvres en quartz, en climat tropical humide (pluviosité supérieure à 1700 mm/an), des cuirasses ferrugineuses qui se forment sur tous les types de roches en climat tropical à saisons contrastées (pluviosité comprise entre 1100 et 1700 mm/an) ainsi que des sols latéritiques meubles (latosols), formés en climat tropical ou subtropical humide et caractérisés par une "stone line" constituée, entre autres, de granules ou de gravillons ferrugineux hérités d'anciennes cuirasses démantelées (fig. 10).

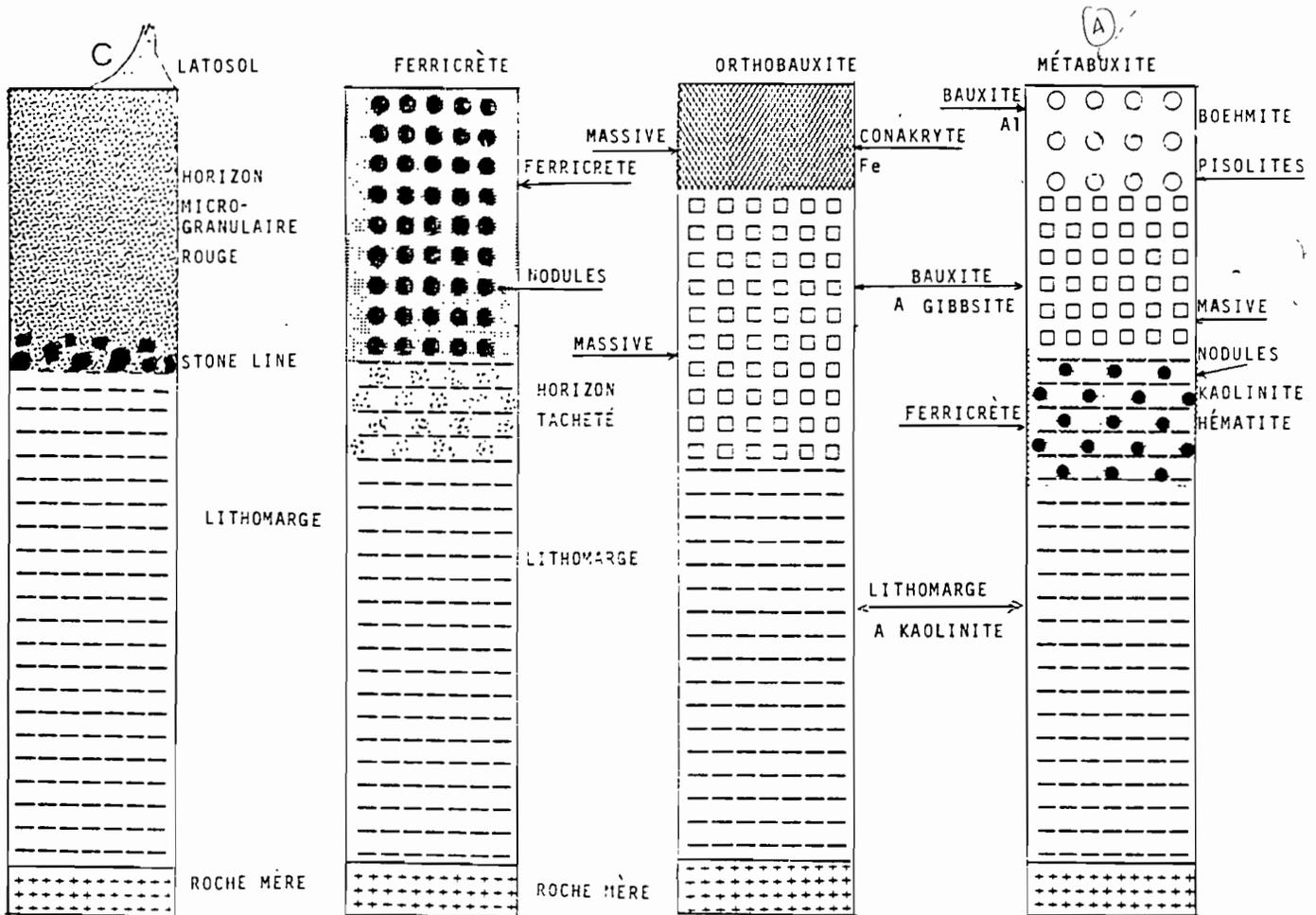


Fig.10 - Caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des orthobauxites (climat humide) et des ferricrètes (climat contrasté) ainsi que leurs produits de transformation : metabauxites (en climat plus sec) et latosols (en climat plus frais ou plus humide).

On distingue également, au sein des accumulations alumineuses, des orthobauxites subsistant encore dans leur état initial et des metabauxites qui sont d'anciennes orthobauxites, transformées en climat plus sec et plus chaud que celui qui a présidé à leur formation. Les orthobauxites sont à gibbsite et présentent une structure massive, tandis que les metabauxites sont à boehmite et montrent des pisolites. Les orthobauxites voient le fer s'accumuler en tête de profil et sont coiffées d'une conakryte ; les metabauxites voient le fer s'accumuler à la base du profil et former une cuirasse ferrugineuse (TARDY, 1993). En Afrique de l'Ouest, la cuirasse ferrugineuse qui coiffe le Relief-Intermédiaire commence à se former à l'Oligocène, à la semelle de la bauxite éocène, lorsque dans cette région le climat change et devient plus sec et plus chaud.

On distingue également deux types d'accumulations ferrugineuses indurées : conakrytes et ferricrètes. Les conakrytes sont à goéthite ou hématite ; lorsqu'elles sont alumineuses, elles sont gibbsitiques et non pas kaoliniques ; ces accumulations ferrugineuses montrent une structure réticulée ou massive et ne montrent pas de nodules. Les cuirasses ferrugineuses, ferricrètes au sens strict, sont à goéthite mais surtout à hématite

et kaolinite, associées pour former des nodules. Au sommet des profils d'orthobauxites se développent des conakrytes, tandis qu'à la semelle des metabauxites se forment des ferricrètes.

En Afrique, au Brésil, en Inde et en Australie, morceaux de l'ancien Gondwana encore soudés au début du Jurassique, la distribution des grands types de latérites se comprend à la lumière des changements du climat global et de la dérive des continents.

2. Changements du climat global

Au début du Jurassique, les continents sont encore soudés, les aires continentales sont vastes et les distances entre l'intérieur de la Pangée et les façades maritimes sont grandes. L'activité tectonique globale est faible. Le niveau des mers est bas. Le climat global est sec. Le désert couvre d'immenses étendues. Les sables de la cuvette congolaise sont en place, tandis que la formation dunaire "Botucatu" est étalée sur l'ensemble du Brésil jusque dans l'actuelle Amazonie. La température globale, depuis la grande glaciation permienne, est restée relativement basse.

Au milieu du Jurassique, la Pangée craque, l'Atlantique s'ouvre, les continents se séparent. La tectonique globale s'active ; le niveau des mers monte ; le volcanisme se réveille ; le métamorphisme s'intensifie et la production du gaz carbonique qui s'accumule dans l'atmosphère augmente. La température globale croît et l'évaporation au-dessus des mers augmente. Les continents divisés, offrant des façades maritimes plus étendues, sont mieux arrosés. Le barycentre des continents, autrefois situé vers les hautes latitudes de l'hémisphère sud, migre vers le Nord et s'installe près de l'équateur. Les "mâchoires" de la Téthys, grandes ouvertes, reçoivent beaucoup d'eau. A la fin du Jurassique, au Crétacé et plus encore sans doute au Paléocène, le climat global est chaud et humide comme il le fut jadis au Dévonien.

Après l'Eocène, les continents vont progressivement se regrouper dans l'hémisphère nord, alors que leur barycentre migre vers les hautes latitudes. Les collisions se multiplient et la tectonique globale, le volcanisme, le métamorphisme et le flux de CO₂ émis vers l'atmosphère baissent en intensité. Le niveau des mers baisse, et d'autant plus que de grandes glaciations vont s'installer, d'abord sur l'Antarctique, autour du pôle sud, puis autour des deux pôles sur l'Arctique et l'Antarctique. La situation est la même que celle que connut le Monde au Permien. Le climat global est froid et sec.

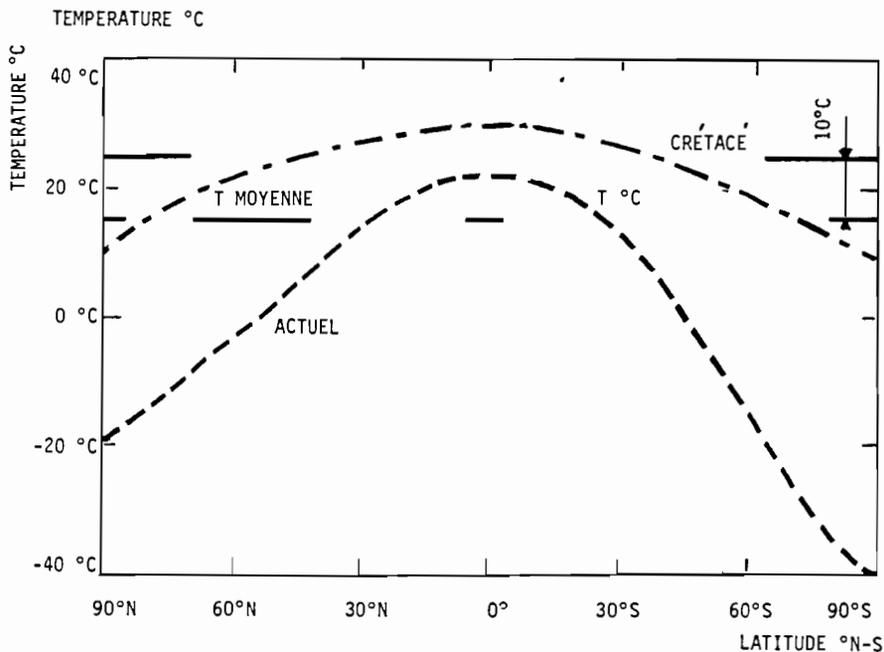


Fig.11 - Distribution des températures en fonction de la latitude (1) à l'heure actuelle (température moyenne globale de 15° C) et (2) au Crétacé (température moyenne globale 25° C), selon BARRON et WASHINGTON (1985).

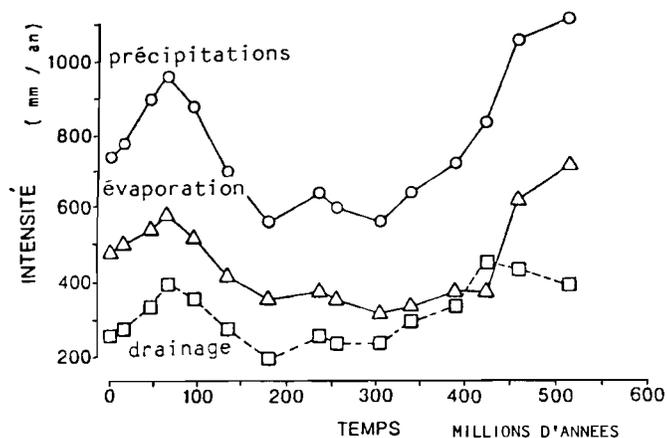


Fig.12 - Pluviosité, évaporation et écoulement (mm/an) au cours des temps phanérozoïques, d'après TARDY et al. (1989).

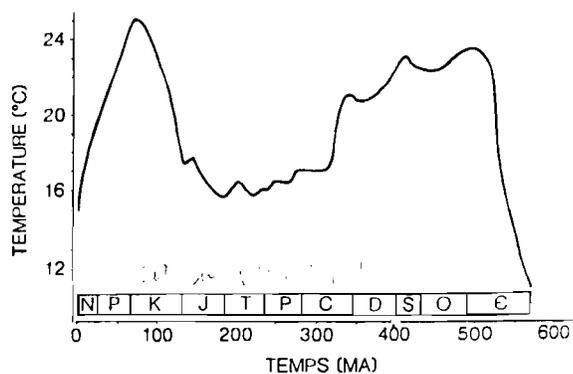


Fig.13 - Température moyenne globale, au cours des temps phanérozoïques, évaluée par TARDY et al. (1989).

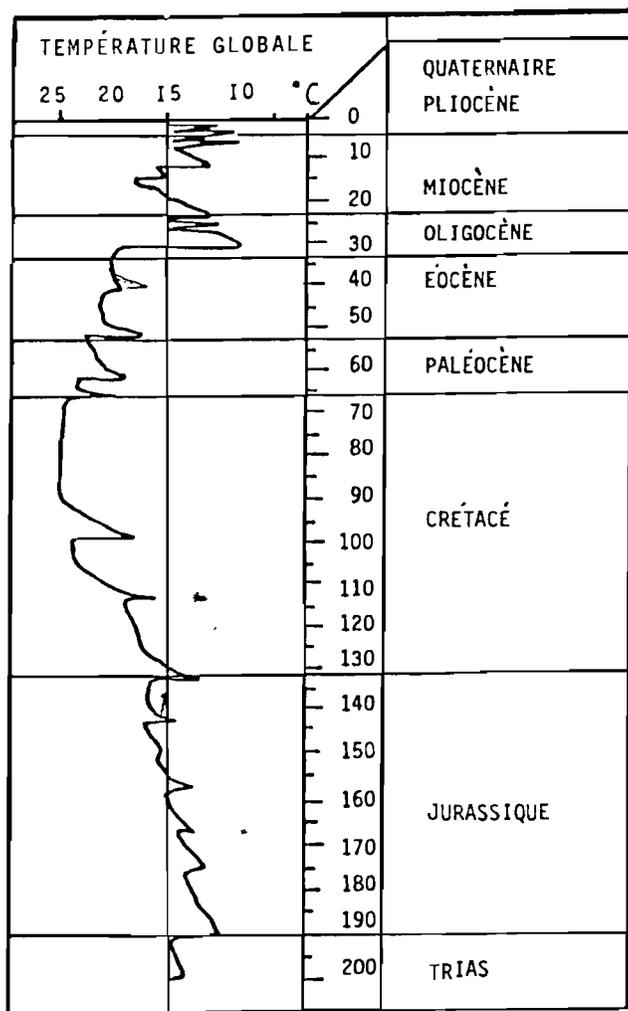


Fig.14 - Température moyenne globale, au cours du Secondaire et du Tertiaire, évaluée à partir du niveau moyen des mers.

A l'échelle de l'ensemble des temps géologiques, du Tertiaire et du Quaternaire, le climat global et le climat de chaque continent ont oscillé sur le mode majeur normal, entre deux pôles principaux : froid, sec et contrasté d'un côté contre chaud, humide et moins contrasté de l'autre (TARDY, 1986). Les deux situations sont résumées sur le schéma de distribution des températures de BARRON et WASHINGTON (1985) (fig. 11), tandis que les fluctuations du climat global sont présentées sur les figures 12, 13 et 14 (TARDY *et al.*, 1989).

En Europe et sur les rivages de l'ancienne Téthys, les bauxites sont mieux représentées au Crétacé et à l'Eocène qu'elles ne le sont plus tard au Tertiaire (BARDOSSY, 1989 et BARDOSSY et ALEVA, 1990). En Afrique de l'Ouest, le relais des niveaux bauxitiques supérieurs a été pris par les cuirasses ferrugineuses des niveaux inférieurs, dès l'Oligocène. On peut interpréter cela comme le résultat du changement climatique global. Cependant ailleurs, l'évolution constatée est inverse, si bien qu'il faut pour l'expliquer faire intervenir aussi le déplacement des zones climatiques qui nécessairement accompagnent la dérive des continents.

3. Dérive des continents et déplacement des zones climatiques tropicales

En Afrique de l'Ouest, on vient de le voir, trois "niveaux" de cuirasses ferrugineuses (Relief-Intermédiaire, Haut-Glaciaire et Moyen-Glaciaire) ont dans la seconde partie du Tertiaire succédé aux trois "niveaux" de bauxites du Jurassique, du Crétacé et de l'Eocène définis par MICHEL (1973). Le climat a changé de l'humide vers le sec (fig. 16).

Au Cameroun la surface la plus haute, celle des Monts Mambila, approximativement datée du Jurassique ou du Crétacé, est couverte d'une cuirasse ferrugineuse. Les surfaces plus récentes de Minim-Martap et du plateau Bamiléké sont coiffées par des bauxites (SÉGALEN, 1967). En Afrique centrale, KING (1962) montre que les surfaces dite du Gondwana et du post-Gondwana, attribuées au Jurassique et au Crétacé, portent surtout les marques d'un climat aride. Plus tard, les surfaces datées du Tertiaire, en Ouganda, au Zaïre et au Congo, sont coiffées par des cuirasses ferrugineuses (WAYLAND, 1933 ; LEPERSONNE, 1956 ; et de nombreux travaux cités par MCFARLANE, 1976). Enfin, fait extraordinaire, NOVIKOFF (1974) montre au Congo que ces cuirasses ferrugineuses sont à leur tour reprises par une pédogenèse qui conduit au développement de sols meubles microgranulaires à gibbsite qu'au Brésil, par exemple, on appellerait des latosols (fig. 15). A Madagascar, l'évolution est semblable. Ici, la surface post-Gondwana de Tampoketsa est cuirassée, tandis que les surfaces postérieures livrent des sols à gibbsite (BOURGEAT, 1972). Le climat a changé du plus sec vers le plus humide (fig. 16).

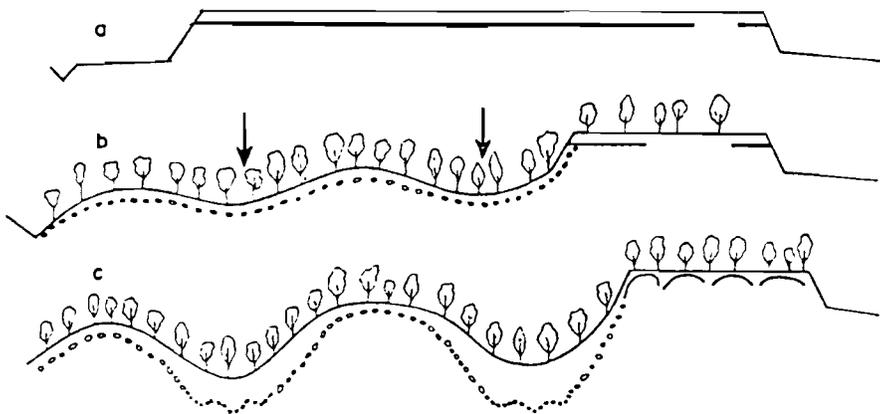


Fig.15 – Transformation du paysage sous l'effet d'une humidification du climat. Les plateaux cuirassés sont attaqués et remplacés par des collines en forme de demi-orange et les sols indurés sont remplacés par des sols meubles à "stone line", d'après SÉGALEN (1969) et NOVIKOFF (1974).

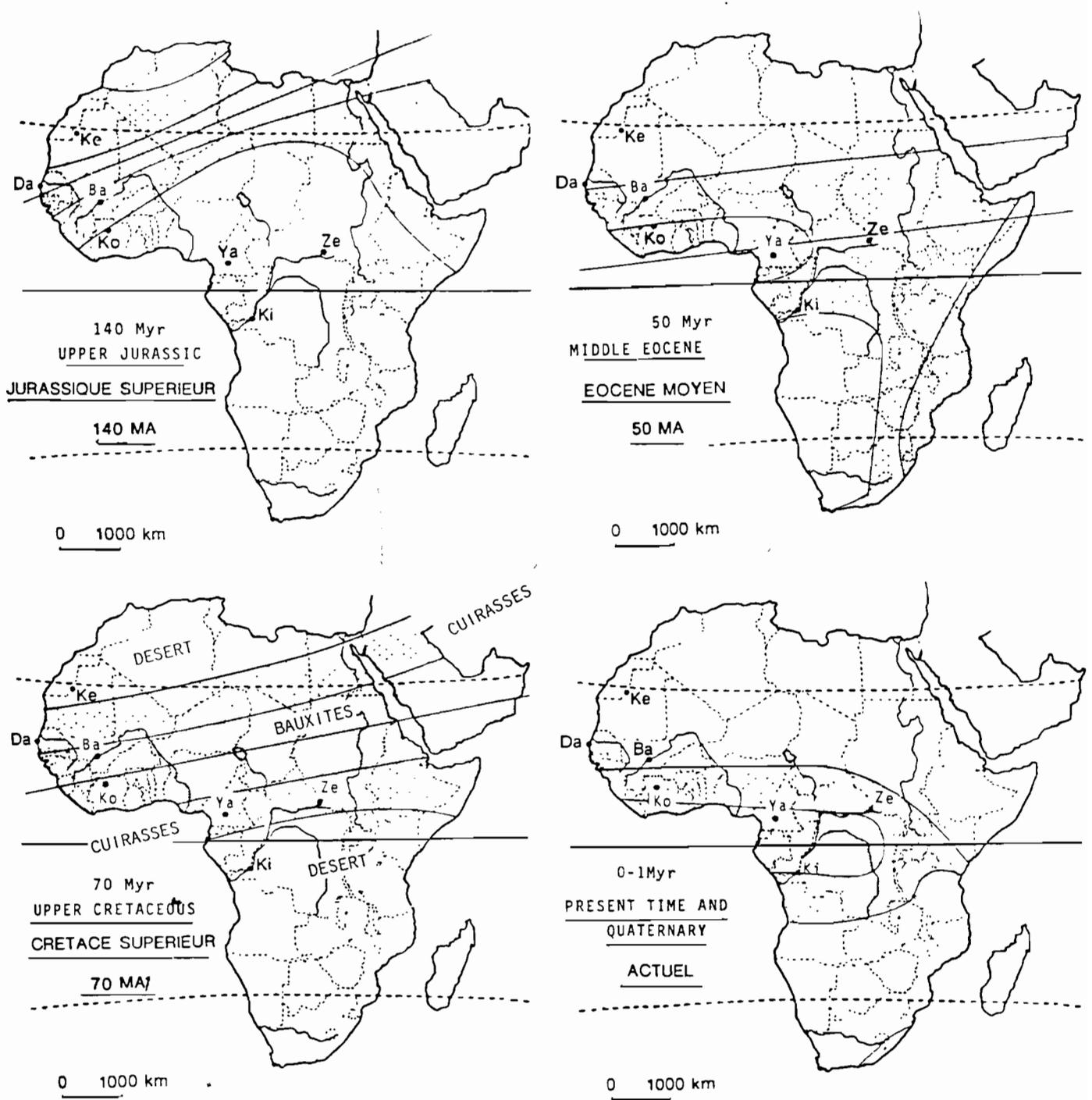


Fig.16 – Migrations du continent africain par rapport à l'équateur et aux différentes zones climatiques. En Afrique de l'Ouest, le climat change de l'humide vers l'aride. En Afrique centrale et en Afrique de l'Est, le climat autrefois plus sec devient plus humide.

Au Brésil et en Amérique du Sud, l'évolution est parallèle. En Bolivie, l'histoire commence avec les cuirasses ferrugineuses de la surface Pega Pega, équivalente de la surface Sul-Americana, datée par KING (1962) de l'Eocène (LITHERLAND et PITFIELD, 1983). Les cuirasses ferrugineuses sont ensuite grignotées par des formations gibbsitiques ou bauxitiques qui apparaissent dans les niveaux inférieurs plus récents. POLLACK (1983) observe des faits analogues au Surinam. LUCAS (1989), sur la surface Sul-Americana d'Amazonie, décrit une bauxitisation secondaire et récente, qui affecte une ancienne cuirasse ferrugineuse que l'on peut également attribuer à l'Eocène. Partout, en Amérique du Sud, le climat a évolué du sec vers l'humide (fig. 17).

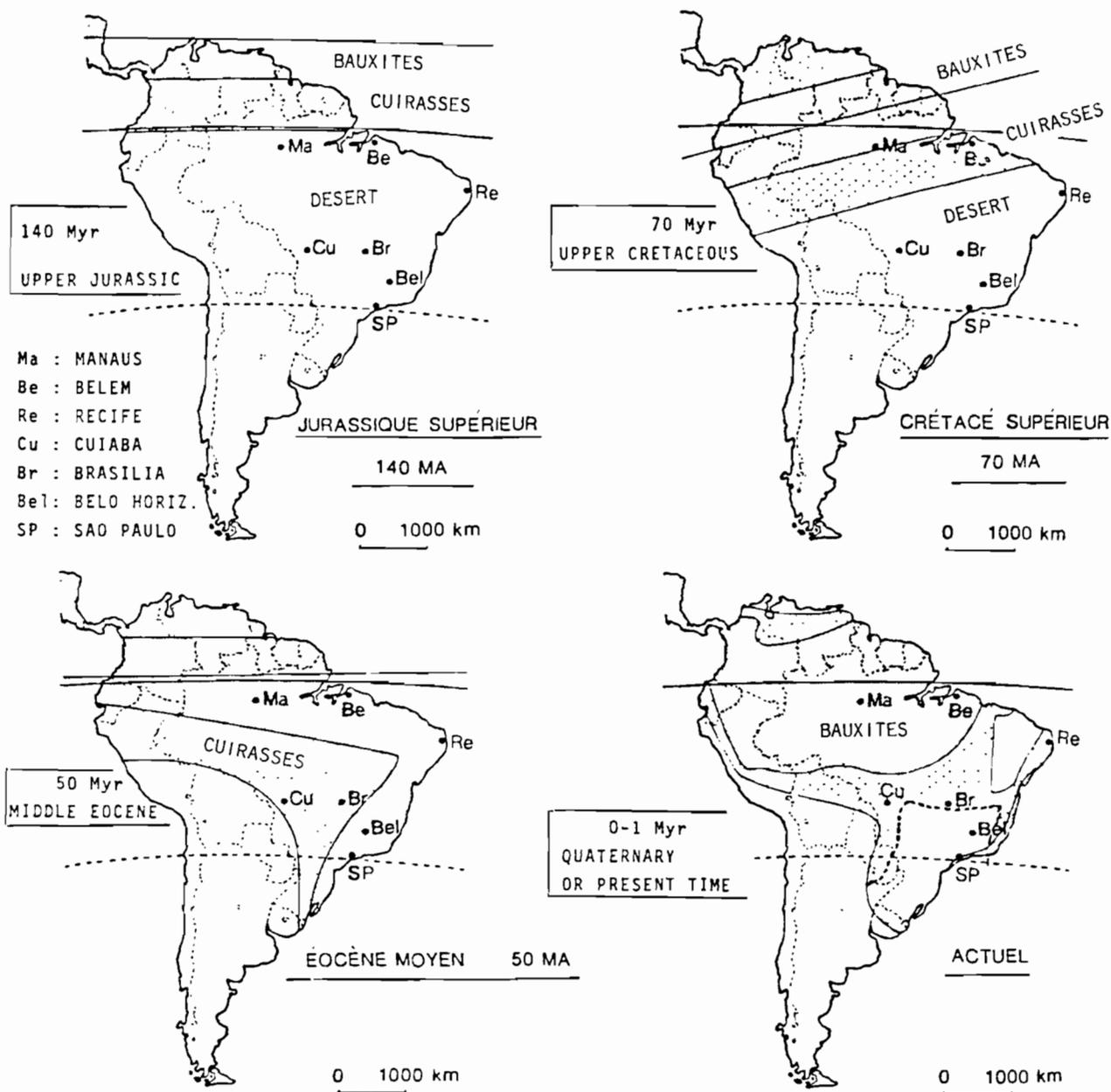


Fig.17 - Variations du climat, depuis 150 millions d'années, à la suite de la dérive du continent sud-américain. Depuis le Jurassique, le climat a changé du sec vers l'humide. Un vaste domaine couvert à l'Eocène par des cuirasses ferrugineuses est maintenant passé dans la zone des latosols rouges, des latosols jaunes et des bauxites. Les cuirasses sont démantelées.

Au Brésil, sur la surface Sul-Americana de l'Eocène, les cuirasses ferrugineuses étaient partout très bien représentées sur une topographie plane, d'altitude peu élevée. A partir de là et depuis la surrection des Andes au Miocène, deux évolutions climatiques se distinguent. Sur le versant est des Andes, l'humidité du climat s'est accentuée, constituant un domaine renflé de forêt, dans les limites de l'Amazonie d'aujourd'hui. Ce domaine humide, en s'agrandissant, a mordu sur le domaine cuirassé, en place depuis l'Eocène, de sorte que les cuirasses ont été démantelées, comme l'a montré NOVIKOFF (1974) au Congo, selon un processus décrit en Amazonie par NAHON *et al.* (1989) et en Centrafrique par BEAUVAIS et TARDY (1991). D'autre part, sur les grands plateaux du Brésil central, formés par *uplift* depuis le Miocène, en même temps que la surrection des Andes et que la subsidence du bassin de l'Amazone, l'altitude a augmenté et la température a baissé. Le climat n'y est plus tout à fait tropical et les cuirasses se sont démantelées pour donner les latosols à "stone line", granules et débris de cuirasse tels que les a décrit VOLKOFF (1984/1985). Le cuirassement se poursuit aujourd'hui dans les dépressions de la région non touchées par les mouvements tectoniques et, pour cette région, restées plus chaudes que les plateaux refroidis en même temps que leur surélévation.

A travers le Monde, quatre types d'évolution paléoclimatique semblent avoir marqué la vieille couverture latéritique en place depuis le Crétacé et le Tertiaire. La première part de l'humide et aboutit à l'aride et voit le relais des bauxites par les cuirasses ferrugineuses qui apparaissent à leur pied. C'est clairement le cas de l'Afrique de l'Ouest. La seconde part de l'aride pour aboutir à l'humide et voit, au contraire de la précédente, les cuirasses grignotées par une bauxitisation postérieure. C'est le cas de l'Amazonie et de l'Afrique centrale. La troisième, qui peut accompagner la seconde, résulte d'une augmentation de la température (qui accompagne généralement une augmentation de l'aridité) et voit se transformer les orthobauxites massives à gibbsite en metabauxites, pisolitiques à boehmite. Cette évolution, résultant d'une avancée du désert, a affecté les bauxites du Mali, en Afrique, et celles du Queensland, dans le Nord-Est de l'Australie. La quatrième résulte d'une baisse de la température consécutive à une augmentation d'altitude, et voit la transformation de cuirasses ferrugineuses en latosols meubles, à "stone lines" ferrugineuses granulaires. Cette transformation semble celle qui affecte les plateaux surélevés du Centre-Est brésilien aussi bien que ceux de l'Est-Africain.

CONCLUSION

Une communauté scientifique change souvent ses idées, au gré des courants et des contre-courants dominants. C'est dans les allées et venues que l'on mesure son dynamisme.

La dynamique du paysage tropical a depuis toujours été conçue par les uns comme dominée par des mouvements latéraux et par les autres comme réglée par des transferts verticaux. On était tour à tour verticaliste ou latéraliste, suivant que l'on fût plus attiré par la physique que par la chimie, ou que l'on s'intéressât plus aux mouvements mécaniques des matériaux sous forme figurée qu'aux mouvements de matière en solution. Mais les transferts mécaniques ou chimiques se font dans l'eau, si bien que tout paysage est nécessairement visité par des mouvements de matière à la fois verticaux et latéraux dont le dosage est différent selon l'humidité du climat. En réalisant que la forêt, la savane, la steppe et l'ensemble des plantes qui habitent le paysage tropical prennent, pour vivre, une part active dans les transferts d'eau, on comprend que les mouvements d'eau et de matière puissent être aussi naturellement ascendants. Les plantes, par leurs racines ancrées dans le sol, sont un important facteur d'évaporation et maintiennent en profondeur des conditions voisines de celles de l'atmosphère. En réalisant enfin que l'activité biologique développée par les termites est intense, on comprend que les transferts mécaniques de matière puissent être aussi ascendants et constituer un important facteur d'érosion.

L'érosion n'est pas seulement mécanique ; elle est également chimique. L'une ne peut aller sans l'autre. L'érosion mécanique n'est pas seulement un phénomène spectaculaire ; elle est aussi un processus d'ablation d'autant plus efficace qu'il est discret, puisque, contrairement à l'idée généralement reçue, l'érosion mécanique est la plus forte là où l'érosion chimique est aussi la plus forte. C'est le cas des paysages tropicaux très humides où l'écoulement est également plus fort. Dans les déserts, l'érosion par l'eau, bien que spectaculaire, est très faible, parce que l'écoulement y est insignifiant.

Si, dans l'érosion, le climat joue un rôle essentiel, la succession des paléoclimats tient une place particulière dans le façonnement du paysage. Deux cas sont à considérer selon qu'un climat humide succède à un climat aride, ou qu'à l'inverse un climat aride suit un climat humide. Cependant, l'érosion est active sous tous les climats, sans qu'érosion mécanique et érosion chimique ne puissent intervenir séparément dans le temps, sur de longues durées. Mais l'érosion mécanique peut se produire brutalement par taches localisées, tandis que l'érosion chimique poursuit son oeuvre de façon plus diffuse encore qu'inhomogène. Tout est une question d'échelle d'espace, mais ici surtout de temps.

On s'est beaucoup trompé sur l'âge des paysages latéritiques, que les chercheurs de l'école française ont rajeuni et ramené à des événements synchrones des secousses climatiques du Quaternaire. On s'est trompé, par exemple, sur l'âge des latérites et des inselbergs qui parsèment le Sahara, semblables aux pains de sucre de Rio de Janeiro et qui sont peut-être, non pas les plus jeunes (Quaternaire pour certains) mais les plus anciens s'étant formés sur le continent africain (Jurassique ou plus ancien encore). L'histoire se construit à partir des reliques ; celle de sols tropicaux commence en même temps qu'apparaissent, sur les très vieilles surfaces, les premières cuirasses ferrugineuses dont les vestiges sont aujourd'hui réduits à l'état de gravillons épars. Les sols vivent au rythme des climats d'aujourd'hui, en véhiculant cependant un patrimoine très ancien portant encore les marques d'une histoire paléoclimatique qui commence il y a 150 millions d'années, avec l'ouverture de l'Atlantique. Ces reliques sont les témoins chétifs de produits d'altération formés sur une épaisseur comprise, selon l'humidité du climat, entre 100 et 1000 m. C'est parce que la durée est trop longue, qu'il est difficile d'admettre une mise en place du paysage latéritique par alternance de grandes phases d'érosion mécanique et d'érosion chimique.

Les sols les plus anciens du Brésil, encore fonctionnels aujourd'hui, sont sans doute les latosols des plateaux du Parana, du Minas et du Mato Grosso. Autrefois, c'est-à-dire à l'Eocène, couverts de cuirasses ferrugineuses, ces plateaux sont aujourd'hui coiffés de sols rouges, microgranulaires très épais. Il aurait donc suffi d'une diminution de température de quelques degrés, occasionnée par une surélévation de ces plateaux, à l'Oligocène ou au Miocène, accompagnant la surrection des Andes, pour déstabiliser une couverture ferrugineuse indurée et la remplacer par une couverture meuble, puissante et gardant profondément enfouies les reliques de ses ancêtres cuirassés. Cette observation autorise une remarque que je voudrais glisser en guise de conclusion. La très grande variété de couvertures pédologiques et d'assemblages minéraux que nous observons, constitués d'un nombre très restreint d'éléments : Si, Al, Fe, H, O, comme la très grande variété d'espèces végétales, également constituées de peu d'éléments : C, H, O, N, P, sont obtenues, somme toute, sous de faibles écarts de température, d'humidité ou d'autres paramètres thermodynamiques. L'erreur est peut-être de les avoir considérés comme constants.

La Géochimie de la Surface se joue dans un "mouchoir de poche" thermodynamique.

Remerciements - Ce texte doit beaucoup à la lecture critique de René BOULET, pédologue éclectique et ami exigeant.

BIBLIOGRAPHIE

- ALEVA G.J.J. (1981) - Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern Edges of the Guiana shield, South America. *Econ. Geol.*, New Haven, 76, p. 1142-1152.
- ALEVA G.J.J. (1982) - Bauxitic and other duricrusts on the Guiana Schield, South-America. Proc. 1st Intern. Seminar on lateritisation Process, Trivandrum, India, 1979 ; Balkema, p. 261-269.
- ALEVA G.J.J. (1989) - Bauxitisation and tropical landscape evolution. Proc. 6th Intern. Congr. ICSOBA, Poços de Caldas, Brazil, Trav. ISOBA, Acad. Sci. yougoslave, Zagreb, 19, 22, p. 19-29.
- AMBROSI J.P. (1990) - Modélisation thermodynamique de l'altération latéritique dans le système $Fe_2O_3-SiO_2-H_2O$. Thèse Univ. Poitiers, 379 p.
- BARDOSSY G. (1982) - Karst bauxite. Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier, Amsterdam, 441 p.
- BARDOSSY G. (1989) - Lateritic bauxite deposits. A world-wide survey of observed facts. Proc. 6th Intern. Congr. ICSOBA, Poços de Caldas, Brazil, Trav. ICSOBA, Acad. yougoslave Sci., Zagreb, 19, 22, p. 11-18.
- BARDOSSY G. & ALEVA G.J.J. (1990) - Lateritic bauxites. Elsevier, Amsterdam, 624 p.
- BARRON E.J. & WASHINGTON W.M. (1985) - Warm Cretaceous climates : high atmospheric CO_2 as a plausible mechanism. In "The Carbon Cycle", E.T. SUNDQUIST & W.S. BROECKER, (Eds), *Geophysical Monogr.*, 32, p. 546-553.

- BEAUDOU A.G. (1972) – Expression micromorphologique de la microagrégation et de l'illuviation dans certains horizons de sols ferrallitiques centrafricains et dans les sols hydromorphes associés. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 10, p. 357–371.
- BEAUDOU A.G. & CHATELIN Y. (1979) – La pédoplasation dans certains sols ferrallitiques rouges de savane en Afrique Centrale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 17, p. 3–8.
- BEAUVAIS A. & TARDY Y. (1991) – Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide, à la lisière de la forêt équatoriale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II, p. 1539–1545.
- BIRD M.I. & CHIVAS A.R. (1988) – Oxygen dating of the Australian regolith. *Nature*, 331, n°6156, p. 513–516.
- BOCQUIER G. (1973) – Genèse et évolution de deux toposéquences des sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mém. ORSTOM, Paris*, 62, 350 p.
- BOULANGE B. (1984) – Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé. *Trav. et Doc. ORSTOM, Paris*, 175, 363 p.
- BOULANGE B. & MILLOT G. (1988) – La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 41, 1, p. 113–123.
- BOULET R. (1970) – La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 8, p. 245–271.
- BOULET R. (1974) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Thèse Sci., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 272 p.
- BOULET R. (1978) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique. *Mém. ORSTOM, Paris*, 85, 272 p.
- BOULET R. (1978) – Existence de systèmes à forte différenciation latérale en milieu ferrallitique guyanais : un nouvel exemple de couvertures pédologiques en déséquilibre. *Sci. Sol*, 2, p. 75–82.
- BOULET R. (1990) – Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. In "Mise en valeur de l'écosystème forestier guyanais", J.M. SARRAILH (Ed.), INRA, CTFT, Paris, p. 15–45.
- BOULET R., BOCQUIER G. & MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. I. Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, p. 245–253.
- BOULET R., CHAUVEL A. & LUCAS Y. (1984) – Les systèmes de transformation en pédologie. In "Livre Jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES", Paris, p. 167–179.
- BOURDEAU A. (1991) – Les bauxites du Mali. Géochimie et minéralogie. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 329 p.
- BOURGEAT F. (1972) – Contribution à l'étude des sols sur socle ancien à Madagascar. Types de différenciation et interprétation chronologique au cours du Quaternaire. *Mém. ORSTOM, Paris*, 57, 335 p.
- CHATELIN Y. (1972) – Les sols ferrallitiques. Tome 1 : Historique, développement des connaissances et formation des concepts actuels. *Init. Doc. techn., ORSTOM, Paris*, 20, 98 p.
- CHATELIN Y. (1974) – Les sols ferrallitiques. Tome 3 : L'altération. *Init. Doc. techn., ORSTOM, Paris*, 24, 144 p.
- CHATELIN Y. & MARTIN D. (1972) – Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 10, 1, p. 22–43.
- CHAUVEL A. (1976) – Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Trav. et Doc. ORSTOM, Paris*, 62, 532 p.
- DELVIGNE J. (1965) – Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém. ORSTOM, Paris*, 13, 177 p.
- DUBROEUCQ D. & BLANCANEUX P. (1987) – Les podzols du Haut-Rio Negro, région de Maroa, Venezuela. In "Podzols et podzolisation", D. RIGHI & A. CHAUVEL (Eds), INRA, Paris, p. 37–52.
- DUBROEUCQ D. & VOLKOFF B. (1988) – Evolution des couvertures pédologiques sableuses à podzols géants d'Amazonie (Bassin du Haut-Rio Negro). *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 24, 3, p. 191–214.
- DUCHAUFOR Ph. (1983) – Pédologie. Tome 1 : Pédogenèse et classification. Masson, Paris, 477 p.
- ERHART H. (1951) – Sur l'importance des phénomènes biologiques dans la formation des cuirasses ferrugineuses en zone tropicale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 233, p. 805–806.
- ERHART H. (1956) – La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique. Biostasie et rhéostasie. Masson, Paris, 90 p.
- ESCHENBRENNER V. (1986) – Contribution des termites à la micro-agrégation des sols tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 22, p. 397–408.
- ESCHENBRENNER V. (1987) – Les glébules des sols de Côte-d'Ivoire. Thèse Univ. Bourgogne, Dijon, 1, 498 p. ; 2, 282 p.
- ESCHENBRENNER V. & GRANDIN G. (1970) – La séquence de cuirassement et ses différenciations entre Agni-bélékrou (Côte-d'Ivoire) et Diébougou (Haute-Volta). *Cah. ORSTOM, sér. Géologie*, 2, 2, p. 205–246.
- ESCHENBRENNER V. & BADARELLO L. (1978) – Etude pédologique de la région d'Odienné (Côte-d'Ivoire). Carte des paysages morpho-pédologiques. Feuille Odienné à 1/200 000, ORSTOM, Paris, Not. expl. 74, 123 p. + 1 carte 1/200 000 + 7 cartes 1/50 000.
- FREYSSINET P. (1990) – Géochimie de l'or dans les couvertures latéritiques. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg

- et *Doc. Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, 203, 1991, 277 p.
- FRITZ B. & TARDY Y. (1973) – Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application à la genèse des podzols et des bauxites. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 26, 4, p. 339-367.
- FRITZ B. & TARDY Y. (1976) – Séquences des minéraux secondaires dans l'altération des granites et roches basiques, modèles thermodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 1, p. 7-12.
- GAC J.Y. (1980) – Géochimie du Bassin du Lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 23, 251 p.
- GAC J.Y. & TARDY Y. (1980) – Géochimie d'un paysage tropical : le Bassin du Lac Tchad. In "Géochimie des interactions entre les Eaux, les Minéraux et les Roches", Y. TARDY (Ed.), *Eléments*, Tarbes, p. 191-239.
- GRANDIN G. (1976) – Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM*, Paris, 82, 275 p.
- GRUBB P.L. (1971) – Genesis of bauxite deposits in the Boolarra-Mirboo area of Gippsland, Victoria. *J. Geol. Soc. Australia*, 18, 2, p. 107-1113.
- KING L.C. (1956) – A Geomorphologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 2, p. 147-265.
- KING L.C. (1962) – The morphology of the Earth. Olivier and Boyd, Edinburgh, 699 p. ; 2nd edit. (1967), 725 p.
- LATHAM M. (1986) – Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiqes en Nouvelle-Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé. *Etudes et thèses, ORSTOM*, Paris, 331 p.
- LEPERSONNE J. (1956) – Les aplanissements d'érosion du Nord-Est du Congo Belge et des régions voisines. *Mém. Acad. Royale Sci. Colon.*, 4, 109 p.
- LEPERSONNE J. (1956) – Les surfaces d'érosion des hauts-plateaux de l'intérieur de l'Afrique centrale. Analyse critique d'une étude de R.V. RUHE. *Bull. Acad. roy. Sci. Colon.*, Bruxelles, 2, 4, p. 596-619.
- LEPRUN J.C. (1977) – La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sci. Géol., Bull.*, 30, p. 265-273.
- LEPRUN J.C. (1979) – Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse, Transformations, Dégradation. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 58, 224 p.
- LEVEQUE A. (1979) – Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. Thèse Sci., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 1975, 301 p. et *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 108, 224 p.
- LITHERLAND M. & PITFIELD P.E.J. (1983) – The Mesozoic-Cenozoic history of eastern Bolivia and the recognition of four ages of duricrust. In "Lateritization Processes", A.J. MELFI & A. CARVALHO (Eds), Inst. Astron. Geofis., Univ. Sao Paulo (USP), Brésil, p. 281-294.
- LOUGHNAN F.C. (1969) – Chemical weathering of silicate minerals. Elsevier, New-York, 154 p.
- LOUGHNAN F.C. & BAYLISS P. (1961) – The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland. *Amer. Miner.*, 46, p. 209-217.
- LUCAS Y. (1989) – Systèmes pédologiques en Amazonie Brésilienne. Equilibres, déséquilibres et transformations. Thèse Univ. Poitiers, 159 p.
- LUCAS Y., CHAUVEL A., BOULET R., RANZANI G. & SCATOLINI F. (1984) – Transição "Latossolos-Podzols" sobre a formação Barreiras na região de Manaus, Amazonia. *Rev. Bras. Ciencia do Solo*, 8, p. 325-335.
- LUCAS Y., BOULET R., CHAUVEL A. & VEILLON L. (1987) – Systèmes sols ferrallitiques-podzols en région amazonienne. In "Podzols and Podzolisation", D. RIGHI & A. CHAUVEL (Eds), AFES-INRA, Paris, p. 53-65.
- LUCAS Y., BOULET R. & CHAUVEL A. (1988) – Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latérale dans la mise en place des systèmes de sols de la zone tropicale humide. Cas des systèmes de sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie Brésilienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 1395-1400.
- LUCAS Y., LUIZAO F., CHAUVEL A., ROUILLER A. & NAHON D. (1993) – Relation between the biological activity of the equatorial rain forest and the mineral composition of the soil. *Science* (à paraître).
- McFARLANE M.J. (1976) – Laterite and landscape. Academic Press, London, 151 p.
- MACHADO A. (DE BARROS) (1983) – Termitic remains in some bauxites. In "Lateritization Processes", A. MELFI & A. CARVALHO (Eds), Inst. Astron. Geofis., Univ. Sao Paulo (USP), Brésil, p. 251-254 et p. 261-270.
- MARTONNE E. de (1942) – Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. *Ann. Géogr.*, 288, p. 241-250.
- MICHEL P. (1973) – Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mém. ORSTOM*, Paris, 63, 1, 2, 3, 752 p.
- MICHEL P. (1978) – Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique Occidentale. Aperçu chronologique. In "Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides", CEGET, CNRS, Bordeaux, 53, p. 11-32.
- MILLIMAN J.D. & MEADE R.H. (1983) – World wide delivery of river sediment to oceans. *J. Geol.*, 91, 1, p. 1-21.
- MILLOT G. (1964) – Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1971) – Géochimie des altérations. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 24, p. 181-217.
- MILLOT G. (1977) – Géochimie de la surface et formes du relief. Présentation. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 30, p. 229-233.
- MILLOT G. (1980) – Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. hors sér. Soc. Géol. France*, 10, p. 295-305.

- MILLOT G. (1983) – Planation of continents by intertropical weathering and pedogenetic processes. In "Laterisation Processes", A.J. MELFI & A. CARVALHO (Eds), Sao Paulo, (USP), Brésil, p. 53-63.
- NAHON D. (1976) – Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence. *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 44, 232 p.
- NAHON D. & LAPPARTIENT J.R. (1977) – Time factor and geochemistry in iron crust genesis. *Catena*, 4, p. 249-254.
- NAHON D., MELFI A. & CONTE C.N. (1989) – Présence d'un vieux système de cuirasses ferrugineuses latéritiques en Amazonie du Sud. Sa transformation *in situ* en latosols sous la forêt équatoriale actuelle. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 755-760.
- NOVIKOFF A. (1974) – L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Sci., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 298 p.
- PAQUET H. (1970) – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 30, 212 p.
- POLLACK H.R. (1983) – Land surface and lateritization in Suriname. In "Lateritization Processes", A.J. MELFI & A. CARVALHO (Eds), Inst. Astron. Geofis., Univ. Sao Paulo (USP), Brésil, p. 295-308.
- ROCHE M.A. (1990) – Hydrologie et érosion de l'écosystème forestier guyanais. In "Mise en valeur de l'écosystème forestier guyanais", J.M. SARRAILH (Ed.), INRA, CTFT, Paris, p. 47-64.
- SCHWARTZ D. (1985) – Histoire d'un paysage : le Lousséké. Paléoenvironnement quaternaire et podzolisation sur sables Batékés. Thèse Univ. Nancy, 211 p.
- SCHWARTZ D. (1987) – Les podzols tropicaux sur sables Batéké au Congo. In "Podzols et podzolisation", D. RIGHI & A. CHAUVEL (Eds), INRA, Paris, p. 13-236.
- SCHWARTZ D. (1988) – Histoire d'un paysage : le Lousséké. Paléoenvironnements quaternaires et podzolisation sur sables Batéké. *Etudes et Thèses, ORSTOM*, Paris, 285 p.
- SEGALEN P. (1967) – Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 5, 2, p. 137-187.
- SEGALEN P. (1969) – Le remaniement des sols et la mise en place de la stone line en Afrique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 7, p. 113-127.
- SHERMAN G.D. (1952) – The genesis and morphology of the alumina-rich laterite clays. In "Problems of clay and laterite genesis", A.I.M.E. Symposium, New York, p. 154-161.
- TARDY Y. (1969) – Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 31, 199 p.
- TARDY Y. (1971) – Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some european and african crystalline massifs. *Chem. Geol.*, 7, p. 253-271.
- TARDY Y. (1982) – Kaolinite and smectite stability in weathering conditions. *Estudios Geologicos*, 38, 3/4, p. 295-312.
- TARDY Y. (1986) – Le Cycle de l'Eau. Climats, Paléoclimats et Géochimie Globale. Masson, Paris, 338 p.
- TARDY Y. (1990) – L'érosion. *Encyclopedia Universalis*, 8, p. 615-627.
- TARDY Y. (1992) – Diversity and terminology of lateritic profiles. In "Weathering, Soils and Paleosols", I.P. MARTINI & W. CHESWORTH (Eds), Elsevier, Amsterdam, p. 379-405.
- TARDY Y. (1993) – Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson, Paris, 461 p.
- TARDY Y. (1994) – Dynamique du paysage tropical (à paraître).
- TARDY Y., BARDOSSY G. et NAHON D. (1988) – Fluctuations de l'activité de l'eau et successions de minéraux hydratés et déshydratés au sein des profils latéritiques ferrugineux et bauxitiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 753-759.
- TARDY Y., BOCQUIER G., PAQUET H. & MILLOT G. (1973) – Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*, 10, p. 271-284.
- TARDY Y., MELFI A.J. & VALETON I. (1988) – Climats et paléoclimats tropicaux périalantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques : température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses au Brésil et en Afrique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 289-295.
- TARDY Y. & NOVIKOFF A. (1988) – Activité de l'eau et déplacement des équilibres gibbsite-kaolinite dans les profils latéritiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, p. 39-44.
- TARDY Y., N'KOUNKOU R. & PROBST J.L. (1989) – The global water cycle and continental erosion during Phanerozoic times. *Amer. J. Sci.*, The Garrels issue, 289, p. 455-485.
- TARDY Y., TROLARD F. ROQUIN C. & NOVIKOFF A. (1990) – Distribution of hydrated and dehydrated energies in lateritic profiles and landscapes. In "Geochemistry of the earth's surface and of mineral formation", 2nd Intern. Symposium, Y. NOACK & D. NAHON (Eds), *Chem. Geol.*, 84, p. 133-136.
- TARDY Y., KOBILSEK B. & PAQUET H. (1991) – Mineralogical composition and geographical distribution of African and brazilian laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the last 150 million years and implications for India and Australia. *J. African Earth Sci.*, 12, 1/2, p. 283-295.
- TARDY Y. & DUPLAY J. (1992) – A method of estimating the Gibbs free energies of formation of hydrated and dehydrated clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56/8, p. 3007-3029.
- TARDY Y. & ROQUIN C. (1992) – Geochemistry and evolution of lateritic landscapes. In "Weathering, Soils and

- Paleosols", I.P. MARTINI & W. CHESWORTH (Eds), Elsevier, Amsterdam, p. 407-443.
- TARDY Y., MORTATTI J., VICTORIA R., MARTINELLI L., RIBEIRO A., CERRI C., PICCOLO M., LEITE de MORAES J., PROBST J.L., ANDREUX F. & VOLKOFF B. (1993) - Hydroclimatology and biochemistry of the Amazon. Part I. Erosion. Part II. Geochemical cycle. *Chem. Geol.* (sous presse).
- TESSIER F. (1959) - Termitières fossiles dans les latérites de Dakar (Sénégal). Remarques sur les structures latéritiques. *Ann. Fac. Sci. Univ. Dakar*, 4, p. 91-132.
- TRAUTH N., PAQUET H., LUCAS J. & MILLOT G. (1967) - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères : conséquences géochimiques et sédimentologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, D, p. 1577-1579.
- TROLARD F. & TARDY Y. (1987) - The stabilities of gibbsite, boehmite, aluminous hematites in bauxites, ferricretes and laterites as a function of water activity, temperature and particle size. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, p. 945-957.
- TROLARD F. & TARDY Y. (1989) - A model of Fe³⁺-kaolinite, Al³⁺-goethite, Al³⁺-hematite equilibria in laterites. *Clay Minerals*, 24, p. 1-21.
- TRUCKENBRODT W., KOTSCHUBEY B. & SCHELLMANN W. (1991) - Composition and origin of the clay cover on north brazilian laterites. Sonderdruck *Geol. Rundschau*, 80, 3, p. 591-610.
- TURENNE J.F. (1975) - Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. *Mém. ORSTOM*, Paris, 84, 173 p.
- VOLKOFF B. (1984/1985) - Organisations régionales de la couverture pédologique du Brésil. Chronologie des différenciations. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, 21, 4, p. 225-236.
- VOLKOFF B., MORTATTI J. & CERRI C. (1990) - Rôle des nappes dans les différenciations pédologiques dans les zones à podzols d'Amazonie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, 2, p. 1361-1368.
- WAYLAND E.J. (1933) - The peneplanation of East Africa. *Geogr. J.*, 82, p. 95 ; 83, p. 79.

Tardy Yves.

Climats, paléoclimats et biogéodynamiques du paysage tropical.

In Paquet H. (ed.), Clauer N. (ed.). Sédimentologie et géochimie de la surface : colloque à la mémoire de Georges Millot.

Paris (FRA) : Académie des Sciences, 1993, p. 141-175.
(Les Colloques de l'Académie des Sciences et du Cadas (FRA))