

OFFICE de la RECHERCHE
SCIENTIFIQUE et TECHNIQUE
OUTRE - MER
Centre de LOME

LES PRINCIPAUX EVENEMENTS
GEOMORPHOLOGIQUES ET LES SOLS SUR LE
SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE AU TOGO

NOTE PRELIMINAIRE
A . LÉVÊQUE

S O M M A I R E

<u>INTRODUCTION</u>	Pages
1. <u>CADRE GEOGRAPHIQUE</u>	1
- 1.1. Les "plateaux" de Terres de Barre	1
- 1.2. Le socle	1
- 1.3. La chaîne des Monts Togo	2
- 1.4. La plaine de l'Oti	2
2. <u>LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE : LA MORPHOLOGIE</u>	3
- 2.1. Situation - Extension	3
- 2.2. Les traits essentiels	4
- 2.3. Le réseau de drainage	5
- 2.4. Modelé et reliefs	5
- 2.5. Les différentes séquences d'érosion	7
2.5.1. L'ancienne pédiplaine	7
2.5.2. Vallées et versants	8
2.5.3. Les bas de pente	8
3. <u>LES SOLS ET LES DIFFERENTES UNITES GEOMORPHOLOGIQUES</u> <u>DU SOCLE</u>	9
- 3.1. Inselbergs et autres massifs résiduels	9
- 3.2. Les reliques de l'ancienne pédiplaine	11
3.2.1. Traits généraux de la pédogenèse	11
3.2.2. Distribution des reliques et des sols qu'elles supportent	12
3.2.3. Les cuirasses des hauts niveaux	13
- 3.3. Les versants	15
3.3.1. Leur façonnement	15
3.3.2. La distribution des sols	16
- 3.4. Les bas de pente	18
3.4.1. Leur individualisation et les traits généraux de la pédogenèse	18
3.4.2. Distribution et passage aux autres sols	19
- 3.5. Les fonds de vallées	20
- 3.6. Les terrasses	20
4. <u>CONCLUSION</u>	21

I N T R O D U C T I O N

Le Togo est un des rares pays africains n'ayant pas fait l'objet d'études géomorphologiques, mis à part un rapport de mission, rédigé en 1964 par J. VOGT, dans le cadre d'un inventaire minier. Encore faut-il remarquer que le travail dont l'Auteur consigne les résultats est d'un intérêt très restreint pour ce qui nous concerne ici, portant en effet sur les seuls dépôts fluviatiles d'une région ne faisant, en outre, pas partie du socle granito-gneissique. Notons, toutefois, une note de DRESCH (1952) portant sur une rapide étude de la géomorphogenèse du Nord - Dahomey, de HILTON (1963) sur le Nord-Est du Ghana, et plusieurs de PUGH sur le Nigeria, toutes régions suffisamment voisines et surtout semblables au Togo pour que leurs enseignements puissent servir de base pour une approche du problème quant à ce dernier pays.

Le seul travail de base ayant trait au Togo est la carte géologique de reconnaissance au 1/500 000 publiée en 1956 par AICART.

En ce qui concerne les études pédologiques fondamentales, nous ne disposons que de la carte des sols, également au 1/500 000, dressée par M. LAMOUREUX en 1962, toutes les autres études pédologiques ayant été orientées jusqu'à une époque récente, uniquement sur des applications agronomiques.

Le propos de cette note est donc, en se basant en partie sur des analogies géomorphologiques avec d'autres pays africains, de faire le point, au bout de deux ans d'une étude pédologique fondamentale du socle granito-gneissique, des relations géomorphogenèse - pédogenèse, et de voir comment, en analysant les principaux événements géomorphologiques, peut-on débrouiller, dans ses grandes lignes, l'écheveau passablement complexe de la distribution des sols.

1. CADRE GEOGRAPHIQUE

Quatre grandes unités structurales se partagent le territoire togolais. Ce sont du Sud au Nord :

- 1) Les "plateaux" de Terres de Barre
- 2) Le socle granito-gneissique
- 3) La chaîne des Monts Togo
- 4) La "plaine" de l'Oti

Dans les lignes qui suivent seront présentés les grands traits de chacun de ces ensembles, afin de faire ressortir les caractères propres au socle granito-gneissique faisant l'objet particulier de cette note.

1.1. Les "plateaux" de "Terres de Barre"

Ceux-ci sont constitués d'assises sédimentaires monoclinales à faibles pendages vers le Sud, s'étageant du Maestrichtien au Lutétien et couronnées de formations détritiques, plus ou moins épaisses, rattachées au Continental Terminal. C'est à un faciès argilo-sableux rouge-brun, épais de quelques à 15 mètres, des dépôts les plus superficiels du Continental Terminal qu'est donné le nom de Terres de Barre (sols de la sous-classe des ferrallitiques faiblement désaturés). Les altitudes auxquelles ces plateaux culminent (vers leur limite Nord) croissent régulièrement du Sud-Ouest au Nord-Est (95 mètres près de la frontière ghanéenne, 165 mètres à Tometikondji aux abords du Mono, et 245 mètres à Abomey (Dahomey), localité à partir de laquelle l'altitude décroît alors vers l'Est. Ces plateaux, inclinés vers le Sud, dominant à leur limite Nord, le socle granito-gneissique, la hauteur de commandement pouvant atteindre 100 mètres dans la région d'Abomey. Ils sont séparés par les vallées de quelques cours d'eau les plus importants collectant le plus gros de leur débit sur le socle. Ces vallées sont bien déblayées dans les formations du Continental Terminal mais disparaissent rapidement au contact du socle granito-gneissique, vers l'amont. Leur plancher est constitué d'alluvions récentes, témoins d'un ennoyage des cours inférieurs des fleuves se jetant dans le Golfe du Bénin.

1.2. Le socle

Celui-ci, que nous appellerons pour la commodité d'expression "granito-gneissique", est constitué de diverses formations comprises sous le vocable de Dahoméen (M. ROQUES, 1948) : micaschistes, gneiss et migmatites accompagnées de diorites, gabbros et

péridotites évoluées en serpentines ainsi que de divers granites. Le Dahoméen est affecté de plissements NNE - SSW fortement redressés (à pendage voisin de 90°). Nous ne nous étendrons pas plus longuement dans ce paragraphe, sur la description de cette unité, nous réservant de le faire au cours du développement ultérieur.

1.3. La chaîne des Monts Togo

Elle prend le pays en écharpe, du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est, c'est à dire selon une direction parallèle aux plis du Dahoméen, pour se poursuivre au Dahomey (sous le nom de chaîne de l'Atacora) et venir mourir aux abords du fleuve Niger. Elle est caractérisée par une série (Atacorien) de puissantes assises de quartzites le plus souvent micacés avec intercalations schisteuses et accompagnées, en quelques endroits, d'itabirites. Ces formations reposent en discordance sur le Dahoméen et leurs limites sont assez fréquemment marquées, surtout sur les bordures Ouest et Nord-Ouest, par des failles. Elles culminent dans le Sud, à 1 000 m (aux environs d'Atilakoutsé) mais les sommets qui par ailleurs s'abaissent progressivement dans la portion dahoméenne, vers le Nord-Est, sont le plus souvent, au Togo, groupés entre 700 et 800 mètres. L'érosion différentielle y est la règle, excavant de profondes vallées dans les schistes qui puissamment altérés, n'offrent que de rares affleurements. Toute cette région est couverte soit de sols peu évolués d'érosion, soit ferrallitiques moyennement ou fortement désaturés dont les groupes typique, et rajeuni ou pénévoué sont les plus fréquents. L'hydromorphie et l'induration sont, dans cette zone, extrêmement peu fréquentes.

1.4. La "plaine" de l'Oti

C'est une région qui par rapport au reste du Togo est assez fortement déprimée. Elle est façonnée dans les schistes de Sansanné-Mango (cambriens ou infracambriens) parfois accompagnés de pélites, de grès feldspathiques et de bancs siliceux (cherts ou jaspes), dans l'ensemble peu ou moyennement plissés, formant un synclinal coiffé à sa bordure septentrionale, des grès inférieurs de la même formation sédimentaire, ainsi que de grès plus récents (d'âge ordovicien). Alors que ces différents grès culminent entre 380 et 520 mètres, les points hauts, ne dépassent que très rarement 200 mètres dans les schistes de Sansanné Mango. Les grès, à pendage horizontal ou subhorizontal, affectent souvent une morphologie de plate-forme structurale. Ils sont couverts de sols peu évolués d'érosion ou d'un matériau que nous pouvons rattacher aux sous-classes ferrallitiques moyennement ou fortement désaturés, à fréquente évolution ferrugineuse superficielle et bien drainés. Sur les

schistes de Sansanné-Mango, nous avons un ensemble de sols hydromorphes minéraux sur alluvions, peu évolués d'érosion-régoliques, ferrugineux tropicaux lessivés, concrétionnés, plus ou moins hydromorphes, ou bien cuirassés. Une cuirasse assez bien développée est visible un peu partout entre les côtes 160 et 200. La rivière Oti, coulant au fond de cette gouttière très largement évasée, entre les côtes 124 et 92 en territoire togolais présente une pente générale moyenne inférieure à 0,11 pour mille. Les traits essentiels de cette région résident en son surbaissement par rapport à l'ensemble du Togo ainsi qu'à l'extrême mollesse de son relief. On peut voir ici, les conséquences de la lithologie d'une part, et d'autre part le fait que le système de drainage se rattache au très puissant fleuve Volta. Le niveau de base de très faible altitude a pu facilement gagner vers l'amont à partir du rivage, étant donné que les formations tendres du Voltaïen (auxquelles appartiennent les schistes de Sansanné-Mango) atteignent pratiquement la côte du Bénin, de part et d'autre du fleuve Volta.

Il n'est pas traité, ici de deux formations sédimentaires précambriennes : les grès plus ou moins feldspathiques, quartzites, jaspes et phanites du Buem ainsi que les schistes sériciteux et chloritoschistes de Kandé - Boukombé. Ces deux séries beaucoup moins largement représentées que les formations précédentes, assurent tant du point de vue pétrographique que géomorphologique, une transition entre schistes et grès voltaïens d'une part, et quartzites et schistes atacoriens de la zone montagneuse d'autre part.

2. LE SOCLE GRANITO-GNEISSIQUE : LA MORPHOLOGIE

2.1. Situation - Extension

Il couvre environ les trois cinquièmes de la superficie du pays, c'est à dire un peu plus de 30 000 km². Lui est rattachée, dans le cadre de cette étude, l'extrémité Sud d'un socle granitique (granites syntectoniques calco-alcalins) très largement développé en Haute Volta, extrémité méridionale dont le Togo couvre, à l'extrême Nord de son territoire, 1 100 km² environ.

La partie du socle développée sur le Dahoméen, de loin la plus importante, est comprise entre l'Atacorien montagneux à l'Ouest et au Nord, et les plateaux de Terres de Barre au Sud. Cette "pénéplaine" s'ouvre très largement vers le Nord-Est en direction du Dahomey (puis du Nigeria).

2.2. Les traits essentiels

Si nous étudions les altitudes auxquelles les points hauts culminent successivement du Sud au Nord, nous voyons que de 100 mètres, environ, au voisinage de la bordure Nord des Terres de Barre ils s'élèvent très régulièrement pour atteindre 470 mètres aux environs de Niamtougou à 360 km plus au Nord. Nous avons donc une pente de 1 pour mille. Parallèlement, le profil en long des cours d'eau, du moins dans leurs parcours sur le socle, accuse une déclivité très sensible : un peu plus de 0,7 pour mille pour le Mono par exemple. Dès leur arrivée dans la zone des Terres de Barre, cette pente se réduit à 0,14 pour mille. La différence entre la déclivité du plan réunissant les points hauts de la "pénéplaine" et celle du profil en long des cours d'eau est le reflet des nombreux méandres. Notons au passage que ceux-ci sont des méandres de vallées par opposition à ceux de plaines alluviales : ces dernières sont, au contraire de la vallée de l'Oti, absentes sur le socle. Ces sinuosités des cours d'eau sont de toute évidence, ici, des formes de creusement, processus tenant compte des différences de résistance des roches constituant ce socle. On sait, en effet, que celui-ci possède une lithologie essentiellement hétérogène à faible distance.

Pour les cours d'eau prenant leur source plus près de la mer comme, par exemple, le Sio dont l'origine se situe en bordure des Monts Togo entre Palimé et Atakpamé, la pente dans le moyen cours atteint, voire dépasse 1,2 pour mille. Il est intéressant de rapprocher ces valeurs de celles couramment notées pour des rivières de demi-montagne dont les pentes sont généralement comprises entre 0,8 et 1,6 pour mille. A l'inverse nous les opposerons à celle calculée pour l'Amazone, par exemple, dont la déclivité, en aval de Manaos (à 1 200 km de l'embouchure), ne dépasse pas 2 pour 100 000.

Si maintenant, nous étudions les altitudes relatives des points hauts du socle, nous pouvons voir que celles-ci sont particulièrement constantes : entre 55 et 75 mètres juste avant l'entrée dans les Terres de Barre au Sud, 80 mètres à la latitude d'Atakpamé, 70 mètres à 30 km au Nord du bourg d'Anié, 100 mètres à la latitude de Bagou, 65 mètres à 8 km de la source du Mono. Dans le pays Kabré, autour du massif du même nom, façonné en roches basiques, le socle est plus profondément incisé : les hauteurs de commandement atteignent souvent 180 mètres. Nous devons rapprocher cette observation du fait que le drainage de cette dernière région est assuré non par le Mono comme pour la plus grande partie de la "pénéplaine", mais en direction de l'Oti, par l'intermédiaire de la Kara rivière passablement torrentueuse, la confluence entre ces deux cours d'eau ne s'effectuant qu'à 103 mètres d'altitude et à 90 km à vol d'oiseau.

A l'extrême Nord du pays, la bordure Sud du socle granitique voltaïque culmine à 350 mètres. Cette région est le prolongement méridional d'un bombement à grand rayon de courbure faisant office

d'interfluve entre le système de la Volta à l'Ouest et celui du Niger à l'Est. Nous retrouvons ici, des profils en long de cours d'eau à forte déclivité : 2,2 pour mille pour l'Oubiaro par exemple.

2.3. Le réseau de drainage

Celui-ci est dense, reflétant, d'une part, l'imperméabilité du soubassement et, d'autre part, le volume et l'intensité des précipitations qui bien que respectant une saison sèche assez longue (de début novembre à la mi-mai) atteignent un total annuel moyen variant de 1 200 à 1 300 mm (entre 1 000 et 1 100 mm pour l'extrême Nord). La surface seuil d'écoulement concentré (donnant lieu à l'apparition d'un talweg élémentaire, de premier ordre) est le plus souvent inférieure à 2 km² pour n'atteindre que très rarement 3 km². La dissection de ce socle est donc assez poussée. Elle est réalisée par un réseau de drainage assez bien hiérarchisé dont le dessin polygonal fréquent pour les talwegs de 1^{er} ordre et l'alignement parallèle à la direction des plis du Dahoméen pour certains des plus grands cours d'eau, au Nord d'Atakpamé, reflètent l'influence structurale. L'Ogou, le Mono et nombre de leurs affluents, possèdent, au Nord d'Atakpamé, aux méandres près, des cours rectilignes et parallèles sur de grandes distances. Par contre le Sio, le Kra, l'Amou etc., petits fleuves et rivières prenant leur source dans le Sud des Monts Togo, à une distance relativement faible de l'Océan, recoupent perpendiculairement les directions des plis du socle. Nous avons dans ce dernier cas un phénomène de surimposition, mais celle-ci doit dater de temps géologiques fort reculés à en juger par les entailles très élargies qu'elle a réalisées dans la petite chaîne des Monts Toutouto - Melindo - Haïto parallèle aux Monts Togo, à une distance de 20 km environ au Sud-Est de ces derniers.

L'étude des profils en long des principaux cours d'eau ne montre aucune rupture de pente à des altitudes se correspondant de l'un à l'autre : on ne peut donc, reconnaître plusieurs cycles dans l'individualisation des vallées actuelles.

2.4. Modelé et reliefs

La "pénéplaine" sur le socle granito-gneissique se présente, en définitive, comme un ensemble de croupes très surbaissées dont l'élargissement et l'aplanissement du sommet de certaines d'entre elles correspondent aux points les plus hauts s'élevant, comme il est noté antérieurement, très régulièrement du Sud au Nord, ou plus précisément, des abords de l'Océan jusqu'à la chaîne des Monts Togo. Les versants n'offrent pratiquement jamais de déclivités

supérieures à 3° et se raccordent aux cours d'eau sans l'intermédiaire d'un plancher alluvial notable.

De loin en loin cette "pénéplaine" est dominée par quelques inselbergs dont le plus remarquable (celui au pied duquel est bâti le village de Glito, à l'Est d'Atakpamé) domine d'environ 220 m la région environnante. Il semble que ces formes hardies ne soient ni plus ni moins que des noyaux résiduels de collines rapidement "immunisées" contre l'altération chimique, dès leur déblayage consécutif à la formation d'une surface. Leur résistance peut être purement lithologique ou structurale (en position d'interfluve bordé par des failles) et on ne peut affirmer d'emblée qu'ils soient les reliques de massifs plus étendus réduits, par recul de versant et pédimentation, aux reliefs de faible superficie que nous observons présentement. On peut supposer, au contraire qu'ils s'individualisèrent préalablement à leur apparition en surface au cours de l'abaissement général du paysage par pénéplanation ou pédimentation, l'un ou l'autre processus venant, en quelque sorte, buter sur ces îlots de résistance. Ces inselbergs se groupent, dans la grande majorité des cas, en alignements parallèles aux directions structurales SSO - NNE. Ils ne sont nullement disposés au hasard comme le schéma de la pénéplanation le traduit.

Outre ces inselbergs, quelques massifs de roches basiques, quoique d'assez faible étendue dominant d'assez haut la pénéplaine : ce sont du Sud au Nord : le Mont Agou (986 m.) aux environs de Palimé et la chaîne des Monts Toutouto - Haïto (culminant à 644 m) entre Palimé et Atakpamé, les Monts Djabatoré (641m) un peu au Sud de Sotouboua et le massif Kabrè (altitude maxima : 780 m).

A ces massifs basiques nous rattacherons celui du Mont Koronga à faible distance au Nord-Est de Sokodé, développé dans des micaschistes feldspathiques, et culminant à la même altitude que les Monts Togo dans cette région (787 m). Tous ces massifs, très isolés, forment un alignement très discontinu, parallèle à la chaîne montagneuse principale à une distance n'excédant pas le plus souvent 20 km. Leur mise en relief a très vraisemblablement procédé de facteurs structuraux ayant permis leur immunisation progressive.

Enfin, cette pénéplaine vient buter à l'Ouest et au Nord-Ouest sur la chaîne des Monts Togo, par ce que nous pouvons considérer constituer un escarpement de ligne de faille disséqué, d'un peu au Sud du 8° jusqu'aux environs de la latitude de Sokodé, en des collines s'élevant progressivement vers l'Ouest jusqu'aux altitudes maximum de la chaîne. Par endroits, le raccord s'effectue par de beaux pédiment^{*} comme nous pouvons en voir dans la région d'Atakpamé.

* Par "pédiment", nous devons entendre ici, la partie inférieure d'un interfluve, façonnée par une érosion plus ou moins ancienne (mais pouvant présenter une couverture colluviale résiduelle très mince et localisée), à profil légèrement concave, ne dépassant des déclivités supérieures à 3° qu'à l'approche de son raccordement (le plus souvent rapide) à une pente nettement plus forte la dominant.

2.5. Les différentes séquences d'érosion

Nous pouvons tenter dès lors, de reconstituer l'histoire géomorphologique du paysage, à partir des éléments de description exposés précédemment.

2.5.1. L'ancienne pédiplaine

A partir d'une très vieille surface ayant probablement arasé au même niveau quartzites et schistes atacoriens d'une part et formations granito-gneissiques du socle dahoméen d'autre part, une reprise d'érosion ultérieure, mais encore très ancienne a permis le façonnement, dans le socle (moins résistant à l'altération que les premières formations citées) d'une pédiplaine dont les témoins sont figurés par les points hauts de la "pénéplaine" granito-gneissique actuelle, points hauts que nous retrouvons à une altitude nettement inférieure (300 mètres en général) à celle des sommets des formations quartzitiques de l'Atacorien. Ces dernières, extrêmement résistantes, forment maintenant, la zone montagneuse.

Cette reprise d'érosion tout en ayant intéressé l'ensemble du pays, s'étant donc déroulée sur une énorme durée, a respecté certaines volumes pétrographiquement ou structurellement résistants, aujourd'hui en reliefs : inselbergs et petits massifs parallèles à la chaîne des Monts Togo. Elle a par contre, gagné, par places (par recul parallèle des versants) aux dépens des quartzites et schistes de l'Atacorien, formations que nous retrouvons alors épisodiquement aux mêmes niveaux, relativement déprimés, que ceux des gneiss dahoméens.

A en juger par la différence d'altitude réalisée, ainsi que par les valeurs couramment acceptées pour l'érosion dite géologique, le façonnement de cette pédiplaine a dû s'effectuer sur un laps de temps fort long : 40 à 60 millions d'années semblent être une estimation vraisemblable*.

Il semble d'autre part, permis de mettre en parallèle l'érosion ayant façonné cette pédiplaine et les dépôts sédimentaires côtiers (couronnés par la Terre de Barre), s'étageant du Maestrichtien jusqu'au Lutétien, non compris le Continental Terminal. Il apparait alors très vraisemblable que la longue élaboration de cette pédiplaine ait pu s'effectuer pendant la période allant du Cretacé Supérieur au mi-Tertiaire. Nous pourrions donc voir dans cette pédiplaine, l'équivalent régional de la Surface Africaine que de nombreux géomorphologues s'accordent à dater précisément du mi-Tertiaire ou du Miocène.

.../...

* KING, dans South African Scenery, rapporte, pour l'érosion que l'on peut appeler, selon le contexte, "géologique", une vitesse de 3000 pieds pour 60 000 000 d'années, en Afrique du Sud. DERRUAU (1962), citant des chiffres de divers auteurs, consigne des vitesses d'érosion allant de 1 mm en 150 ans, à 2/10 de mm par an. Enfin de nombreux auteurs, se rallient, le plus souvent, à une valeur de 1/100 de mm par an en terrain varié. L'érosion anthropique est bien entendu nettement plus intense.

2.5.2. Vallées et versants

Une phase ultérieure de stabilité aurait intéressé la fin tertiaire et n'aurait donné lieu qu'à des phénomènes de solubilisation et d'altérations puissantes peut être plus ou moins ralenties par des périodes plus ou moins sèches. Ces altérations, dont de multiples exemples nous permettent de reconnaître l'inégalité auraient préférentiellement oeuvré dans les axes de moindre résistance lithologique, ou bien de collection des eaux de drainage pour les fleuves et rivières à caractère surimposé, et auraient préparé la voie à l'excavation des vallées actuelles, au cours d'une nouvelle séquence d'érosion. Nous pouvons, selon toute vraisemblance, rattacher celle-ci aux événements climatiques du quaternaire. En effet, le volume exporté tel que nous pouvons l'estimer par la profondeur des vallées et la superficie des reliques de l'ancienne pédiplaine correspond en gros à une épaisseur moyenne d'environ 30 mètres pour l'ensemble du socle granito-gneissique. Les estimations effectuées de l'érosion géologique aboutissent à des valeurs très différentes selon les auteurs : elles vont de 0,66/100 à 20/100 de mm. Ces derniers chiffres donneraient donc, pour la formation des vallées en dessous du niveau de la pédiplaine mi-tertiaire ou miocène, une durée variant de 150 000 à plus de 2 millions d'années. Si, cependant nous faisons entrer en ligne de compte que des altérations de la fin-tertiaire ont vraisemblablement préparé le terrain, et sachant que l'érosion "gagne" très rapidement dans de telles formations, nous pouvons raisonnablement supposer que le façonnement des vallées actuelles a très bien pu être réalisé au cours de quelques centaines de milliers d'années, c'est à dire d'une partie seulement du quaternaire, peut être pendant les oscillations climatiques les plus sévères du début de cette ère.

2.5.3. Les bas de pente

Enfin, le troisième élément à prendre en considération pour la morphogenèse de cette "pénéplaine", est la pente relativement forte présentée par le socle dans la direction Océan - Chaîne des Monts Togo. Nous avons vu en effet que cette déclivité était d'environ 1 pour mille. Une telle valeur est incompatible avec l'élaboration de la pédiplaine dont la correspondance des reliques avec un même plan est presque parfaite. Cette déclivité est donc postérieure à cette élaboration. L'est-elle également par rapport aux creusements des vallées ? Il semble permis de le supposer : les hauteurs de commandement pratiquement uniformes de l'aval vers l'amont des cours d'eau les plus importants suggèrent que tout le socle a subi par rapport au niveau de base marin, une surélévation relative d'ensemble égale pour toutes ses parties. Il semble donc permis d'admettre l'hypothèse d'un basculement relativement récent du socle, ayant affecté la forme d'un vaste bombement dont la clé de voûte serait réalisée par la chaîne des Monts Togo - Atacora et qui au delà d'un effondrement relatif de la plaine de l'Oti, se poursuivrait au moins dans la partie méridionale du socle granitique voltaïque, dans l'extrême Nord du pays. Nous retrouvons, en effet, dans cette dernière région des altitudes assez élevées par rapport au niveau

auquel coulent la Volta et l'Oti, dans les sédiments cambriens, mais dont les valeurs un peu plus faibles (350 m) que celles notées pour le Nord du socle granito-gneissique dahoméen pourraient être mis précisément sur le compte de l'éloignement de la clé de voûte.

Cette pente du socle en direction de la mer a très vraisemblablement entraîné une reprise d'érosion avec une puissance à peu près équivalente en tous ses points et qui est jalonné par endroits de légères ruptures de pente sur les versants.

Nous arrivons donc à distinguer dans le paysage du socle granito-gneissique (et granitique pour l'extrême Nord du pays) trois éléments composants, d'âge très différents qui sont par ordre d'ancienneté : 1°/ les reliques planes ou très légèrement ondulées d'une vieille pédiplaine que nous daterons, jusqu'à plus amples informations, du mi-Tertiaire, 2°/ des versants, en V très aplatis, développés à un âge plus ou moins reculé du quaternaire et 3°/ des bas de pente plus récents. L'étude statistique et l'observation des points hauts intermédiaires, en dessous de la surface mi-tertiaire, ne permet aucunement de conclure en des aplanissements plus récents que celui ayant engendré cette pédiplaine. La correspondance de certains de ces points de part et d'autre des cours d'eau provient très certainement du tronçonnement de crêtes doucement plongeantes et symétriques d'interfluves de rivières et talwegs affluents sur l'une et l'autre rive. Ce tronçonnement se serait effectué selon une maille que l'on peut rapporter au concept de surface seuil d'écoulement concentré ou bien à la structure du socle, ou bien aux deux à la fois.

Nous pouvons peut être voir, par contre, dans la correspondance des sommets de certains inselbergs, ainsi que pour ceux de la petite chaîne des Monts Toutouto - Haïto, des témoins très disséqués de surfaces plus anciennes que la pédiplaine mi-tertiaire mais ces éléments ne représentent d'une part qu'une très faible superficie et d'autre part sont affectés par l'érosion d'une manière telle que la pédogenèse qu'ils permettent ne reflète en aucune manière les conséquences d'un passé morphologique distinct de tout autre relief résiduel.

3. LES SOLS ET LES DIFFERENTES UNITES GEOMORPHOLOGIQUES DU SOCLE

3.1. Inselbergs et autres massifs résiduels

Ils sont le domaine de l'érosion qui emporte au fur et à mesure de leur individualisation les débris d'une très maigre altération ne pouvant que très péniblement, très lentement, se développer en l'absence de ce que J. TRICART appelle le pansement humide réalisé ailleurs sur le socle, par la permanence de sols. Il y a donc, pour reprendre également un terme fréquemment employé par cet Auteur, autocatalyse : l'érosion exporte les débris et le sol ne peut se former en l'absence d'une couche superficielle meuble qui retient l'humidité nécessaire à l'altération. Nous trouvons donc principalement des sols minéraux bruts, d'origine non climatique, d'érosion (lithosols) passant sur les parties les moins déclives soit à des sols peu évolués non climatiques d'érosion, lithiques

.../...

avec parfois un faciès d'évolution ferrugineuse superficielle à matière organique généralement assez bien évoluée, ou bien, toujours sur les parties les moins déclives (en général sur les sommets des inselbergs), à des rankers tropicaux. Mais la roche nue, sans évolution pédologique, est très fréquente.

Parfois, et ceci est loin d'être la règle générale, les flancs de l'inselberg se raccordent au moutonnement de croupes et d'ondulations du socle granito-gneissique par d'assez beaux pédiments dont les plus fortes pentes ne dépassent que rarement 3 à 4°. Ces dernières formes sont le domaine d'un cuirassement pratiquement général, par apport oblique de solutions ferrugineuses, masqué par des horizons meubles sableux, très lessivés, dont le litage souligné fréquemment par de minces couches discontinues de concrétions plus ou moins transportées, atteste l'origine colluviale et permet de les classer dans les sols bruts d'apport continental. Si ces quelques pédiments très typiques de par la valeur de leur pente et leur profil concave attestent que ces inselbergs, tels que nous les observons sous leur taille actuelle, ont subi par places, un recul parallèle sensible de leur versant, la comparaison de leur évolution pédologique avec celle, passablement différente des croupes et ondulations du paysage environnant, permet d'affirmer au moins que, si de très longs pédiments ont été à l'origine de la pédiplaine mi-tertiaire, ces derniers ont subi un morcèlement tel que leurs formations pédologiques initiales ont été déblayées et ne montre plus aucun lien avec la morphogenèse à inselbergs. Quant aux massifs résiduels, tels que la petite chaîne des Monts Toutouto - Haïto, les Monts Djabataoré, Mont Koronga et les Monts Kabrè, la présence de surfaces de roches nues est très loin d'être l'élément dominant. L'évolution pédologique est favorisée par la permanence de débris d'altération retenus par un hérissément de cailloux et rochers, sur des pentes par ailleurs moins fortes que celles des inselbergs. Nous avons alors des sols se rapprochant plus de ce que nous pouvons supposer être le climax : sols ferrugineux tropicaux jeunes à caractères peu accentués, généralement peu épais, sols ferrugineux un peu lessivés en fer mais très peu en argile, enfin, sur les pentes les moins fortes, des taches de sols ferrugineux tropicaux lessivés le plus souvent à concrétions, ou bien, sur les déclivités les plus fortes, des sols peu évolués d'érosion, lithiques.

Tout comme les inselbergs, ces massifs sont flanqués parfois de pédiments d'autant plus cuirassés qu'ils sont alimentés le plus souvent par l'illuviation à partir de roches basiques. Le Mont Agou, situé dans l'une des régions les plus arrosées du Togo, fait exception à ce schéma : il est couvert, sur la plus grande partie de sa surface, par des sols ferrallitiques (moyennement désaturés), quelquefois très profonds.

En conclusion, toutes ces formes au relief vif, contrastant avec la monotonie du paysage environnant sont des reliques fort anciennes, mais leur pédogenèse a été constamment rajeunie.

grâce à la constance de déclivités importantes. Si nous pouvons, par ailleurs affirmer que les horizons superficiels sableux couvrant généralement les pédiments qui les flanquent, sont également affectés d'une évolution peu poussée, on ne peut, étant donné que la cuirasse empêche pratiquement toujours l'observation plus profonde, se prononcer d'une manière quelque peu générale, sur les caractères évolutifs de l'altération du soubassement rocheux dans lequel ont été façonnés ces pédiments. En ce sens, il est difficile de placer avec quelque certitude la formation de ces derniers dans une chronologie relative des processus morphogénétiques.

3.2. Les reliques de l'ancienne pédiplaine (miocène supposé)

3.2.1. Traits généraux de la pédogenèse

C'est, lorsqu'on parcourt l'ensemble du socle, l'un des traits les plus remarquables, de cheminer à intervalles irréguliers sur ces portions surélevées par rapport à l'ensemble du paysage, à la surface très faiblement ondulée. Elles attirent parfois dans le Sud, un peu plus fréquemment dans le Centre, l'oeil d'assez loin, par un couvert végétal d'ambiance forestière mésophile à tropophile. Les sols y sont souvent très profonds et à moins qu'une cuirasse trop massive non encore exposée en surface par érosion, ne vienne gêner la percolation des eaux de pluie, sont très drainants, ne s'engorgeant pas en saison des pluies, tout au moins dans leurs 3 ou 4 mètres superficiels. Les profondeurs d'altération peuvent, autant que l'on puisse en juger par les puits creusés par les villageois, atteindre 10 à 15 mètres. Toutefois, certaines tranchées permettent d'observer que la roche-mère, plus ou moins attendrie par l'altération, encore structurée, assez solide, peut débiter dès 1,50 à 2 m, parfois moins. Mais la très grande majorité de ces cas coïncide avec une lithologie franchement quartzreuse à quartzitique, offrant beaucoup plus de résistance que la plupart des gneiss. Par contre, dans certains granites riches en ferromagnésiens comme ceux que l'on trouve dans le pays Kabrè ou bien à l'extrême Nord du pays, les altérations peuvent atteindre 20 mètres. La morphologie de l'horizon C présente toujours un ensemble de caractères nettement ferrallitiques : structure poudreuse, minéraux primaires s'écrasant facilement, bariolage de couleurs différentes se calquant sur l'hétérogénéité minéralogique de la roche-mère, impression d'"allégement" à en juger par l'estimation de la densité apparente, etc... Surmontant ce matériau, nous avons, après un passage très progressif, un horizon B, le plus souvent d'une couleur rouge uniforme, à structure friable, fréquemment riche en concrétions dans sa partie supérieure. Enfin l'horizon A présente une morphologie très variable, pouvant n'être que faiblement lessivé en argile et en fer, posséder une couleur brun-rouge et une structure grumeleuse relativement bien développée dans les premiers cm^s.

ou bien au contraire, être très sableux, très lessivés en fer et en argile, de couleur grise et de structure particulière ou massive-particulière. Dans ce dernier cas nous sommes en présence d'une évolution ferrugineuse superficielle, avec lessivage du fer autant que nous puissions en juger par la fréquente augmentation corrélative des concrétions dans l'horizon B et appauvrissement en argile quelquefois fort poussé sur 20 à 30 cm (on ne peut déceler, en effet, dans le B aucune augmentation de la somme 'silice combinée + alumine' par rapport aux pourcentages de ces oxydes dans le matériau originel). Les seuls taux en bases échangeables et valeurs du pH ne permettent pas toujours de distinguer ces sols rouges, profonds, bien drainés, des sols ferrugineux et souvent, leur classification en sols ferrallitiques (ou sols dans matériaux ferrallitiques pour ceux présentant une évolution superficielle ferrugineuse) n'est permise que par l'analyse totale concurremment avec le diagnostic morphologique. De toute évidence, nombre de ces sols ont enregistré les effets d'une évolution plus récente, les éloignant d'une ferrallitisation plus ou moins ancienne pour les rapprocher, par leur morphologie et par le bilan de leur complexe échangeable, des sols ferrugineux. On ne peut se prononcer dans l'état actuel des connaissances, sur la cause de la modification du complexe échangeable. Plusieurs hypothèses sont permises : modification du climat ayant entraîné, par une sécheresse plus prononcée, sinon une remontée d'éléments solubles, du moins le blocage de leur lixiviation alors qu'ils continuent à être libérés, lors des saisons humides, des quelques minéraux primaires restants qui les contiennent, remplacement de la forêt par une végétation de savane dont le système racinaire particulièrement actif permet une réalimentation du complexe d'échange ou bien les deux à la fois. Il n'en reste pas moins que tous les matériaux originels développés sur ces parties à peu près planes et surélevées du socle ont enregistré dans leur bilan géochimique une perte d'une grande partie de leur bases et que la genèse de leurs argiles est caractérisée par la prédominance absolue de la kaolinite, au moins dans leurs horizons supérieurs. Les facteurs temps et topographie, tous deux liés à l'histoire géomorphologique ont, ici, néanmoins très fortement marqué leurs effets.

3.2.2. Distribution des reliques et des sols qu'elles supportent

La distribution et le caractère de ces reliques ainsi que des sols et matériaux qu'elles supportent présentent certains traits généraux qu'il est utile de préciser. Tout d'abord, les témoins de l'ancienne pédiplaine sont de plus en plus rares et de faible étendue du Nord au Sud : entre les Terres de Barre et la latitude d'Atakpamé (7°,40') ils sont réduits à des taches de quelques dizaines d'hectares ou, au plus, de quelques kilomètres carrés, en position d'interfluves fort éloignés des axes principaux de drainage. Plus au Nord, au Sud-Est de Tchamba, en particulier, ils composent une part non négligeable du paysage et arrivent à former des ensembles de plus de 100 km² plus ou moins disséqués

en unités homogènes rapprochées, par les axes secondaires de drainage. Il faut voir là l'effet du retard mis, de plus en plus loin du rivage à une vague d'érosion régressive. Toutefois, la totalité de la surface, non rigoureusement plane, mais le plus souvent très faiblement ondulée de ces témoins de l'ancienne pédiplaine n'est pas couverte des sols ferrallitiques. Fréquemment la morphologie, de même que l'analyse totale nous amène à classer les sols en ferrugineux tropicaux. Par ailleurs, dès une faible profondeur, 1,50 m environ, l'horizon C présente souvent des morphologies que l'on ne retrouve que plus profondément dans les sols ferrallitiques normalement développés dans un tel environnement : en particulier une zone d'argile tachetée proche de la surface, dont les facteurs génétiques semblent être inopérants depuis fort longtemps (absence totale d'engorgement en saison des pluies, réoxydation plus ou moins poussée de pseudo-gley, etc...). Il semble que l'on doive rattacher ces nombreuses exceptions à une phase d'incision du réseau de drainage sur l'ancienne pédiplaine. Elle aurait entraîné une légère reprise d'érosion plus ou moins généralisée selon la densité de ce réseau, ayant fait apparaître ça et là, soit des niveaux assez profonds de l'horizon C, soit même la base de celui-ci, à son passage à la roche-mère en début d'altération. Ce dernier cas, aurait alors permis la genèse ultérieure de sols ferrugineux tropicaux, à bilan géochimique fort éloigné de celui du matériau ferrallitique caractérisé, en particulier, par la synthèse (ou la permanence) d'argiles plus riches en silice. La modération de cette phase érosive, permet de supposer qu'elle était limitée par un niveau de base proche de la surface à laquelle elle s'attaquait, c'est à dire qu'elle prit place avant la formation des vallées telles que nous les connaissons maintenant, vraisemblablement en tout début du Quaternaire. Elle fut peut être induite par un épisode d'alternance de saisons sèches et pluvieuses bien tranchées, succédant à une longue période humide ayant conduit à l'altération ferrallitique de cette pédiplaine.

3.2.3. Les cuirasses des hauts niveaux

Celles-ci contribuent à la sauvegarde d'îlots de l'ancienne pédiplaine. Au Nord d'une ligne coupant la frontière ghanéenne à 8°,30' et celle du Dahomey à 9° environ, de petites buttes à cuirasse sommitale, le plus souvent d'aspect tabulaire, culminent à des niveaux topographiques semblables selon la latitude. La dalle de cuirasse mise à nu par érosion, et plus ou moins disloquée sur ses marges, surmonte une profonde altération ferrallitique, quelquefois épaisse de 20 mètres. Tout autour de ces buttes dominant le paysage d'une hauteur variable selon le degré d'incision du réseau de drainage ayant entraîné la formation des vallées au cours du Quaternaire, les sols se rangent dans la sous-classe "ferrugineux tropicaux". Selon l'intensité de la mise en relief les pentes conduisant à la cuirasse sommitale ont des profils

convexes ou concaves. On peut se demander si ces buttes représentent bien les reliques d'un cuirassement plus généralisé. De nombreux auteurs l'affirment, mais TRENDALL (1962), se basant sur des calculs géochimiques développe une théorie par laquelle ces cuirasses ne se sont formées qu'au sommet d'interfluves abaissés progressivement par dissolution du soubassement, la cuirasse étant alimentée par le bas à mesure de l'affaissement de l'interfluve qui la supporte. L'auteur en conclut que ces cuirasses, mise ultérieurement à nu simulent par leur groupement, une "pénéplaine apparente". En réalité, au Togo, ces cuirasses ne sont pas horizontales et leur assez forte pente (pouvant atteindre 2°) suggère plutôt une formation par apport oblique de fer sur des glacis dont les reliefs dominants ont été détruits ultérieurement, au cours de l'élaboration définitive de la pédiplaine. Cette façon de voir est étayée par la présence épisodique dans les niveaux superficiels de ces cuirasses, d'éléments arrondis : parfois des quartz, un peu plus fréquemment de grosses concrétions violacée d'évidence étrangères à la pâte ferrugineuse. La reconnaissance de ces inclusions plaide en faveur d'une théorie allochtone, d'une accumulation absolue des matériaux ferrugineux constituant la cuirasse et ceci nous autorise à penser que puisqu'il y eut zones d'apport, il y eut corrélativement zones de départ d'où impossibilité pour ces formations cuirassées d'avoir pu recouvrir entièrement le paysage.

En tout état de cause, il est à signaler que les cuirasses les mieux développées, les plus étendues que l'on trouve sur ce socle granito-gneissique se situent au pied, ou à une faible distance de la chaîne quartzitique de l'Atacora et nous en citerons deux : l'une dans la région de Niamtougou, aux altitudes comprises entre 420 et 470 mètres à laquelle correspondent dans le Sud du pays Kabrè, de nombreuses petites buttes isolées cuirassées culminant entre 380 et 400 m ; la seconde, dans la région de Pasa (au Nord-Est de Sokodé) également aux altitudes 380 - 400 mètres, non loin du pied Sud du massif d'Aledjo Kadara, connu pour ses itabirites. Cette dernière cuirasse est découpée en très beaux bowès.

On peut, par ailleurs, se demander si ces zones cuirassées, les buttes isolées en particulier, ont subi un recul sensible : il est, en effet assez étonnant de voir disparaître très rapidement dès que l'on s'éloigne de leur pied, les blocs de cuirasse provenant du démantèlement marginal de la "table" indurée. Si recul il y eut, celui-ci dût alors s'accompagner d'une forte dissolution de la cuirasse. D'autre part ce doute est renforcé par une autre observation : des sondages très rapprochés de part et d'autre de la limite du pied des buttes cuirassées montrent parfois que le front d'altération ferrallitique en dessous de ces buttes plonge très profondément en dessous de celui des sols ferrugineux couvrant le pédiment situé en aval, le passage s'effectuant dans la majorité des cas, très brusquement, en quelques dizaines de mètres. Tout se passe comme si l'altération ferrallitique n'avait pas intéressé

l'ancienne pédiplaine d'une façon uniforme, se développant uniquement par tâches dont la répartition pourrait découler de différences lithologiques. Il est, en tout état de cause, d'observation courante que les crêtes de certains interfluves surbaissés par rapport au niveau de l'ancienne pédiplaine, développées dans des intercalations micaschisteuses ou plus ou moins quartzitiques au sein du socle granito-gneissique, sont couvertes de sols rouges, très bien drainés, moins profonds que les sols ferrallitiques des plus hauts niveaux topographiques, à caractéristiques analytiques plus proches de celles des sols ferrugineux tropicaux, mais dont la morphologie les rapprochent des premiers. On peut soupçonner, dans ce cas un début d'altération de type ferrallitique favorisée par une lithologie différente de celle conduisant pour les sols environnants, à une altération de type ferrugineux, mal drainée et à bilan géochimique moins appauvri.

3.3. Les versants

3.3.1. Leur façonnement

Ceux-ci couvrent la plus grande partie de la surface du socle, surtout dans la moitié Sud de la partie du Togo couverte par celui-ci, la disparition des reliques de l'ancienne pédiplaine y étant particulièrement poussée. Leur déclivité ne dépasse que rarement 2° et leur longueur peut atteindre fréquemment 3 km.

Ils présentent des profils à première vue généralement rectilignes dénotant l'uniformité des facteurs morphogénétiques sur toute leur longueur (ruissellement diffus, vraisemblablement) mais qui dans le détail, au cours de relevés topographiques, développe souvent une convexité supérieure, et une concavité inférieure. Toutefois, la fêche de la corde abaissée de leur sommet à la rive du talweg, est très souvent inférieure à 2 ou 3 mètres aussi bien pour la concavité que la convexité.

On ne peut savoir si ce façonnement des versants est à mettre sur le compte de la disparition complète de l'escarpement et du talus à la fin d'une séquence de pédimentation (recul des versants) ou bien tout simplement à l'adoucissement, à l'ouverture progressive du V de l'incision fluviale, au cours de la reprise d'érosion Quaternaire. Cette dernière vue a de grandes chances d'être la plus plausible : le mécanisme de pédimentation, avec recul parallèle d'escarpement n'a pu disposer, au cours de cette incision Quaternaire, de relief notable pour se développer ni vraisemblablement de roches dures (probable altération profonde du socle préalable à l'incision). D'autre part nous n'observons jamais de "plancher" dans le fond des vallées et les pentes des

versants gardent en gros leur valeur jusqu'à la jonction avec les axes de drainage : on retire de l'examen de ces profils, l'impression que les versants ont pivoté vers le bas autour de l'axe réalisé par le cours d'eau, grignotant alors les marges des reliques de l'ancienne pédiplaine, et se recoupant souvent au milieu de celles-ci pour finalement, ne plus laisser de replat, le mécanisme s'effectuant par exportation de couches superficielles sur toute la surface du versant par ruissellement diffus. Toutefois la présence épisodique de sols à caractéristiques colluviales (horizons superficiels très sableux et profonds) assez haut sur certains versants pourrait faire penser à une relique d'un talus (le debris slope des auteurs anglais) ayant masqué progressivement un escarpement arrivé en fin de course avant d'avoir atteint le sommet de l'interfluve (peut être par assez rapide abaissement de celui-ci, par creep, ce qui serait plausible étant donné la préparation du terrain par une altération déjà ancienne). D'autre part, là où nous avons un paysage dominé par des buttes cuirassées, nous pouvons immédiatement reconnaître plusieurs éléments physiographiques correspondant au schéma de la pédimentation élaboré par L.C. KING, en particulier, de l'amont vers l'aval : l'escarpement réalisé par la cuirasse, le talus à forte déclivité (parsemé de blocs de cuirasse) et un versant assez uni : le pédiment. Mais nous revenons ici au doute déjà formulé : ces buttes ont-elles reculé ? Ne se sont-elles pas dégagées sous forme d'îlots de résistance au moment où l'ouverture progressive du V de l'incision linéaire les abordait ? Enfin, nous basant sur le mécanisme de la pédimentation nous devrions normalement trouver, dans ce dernier paysage, en direction des parties hautes du pédiment, des sols progressivement moins évolués qu'en aval, puisque le recul des escarpements s'opère en s'éloignant des axes de drainage. Or, la distribution des sols ne nous donne une telle confirmation de cette façon de voir. Toutes ces considérations ne nous permettent pas de conclure d'une façon certaine et il y a de fortes chances pour que nous ayons, dans le façonnement des versants, de nombreux phénomènes de convergence. Tout ce que nous pouvons affirmer est le fait que sur l'ensemble du socle la pédimentation ne s'exerce pas de nos jours et que les versants semblent être façonnés d'une façon bien proche de ceux d'une pénéplaine, avec abaissement généralisé. La reconnaissance certaine d'une ancienne phase de pédimentation pourrait par exemple contribuer à expliquer la formation de la nappe de gravats trouvée en profondeur de tous ces sols du socle, selon le schéma élaboré récemment par P. SEGALEN (1967 -1), bien que la question resterait alors entière quant à la présence de cette formation au sommet des interfluves.

3.3.2. La distribution des sols

Si nous la considérons de l'amont vers l'aval, et pour des versants partant des reliques de l'ancienne pédiplaine, nous trouvons d'abord des sols ferrallitiques tels qu'ils ont été décrits

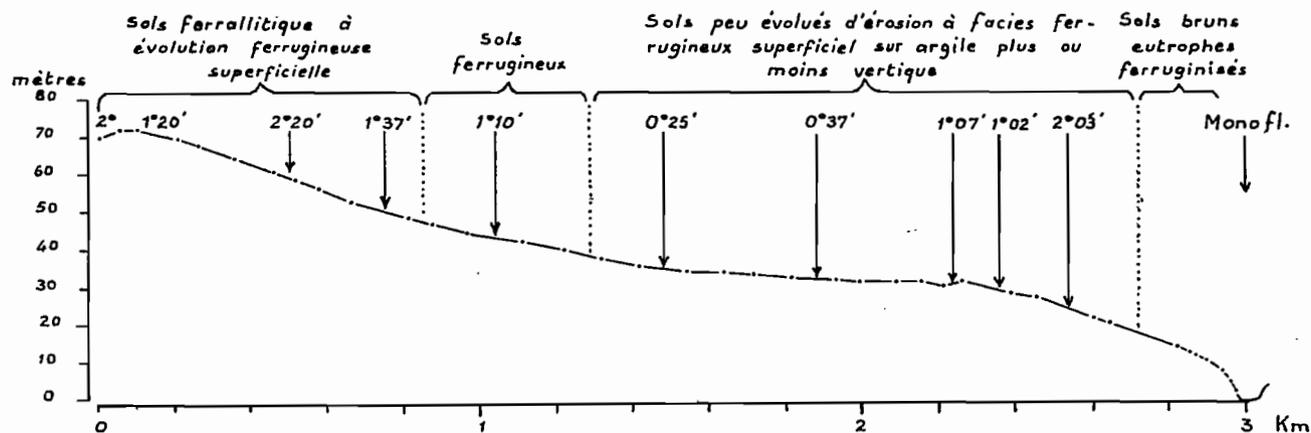
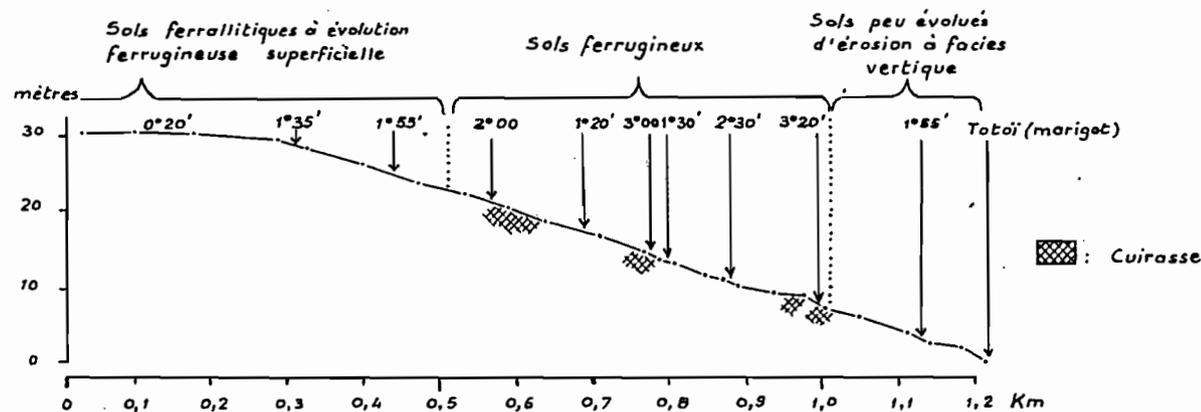
.../...

antérieurement, mais dont les caractères analytiques de l'ensemble de leur profil et la morphologie de leur horizon C en particulier, les rapprochent progressivement vers l'aval, de ceux des sols ferrugineux, tandis que leurs caractères hydromorphes (redistribution d'hydroxydes par pseudo-gley) s'affirment dès une profondeur décroissante. Tout concorde pour amener à penser que le façonnement du versant dans la partie supérieure de celui-ci, a tronqué les niveaux de plus en plus profonds, vers l'aval de la pente, d'une altération ferrallitique développée horizontalement lors d'une phase antérieure. Ces sols ferrallitiques "descendent" sur les versants d'une hauteur variable oscillant de 2 à 30 mètres environ. Il faut souligner qu'ils sont loin d'être présents sur tous les points hauts, étant donné que leur crête est le plus souvent façonnée en dessous du niveau de l'ancienne pédiplaine ayant permis par la stabilité de sa topographie, entre autres facteurs, le développement de ces altérations. Le profil de cette partie haute du versant affecte fréquemment une certaine convexité dénotant que le creep y est favorisé par la dominance d'une granulométrie très fine.

Bien que, comme il a été souligné en début de paragraphe une certaine transition vers des sols à caractéristiques ferrugineuses s'effectue vers l'aval, on peut toutefois, dans la majorité des cas, mettre en évidence un point de la pente en dessous duquel la reconnaissance de sols ferrugineux tropicaux est permise sans hésitation : les taux de saturation en bases échangeables, leur somme et le pH s'élèvent, l'horizon B est envahi par le concrétionnement des oxydes de fer et, surtout, l'horizon C présente des caractéristiques nettes d'un bilan chimique et minéralogique tout différent de celui auquel conduit la ferrallitisation. Nous pouvons même observer assez souvent la formation d'argile verticale dénotant l'abondance d'argiles à réseau 2:1. En outre, ces sols sont beaucoup moins profonds et le passage à la roche-mère encore structurée et rapidement cohérente s'effectue, très généralement, à une profondeur inférieure à 4 mètres. Ce passage rapide aux sols ferrugineux tropicaux dont le diagnostic est étayé par une conjonction de multiples traits différents de ceux des sols ferrallitiques coïncide fréquemment avec un contact de deux formations lithologiques différentes : au sommet : des micaschistes à muscovite ou quartzites, en contrebas : des gneiss plus riches en feldspaths et ferromagnésiens, par exemple. Nous pouvons admettre, dès lors, un certain contrôle lithologique de la progression de la ferrallitisation en profondeur, sous la surface de l'ancienne pédiplaine : cette altération buterait sur des roches plus compactes, moins drainantes, susceptibles de donner naissance à des matériaux d'altération plus argileux. Ceci concorde avec l'observation, déjà faite, sous certaines buttes cuirassées du Nord du pays, d'un front d'altération fortement ondulé.

Poursuivant plus en aval les observations, nous notons toujours, sans discontinuité jusqu'à l'approche du bas de pente,

PROFILS TYPIQUES de VERSANTS ABOUTISSANT AUX TÉMOINS de l'ANCIENNE PEDIPLAINE



sur une portion au versant plus tendue, des sols ferrugineux, toujours très concrétionnés, plus ou moins lessivés (ou plutôt appauvris en argile), plus ou moins hydromorphes, dont la différenciation semble liée davantage au facteur roche-mère plutôt qu'à leur position topographique relative. L'enchaînement génétique semble ne se réaliser que très timidement, mais il faut noter que la formation épisodique de cuirasses ou carapace de pente dans ces sols tend à s'effectuer préférentiellement en deux endroits : juste en aval des sols ferrallitiques d'une part, et d'autre part plus bas sur le versant, souvent à 8 à 10 mètres d'altitude par rapport à l'axe de drainage, à la limite de l'unité physiographique dénommée ici conventionnellement : bas de pente et dont il sera traité dans le paragraphe suivant. Sur les versants les plus courts, ces deux zones de cuirasse tendent à se fondre en seule. Cette cuirasse, en conformité avec la pente, n'affleure que très rarement, et, souvent, lors d'un parcours, seule l'entaille d'érosion entraînée par le ruissellement canalisé par les pistes, permet de l'observer. Nous pouvons donc reconnaître dans le paysage, au moins deux générations de cuirasse : l'une correspondant à la surface de l'ancienne pédiplaine, engendrant fréquemment des bowés, la seconde, beaucoup plus récente, contemporaine d'un stade avancé de l'évolution des sols ferrugineux tropicaux sur les versants.

3.4. Les bas de pente

3.4.1. Leur individualisation et les traits généraux de la pédogenèse

La distinction de cette unité physiographique est très fréquemment assez artificielle et ne correspond pas toujours à l'observation d'un paysage dont les versants sont souvent restitili-gnes. Elle n'a pu être définie dans une première approche, qu'en certain points du socle où une légère rupture de pente, souvent favorisée par une différence lithologique a permis à une concavité de s'individualiser dans cette portion du versant. Elle correspond de toute évidence à une reprise d'érosion qui très vraisemblablement, est consécutive, comme il fût noté antérieurement, à un bombement du socle ayant accru sa déclivité en direction de la mer. On ne doit pas rejeter l'hypothèse que cette reprise d'érosion relativement récente, corresponde également à une phase climatique plus humide.

En tout état de cause, surtout sur le bas des pentes aboutissant aux cours d'eau les plus importants, nous pouvons observer des sols dont la caractéristique essentielle consiste en un horizon C remontant très haut dans un profil dont la différenciation est en général, peu avancée : seul un horizon A assez humifère, de couleur sombre (noirâtre à l'état humide) à fréquent appauvrissement en argile est, partout présent et bien développé.

Il n'est pas exclus qu'une partie de celui-ci soit constitué de colluvium sableux. L'horizon B est, par contre, le plus souvent assez diffus et ne se distingue, quand il est présent, que par une accumulation de fer (et de manganèse accessoirement) sous forme de petites concrétions pisolitiques. Sa puissance n'atteint jamais celle des sols ferrugineux tropicaux. La caractéristique essentielle de ces sols consiste en leur chimisme : l'altération de la roche-mère est, certes, assez poussée pour que l'on ne reconnaisse souvent les minéraux primaires qu'à une assez grande profondeur dans l'horizon C (souvent en dessous de 1,50 m.) mais la lixiviation du matériau est très peu poussée, le pH dépassant rapidement 7 et les taux de saturation atteignant 100% dès une faible profondeur, si bien que l'argilification aboutit très fréquemment à un ensemble où montmorillonite, vermiculite et illite sont prédominantes. L'hydromorphie est ici, un des facteurs principaux. Ces formations se classent principalement dans le sous-groupe régolique, à faciès hydromorphe, des sols peu évolués d'érosion d'origine non climatique. A partir de ce tronc commun se différencient, selon la lithologie et le drainage : des sols ferrugineux tropicaux lessivés hydromorphes (faciès à concrétions) peu profonds, cantonnés généralement sur le sommet de légères ondulations du terrain, des vertisols, liés aux roches-mères les plus basiques (amphibolite, hornblendite) et des sols à alcalis plus ou moins lessivés évoluant quelquefois en solonetz (à colonnettes ou non).

Il est important de noter que toutes ces formations pédologiques, en situation déprimée correspondent très fréquemment aux lithologies les plus basiques du socle. Nous retrouvons là un indice supplémentaire de l'importance de l'érosion différentielle dont l'exemple le plus remarquable est constitué par la confluence Anié - Mono, région fortement excavée d'une part, riche en vertisols d'autre part, enfin à soubassement assez basique.

3.4.2. Distribution et passage aux autres sols.

Nous retrouvons cet ensemble de sols riches en argiles à réseau 2:1 sous forme d'une bande plus ou moins continue de part et d'autre des cours d'eau les plus importants, mais pouvant également remonter jusqu'aux plus petits talwegs. Ils "remontent" sur les versants jusqu'à une altitude relative pouvant atteindre 65 mètres, mais le plus souvent comprise en dessous de 35 mètres. C'est dans le Sud du socle qu'ils sont les plus fréquents ce qui est tout à fait normal étant donné que l'augmentation progressive vers l'Océan de la puissance des cours d'eau a permis une excavation plus importante.

Le passage avec les sols ferrugineux des parties plus en amont des versants s'effectue en général rapidement sur une distance souvent réduite à 100 mètres à peine, l'individualisation de

l'horizon Bfe devenant alors de plus en plus marquée. Il est quelquefois plus brusque et est souligné soit par une légère rupture de pente qui, de rectiligne en amont, passe à une concavité aval plus ou moins marquée. Mais ceci n'est pas la règle et souvent la rectitude du profil du versant se poursuit jusqu'au talweg : on peut imaginer en ce cas que ce profil, avant la reprise d'érosion, était assez concave et que celle-ci l'a "tendu". Quelquefois, même, un profil convexe se développe, dénotant l'accélération de l'incision. Enfin, mais rarement, une bande discontinue de sols très sableux à caractéristiques colluviales, ou bien cuirassés, marque la limite entre sols des versants et ceux de bas de pente : nous pouvons peut être voir dans la présence de ces formations, le témoin de la bordure d'un ancien plancher colluvio-alluvial antérieur à la reprise d'érosion. Là où ces formations de bas de pente riches en argiles 2:1 n'ont pu se développer (manque de puissance du cours d'eau) nous trouvons des sols hydromorphes minéraux très sableux, à présence épisodique de concrétions ou bien de cuirasse, dans ce qui est vraisemblablement un colluvium.

3.5. Les fonds de vallées

Bien que les pentes des versants sur le socle soient toujours faibles, surtout à leur contact avec les axes de drainage, ceux-ci marquent pratiquement toujours leur reprise d'érosion relativement récente, par l'absence d'un plancher digne de ce nom.

Les seules formations alluviales notables sont constituées de bourrelets de berge, à matériau récent, finement sableux, plus ou moins riches en fines paillettes de muscovite. Ils permettent la formation de sols peu évolués d'origine non climatique dont les sous-groupes modal et hydromorphe à pseudo-gley sont les seuls représentés. Le sous-groupe modal peut être, au Togo, subdivisé en les deux faciès isohumique et brunifié.

Ce bourrelet de berge est parfois séparé du pied du versant par une "gouttière" alluvio-colluviale, le plus souvent réduite à une largeur de quelques dizaines de mètres. On y trouve toute une suite faisant transition entre les sols peu évolués d'apport et ceux de la classe hydromorphe. Les matériaux sont très variables, parfois argileux, souvent sableux ou sablo-argileux. Il est à noter que les vertisols topomorphes (ou à drainage externe ralenti) sont absents.

3.7. Les terrasses

Par places quelques lambeaux de basse terrasse extrêmement réduits sont visibles dans les parties du socle où le rajeunissement a été ralenti pour une cause ou une autre (manque de puissance du

cours d'eau, présence d'une barre rocheuse, etc.). Ils sont le plus souvent constitués de matériaux sablo-argileux rouges, à évolution ferrugineuse superficielle plus ou moins marquée. Leur drainage est souvent bien assuré.

Bien que certaines nappes de gravats quartzeux bien arrondis puissent faire penser, sur les bas de pentes ou quelquefois plus haut sur les versants, à des formations fluviatiles, la présence de terrasses plus ou moins anciennes n'a pu être jusqu'à ce jour reconnue. Ces formations détritiques quartzeuses sont, d'une part, en conformité avec le profil des versants et, d'autre part, englobées dans des sols dont le substratum rocheux est bien la roche-mère.

4. CONCLUSION

L'élaboration du paysage pédologique du socle granito-gneissique s'est donc réalisée au cours de plusieurs phases induites par différents événements géomorphologiques successifs.

Nous assistons, dans l'ordre chronologique, au développement de sols ferrallitiques que de multiples indices nous permettent de faire remonter à la fin du tertiaire, puis à celui des sols ferrugineux, enfin à celui d'un ensemble de sols relativement récents dont l'évolution plus ou moins poussée selon les détails topographiques ou lithologiques a pour tronc commun, une altération confinée, riche en argiles à réseau 2:1.

Chacun des grands groupes de sols est localisé, sauf accidents peu fréquents (dont le facteur roche-mère est généralement responsable), sur une unité topogéomorphologique bien particulière, entretenant avec ses voisines, une relation chronologique relative bien déterminée : sols ferrallitiques sur reliques planes ou doucement ondulées d'une ancienne pédiplaine, sols ferrugineux sur les versants, sols en général peu évolués en bas de pente.

Cependant certaines observations traitées ici rapidement, obligent à mettre également l'accent sur l'importance du contrôle lithologique des séquences d'érosion ayant individualisé les différentes unités physiographiques.

Nous avons, en effet vu que, souvent, les crêtes d'interfluves possédaient des lithologies plus acides, plus riches en quartz, généralement assez drainantes, que les versants étaient développés sur des soubassements plus compacts, plus riches en feldspaths sinon en ferromagnésiens et, enfin, que les bas de pentes et zones déprimées étaient excavés dans les roches les plus basiques. Cette

progression n'est pas due au hasard, et nous devons reconnaître que les événements géomorphologiques du Quaternaire ont été très fréquemment guidés par les impératifs de l'érosion différentielle.

Chacun des principaux facteurs pédogénétiques suivants : roche-mère, temps et topographie, est en corrélation avec chacun des autres. et, en définitive, la distribution des sols dans le paysage, s'effectue très généralement selon une chrono-litho-topo-séquence.

LOME, Avril 1968

REMERCIEMENTS

L'auteur prie M. P. SEGALEN d'agréer ses vifs remerciements pour les observations dont il a bien voulu lui faire part lors de la mise au point du manuscrit.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AICART (P.) - 1953 - Les terrains précambriens du Togo et leur extension vers le Nord-Est- Thèse Fac. Sci. Nancy.
- AUBERT (G.) - 1965 - Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM - Cahiers ORSTOM de Pédologie - Vol. III, fasc. 3 pp 269-288.
- BAULIG (H.) - 1950 - Essais de géomorphologie -Publ. Fac. Lettres Université de Strasbourg, 114, 161 p.
- " - 1952 - Surfaces d'Aplanissement -Ann. Géogr. p 161-163 et 245-262.
- " - 1952 - Cycle et climat en géomorphologie - Vol. jub. offert à Em. de MARTONNE - Rennes, p 1-25.
- " - 1956 - Pénéplaines et Pédiplaines - Bull. Soc. Belge géogr. - Louvain t. 25, p 25-58.
- BIROT (P.) - 1955 - Les méthodes de la morphologie - P. U. F. Collection Orbis - 177 p.
- " - 1959 - Géographie physique générale de la zone intertropicale - C. D. U. 244 p.
- COTTON (C.A.) - 1952 - The erosionnal grading of convexe and concave slopes - Geogr. Journal - Londres p. 197-205.
- " - 1961 - The theory of the savannah planation - geograph. XLVI pp 89-101.
- DERRUAU (M.) - 1962 - Précis de géomorphologie - MASSON Paris 413 p.
- DIXEY (F.) - 1955 - Erosion Surfaces in Africa - Transl. Geol. Soc. South Africa, 58, pp. 265-280.
- DRESCH (J.) - 1947 - Pénéplaines Africaines - Ann. Géogr. LVI pp. 125-137.
- " - 1952 - Dépôts de couverture et relief en Afrique Occidentale Française. Proc. XVII th. Geogr. Congr. Washington, pp. 323-326.
- " - 1953 - Plaines soudanaises. Rev. Géom. Dyn. IV pp. 39-44.

- DRESCH (J.) - 1956 - Les surfaces d'aplanissement et les reliefs résiduels sur le socle cristallin en Afrique Tropicale - XVIII^{ème} Congr. Internat. Géogr. Rio de Janeiro - Comm. n°29.
- FURON (R.) - 1960 - Géologie de l'Afrique - PAYOT - Paris
- HEINZELIN (J.de)- 1954 - Les horizons d'altération anciens, critères stratigraphiques en Afrique Centrale - C.R. Congrès International de la Sci. du Sol. Léopoldville - Vol. IV pp. 435-440.
- HILTON (T.E.) - 1963 - The geomorphology of North Eastern Ghana - Ann. de geomorph. - Z. für Geomorph. B.7. pp. 307-325.
- JONGEN (P.) - 1957 - Genèse des sols de pédiplaine en Ubangui - Pédologie, VII, pp. 133-143.
- " - 1960 - Relations entre faits géomorphologiques et pédogénèse des sols tropicaux (Congo Belge) C.R. du 7^{ème} Congrès Internat. de la Science du sol - Madison.
- KING (L.C.) - 1948 - A Theory of bornhardts - The Geogr. Journal CXII pp. 83-87.
- " - 1963 - South African Scenery, 3^d édition. Oliver and Boyd - Edimburgh.
- KING (L.C.) et FAIR (T.) - 1944 - Hillslopes and dongas - Transl. Geol. Soc. S. Africa XLVII 4 p.
- LAMOTTE (M.) et ROUGERIE (G.) - 1953 - Les cuirasses ferrugineuses allochtones. Signification paléoclimatique et rapports avec la végétation C.R. IV^e Réunion Africainistes de l'Ouest, Abidjan pp. 89-90.
- " - 1962 - Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Rev. Géom. Dynam. n° 10-11-12 pp. 145-160.
- LARUELLE (J.) - 1961 - Les grandes catenas au parc national de la Kagera (Ruanda) - note préliminaire-Pédologie 1961-1 pp. 158-214.
- MAIGNIEN (R.) - - De l'importance de lessivage oblique dans le cuirassement des sols en A.O.F., C.R. du 6^{ème} Congrès Internat. de la Sci. du sol. Paris- Vol. V pp. 463-6.

- MAIGNIEN (R.) - 1960 - Influences anciennes sur la morphologie, l'évolution et la répartition des sols en Afrique tropicale de l'Ouest C.R. du 7ème Congrès Internat. de la Sci. du Sol. Madison.
- OLLIER (C.D.) - 1959 - A two cycle theory of tropical pedology- J. of Soil Sci. Vol. 10 n°2, pp. 137-148.
- PALLISTER (J.W.)- 1956 - Slope form and erosion surfaces in Uganda Geol. Mag. - London, 93.
- " - 1956 - Slope development in Buganda - Geogr. Journal. - London, 122.
- TRICART (J.) - 1965 - Principes et Méthodes de la Géomorphologie - MASSON, Paris, 496 pages.
- TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) - 1965 - Traité de Géomorphologie Tome I : Introduction à la géomorphologie climatique 306 pages -Tome V : Le modelé des régions chaudes 322 pages - SEDES - Paris.
- ROUGERIE (G.) - 1955 - Un mode de dégagement probable de certains dômes granitiques C.R. Ac. Sc.
- " - 1961 - Modelés et dynamiques de savane en Guinée orientale - Recherches Africaines - Etudes guinéennes (Nouvelle série) n°4 pp. 25-50.
- RUXTON (B.P.) et BERRY (L.) - 1961 - Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions Rev. de Géom. Dyn. n°1 pp. 16-31.
- SEGALEN (P.) - 1967 - Le remaniement des sols et la mise en place de la stone-line en Afrique-ORSTOM Paris, multigr.
- " - 1967 - Les sols et la géomorphologie du Cameroun - Cah. ORSTOM de Pédologie Vol V, n°2.
- TRENDALL (A.F.) - 1962 - The formation of "apparent penclains" by a process of combined lateritisation and surface wash -Z. für Geom. Bd 6 pp. 183-197.
- VILLIERS (J.M.de)-1965 - Present Soil Forming Processes in Tropical and Subtropical Regions- Soil Science Vol. 99 n°1 pp. 50-57.