

EXEMPLES DE MORPHOPEDOLOGIE TROPICALE

G. ROSSI

RESUME

Dans le monde tropical, la distinction entre géomorphologie et pédologie est souvent artificielle : les formes du relief se développent surtout aux dépens d'altérites et de sols. Le type de forme, sa dynamique, conditionnent les sols qui leur sont associés, leur évolution, leur plus ou moins grande sensibilité à l'érosion.

Deux exemples choisis dans des milieux et des conditions morpho-structurales très différents illustrent cette interdépendance.

Au Rwanda, l'évolution morpho-tectonique de l'ensemble de la région conditionne la stabilité ou l'instabilité des versants et des sols qui leur sont associés.

Au Nord-Togo il existe, pour chaque unité lithologique, une étroite dépendance entre sols et formes du relief.

Aussi est-il important que les spécialistes des deux disciplines prennent en compte les données et les approches méthodologiques de la discipline voisine. La morpho-pédologie constitue de ce point de vue un domaine de réelle interdisciplinarité.

INTRODUCTION

Pédologie et géomorphologie sont deux disciplines dont les objectifs, les concepts, les vocabulaires, se côtoient tout en différant notablement.

Mais, en milieu tropical, les interactions entre altérations, type et évolution des sols, forme et évolution du relief sont constantes, au point que l'on peut parler à juste titre de morphopédologie pour désigner le domaine commun, et que l'on pourrait souvent invoquer, au même titre que la

lithodépendance, une morphodépendance dans la répartition des sols et leur organisation à l'échelle d'une région ou d'un système de versants. Ces faits sont connus et ont été soulignés par de nombreux auteurs, par exemple, pour ne parler que de régions proches, par GRANDIN (1976). En effet, quelques faits majeurs donnent à la morphopédologie tropicale sa raison d'être et sa spécificité :

- en milieu tropical, l'essentiel de la morphogenèse s'effectue aux dépens d'altérites et de sols ; cette morphogenèse retentit sur la formation, l'âge et la localisation de ceux-ci, certains types de sols étant liés à certains types de formes ;
- le cuirassement, phénomène en grande partie pédologique, induit une morphogenèse et une morphologie des versants spécifiques ;
- le ruissellement, agent de la morphogenèse, joue un grand rôle dans la mise en place des horizons superficiels, donc dans la détermination de leurs propriétés physico-chimiques.

Le sujet est vaste et complexe, il mériterait un colloque à lui seul et nous ne pourrions donc ici que l'effleurer.

Deux exemples, très différents par leur contexte géographique, leur échelle, les types d'interactions entre pédologie et morphologie vont tenter d'illustrer cette importance de la morphopédologie et cette morphodépendance.

I - EQUILIBRE DES VERSANTS ET EROSION DES SOLS : LE CAS RWANDAIS

Le Rwanda, pays de 26.000 km² situé au coeur des hauts plateaux d'Afrique Centrale, entre 1° et 3° de latitude sud constitue un cas particulièrement intéressant pour examiner comment l'évolution morpho-tectonique d'une région détermine à la fois la répartition des types de sols et le degré de sensibilité des versants à l'érosion. En effet, ce qui frappe au Rwanda, c'est, avec l'intense mise en valeur, l'apparente stabilité des versants même sur des pentes importantes.

Il s'agit d'une région essentiellement montagneuse, dont 70 % environ de la surface cultivée offre des pentes supérieures à 10 % ; 5 % encore excèdent 80 % et certains terroirs dominant le lac Kivu sont établis sur des pentes supérieures à 100 %. Mais c'est aussi un

Exemples de morphopédologie tropicale

pays caractérisé par une densité de population extrêmement élevée pour l'Afrique. A l'horizon 1990, la densité rurale rapportée à la surface agricole utile devrait dépasser 500 ha/km², le record étant détenu par la région de Butaré, qui doit actuellement atteindre 800 ha/km².

Cette exploitation intensive sur des pentes considérables et sous un climat à forte pluviométrie pose avec acuité le problème de l'évolution des versants, dans un pays où la préservation du potentiel agro-pédologique est une question vitale (fig. 1).

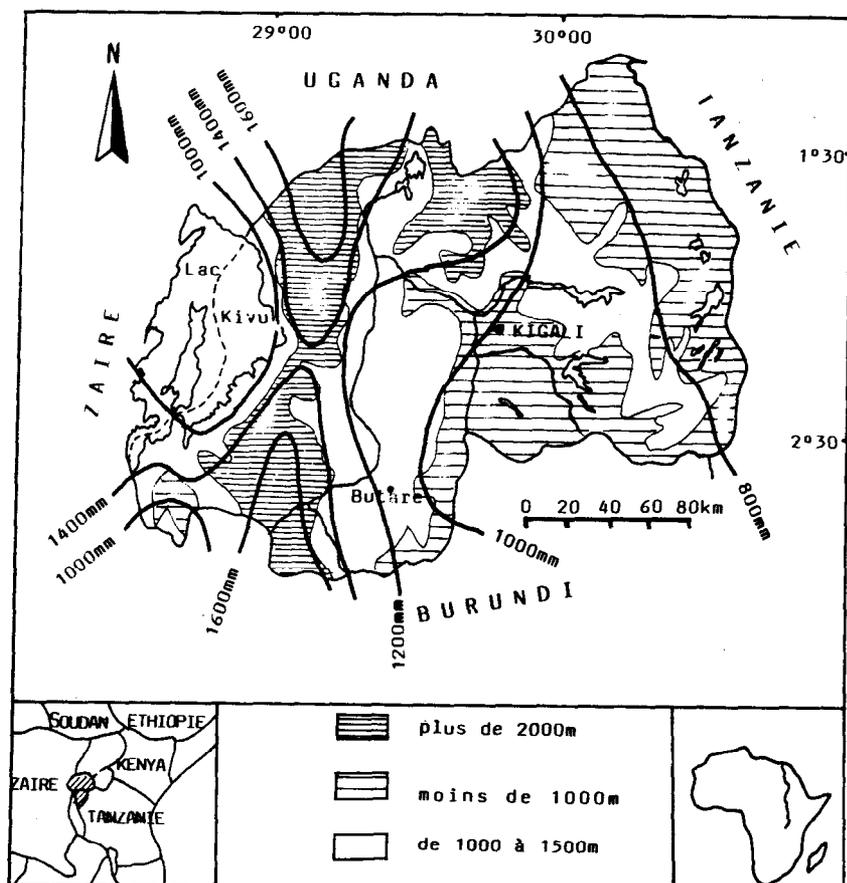


Figure 1 : Le relief et la pluviométrie au Rwanda

1. La mise en place des versants résulte d'une longue évolution

A la dissection de quatre surfaces d'aplanissement étagées de l'ouest vers l'est entre 2.600 et 1.400 m, se superpose, dès le Miocène, une importante tectonique qui, avec l'ouverture du Rift puis la formation de l'ensemble volcanique des Birunga au nord, est responsable des bouleversements successifs du drainage de la région.

Jusqu'alors le réseau hydrographique du Rwanda se dirigeait vers le Nil au nord (fig. 2) ; il va désormais rejoindre vers l'est la cuvette subsidente du lac Victoria (fig. 3). Actuellement, l'évolution de l'ensemble du réseau hydrographique, et donc des systèmes de versants, dépend de deux seuils. Celui de la Rusumo, sur l'Akagera, commande tout le réseau à l'est de la crête Zaïre - Nil ; celui de Bukavu règle l'altitude du lac Kivu, niveau de base des bassins versants situés à l'ouest de la crête (ROSSI, 1984).

Les vallées qui dépendent du réseau de la Nyabarongo - Akagera présentent toutes, à quelques variantes près, les mêmes caractères : profils en long à pente très faible ou même pratiquement nulle ; profil transversal en berceau évasé, à fond plus ou moins concave, empâté par l'accumulation des colluvions au bas des versants. Le drainage est toujours médiocre. L'Akagera et le Nyabarongo en aval de Kigali offrent de parfaits exemples de ces vallées dont le niveau de base s'est trouvé relevé à la suite de l'inversion vers l'est du drainage. Le plan d'eau, élevé subitement, a ennoyé les vallées qui se sont peu à peu colmatées par décantation de la charge alluviale en arrière du seuil de la Rusumo. C'est ce relèvement du niveau de base qui a modifié la pente générale et, partant, réduit la compétence des écoulements concentrés, déclenchant un processus d'alluvionnement régressif sur l'ensemble des bassins - versants. Les organismes fluviaux paraissent incapables d'assurer l'évacuation des débris, et la morphologie des vallées exprime bien la nette prédominance des apports colluviaux sur le transport longitudinal. Cette faible capacité de transport des écoulements concentrés est l'un des facteurs fondamentaux de l'évolution des versants.

Il ne faut pas, toutefois, généraliser ce tableau à l'ensemble du Rwanda car, à l'ouest de la crête, les bassins - versants dépendant du lac Kivu connaissent des conditions d'évolution tout autres. Là

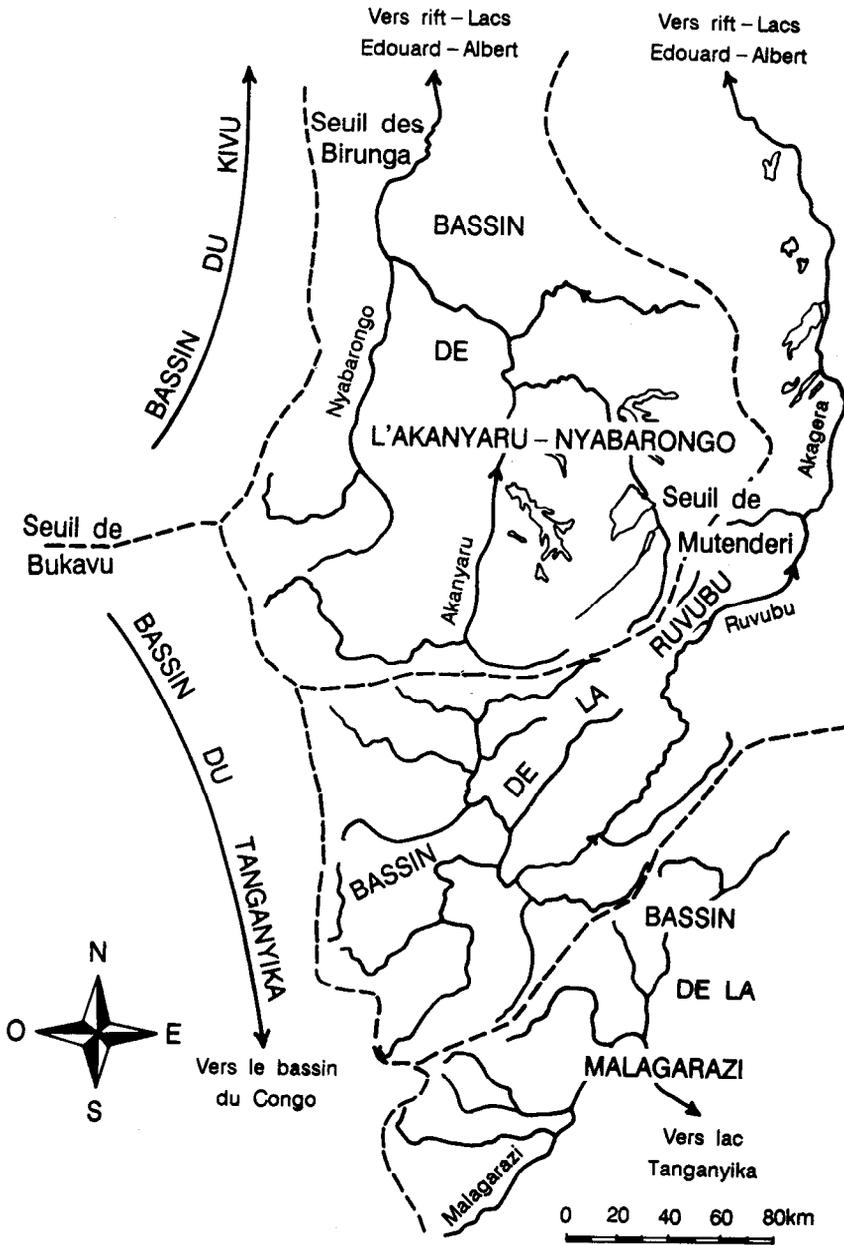


Figure 2 : Schéma du drainage plio-quadernaire

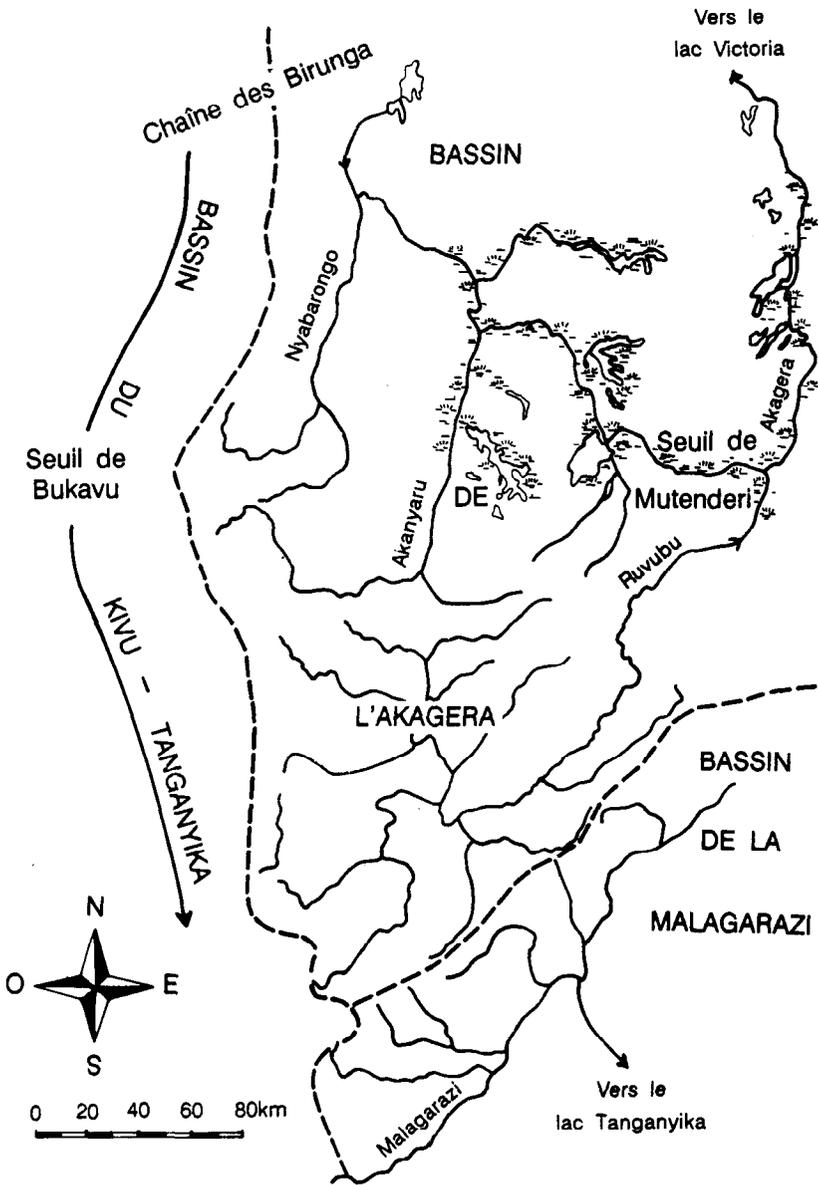


Figure 3 : Schéma du drainage actuel

au contraire, à des pentes très fortes (excédant souvent 100 %), qui résultent de la dissection de l'escarpement oriental du Rift, s'ajoute l'abaissement important (190 m au moins, d'après l'examen de volcans d'origine sous-lacustre), récent et brutal du niveau de base, consécutif à la vidange du lac par-dessus le seuil de Bukavu vers 8 000 B.P. (POUCLET, 1975).

L'augmentation considérable et brutale de la pente des cours d'eau et l'abondance des précipitations ont entraîné une crise morphogénique, encore accentuée depuis les défrichements résultant de la mise en valeur. Ainsi, par contraste avec les régions drainées vers le Nil où la situation est nuancée, les pentes qui dominent le Kivu sont - elles un domaine soumis à une forte ablation.

2. La dynamique actuelle des versants

Nous l'avons déjà dit : ce qui frappe l'observateur, c'est la relative stabilité apparente des versants rwandais. De toute évidence le versant est de la crête Zaire - Nil n'est pas une terre d'érosion catastrophique.

La quasi-absence de mouvements de masse pose un premier problème, car les pentes atteignent des valeurs importantes, les altérites sont épaisses et les précipitations considérables. La solution de ce paradoxe doit être recherchée, à notre avis, dans la conjonction d'une série de facteurs. Certes, les pentes sont fortes, mais on sait que les pentes d'équilibre sur les altérites ferrallitiques peuvent atteindre 50 ° : à calculer les pentes des versants les plus impressionnants, on constate qu'effectivement, rares sont celles qui dépassent cette valeur. Ces versants sont donc, sauf exception, en-deçà du seuil de déséquilibre. Par ailleurs, ces altérites sont poreuses et perméables, et elles sont susceptibles d'absorber une quantité d'eau d'autant plus grande que leur épaisseur peut être supérieure à 100 m : la roche-mère est trop profonde pour jouer le rôle de plan de glissement. Enfin, les précipitations sont assez bien réparties et n'ont qu'exceptionnellement des intensités considérables (les pluies supérieures à 80 mm en 24 h sont rares). Au total, le régime pluviométrique n'est pas très favorable au ravinement, d'autant qu'il permet l'existence d'une couverture végétale continue, qu'il s'agisse de la forêt de la crête ou des savanes de l'est.

Le paradoxe n'est donc qu'apparent : les conditions nécessaires à d'importants mouvements de masse ne sont pas réunies actuellement.

L'importance du colluvionnement des versants montre que le ruissellement diffus est le principal agent d'évolution des versants. Son intensité est cependant variable. Elle est modérée dans le centre et l'est, mais sur le versant ouest de la crête Zaïre - Nil, là où la forêt vient d'être défrichée, les horizons humiques sont soumis à un décapage très rapide ; dans le secteur de Rangiro, où leur épaisseur moyenne est de 30 cm, ils ont été déblayés en 4 ou 5 ans. Mais il s'agit de sols sans cohésion, fragiles, mis en culture sur des pentes toujours proches de 100 % et dans un bassin-versant où se manifeste une forte reprise d'érosion.

En définitive, les profils des versants à l'est de la crête Zaïre - Nil semblent globalement en équilibre et, sur l'ensemble des bassins versants dépendant du seuil de la Rusumo, il ne se manifeste aucune reprise d'érosion susceptible d'entraîner une exportation importante de matière. De ce fait, le ruissellement a pour effet d'user la partie haute des versants et d'en colluvionner la partie basse, les ravinements étant l'exception.

3. Conclusions

Si l'on excepte le bassin-versant du Kivu, dans lequel le réajustement morphodynamique n'est pas terminé, l'évolution des versants du Rwanda est dominée par deux faits majeurs : une stabilité d'ensemble du géosystème et un impact relativement faible de la mise en valeur, pourtant particulièrement intense. Le renversement du drainage vers l'est et l'apparition d'un nouveau niveau de base supérieur à l'ancien, le seuil de la Rusumo, a bouleversé la dynamique des écoulements et, partant, celle des versants.

L'absence de creusement fluvial et la faiblesse de l'évacuation des apports latéraux, constituent les causes fondamentales de la stabilité des versants. A ce titre, tout abaissement du seuil de la Rusumo entraînerait une reprise d'érosion dont les conséquences seraient à coup sûr catastrophiques : enfoncement des talwegs, mise en déséquilibre du profil des versants, accélération de l'ablation des sols.

Cette stabilité est renforcée par les facteurs du milieu. La perméabilité des altérites, leur épaisseur, la persistance d'une couverture végétale contrarient les mouvements de masse, freinent la concentration du drainage et diminuent les effets d'un ruissellement diffus peu agressif du fait de la rareté des pluies à forte intensité.

II - SEQUENCES MORPHOPÉDOLOGIQUES AU NORD - TOGO

L'étude des niveaux cuirassés du nord Togo (POSS et ROSSI, 1987) permet de retrouver deux surfaces d'aplanissement. Le niveau le plus élevé (500 mètres) est attribué au milieu du Tertiaire, alors que la surface inférieure (300 mètres), qui constitue l'armature à partir de laquelle s'est différencié le modelé actuel, est d'âge fini-tertiaire.

A l'échelle d'une unité litho-structurale, l'organisation morphopédologique des versants est constante : les témoins de la surface fini-tertiaire (sur lesquels un niveau cuirassé surmonte des altérites ferrallitiques) se raccordent à un glaciaire polygénique quaternaire très élaboré où les sols ferrugineux tropicaux dominent. Le bas de versant est soit recouvert par des colluvions, soit incisé, en fonction des reprises d'érosion subactuelles.

1. Sur le socle birrimien (fig. 4 et 5) les témoins les plus anciens sont ceux de la topographie fini-tertiaire. La ligne de partage des eaux entre le bassin de l'Oti et celui de la Volta correspond à la zone où les témoins de cette topographie sont les plus nombreux et où les versants postérieurs présentent le développement maximum.

Ces buttes tabulaires d'une vingtaine de mètres de hauteur sont entièrement cuirassées, avec des pentes régulières de l'ordre de 1 à 2 %, mais très peu étendues (quelques hectares). La cuirasse, épaisse de 1 à 2 mètres, présente une morphologie d'altérite indurée de couleur ocre-jaune à la base, la partie supérieure comportant fréquemment des éléments détritiques centimétriques. Des minéraux altérés y sont discernables et elle contient parfois des filons de quartz en place ; il s'agit donc probablement d'un ancien sol ferrallitique qui a été tronqué jusqu'à l'altérite lors de l'élaboration finale de la surface fini-tertiaire. Au-dessus de la

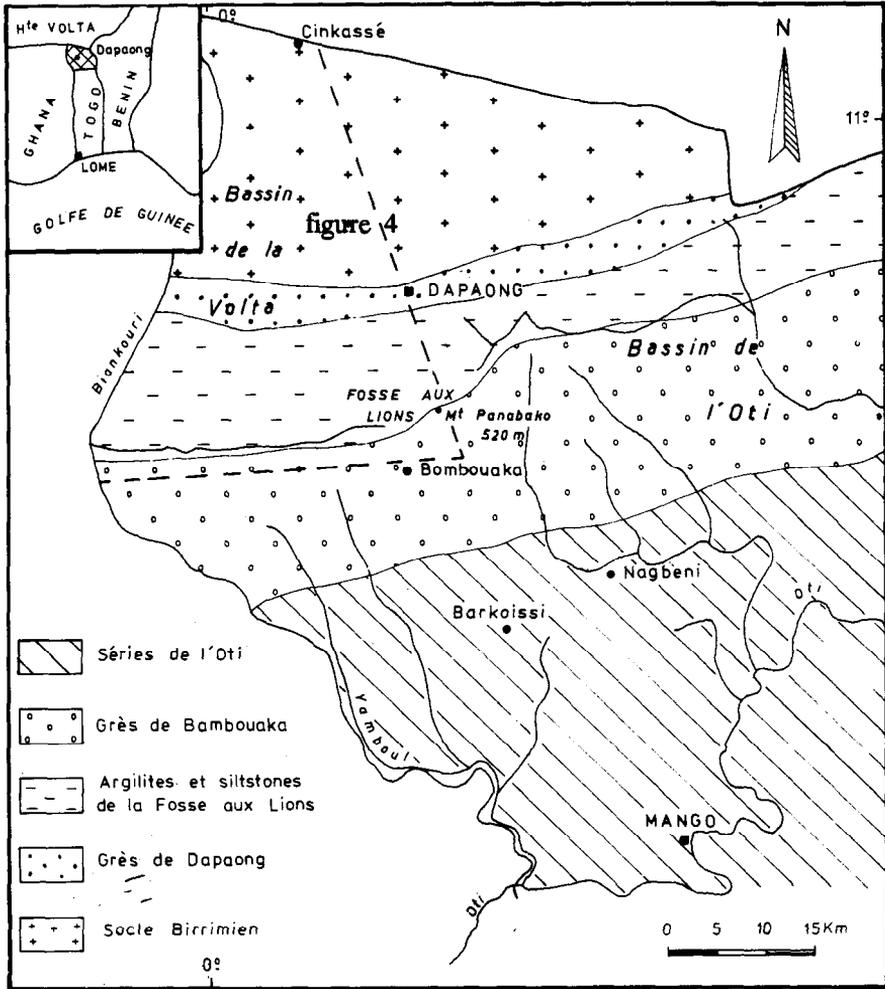


Figure 4 : Carte géologique schématique du Nord Togo

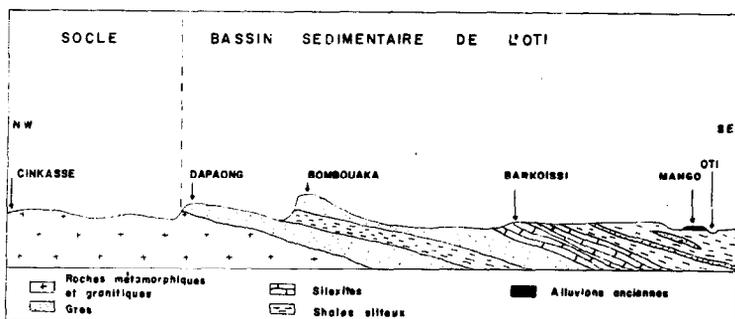


Figure 5 : Coupe géologique schématique du Nord Togo

cuirasse les sols sont squelettiques, très riches en gravillons et impropres à l'agriculture malgré un taux élevé de matière organique.

A l'aval, ces versants se raccordent à un glacis polygénique très élaboré, pouvant atteindre 3 km de longueur, avec des pentes très régulières comprises entre 1 et 3 %. A l'inverse de ce qui a pu être observé en Côte d'Ivoire (POSS, 1982) et au Burkina Faso (BOULET, 1970), les altérites ferrallitiques anciennes y ont été déblayées par suite de la proximité des niveaux de base locaux. L'organisation des sols est constante et relativement indépendante de la nature de la roche-mère (sols ferrugineux tropicaux). La roche altérée, partiellement argilifiée, est surmontée brutalement, vers un mètre de profondeur, par une nappe détritique de composition complexe, dans laquelle il est possible de retrouver des débris de cuirasse, des graviers de quartz, ainsi que des concrétions ferrugineuses. En surface, les horizons sans éléments grossiers ont une épaisseur variable, de l'ordre de quelques décimètres, sans doute en partie d'origine faunique (LEVEQUE, 1979). La base de la nappe de gravats constitue une discontinuité majeure dans le profil. On peut l'interpréter comme une couverture colluviale résultant du démantèlement de la cuirasse qui scelle la surface fini-tertiaire.

Au niveau de cette discontinuité une nappe soutirante se crée actuellement au cours de la saison des pluies. Il y a donc, ici, cumul entre une ablation superficielle, accentuée par la mise en

valeur intense de ces sols et le faible taux de matière organique qui en résulte (moins de 1 %), et une érosion interne, tout à fait comparable aux mécanismes d'appauvrissement mis en évidence dans le sud du Burkina Faso (BOULET, 1978 ; LEPRUN, 1979). Localement, en particulier à l'aval des glacis, la nappe détritique s'indure, surtout après la disparition des horizons superficiels. Indépendamment de cette prise en masse, la mise à l'affleurement des horizons gravillonnaires limite l'érosion régressive, car la présence d'éléments grossiers favorise la pénétration de l'eau à l'intérieur du sol (COLLINET et VALENTIN, 1979).

Ces observations mettent en évidence la réalité de l'individualisation de glacis de substitution à la fois par soutirage et par ruissellement superficiel.

Ces glacis sont actuellement entaillés par une reprise d'érosion de faible amplitude (quelques mètres), qui concerne entre 40 et 50 % des sols du socle et se traduit par des pentes plus fortes, de l'ordre de 4 à 5 %. La nappe détritique a été intégralement déblayée, ce qui a rapproché l'altérite de la surface du sol. Aussi, à l'inverse des autres sols du versant, la nature de la roche - mère détermine d'organisation des profils. Sur les roches basiques ou ultra - basiques (amphibolites au sens large), qui représentent environ 25 % des roches du socle, l'altération libère une quantité importante d'argiles gonflantes et la pédogenèse est orientée vers les sols vertiques, voire de véritables vertisols. Sur les roches plus acides ou moins altérables (granito - gneiss), la néosynthèse de minéraux argileux est très limitée et des sols pénévulés sableux parsemés d'affleurements rocheux se développent. L'importance de ces phénomènes d'érosion est très mal saisie par les paysans. En effet, la disparition de la nappe de gravats et la mise à nu de l'altérite se traduit par une augmentation brutale de la fertilité, les sols érodés étant plus légers, donc plus faciles à travailler, et mieux pourvus en bases. Il est difficile de faire admettre que cette amélioration est transitoire et que l'évolution, inéluctable, conduit à la stérilité de la moitié des sols de la région.

A mesure que l'on s'éloigne de la ligne de partage des eaux, le système de versants évolue progressivement par accentuation des phénomènes d'érosion (fig. 6). Dans un premier temps les témoins cuirassés de la topographie fini - tertiaire se dégradent et sont remplacés par des sols gravillonnaires rouges riches en débris de

Exemples de morphopédologie tropicale

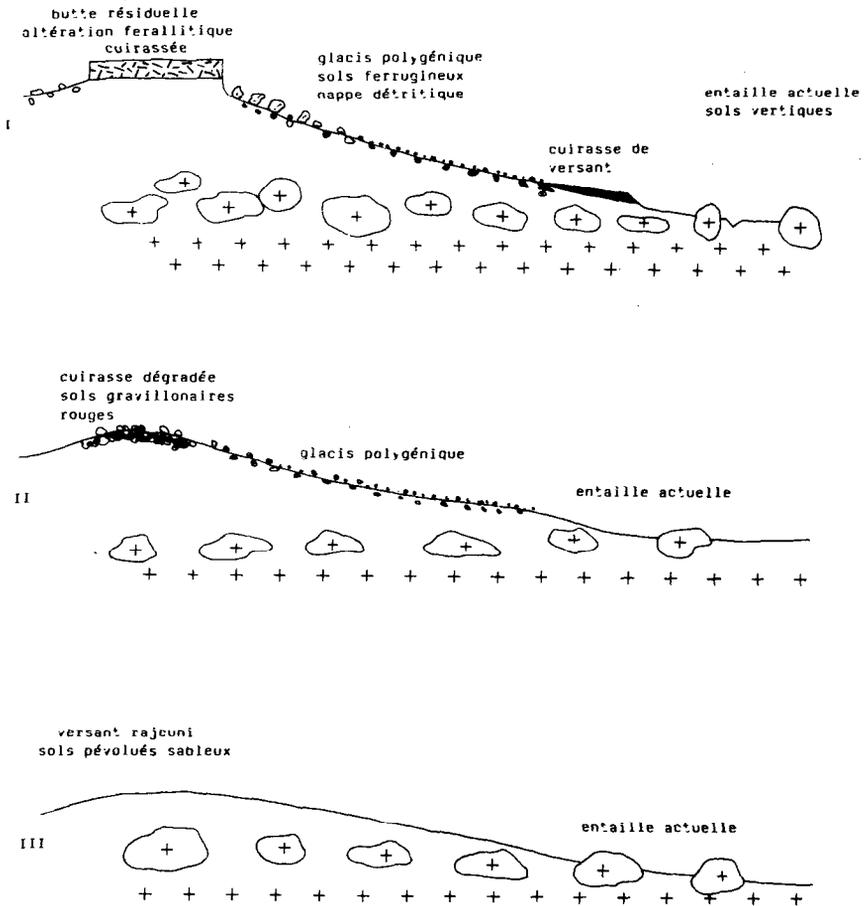


Figure 6 : Organisation et évolution morphopédologique des versants sur socle

cuirasse. Ensuite ces horizons gravillonnaires rouges cèdent la place à des sols peu évolués à altérite proche de la surface, le glacis polygénique se maintenant sur les versants. Le stade ultime, qui apparaît sur les formes les plus rajeunies, est un versant convexo-concave surbaissé, entièrement dans des sols peu évolués.

2. Les shales silteux occupent la partie centrale du bassin sédimentaire du Voltaïen. La granulométrie de la roche est

généralement fine (moins de 62,5 micro-mètres), avec quelques passées gréseuses. Sa composition comprend toujours une part importante de quartz, la fraction argileuse étant constituée de proportions variables de kaolinite, de smectites, d'illite ainsi que de quelques interstratifiés. Son litage fin est subhorizontal et, dans la zone étudiée, aucune fracture ne vient perturber l'organisation monoclinale. Cette roche constitue donc un matériau particulièrement imperméable, impropre, de plus, au stockage de l'eau.

L'organisation des versants sur les shales silteux est voisine de celle du socle : à un témoin fini-tertiaire succède un glacis polygénique entaillé par une reprise d'érosion récente. Mais chacun des éléments morphologiques diffère profondément de son homologue du cristallin.

Les éléments cuirassés de la topographie fini-tertiaire sont très démantelés et le passage au glacis polygénique est insensible, marqué principalement par une diminution de l'induration. A la base de la cuirasse, composée principalement de goéthite et d'hématite mêlées à des argiles héritées de la roche-mère, aucune altération ferrallitique n'a été observée, peut-être en raison de la faible altérabilité de la roche.

Le glacis polygénique, très régulier, avec des pentes inférieures à 3 %, atteint jusqu'à 6 km de longueur. Il est recouvert par des sols ferrugineux tropicaux très fortement gravillonnaires (plus de 80 % en masse), la roche en place apparaissant vers 1 mètre de profondeur. Ces horizons gravillonnaires ne possèdent qu'une faible capacité de rétention et, rapidement après le début de la saison des pluies, le flux hydrique atteint la roche. Il se crée alors une nappe perchée dans laquelle la roche se délite "en savonnettes" et les particules se mettent en suspension (les mesures de résistivité indiquent que les matières en solution sont négligeables). Or, malgré la faiblesse de la pente, cette nappe circule rapidement. Des marquages au chlorure de sodium ont indiqué des vitesses de circulation atteignant 50 cm/h. Etant donné la granulométrie très fine de la roche, tous les minéraux sont exportés : il ne subsiste aucune structure héritée de la roche-mère au-dessus du plancher de la nappe. Le squelette des horizons supérieurs est constitué par des concrétions ferrugineuses au contact les unes des autres créant une macro-porosité très grossière favorable à la

circulation de la nappe. Les pertes par soutirage qui en résultent peuvent être évaluées, en prenant une durée d'engorgement moyen de 1 mois et une charge de 0,3 g/l, à 0,2 mm par an. Ce phénomène, déjà mis en évidence plus au sud dans la région de Bassar (LE COCQ, 1986), explique l'origine de dépressions fermées d'une centaine de mètres de diamètre assez fréquentes sur les versants : la roche a fondu sur place, la matière étant évacuée à l'intérieur même du sol. Il est d'ailleurs frappant que les axes de drainage de premier ordre aient, en dehors des périodes de crue, des charges solides comparables à celles mesurées dans les nappes perchées. Il faut toutefois noter que cette évolution est liée au climat actuel : si le phénomène est très général avec la pluviosité moyenne de la région (1 000 - 1 100 mm), il devient très rare lorsque le total pluviométrique tombe à 650 mm, comme en 1983, ce qui interdit d'extrapoler le bilan à une échelle de temps plus grande, mais permet de supposer que ce phénomène de soutirage a une répartition zonale (BOULET, 1978).

Cette érosion interne se double d'une érosion externe : d'une part le sol est très peu couvert par la végétation après les feux de brousse (recouvrement de 25 % dans les zones où la savane boisée est la mieux conservée) ; d'autre part, il se glace, en raison de sa texture fine et du faible taux de matière organique (souvent inférieur à 1 %). Ainsi, malgré les remontées de vers de terre, abondantes par endroits, l'épaisseur des horizons superficiels sans éléments grossiers dépasse rarement 10 cm. Dans les zones les mieux drainées, généralement boisées, les sols présentent également des phénomènes de décuirassement qui apparaissent simultanément à la surface et à l'intérieur même du sol (LEPRUN, 1979) : les blocs de cuirasse se retrouvent isolés au sein d'horizons gravillonnaires résultant de leur dégradation. En surface le processus est surtout mécanique (racines, pédofaune) alors qu'il est à dominante physico-chimique à la base, déterminé par l'apparition de la nappe perchée temporaire. Il s'agit donc là d'un remarquable exemple de glacis de substitution actuellement fonctionnel, dont l'évolution dépend à la fois de pertes de matière par soutirage hypodermique et par ruissellement diffus superficiel ; seuls les éléments fins sont exportés, ce qui explique, tout à la fois, le passage brutal de l'altérite à la nappe de gravats et le caractère grossier de celle-ci.

L'organisation des sols dans le paysage

En raison de la proximité de l'Oti, la reprise d'érosion est vive. Les versants des talwegs peuvent entailler le glaciaire sur près de 2 km avec des pentes rectilignes de 3 à 5 %. Grossies par les apports de l'amont, les circulations latérales sont très importantes dans ces sols où l'on observe de nombreux horizons blanchis par départ de matière. Cependant les oxydes métalliques ne sont pas exportés et ils sont responsables de traits morphologiques particuliers dans les profils : même dans les sols les plus jeunes les résidus de désagrégation de la roche s'imprègnent d'oxydes de fer avant de se prendre en masse. Sur ces versants, toute diminution du décapage superficiel conduit à la formation d'une induration continue, voire d'une cuirasse, par coalescence des litho-reliques. C'est l'ampleur et la rapidité du phénomène qui explique le mimétisme entre les témoins fini-tertiaires et les glaciaires de substitution polygéniques.

Vers l'aval, la pente du glaciaire diminue insensiblement et l'on passe aux sols hydromorphes de la plaine de débordement de l'Oti dont la largeur peut atteindre une dizaine de kilomètres.

3. Conclusion

L'extrême nord du Togo montre, à côté d'une stricte lithodépendance de la morphologie, l'existence de liens constants entre formes et sols.

Deux séries de facteurs dynamiques permettent d'expliquer la répartition des sols et les profils observés : le drainage hypodermique et le ruissellement diffus.

L'évolution morphologique y est commandée en grande partie par l'érosion interne au sein de la nappe de gravats.

III - CONCLUSION GENERALE

Les exemples que nous venons d'envisager très rapidement montrent quels types de relations s'établissent entre deux disciplines qui ont, pour comprendre la complexité des paysages, tout à gagner à travailler ensemble.

Sans revenir sur une discussion sans doute aujourd'hui dépassée entre autochtonistes, partisans d'une évolution strictement verticale, et tenants du pur latéralisme, il est permis de penser qu'une collaboration entre pédologues et géomorphologues eut plus rapidement révélé la réalité, à savoir que la vérité se situe presque toujours à mi - chemin.

La troncature des altérites sur les glacis d'ablation/transit est une constante et explique le contact brusque entre celles - ci et la mince nappe détritique qui les recouvre. Beaucoup de coupes de cuirasses, indubitablement d'accumulation relative, montrent à leur partie supérieure des traces de remaniement et de transport parce qu'elles sont associées à des versants - glacis.

Une forme, quelle qu'elle soit est le résultat d'une dynamique de surface spécifique, dont on retrouve inévitablement les traces dans les profils. Comment expliquer, par exemple, qu'au Sud de Dapaong (Nord Togo) des sables provenant des grès se retrouvent à 15 km au sud des derniers affleurements, discordants sur toutes les autres roches de la région ?

A l'inverse, comment expliquer, par la seule dynamique de surface, l'évolution encore actuelle de versants - glacis cuirassés de plusieurs kilomètres de long dont les pentes sont, parfois, largement inférieures à 1 % ? L'abaissement d'un versant suppose une exportation de matière et on ne peut concevoir (et on n'observe d'ailleurs pas) d'évacuation des débris par ruissellement superficiel sur des pentes aussi faibles.

Si l'on ne recourt pas au lessivage oblique et au drainage hypodermique, ces formes, très unies, sont inexplicables, même si le terme, commode, de "fonte sur place" est excessif car dans la phase initiale de réalisation du glacis, le ruissellement joue un rôle majeur qui décroît relativement, ensuite, au fur et à mesure de la diminution de pente. Là encore une combinaison de processus variables dans le temps et l'espace explique ce qu'une vision réductrice est tentée de considérer comme une forme simple.

Aussi, au - delà d'une collaboration dans la recherche, doit - on souhaiter que la formation dans nos disciplines fasse largement appel aux concepts et aux acquis de la spécialité voisine.

IV - BIBLIOGRAPHIE

- BOULET (R.), 1970 - La morphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. ORSTOM* (Paris), sér. Pédologie, 8(3) : 245-272
- BOULET (R.), 1978 - Toposéquence de sols tropicaux en Burkina-Faso : équilibres dynamiques et bioclimats. *Mém. ORSTOM* (Paris) n° 85, 272 p.
- COLLINET (J.) & VALENTIN (C.), 1979 - Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives. Applications agronomiques. *Cah. ORSTOM* (Paris), sér. Pédologie, 17(4) : 283-328.
- GRANDIN (G.), 1976 - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Mém. ORSTOM* (Paris) n° 82, 275 p.
- LARNAUDE (M.), 1950 - Un haut pays d'Afrique : le Rwanda - Ouroundi, *Rev. Géogr. Alp.* 3, Grenoble.
- LE COCQ (A.), 1986 - Région de Bassar. Les sols et leurs capacités agronomiques. Notice expl. ORSTOM (Paris) n° 102, 103 p., 2 cartes h.t.
- LEPRUN (A.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche - Genèse - Transformations - Déggradations - *Mém. BRGM* n° 58 (Orléans), 222 p.
- LEVEQUE (A.), 1979 - Pédogénèse sur le socle granito-gneissique du Togo. Différenciation des sols et remaniements superficiels. *Trav. et Doc. ORSTOM* (Paris) n° 108, 224 p.
- POSS (R.), 1982 - Etude morpho-pédologique de la région de Katiola (Côte d'Ivoire). Notice expl. ORSTOM (Paris) n° 94, 2 cartes h.t.
- POSS (R.) & ROSSI (G.), 1987 - Systèmes de versants et évolution morphopédologique au Nord-Togo. *Zeit. für Geomorphologie* N.F., 31(1) : 21-43.

Exemples de morphopédologie tropicale

- POSS (R.) & VALENTIN (C.), 1983 - Etude des relations eau - sol - végétation sur une toposéquence ferrallitique de savane. Katiola, Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM* (Paris), sér. Pédol., 20(4) : 341 - 360.
- POUCLET (A.), 1975 - Histoire des grands lacs de l'Afrique Centrale, mise au point des connaissances actuelles. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.* (Paris), 19(2).
- ROSSI (G.), 1984 - Evolution des versants et mise en valeur agricole au Rwanda. *Annales de géographie* (Paris), n° 515 : 23 - 43.
- SIRVEN (P.), GOTANEGRE (J.F.) & FRIOUL (C.), 1974 - Géographie du Rwanda, Ed. A. de Boeck, Bruxelles.