

CARACTÈRES DES SURFACES D'APLANISSEMENT SUR LES HAUTES TERRES MALGACHES

PAR

F. BOURGEAT et M. PETIT

(ORSTOM et Faculté des Lettres)

La première étude en date est celle de F. DIXEY qui a fait œuvre de défricheur en présentant sa magistrale corrélation entre les surfaces d'aplanissement africaines et malgaches. Mais l'article de P. BIROT est certainement l'étude d'ensemble la plus critique, l'apport le plus considérable à la connaissance des Hautes Terres centrales.

Un grand nombre d'observations sont d'autre part consignées par les géologues dans les rapports des « Travaux du Bureau Géologique de Madagascar » ; parmi ces rapports, on distinguera au tout premier plan celui de G. HOTTIN qui fut le premier à apporter des éléments objectifs à la solution du problème qui nous intéresse.

F. DIXEY par comparaison avec l'étagement des plateaux d'érosion de la région du Lac Nyassa a défini quatre cycles d'érosion à Madagascar. Il distingue : les *hautes surfaces jurassiques* qui se décomposent en deux niveaux : le niveau supérieur qui culmine au-dessus de 2 200 mètres dans les massifs des Vavavato, de l'Ibity, de l'Itremo où d'ailleurs on n'observe aucun témoin de véritable aplanissement et le niveau inférieur qui, à l'altitude maximum de 1 850 mètres forme de grands plateaux bien conservés de Fenoarivo au pied du Tsaratanàna, la *surface du Crétacé supérieur* : surface polycyclique en relation avec l'histoire complexe du Crétacé sédimentaire malgache est particulièrement développée dans l'Imerina centrale sous forme de basses collines d'altitude concordantes aux environs de 1 250-1 350 mètres, la *surface méso-tertiaire* qui borde les reliefs précédents, se développe à 1 000-1 100 mètres et s'incline dans toutes les directions vers la mer. Ce cycle d'érosion, selon l'auteur, n'aurait pas mordu sur les Hautes Terres et enfin, la *surface fin tertiaire*, particulièrement représentée en bordure des Hautes Terres, qui se développe depuis le littoral jusqu'à 500 mètres d'altitude et, à la faveur des vallées principales, peut pénétrer sous forme de plaines intérieures jusqu'à 900 mètres.

Cette étude des différentes surfaces de l'île essentiellement altimétrique, laisse bien peu de place aux manifestations tectoniques post-jurassiques pourtant sensibles dans le paysage actuel.

La campagne de prospection minière menée par G. HOTTIN sur les différents Tampoketsa, apporte des éléments nouveaux permettant de serrer plus étroitement le problème de la datation des Tampoketsa en premier lieu et des autres surfaces en conséquence. L'auteur accrédite la *surface supérieure* de F. DIXEY sans pour autant lui donner un âge aussi absolu : le niveau des Vavavato serait seulement anté-crétacé supérieur. Il y a lieu de noter que les massifs des Vavavato, Andringitra, Ibity, culminant à des altitudes comprises entre 2 200 et 2 600 mètres, soit à un niveau sensiblement concordant, sont situés à des distances importantes qui, si l'on admet un aplanissement général, infère une immobilité totale du socle depuis le Crétacé ; or, d'une part, la plaine de Ranotsara, à l'ouest du massif de l'Andringitra, et le bassin d'Antsirabe d'autre part, ont une origine tectonique certaine devant remonter à une époque relativement récente (Tertiaire), pour preuve les bordures qui montrent de beaux escarpements de faille d'une relative fraîcheur. Sans nier la possibilité d'un aplanissement fondamental ancien, on éprouve quelques difficultés (et même une certaine réticence) à reconstituer une quelconque surface recoupant l'ensemble de ces sommets. Seuls les Vavavato et leur immense champ de boules sommital font exception mais cette relative platitude a peut-être une origine structurale. En dernier lieu, il est bon de remarquer l'absence totale de phénomène de cuirassement sur ces hauts sommets.

Les différents Tampoketsa du Nord-Ouest appartiennent à une unique surface d'érosion légèrement gauchie vers le Nord-Ouest, avec une pente générale d'environ 3 à 4 p. 1 000. Les Tampoketsa du Kamoro et de l'Analamaitso montrent le substratum

C.R. Sem. Géol. Madagascar 1968
J. R. S. T. O. M.

Collection de Référence

n° 4929 Ex 1

18 AOUT 1971

Géologie

crystallin fossilisé sous une centaine de mètres de grès arkosiques à débris de bois silicifiés indéterminables et de basalte interstratifié ; l'ensemble est recoupé par la surface d'érosion des Tampoketsa. Le faciès gréseux et l'interstratification des basaltes dans cette couverture évoquent les dépôts crétacés du proche bassin de Majunga ; ceci permet de supposer une similitude de datation et en conséquence de prêter au maximum un âge crétacé terminal à la surface d'érosion qui tronque l'ensemble socle-sédimentaire. Aucune solution n'est encore apportée au problème que pose le rapport existant entre la surface Tampoketsa et la topographie fossilisée sous les dépôts gréseux que G. HOTTIN qualifie d'ailleurs de « pénéplaine imparfaite » visible essentiellement sur les bordures nord-ouest du plateau de l'Analamaitso. Ensuite l'auteur distingue deux autres cycles d'érosion : un cycle *mésotertiaire* comprenant l'ensemble de l'Imerina centrale jusqu'au seuil de l'Androna au Nord, qui correspondrait à la surface polycyclique crétacé supérieur de F. DIXEY et, en contrebas, sur les marges des Hautes Terres, la surface *fin-tertiaire* comme l'avait d'ailleurs observée F. DIXEY et qu'a parfaitement définie R. BATTISTINI (1) dans le sud de l'île, plongeant sous les dépôts corrélatifs attribués au Néogène et que l'on trouve à l'aval de la « pénéplaine de l'Androy ».

La datation de ces surfaces soulève le problème de l'identification exacte des sédiments fossilisants (surface fin-tertiaire) ou recoupés (surface Crétacé terminal) et de la corrélation possible entre la pente de la surface méso-tertiaire de l'Horombé que l'on fait passer à 200 kilomètres à l'Ouest sous les dépôts miocènes de la région de Tuléar.

La difficulté de reconstituer des surfaces, lorsque celles-ci sont largement dégradées, se complique du fait que d'importants affleurements granitiques, rarement massifs mais plutôt en bancs et lames incurvées en larges coupes, peuvent faire croire à des niveaux barrés, dégagés des gneiss, qui affleurent en position structurale à des altitudes sensiblement concordantes ; l'uniformité des altitudes pouvant être due à un arrêt de la granitisation à un certain niveau.

NIVEAU SUPÉRIEUR

Cette surface d'aplanissement se distingue des niveaux postérieurs, d'une part en ce qu'elle nivelle

(1) R. BATTISTINI : *L'extrême-Sud de Madagascar*, Etudes Malgaches, Université de Madagascar, tomes 10 et 11, Ed. Cujas, 1964.

d'une façon presque absolue l'ensemble des structures massives, même si celles-ci sont très différenciées ; et d'autre part, elle est dominée par de rares et lourds reliefs résiduels de dureté. Ces reliefs localisés essentiellement sur la bordure orientale des Tampoketsa surplombent de cinquante à cent mètres l'aplanissement généralisé.

Le niveau des Tampoketsa se caractérise par sa platitude et son aspect massif de haut plateau ; cette surface d'érosion parfaite domine l'ensemble régional par de véritables abrupts de 200 à 300 mètres de dénivellation, que sautent les rivières en gorges profondes ou en chutes vertigineuses comme la Manankazo qui draine le plateau d'Ankazobe. Une carte des pentes établie pour une zone d'environ 230 kilomètres carrés, peu rajeunie et située au sud du Tampoketsa de Fenoarivo, est particulièrement suggestive et indique la quasi platitude de la topographie d'ensemble, caractérisée par 86 p. 100 de la surface présentant des pentes inférieures à 12 p. 100 et pose le problème de la conservation de ce niveau. Certains auteurs, en particulier J. DRESCH, invoquent une immunité par le cuirassement ; cependant il faut considérer que celui-ci est très discontinu et que l'ensemble cuirassé ne représente qu'1 p. 100 de la superficie totale de ces plateaux. On ne peut même pas invoquer la situation privilégiée des Tampoketsa par rapport au drainage pour expliquer leur conservation ; traversés par les grands axes hydrographiques du nord-ouest de l'île qui les morcellent en une succession régulière de plateaux ; ils ne se trouvent nullement en position de partage des eaux entre les versants ouest et est de l'île. Par contre, il est remarquable de considérer les liens possibles entre la conservation des formes topographiques et la structure géologique. Cette surface recoupe, il est vrai, un ensemble pétrographique hétérogène (gneiss, migmatites, granites stratoïdes à orthites et même des quartzites), mais le « pendage » de ces formations cristallines est toujours faible. Les bordures sont constituées par une succession de crêtes, véritables murailles dégagées dans les granites, freins efficaces contre l'érosion régressive. La structure générale de ces Tampoketsa évoque assez bien la forme de cuvette synclinale. Il est d'autre part remarquable de constater qu'entre le Tampoketsa de Fenoarivo et celui d'Ankazobe le redressement des bancs granitiques correspond à un affouillement majeur des gneiss et migmatites dégageant les barres granitiques d'altitude sub-égale.

Lorsque le Tampoketsa est faiblement rajeuni (Fenoarivo par exemple), l'encaissement atteint une valeur moyenne de 50 mètres modelant de très longs versants dont la pente est comprise généralement entre 5 et 12 p. 100. Ceux-ci présentent un épaulement, long replat sur lequel on retrouve

localement, en amont des drains, une formation alluviale parfois cuirassée (exemple de la haute Manankazo sur le Tampoketsa d'Ankazobe). L'ensemble du drainage est fort correct et s'établit autour d'une valeur moyenne de 0,5 kilomètre de drain au kilomètre carré de surface. Le plateau est parsemé de petites cuvettes fermées, circulaires, de diamètre inférieur à 50 mètres, faiblement encaissées (de 2 à 6 mètres), dont les bordures sont en général assez douces. Leur localisation semble privilégiée : on distingue des cuvettes isolées, perchées par rapport aux thalwegs actuels mais dans leur prolongement amont ; d'autres au contraire, situées sur les interfluves, souvent coalescentes, pouvant correspondre vraisemblablement à d'anciens thalwegs. Ces dépressions montrent un horizon tourbeux surmontant un horizon d'argiles blanches qui semble dériver d'une formation alluviale renfermant encore des passées sableuses (voir G. HOTTIN) ; la cuirasse qui surmonte cette formation argileuse est aluminoferrugineuse (le fer étant entraîné par les solutions humiques) et renferme une forte proportion de silice combinée ; la teneur en fer (Fe_2O_3) se situe entre 5 et 20 p. 100 et celle d'alumine peut atteindre de 30 à 50 p. 100. Les cuvettes, par conséquent, sauf exception, ne peuvent être considérées comme dérivant de la surface cuirassée par des phénomènes de dissolution.

Lorsque ces plateaux ne sont pas « armés » par une ceinture granitique continue (cas du plateau de la Sahaniotry), on observe une forme de dégradation lente caractérisée par : un encaissement du système hydrographique qui peut atteindre une centaine de mètres, de très longs versants, des bas-fonds plus étroits, des thalwegs au profil en long plus accusé et des reliefs d'interfluves nettement plus convexes. Ces secteurs ne sont jamais cuirassés mais par contre on y observe un pseudo-concrétionnement généralisé sous forme de morceaux de roche profondément altérée et ferruginisée, enveloppés d'un cortex ferrugineux lorsque ceux-ci ont été remaniés ; ils sont alors fréquemment disposés en « stone-line ». On note d'autre part dans ces zones, l'absence de cuvettes et une plus forte densité de drains, l'indice pouvant atteindre 1 kilomètre par kilomètre carré de surface.

Sur ce niveau, bien conservé, du nord-ouest des Hautes Terres Malgaches, les sols présentent une relative homogénéité. Il s'agit de sols ferrallitiques typiques, parfois cuirassés pour lesquels le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est inférieur à 0,5 ; ils possèdent souvent une zone tachetée sous la cuirasse. En surface l'horizon humifère est bien marqué. La cuirasse elle-même, en position axiale sur les interfluves plats, est généralement peu épaisse (50 centimètres), scoriacée et bauxitique ; elle renferme de 40 à

50 p. 100 d' Al_2O_3 pour 10 à 25 p. 100 de Fe_2O_3 . Sur les versants, la cuirasse s'épaissit (jusqu'à 3 mètres) et devient plus massive, elle s'enrichit également en fer, 20 à 35 p. 100 de Fe_2O_3 pour 30 à 40 p. 100 d' Al_2O_3 . Ces niveaux cuirassés correspondent à une remobilisation du fer sous l'action des composés humiques et sont à rapprocher des niveaux de bas de pente, en coin, décrits par R. MAIGNIEN.

Sur les versants, les sols sont rajeunis, renferment une « stone-line » composée de morceaux de roche ferruginisée ou des produits provenant du démantèlement de la cuirasse. En général, on observe un sol ferrallitique « jaune sur rouge ». Plus au sud des Hautes Terres, sur le plateau de la Sahaniotry, en zone rajeunie, les sols « jaune sur rouge » s'enrichissent de pseudo-concrétions dont le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est parfois voisin de 0,2 ; ces pseudo-concrétions sont situées soit dans le profil selon les plans de schistosité de la roche altérée, soit disposées en « stone-line » lorsqu'elles sont remaniées.

Cette unité morphologique de première grandeur, à l'échelle de Madagascar, couvre une superficie d'environ 3 000 à 3 500 kilomètres carrés où l'on distingue du Sud-Ouest au Nord-Est six plateaux bien conservés et alignés sur le versant nord-ouest des Hautes Terres : le Famoizankova (100 kilomètres carrés), Fenoarivo (1 200 kilomètres carrés), Ankazobe (300 kilomètres carrés), Kamoro et Beveromay (200 kilomètres carrés). En position centrale dans l'île, on retrouve des témoins cuirassés de moindre extension : sur les versants ouest et est de la chaîne quartzitique de l'Itremo, plateau cuirassé du Janjinakely sur quartzite, vers 1 700 mètres d'altitude, et un développement maximum en bordure de la « falaise » de l'Angavo sur le plateau de la Sahaniotry, qui se prolonge jusqu'au lac de Tsiacompaniry.

Ce niveau supérieur a subi un bombement dont la zone axiale semble se situer dans la région de la Sahaniotry ou légèrement à l'Ouest, sous le massif volcanique de l'Ankaratra où l'on retrouve des témoins du socle à 2 200 mètres au col franchi par la piste reliant Ambatolampy à Faratsiho. La partie septentrionale conserve une pente régulière évaluée à 3 p. 1 000 que l'on retrouve dans la zone des Tampoketsa de Fenoarivo jusqu'au Famoizankova. Par contre, la partie méridionale semble avoir été faillée, le long de l'axe hydrographique de la Manandona et de la « vallée d'Ilaka » où l'on observe un décrochement d'environ 150 mètres entre les deux blocs de la Sahaniotry à l'Est et l'ensemble Ibity-Ambositra à l'Ouest.

NIVEAU INTERMÉDIAIRE

Ce niveau se distingue du précédent par un aplanissement relatif : il s'agit en fait d'un cycle inachevé. Le relief présente un degré de dissection assez marqué et se compose d'une association de lourdes collines d'interfluve convexes, souvent allongées, de niveau assez constant, se reliant à un système de bas-fonds peu développés par des versants très redressés mais à petite concavité de base. Le réseau hydrographique est bien hiérarchisé et les petites dépressions fermées d'interfluve, si fréquentes sur le niveau supérieur, deviennent rares. Au total, il ne présente ni un degré de conservation appréciable, ni une extension comparable à celle du niveau supérieur. Localisé essentiellement sur les bordures des Hautes Terres, il ne constitue pas une frange continue. Il se distingue des autres aplanissements par un décalage altimétrique appréciable, réparable entre 1 150 et 1 600 mètres. Comme le niveau I, il n'est pas localisé aux affleurements de roche tendre mais peut trôner des roches aux indices de dureté très différents : granites, migmatites et gneiss comme au nord de Miarinarivo. Les reliefs résiduels sont cependant beaucoup plus dégagés que sur les Tampoketsa, il s'agit en général de noyaux localisés dans des bancs de granite.

Sur la bordure orientale des Hautes Terres, les sols sont fortement rajeunis. On observe des sols « jaune sur rouge » contenant des pseudo-concrétions en grande abondance. Dans la partie occidentale, les sols sont en général plus profonds, rouges ou beiges, structurés en profondeur ; ce sont des sols ferrallitiques typiques sans formation indurée, mais où s'observent fréquemment des « stone-lines » de versant constituées de morceaux de quartz anguleux en relation avec les filons présentant un certain fauchage. Le cuirassement est rare et peu développé lorsqu'il existe. Nous avons observé cependant un lambeau de cuirasse de versant sur le niveau d'Antsampandrano à 1 600 mètres. Les principaux témoins de ce niveau sont (du Nord au Sud), à l'Ouest, le plateau de Miarinarivo (1 450 mètres — le témoin d'Ambohimasina au nord de Soavina et d'Ambatofinandrahana ; à l'Est, les plateaux de Talata-Volonondry-Mantaso, d'Antsampandrano et celui de Fandriana-Imerina-Imady.

Ce niveau révèle une certaine opposition entre la relative stabilité offerte par les témoins occidentaux qui possèdent une pente d'environ 3 p. 100 vers l'Ouest ou le Nord-Ouest (comme la surface des Tampoketsa), à l'exemple du plateau de Miarinarivo (1 450 mètres) qui se poursuit en contre-bas du Famoizankova à 1 200-1 250 mètres et vers

1 100-1 150 mètres dans la région de Belobaka. Sur la bordure orientale, au contraire, l'ensemble de la structure serait lié à une phase tectonique qui aurait fragmenté le niveau II. L'accident tectonique aurait déterminé le cours parfaitement rectiligne du Mangoro sur plus de 120 kilomètres. Il en aurait résulté d'autre part l'effondrement du bloc oriental. La reprise d'érosion consécutive aurait oblitéré et provoqué le recul de l'escarpement que l'on retrouve aujourd'hui à quelque 10 kilomètres à l'ouest de la ligne de faille sous forme de reliefs méridiens dégagés dans les roches granitoïdes en pentes vers l'Ouest selon la structure profonde du socle. Ainsi les granites migmatitiques constituent en fait la falaise de l'Angavo, barrière contre laquelle s'est momentanément ralentie l'évolution de cet escarpement composite hérité de faille. Postérieurement, dans l'ombilic de Moramanga-Andaingo, il semble possible d'admettre un petit rejeu (probablement fin Pliocène-début Quaternaire) qui aurait créé un léger affaissement limité à l'Est par le petit escarpement de Moramanga-Andaingo. Cette phase tectonique aurait fait sentir ses effets jusqu'en bordure orientale du fossé de l'Alaotra dont l'escarpement est très frais et montre de très belles facettes. Cette phase serait d'autre part responsable de la rupture d'équilibre du drainage et aurait permis l'accumulation d'alluvions fluvio-lacustres sur une trentaine de mètres d'épaisseur. Ce remblaiement présente d'ailleurs un aspect faiblement pédogénisé, ce qui avait déjà frappé P. BIROT. Ce matériau détritique colmate en fait d'anciens bas-fonds et de larges vallées très évoluées. Les plateaux d'interfluve façonnés dans le socle, dominant de quelques dizaines de mètres le Sédimentaire, possèdent des sols très riches en pseudo-concrétions. Ces lambeaux de plateau, selon notre hypothèse, seraient dus à la reprise d'érosion fin-tertiaire, déclenchée par la phase tectonique qui a créé une structure en touches de piano. Dans cette région nos conclusions divergeraient donc de celles de F. DIXEY qui attribuait une faible importance à la tectonique récente.

NIVEAU INFÉRIEUR

Ce niveau se distingue des précédents par plusieurs traits :

Il est tout d'abord essentiellement limité aux affleurements de roches tendres (gneiss, migmatites et gabbro anciens) ; mais mord parfois sur des roches dures à l'exemple des granites de l'Imorona ; il s'agit alors d'un vieux socle remobilisé ayant subi plusieurs phases de métamorphisme : la roche est très fortement cataclasée et peu recristallisée

(porosité à l'eau d'environ 1 p. 100, et les affleurements de roche saine sont pratiquement inexistantes. Le niveau se présente sous deux aspects : en bassin lorsque l'affleurement de roche tendre a quelque extension ou au contraire en longs couloirs, véritables vallées monoclinales, lorsque la structure isoclinale est plus différenciée.

Il n'y a pas aplanissement général, mais évolution lente d'unités indépendantes, à l'amont de seuils rocheux (granites). Il en résulte une succession de paliers étagés d'Est en Ouest ; ainsi sur l'itinéraire Soavina-Mandoto, on ne distingue pas moins de cinq niveaux s'abaissant de 1 150 mètres à 800 mètres. On constate d'autre part que la pente générale de l'ensemble du bassin est plus forte que celle de chacun des paliers.

Très localement ce niveau est peu rajeuni et conserve une relative platitude à l'exemple du plateau d'Anosy au nord de la Sakay et d'une façon moins spectaculaire sur le plateau de Fihonana au nord de Tananarive ; le système hydrographique est à la fois peu encaissé et peu hiérarchisé, de véritables marigots serpentent au travers de vastes bas-fonds. Mais généralement le paysage se compose plutôt d'une mosaïque de petits plateaux à l'Ouest et de croupes d'interfluve sur les hautes terres centrales. Ces plateaux de l'Ouest ont une forme particulièrement digitée liée à la densité du système hydrographique (1,6 kilomètre de drain par kilomètre carré de surface), qui révèle une forte hiérarchisation dans le calibre des thalwegs et non pas dans le drainage ; seules des conditions paléoclimatiques plus humides pourraient rendre compte de ce caractère. Bien que modestement encaissés (30 mètres), les versants sont très redressés et dépassent fréquemment 30 p. 100. Dans le domaine oriental, le rajeunissement de ce niveau a modelé un système d'interfluve en demi-orange (exemple typique de la région entre Ranomafana et Brickaville).

Par opposition aux surfaces précédentes, le niveau III possède un caractère polycyclique affirmé. Sur la bordure occidentale se détache une zone basse à 750-800 mètres (région de Belobaka, ouest de Tsiroanomandidy) qui correspond à une reprise cyclique quaternaire ; on distingue encore, en position de partage des eaux, quelques témoins du cycle III (à l'altitude voisine de 950 mètres). Il s'est ainsi déblayé de véritables alvéoles strictement limités au niveau du bassin versant, qui se raccordent progressivement aux témoins du niveau supérieur. En position plus centrale, dans la région de la Sakay, par exemple, cette reprise se manifeste par un système d'épaulements très net. Aux environs de Tananarive (plaine du Betsimitatatra), de petites buttes d'interfluve émergent faiblement du colma-

tage alluvial et passent à un véritable aplanissement aux abords de l'aérodrome d'Ivato à 1 280 mètres. Cette reprise d'érosion quaternaire a presque effacé les traces du cycle III et sa conservation serait localement due à la protection du seuil de Farahantsana qui bloque toute remontée de l'érosion depuis l'Ikopa.

Ce niveau possède de très nombreux reliefs résiduels dégagés dans les bancs de granites stratoïdes ou syncinématiques à caractère migmatitique qui plongent généralement en forte pente vers l'Ouest. On observe ainsi une succession de reliefs dissymétriques qui barrent sans cesse l'horizon et qui évoquent la forme de crêtes. Ces reliefs que P. BIROT qualifie d'inselbergs possèdent en général une concavité de base relativement douce, excluant l'existence de knick. D'autre part, la moitié inférieure des versants de ces reliefs est modelée dans un matériel tendre migmatitique, profondément altéré et entaillé par des *lavaka* ; seule la partie sommitale voit affleurer le granite. En fait le Bevato constitué de roches gabbroïques récentes (Crétacé) montre une véritable forme d'inselberg. D'autre part, nous n'avons jamais pu observer de matériaux détritiques corrélatifs à une phase morphoclimatique correspondant à un cycle semi-aride générateur de pédiment. Les filons de quartz en place dans la zone de départ remontent en position sub-affleurante et alimentent une « stone-line » de quartz grossiers, recouverte par un faible colluvium d'origine locale (1). Il semble en fait que ces surfaces soient le résultat d'un équilibre se réalisant dans la concurrence plus ou moins vive entre l'érosion en nappe superficielle et l'altération profonde du bed-rock. Cette concurrence entre processus d'érosion superficielle et profonde n'implique pas la dénudation totale du bed-rock, l'ablation du matériel d'altération étant compensée par un gain depuis la zone de départ. Il ne s'agirait donc pas de pédiment ni de glaciais d'érosion au sens strict, mais d'une forme de convergence. A l'heure actuelle, d'une façon beaucoup plus discrète s'observent des processus similaires qui ont pour résultat de parachever le façonnement de certaines formes. Au total ces « glaciais », simples formes de convergence, se façonnent par érosion en nappe sur matériel tendre d'altération. Ils correspondent aux « surfaces de dégradation lente » définies par A. RONDEAU qui, localement, seraient plus justement qualifiées de « surfaces d'évolution lente » étant

(1) F. BOURGEAT et M. PETIT : Les « stone-lines » et les terrasses alluviales des Hautes Terres Malgaches. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, IV, 2, 1966.

donné la perfection des interfluves (1). L'érosion se manifeste aussi d'une façon beaucoup plus brutale sous forme de *lavaka*. Le long des thalwegs fonctionnels il s'agit de *lavaka* de soutirage (la partie aval du ravin est largement ouverte) liés au niveau des hautes eaux de saison humide qui affouillent le bas des versants par opposition aux vallons temporairement drainés par de simples marigots qui possèdent des *lavaka* typiques de versant caractérisés par un rétrécissement de l'exutoire. Ces profondes déchirures du sol sont parfois si nombreuses qu'il est difficile d'en établir une statistique, il en est ainsi dans la zone des reliefs résiduels et dans celle de raccord brusque entre le cycle III et l'épicycle quaternaire à l'exemple de la région est du Bevato. En général, la moyenne oscille entre 3 et 5 au kilomètre carré dans la zone témoin de Mandoto.

Comme les Tampoketsa, ces plateaux révèlent la présence de petites cuvettes fermées comparables aux dolines des pays calcaires. Ces micro-formes sont caractéristiques par leur nombre et leur forme (2 à 3 au kilomètre carré) dans le secteur au sud-ouest de l'Ambôhiby. Ces cuvettes circulaires d'un diamètre n'excédant pas une cinquantaine de mètres, sont de faible profondeur (10 mètres au plus) et aux versants très redressés; un petit seuil cuirassé ferme généralement l'exutoire (dans 90 p. 100 des cas) et se relie au système hydrographique encaissé. Le fond présente un sol tourbeux à gley lessivé qui repose soit sur la roche en place, soit sur un matériau allochtone.

Les sols de ce moyen Ouest sont rouges et faiblement ferrallitiques, leur profondeur en général n'excède pas une dizaine de mètres; on note d'une part l'absence d'horizon jaunie et d'autre part la présence de minéraux, notamment la muscovite, qui remonte haut dans le profil. Ce niveau constitué un immense « glacis » sur toute la face ouest des Hautes Terres depuis Kiranomena au Nord jusqu'à la Zomandao au Sud: bassin de Kiranomena, Tsiroanomandidy, Sakay, Belobaka, Mandoto, Ramartina, Amborompotsy, Mandrosonoro, Ikalamavoyny, Tsi-tondroina et enfin celui de la Zomandao. Sur les Hautes Terres proprement dites, on n'observe que des niveaux d'aplanissement localisés, liés aux affleurements de roches tendres; par opposition aux autres aplanissements, on note l'absence d'accidents tectoniques, sauf peut-être localement dans le sillon du Mangoro? Ce niveau se caractérise par l'existence de larges plaines comme celles du

Betsimitatatra et d'Antanetibe dont l'origine est encore mal élucidée.

La plaine de Tananarive, par opposition à celle d'Antanetibe sur le haut Jabo, semble être due essentiellement à l'érosion différentielle, fin-tertiaire et quaternaire ancien, qui a largement affouillé les affleurements gneissiques dégageant les bancs rectilignes de granite migmatitique. Le réseau hydrographique ne semble pas lié à des accidents tectoniques qui seraient relativement récents et nulle part on n'observe d'escarpement de faille ou de manifestations liées aux failles; les seuls escarpements topographiques sont étroitement liés à la structure isoclinale différenciée qui a permis une action profonde de l'érosion différentielle comme l'avait d'ailleurs remarqué P. BIROT à propos du plus majestueux d'entre eux, le *rova* de Tananarive. Au contraire, la plaine d'Antanetibe possède une bordure septentrionale rectiligne qui semble correspondre à un accident structural.

L'épaisseur du remblaiement, dans la plaine de Tananarive, peut atteindre une vingtaine de mètres; la base du remblaiement se situe légèrement au-dessous du seuil de Farahantsana, le premier affleurement quartzitique, à la sortie de la plaine, est à une altitude de 1 240 mètres. On note la présence d'alluvions anciennes qui ont le même faciès que les alluvions fluviolacustres de Moramanga, constituées par des intercalations de strates sableuses et d'argiles kaoliniques tachetées (à l'entrée de l'aérodrome d'Ivato et dans la carrière d'Andoharanofotsy sur la RN n° 7 au sud de Tananarive), ces alluvions disparaissent sous une épaisse couverture de colluvions. L'importance du remblaiement à l'amont du seuil pose le problème de l'origine de la plaine. A ce propos, il est bon de remarquer que les renseignements fournis par les sondages sont discutables. En effet, les rendements des carottages atteignent rarement 50 p. 100, d'où la possibilité de confusion dans les déterminations de matériel remonté. On est donc très incertain quant à l'épaisseur du recouvrement alluvial car il peut s'y intégrer une part notable de zone d'altération en place surmontant le bed-rock. D'autre part, il n'est pas certain que le barrage d'aval soit continu, d'anciens chenaux, à une altitude plus basse que l'exutoire actuel, pouvant être colmatés et fossilisés sous un épais colluvium; l'épaisseur requise étant fréquemment réalisée en maints endroits des Hautes Terres. Il n'existe pas de sondages profonds pouvant lever l'indétermination. Enfin, on ne doit pas exclure la possibilité d'une légère subsidence de la plaine ou une légère surrection du seuil, subsidence qui n'est pas réparable dans une déformation des reliefs cycliques parsemant le Betsimitatatra. Cette tectonique discrète serait à mettre en relation avec

(1) A. RONDEAU : *Recherches géographiques en Corse*. A. Colin, 1961 (Thèse Lettres), p. 124 à 127.

l'alignement du seuil sur la faille de la Manandona à l'est d'Antsirabe qui se prolonge par la zone faitière du massif de l'Ankaratra. Au total, nous n'attribuerons qu'une influence mineure à la tectonique sur la genèse de la plaine de Tananarive.

CONCLUSION

Le niveau supérieur est donc considéré comme surface fondamentale à partir de laquelle s'est poursuivie l'évolution morphologique d'où dériveraient la majorité des formes de relief des Hautes Terres centrales ; seul aplanissement généralisé, du fait de sa position culminante dans le paysage, sa conservation est remarquable et il constitue de grandes unités régionales. Le niveau intermédiaire, en fait, est une surface au contraire inachevée, fortement rajeunie, et localisée sur les bordures du socle. Sur les Hautes Terres, les aplanissements dus au cycle III ont été souvent repris et il est parfois difficile de les distinguer du niveau intermédiaire. Dans la zone faitière, les rapports sont moins nets ; la tectonique et les multiples reprises d'érosion ont largement mis en valeur la structure différenciée du socle, des reliefs dérivés du type pseudo-appalachien sont dégagés dans les roches granitiques et culminent à des altitudes concordantes mais il est toutefois difficile de reconstituer les anciennes surfaces et à fortiori, de détecter leur emboîtement. Lorsque les surfaces sont simplement rajeunies, le paysage se compose de croupes d'interfluve à longs versants, d'altitude sub-égale où la roche saine est rarement affleurante ; c'est alors le domaine des « stone-lines » constituées dans le domaine oriental

par des pseudo-concrétions et des morceaux de quartz sur tous les niveaux d'aplanissement ; dans la partie occidentale des Hautes Terres, les « stone-lines » plus fréquentes sont exclusivement composées de quartz sur les niveaux II et III ; cependant sur le Famoizankova, surface rajeunie du cycle I, on observe de nombreux gravillons latéritiques remaniés. Les éléments constitutifs de ces lignes de pierres ne peuvent être alors considérés comme des formations corrélatives des cycles d'aplanissement dans les différents domaines climatiques.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BESAIKIE H., 1954. — *Documentation géographique*. Trav. Bur. Géol. Mad., n° 54, 275 p., Tananarive.
- DIXEY F., 1956, 1958. — *Observation sur les surfaces d'érosion à Madagascar*. « C.R. Acad. Sc. » Paris 1956, pp. 944-947 et notes de géologie malgache. Doc. Bur. Géol. n° 140, 1958, Tananarive.
- DIXEY F., 1960. — *The geology and geomorphology of Madagascar and a comparison with Eastern Africa*. Quaternary Journal Geology Soc. London, p. 236-268.
- BESAIKIE H. et ROBEQUAIN Ch., 1960. — *Carte géomorphologique de Madagascar au 1/1.000.000^e*.
- HOTTIN G., 1961. — *Recherches des bauxites sur les Tampo-ketsa de la région centrale*. « Trav. Bur. Géol. Mad. » n° 104, 27 p., Tananarive.
- DRESCH J., novembre-décembre 1962. — *Sur quelques aspects régionaux du relief à Madagascar*. « Bull. Assoc. Géogr. Français », n° 309.
- BIROT P., juillet-décembre 1963. — *Contribution à l'étude morphologique. Des « plateaux » du centre de Madagascar*. « Madagascar, Revue de géographie », n° 3, p. 1-39