

Géomorphologie granitique du Massif de l'Andringitra: Sa relation avec l'évolution de l'Île pendant le Cénozoïque

Granite geomorphology of Andringitra Massif and their relation with the cenozoic evolution of the Isle

VIDAL-ROMANÍ, J. R.; RAMANOHISON, H.; RABENANDRASANA, S.

The Andringitra Massif is a stratoide granite on the south of the Isle of Madagascar. Is a residual relief which represents one of the last remnants of the Gondwana surface at the island degraded after the break of the supercontinent. Three different levels at 2500m, 2000m and 1500m of altitude with the etche forms associated show different stages at the evolution of the massif. Over these pediments was preserved different kinds of granite etche forms at different stages of evolution with a very clear relation with the surface age younger from the top to the bottom of the massif. After the exposure of the etched relief, the corresponding forms evolves suabaerially which signify that they shows two stages of evolution: one subedaphical the other subaerial.

Key words: Granite geomorphology, Andringitra, Massif, cenozoic, Madagascar.

VIDAL-ROMANÍ, J. R. (Facultade de Ciencias. Universidade de A Coruña. 15071 A Coruña. (Espagne).

RAMANOHISON, H.; RABENANDRASANA, S. (Ecole Supérieur Polytechnique de Tana. (ESPA).
Department de Géologie)

INTRODUCTION

L'île du Madagascar est un bloc litosphérique continental composé principalement de roches métamorphiques et magmatiques d'âge précambrien. D'après BESAIRIE (1973), l'île est partiellement couverte par des sédiments, principalement continentaux (du Paléozoïque tardif à Trias) et marins, avec un âge qui va de Liasique à Cénozoïque tardif. On a considéré le bloc malgache tectoniquement stable depuis le Paléozoïque et l'influence des événements tectoniques majeurs a été limitée aux zones côtières ouest et est (BESAIRIE, 1973). On peut résumer l'histoire tectonique de l'île dans une série d'étapes. Au Permienne, la tectonique a permis de définir un bassin marin intracontinental entre l'île et le continent africain, le canal de Mozambique, qui, selon GOSLIN et PATRIAT (1984), a fonctionné comme un seuil entre les bassins océaniques de la Somalie et le Mozambique durant le Crétacé initial. L'étape la plus importante correspond à celle du Crétacé tardif à la suite de l'ouverture du Bassin du Madagascar, dû à la séparation entre l'Inde et l'Île de Madagascar par la fragmentation de Gondwana. A partir de ce moment, le bord Est de l'île fonctionne comme un marge passif. De cette étape, seul des épisodes volcaniques en forme de coulées basaltiques et riolitiques ont été reconnus dans les marges Est et Ouest du Madagascar, de même que des focus éruptifs dispersés dans toute l'île. La phase tectonique suivante reconnue, correspond au Tertiaire final et développe de grandes failles N-S avec des grabens associés (Antsirabe et Alaotra), qui fonctionnent comme des dépocentres lacustres durant le Pliocène. Dans cette étape, il y a un volcanisme actif qui s'associe

à la même direction tectonique; ainsi, selon ces failles, des déplacements se produisent dans la verticale, qui élèvent la surface de l'île dans la zone des Hautes Terres, jusqu'à une hauteur moyenne de 1200-1500 m. environ.

Enfin, d'autres auteurs (ARTHAUD et al., 1990), différencient une nouvelle étape néotectonique qui va depuis le Quaternaire ancien jusqu'à l'actualité, représentée fondamentalement par l'activité sismique, le volcanisme ponctuel et les failles orientées en direction du E-O au N 110E, selon celles où il se produit des rejeux dans la verticale jusqu'à une centaine de mètres. Malgré cela, pendant cette étape, il n'y a pas de changements substantiels dans la morphologie de l'île, du moins dans son tiers Sud (surface d'Horombe, PETIT, 1996).

ETUDE GÉOMORPHOLOGIQUE DU MASSIF D'ANDRINGITRA

La chronologie des événements exprime que les zones des Hauts Plateaux, qui sont un bloc stable dans l'île, sont affectées par l'élévation due à la tectonique tertiaire. Ce mouvement a provoqué: l'incision du réseau fluvial, la dissection des différents niveaux de surfaces préterciaries et sa dégradation actuelle, observable dans son bord externe et au long des lignes de drainage.

Le Massif d'Andringitra est formé par une succession de reliefs résiduels qui s'échelonnent, où l'on peut encore identifier une partie de la surface primitive de Gondwana au Madagascar. Ainsi, selon Petit (1971), la partie haute de Andringitra —entre 2.500 m et 2.650 m— a été interprétée comme étant des restes d'une surface d'érosion soulevée, d'âge préterciarie. De même, selon cet auteur (PETIT, 1971), il

serait bon considérer le Plateau de Andohariana comme un deuxième niveau d'érosion. Finalement, Namoly Est (1500 m) correspondrait à un autre reste de surface. Les trois cas mentionnés correspondent à différents niveaux de surface *etche* ou de corrosion chimique, dans un différent grade d'évolution, étant donné la différence d'âge.

La partie supérieure d'Andringitra se caractérise par l'absence d'altérites et ce sont des formes fréquentes d'évolution sous-édafique (pédologique) (vasques, microinselbergs, etc. ou d'évolution sous-aérienne (cannelures méandriiformes, lapiéz granitiques, etc.)

Dans le Plateau de Andohariana et dans des niveaux inférieurs, les formes de corrosion chimique sont presque inexistantes et, par contre, le recouvrement par sédiments (fluviaux, périglaciaires, glaciaires et de pente) et/ou altérites est pratiquement continu, bien que les épaisseurs atteintes (du moins en ce qui concerne les altérites) ne sont jamais importantes (3 mètres dans le fond de la vallée de Andohan'Irihandaly: 22° 8.32 S 46° 53,03 E).

De différents critères ont été employés afin d'évaluer l'âge d'exposition sous-aérienne d'une surface. Ceux-ci sont les suivants: (1) existence d'un sol bien développé, (2) couverture d'altérites continue ou discontinue, (3) existence de formes de corrosion chimique dans différents degrés d'évolution, (4) existence de formes de développement sous-aérien, (5) existence de formes de dégradation anthropique, etc. Ces critères du (1) au (5) définiront quand ils sont présents un âge de plus en plus moderne pour les surfaces associées à celle-ci.

De façon générale, dans une surface, le degré d'évolution est donné par le genre de formes qui apparaissent sur celle-ci et son

développement, de sorte qu'on peut établir une échelle relative du temps d'exposition en fonction de ces données.

Sur le Massif d'Andringitra, nous pouvons observer les résultats de plusieurs cycles de météorisation et érosion qui ont dû se développer dans les derniers milliards d'années. Il est évident que, sans sédiments, fossiles ou n'importe quel autre moyen valable pour dater, il ne semble pas faisable de reconstruire l'histoire finale (Cénozoïque) du Massif, spécialement celle qui correspond à son évolution depuis la rupture du continent de Gondwana jusqu'à l'actualité. Le propos de notre travail est celui de reconstruire l'histoire géomorphologique de l'Andringitra, à partir de l'analyse des formes d'altération. Il existe deux genres de processus d'altération que nous allons considérer par son importance dans la définition de l'évolution du Massif d'Andringitra: l'altération physique et l'altération chimique.

L'ALTÉRATION PHYSIQUE DANS LE MASSIF D'ANDRINGITRA

Selon PETIT (1971), la désintégration physique par cycles de gel/dégel est encore possible de nos jours pendant l'hiver au moins dans la partie haute de l'Andringitra. Il est alors logique de penser que pendant les époques froides du Quaternaire et, étant donné l'altitude du Massif (2.500 m), le mécanisme du coin de gel a dû fonctionner en produisant la fragmentation de la roche, profitant que celle-ci a un diaclasement dense dans cette zone. Cependant, on n'observe pas de grandes accumulations de gélifractes et, tout au plus, des accumulations de blocs ont été décrites et identifiées (PETIT, 1971).

Certains des grands glissements de roches qui apparaissent au pied de la Grande Barrière, dans le Plateau de Andohariana, (Fig.1) peuvent raisonnablement être attribués aux cycles gel/dégel ou même à la fusion de la neige pendant les époques froides du Pleistocène. Ils se différencient des lavaka ou d'autres grands glissements, en qu' ils affectent exclusivement les matériaux rocheux et ils non pas des altérites a sa composition comme dans les cas précédents. Le grand glissement de blocs rocheux, situé près de la base du Plateau de Ampidianambilahy (22° 8,43S 46° 52,32E), est digne de mentionner.

Malheureusement, dans le moment actuel en ce qui concerne la météorisation physique, la représentation la plus fréquente en Andringitra, est celle qui est due au feu du taillis ou du bois provoqué par l'homme, avec l'intention de se procurer de nouvelles zones de pâturage pour le bétail. Les effets du feu sont perçus, d'une part, dans la roche où ils causent le déraillement de celle-ci en petits ou grands éclats de pierre (Fig. 2), comme on peut voir dans le Plateau d'Amparambatosa (22° 8' 43S 46° 52' 32E), de même que pratiquement dans n'importe quel autre point du Plateau d'Andohariana, où il est possible de voir des traces du même phénomène et jusqu'au bout de Andringitra; d'autre part, le régolite qui, se voyant privé de la couverture végétale, est dévasté lorsque les premières pluies tombent (Plateau Ampidian'ombilahy 22° 8' 20S 46° 52' 18E)

L'ALTÉRATION CHIMIQUE DANS LE MASSIF D'ANDRINGITRA

Dans tous les cas, les processus chimiques d'altération sont ceux qui ont laissé, maintenant et dans le passé, les traces les

plus différenciées dans le Massif de Andringitra. Ici, ils seront dénommés génériquement des processus de corrosion chimique ou processus *etche*, se référant avec ce nom à tous ceux réalisés avec la roche par l'action de l'eau en état liquide ou directement celle de la pluie, ou encore celle qui, chargée de composés organiques, attaque la roche dans la base du sol. Dans l'Andringitra, l'altération chimique dans la roche a des caractéristiques spécifiques qui la différencient d'autres processus similaires d'altération qui agissent sur d'autres genres de granites. En effet, la composition siénitique de la partie haute du Massif fait en sorte que les processus de dissolution soient développés d'une façon spectaculaire et unique dans le Monde, se manifestant en forme de genres divers de cannelures, que d'autres auteurs avaient étudié auparavant (PETIT, 1971). De tous les éléments qui constituent les roches granitiques, c'est habituellement le silicium qui contribue à la formation d'une sorte de dépôts d'altération chimique peu connus mais très communs dans tous les milieux d'altération de granites. Il s'agit des spéléothèmes siliceux (VIDAL ROMANÍ, 1983, VIDAL ROMANÍ et al. 1979, 1984).

Selon les raisons citées auparavant, en Andringitra, les spéléothèmes associés au système des fissures des granites sont en calcite, ce qui est inhabituel et insolite et qui ajoute une plus grande originalité à la géomorphologie du Massif d'Andringitra. Avec cela, les formes *etche* les plus spectaculaires dues à l'altération chimique sont celles développées à la base du sol ou du régolite dans la limite de la roche intrinsèquement fraîche. Dans les roches granitiques, cette limite est généralement brusque et se présente comme une surface

différenciée. Bien que le front d'altération dans le tropique humide, comme dans le cas du Madagascar plusieurs dizaines ou centaines de mètres d'épaisseur, comme dans le fond de la Vallée de Namoly Est. Cependant, aussi bien dans le bout d'Andringitra, comme dans le Plateau de Andohariana, le recouvrement régolitique a disparu il y a longtemps à cause de l'érosion, glaciaire ou périglaciaire, pendant les moments les plus froids du Pleistocène ou bien par le lessivage par l'eau de la pluie aidé par l'action anthropique de destruction de la couverture végétale dû au feu, comme "les femmes coiffées" (voir Fig. 3), du Plateau de Ampidian'ombilahy (22° 8' 20S 46° 52' 18E) le prouvent. En Andringitra, la composition structurale se surperpose à l'influence de la composition chimique de la roche étant donné les systèmes de fracture denses et ouverts, ce facteur est dénommé: structural. En effet, les fractures dans les roches granitiques sont les chemins à travers lesquels l'eau pénètre dans une roche, que nous pouvons considérer pas poreuse et peu perméable, de façon que l'altération affectera celle-ci dans la proximité des plans de discontinuité et, par contre, dans les compartiments rocheux, où il n'y a pas de discontinuités ou qui sont fermés, il ne se produira pas d'altération.

Le maintien de la partie haute d'Andringitra se doit à l'altération chimique - le système de discontinuités qui affecte la roche altéré auparavant et nettoyé d'altérites par l'action érosive de la pluie et d'autres agents - qui a dessiné un filet embrouillé de profondes fractures qui drainent le Massif d'une manière très efficace. Concernant les facteurs cités, il est convenable d'ajouter le fait que l'île, et la zone analysée aussi, se trouvent dans un régime extensif depuis la

fin du Crétacique (ARTHAUD et al., 1990), ce qui aurait produit une certaine tendance à l'ouverture des systèmes de discontinuités. Le même régime tectonique a servi pour justifier les différences dans la diversification morphologique des massifs granitiques dans d'autres zones (TWIDALE et VIDAL ROMANÍ, 1994). Ainsi, le système de fractures ouvert maintient dans des conditions relativement sèches la partie supérieure du Massif d'Andringitra grâce à un drainage rapide, même avec les pluies les plus abondantes, ce qui nous aide à expliquer la contradiction apparente de la conservation d'un fragment si ancien de Gondwana, dans la partie la plus élevée, et, pourtant, plus exposée, apparemment, à l'érosion à Madagascar.

LES FORMES: RÉSULTAT FINAL DE LA MÉTÉORISATION

Etant donné que, comme nous le disions auparavant, les dépôts dans la zone d'Andringitra son rares, ou du moins peu diversifiés, nous devons diriger notre travail vers l'étude des formes, plus ou moins grandes, développées dans la roche, en y cherchant l'information qui nous proportionne le registre sédimentaire. Deux grands groupes de formes sont différenciés: Les macroformes et les formes mineures (TWIDALE, 1982; TWIDALE et VIDAL ROMANÍ, 1997).

MACROFORMES

Plaines et plate-formes rocheuses

Les plaines sont de loin les formes les plus caractéristiques développées sur des substrats granitiques. Ce sont également

celles qui occupent la plus grande superficie. Depuis la partie la plus haute du Massif d'Andringitra (Pic Bobby, Pic Bory, Plateau d'Andohariana), nous pouvons observer un paysage échelonné de superficies et replains qui, pour les raisons que nous détaillons plus loin, sont plus anciennes à mesure qu'elles sont situées plus haut. Dans ce genre de formes, il faut en différencier plusieurs sortes: pédiments, pédiments couverts, pédiments rocheux et superficies *etche* ou de corrosion chimique. Voyons brèvement ses caractéristiques et les meilleurs exemples qui peuvent être observés en Andringitra.

PEDIMENTS

Il s'agit de surfaces rocheuses, légèrement inclinées et localisées au pied des reliefs aux plus grandes pentes. Bien que beaucoup de pédiments peuvent supporter sur la roche un petit recouvrement de régolite, la forme superficielle est le reflet ici de la surface rocheuse. La pente de cette forme varie entre 0.5° et 7° bien que, en Andringitra, cette inclination va déterminer l'inclination originale du massif granitique stratoïde qui s'adapte à celle des surfaces, en grande mesure (PETIT, 1971). Il faut différencier les types de pédiments suivants: pédiments couverts et pédiments *etche* ou de corrosion chimique.

PÉDIMENTS COUVERTS

Le meilleur exemple est le Plateau de Andohariana qui est couvert par des petites pièces de sédiments alluviaux. En outre, dans les vallées de Antsifotra (22° 11.547S 46° 56.142E) et Amparihimena (22° 11.67S 46° 56.457E), deux petits pédiments du même origine se conservent. De toutes

manières, il s'agit de formes inhabituelles en Andringitra.

PÉDIMENTS ROCHEUX ET PLAINES *ETCHE* OU DE CORROSION CHIMIQUE

Les pédiments rocheux ou plate-formes sont des surfaces rocheuses aplanies qui sont légèrement inclinées, caractéristiquement pincées et cannelées, comme celles de Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E), Bassin de Pic Bobby (22° 11.33S 46° 53.03E), Ambaibolava (22° 12.35S 46° 55.39E), etc. Dans certains cas, il leur reste quelques pièces de régolite et, parfois, elles supportent des blocs. Certaines de ces surfaces frangent de plus hauts reliefs (Plateau d'Ampidianambilahy, 22° 8.20S 46° 52.18E), d'autres peuvent être isolées et émerger seulement par dessus d'elles de petits dômes ou crêtes qui sont les restes de ce que fût auparavant des masses rocheuses majeures, comme en Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E). Dans la base des scarpes ou dans les zones plates, la concentration d'humidité donne lieu au développement de cisures et à des formes flamme et *tafoni*, très typiques dans les inselbergs de poche de Ambaibolava (22° 8.10S 46° 52.8E). Ce fait est une preuve de la stabilité relative du front d'altération dans ces zones marginales et cela se doit à l'altération contrôlée par le sol ou à la couche d'altérites dans la zone.

Les pédiments rocheux sont donc des aires où le régolite a disparu par érosion. Le meilleur témoignage de cela est dans l'apparition dans ces zones de petits alvéoles, cannelures ou surfaces pincées (Plateau de Amparambatsoa 22° 8.10S 46° 52.8E) formées par dessous le régolite. Une fois le régolite est érosioné par les rivières, par l'eau

de ruissellement, etc., le front d'altération apparaît exposé en surface. C'est ce qui arrive dans la cuvette de Pic Boby (22° 11.33S 46° 54.20E). L'érosion du régolite vient facilitée par une descente dans le niveau de base qui est reliée avec des élévations tectoniques ou isostatiques. Lorsque l'érosion du régolite est incomplète, comme dans le cas du Plateau de Riandahy (22° 8.32S 46° 53.03E), on peut constater que ces processus se sont développés dans la limite du sol-roche. Dans cette zone, le paysage est caractérisé par des petits replats qui supportent une couverture discontinue de régolite avec des blocs, ou ensembles de blocs, détachés sur ceux-ci. Les restes de régolite primitif se conserve en forme de petits plateaux qui se situent à quelques mètres ou centimètres par dessus le niveau général (Plateau de Ampidianambilahy, 22° 8.20S 46° 52.18E) bien que, comme dans le Namoly Est, ils puissent atteindre de plus grandes dimensions. Il est évident que dans les zones des massifs stratiformes, comme dans le Massif d'Andringitra, la structure peut aider à obtenir des formes de ce genre (PETIT, 1971).

INSELBERGS

Les inselbergs se définissent dans la littérature (TWIDALE, 1982) comme des alignements, crêtes ou collines isolés qui ressortent abruptement sur les plaines qui les entourent. Ils se caractérisent par des versants fortement inclinés qui enchaînent avec les surfaces adjacentes selon un angle déterminé qui est connu comme l'angle de piedemont ou *knick*. Les inselbergs ont beaucoup de formes et dimensions, mais ceux qui se trouvent dans le Massif

d'Andringitra sont du genre *nubbin* et *castle kopje* ou *koppies*.

De toutes manières, le genre d'inselberg le plus représentatif d'Andringitra est le dénommé, dans la littérature française, *inselberg de poche*, étant donné sa taille. Ce sont des formes coniques ou domiques, avec des dimensions de quelques décimètres ou mètres de haut et nous nous référons à eux cette fois comme des inselbergs coniques ou *medas*.

NUBBINS

Les nubbins sont des résiduels, formés par des blocs, ou ensembles de blocs. Ils ont une forme approximativement domique et sont très communs dans les climats chauds, aux saisons humides des régions comme celles du mousson tropical du Madagascar. Les nubbins s'initient sous la couverture édafique, par altération chimique, mais apparaissent dans la surface une fois que le régolite est éliminé par l'érosion. C'est le cas des nubbins du Plateau de Andohariana, spécialement dans les proximités de Ivangomena (Fig. 4).

CASTLE KOPPIES

Les castle koppies sont des résiduels associés aux cas des systèmes de diaclases orthogonales avec une direction des plans du système en position verticale. Ainsi, la crête somitale d'Andringitra est une longue et complexe série de castle koppies (Fig. 5). Les pics rocheux individualisés du Pic Boby (22° 11.41S 46° 53.06E) ou du Pic Bory (22° 12.44S 46° 55.12E) sont des exemples très caractéristiques. Les koppies d'Andringitra se développent sur des gneisses et des siénites, qui présentent une feuillaison sous-

horizontale et un diaclassement sous-vertical très bien développés en faveur de ceux qui se développent dans ce genre de macroformes. Un auteur (PETIT, 1971), considère que les formes en château en Andringitra peuvent être dues à l'action de la gèle. De même, dans notre opinion, l'action de la glace pendant la Période Pleistocène aurait pu contribuer à la définition des koppies et autres formes en Andringitra.

FORMES CONIQUES OU *MEDAS*

Les medas sont des résiduels aux formes coniques de petites dimensions (jusqu'à 4 m de haut), qui se développent dans la siénite dans le Pic Boby (22° 11.41S 46° 53.06E) et dans Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E), (Fig. 6), dans le piedemont nord du Massif d'Andringitra. Ces formes ont initialement évolué sous le sol, en étant totalement exhumées dans le Pic Boby (22° 11.41S 46° 53.06E) et finissant d'être dépouillées de sa couverture édafique en Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E).

Il existe des preuves comme quoi l'altération sous-superficielle a atteint des profondeurs de quelques mètres comme dans le cas des formes mineures (voir plus loin). Par exemple, les talus basaux sapés, jusqu'à 3 m de haut dans les petites vallées et les plate-formes rocheuses de Amoarambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E). Les collines coniques ou medas s'associent à l'altération intense du massif rocheux où le système de discontinuités n'influence pas d'une façon si décisive.

FORMES MINEURES

Il est évident que, tel qu'il soit le genre, les bornhardts se sont initié par la

météorisation différentielle sous la couverture d'un sol, comme le prouvent, entre autres, l'association fréquente entre formes mineures et la surface externe du résiduel (voir plus loin). Ces formes, avec une claire initiation sous-édafique, apparaissent au long de tout le bord inférieur de la Grande Barrière et en Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E) comme dans le Bassin du Pic Boby (22° 11.33S 46° 52.20E), il est clair que les vasques et les channelures se sont développés dans la même front de météorisation, dans la limite roche-sol. On peut voir la même chose avec d'autres exemples dans la zone, où il n'existe pas de possibilité que ces formes se soient développé d'une façon sous-aérienne et ensuite aient été recouvertes par le régolite (avec l'exception, en tout case, de certain type de cannelures).

VERSANTS AVEC CISELURES BASALES ET INSELBERGS ÉCHELONNÉS

En Andringitra, plusieurs bases des inselbergs ou des murs rocheux présentent des formes flamme ou bases sapées. Il existe des preuves convaincantes comme quoi les talus ou murs sapés sont une forme spécifique du front d'altération et que celle-ci s'initie par dessous la surface naturelle du terrain, par exemple en Amparambatsoa (22° 8.1S 46° 2.8E) et, dans beaucoup d'autres endroits, on peut voir ce genre de concavités recouvertes d'une couche de sol ou d'une couverture de grus *in situ*, pas trop épaisses. Dans les endroits où les murs sapés apparaissent exposés, il est évident que la limite maximum, ou le toit de sapé, indique la position de la surface de la ciselure initiale et son contact avec la montagne lorsqu'elle

était recouverte par le sol ou par le manteau régolitique. Il est très fréquent d'observer au pied de la Grande Barrière, par exemple, ou de la grande falaise du Plateau de Andohariana, comment la chute de grands pans de murs laisse au découvert la roche claire qui acquière des couleurs verdâtres ou oranges par ses couvertures de lichens (par exemple en Ivangomena).

Tandis que la formation de *flare* ou murs sapés se réalise sous le sol, les formes résultantes sont des concavités douces qui peuvent même parfois donner lieu au développement d'un tafone basal, comme dans la montée au Pic Boby (22° 11.41S 46° 53.06E). L'écroulement de la partie basse d'un mur comme celui mentionné auparavant en Ivangomena est un processus sous-aérien qui, bien que relié à la concentration d'humidité au pied du talus, est guidé par des processus physiques (fracturation par traction, plastification de la roche à la base du talus) et les sapements formés sous-aériennement n'auront jamais des contours si réguliers comme dans le cas où ils auraient été développés sous le sol.

Finalement, nous pouvons mentionner un cas spectaculaire comme celui qui correspond à la falaise qui domine la vallée de Namoly Est, juste en dessous de la borne numéro 5 où, jusqu'à six niveaux différents de sapements (*flare*) peuvent être distingués dans le même talus granitique, développés dans la sienite même d'Andringitra.

Nous pouvons relationner cette morphologie avec les étapes successives de la formation et coulage de la vallée de Namoly Est (il est convenable de ne pas oublier que la disposition stratiforme du Massif d'Andringitra est enclin au développement de ce genres de versants: talus verticaux ou sous-verticaux avec des bases sapées à

différentes hauteurs). L'existence de ces niveaux successifs de sapé ou flare implique qu'il y ait eu des périodes biostasiques de stabilisation pendant lesquelles il se serait développé le sol et le sapé à la base de la falaise, en alternant avec d'autres rexistatiques, où l'emboîtement du réseau fluvial et le rajeunissement du relief prédominant et les plaines auraient été rabaissées, restant seulement quelques résiduels dans le centre de la vallée et les profils complexes ou *multiflare* dans les versants de Namoly Est.

Le fait qu'il existe une continuité tout au long de la vallée pour ces niveaux de sapés appui une gènese du paysage comme celle qui a été décrite, de même qu'il existe aussi toute une succession de niveaux de terrasse qui permettent reconstruire le processus d'évacuation du régolite réalisé à travers le réseau de drainage qui, avec la corrosion chimique, ou *etching*, ont été les principaux agents qui ont causé le développement du relief.

A continuation, nous décrivons les formes mineures, associées généralement aux formes majeures qui ont été décrites auparavant. Il n'est pas possible de les trouver isolées comme dans le cas des formes majeures, parce qu'ils sont toujours associées à celles-ci. En outre, leur présence ou absence d'une macroforme permet de définir plus adéquatement l'origine, l'âge ou l'histoire évolutive de ceci, ce qui montre son évidente utilité. Etant donné que les formes majeures sont déterminées par des facteurs qui sont reliés directement avec le matériel ou les caractéristiques du substrat, comme la structure, la composition chimique de la roche, le versant de la surface sur lequel elles se développent, etc., mais aussi d'autres facteurs comme les climatiques (tem-

pérature, pluviosité, vent, etc.). De tous les facteurs énoncés, deux d'entre eux semblent être les plus décisifs: la pente topographique et la structure (diaclasses, fracturation, etc.).

FORMES MINEURES DÉVELOPPÉES SUR DES VERSANTS INCLINÉS

Stries et incisions

Beaucoup de murs fortement inclinés ou même verticaux, aussi bien ceux qui longent les grands blocs, comme les versants des collines ou reliefs rocheux de plus grande taille, sont incisés ou striés. La plupart de ces formes a une section transversale en forme de V. Certaines ont des formes et dimensions irrégulières et lorsqu'elles se croisent avec d'autres caractéristiques structurelles (comme la pseudostratification dans la Grande Barrière), peuvent même changer de direction (PETIT, 1971).

Le Massif d'Andringitra, dans le Madagascar est l'un des meilleurs endroits du Monde pour observer de genre de formes et de différentes variétés. Les raisons de cet exceptionnel développement sont, d'une part la lithologie (siénite), qui correspond à une roche facilement soluble dû à sa basse proportion de silice libre et, d'autre part, à la structure du massif rocheux: rubanée sous-horizontale et le développement des systèmes verticaux de fracture, qui permettent la désagrégation de la roche en échelons et la facilité de la rupture du massif rocheux en grandes surfaces verticales qui développera ensuite les stries et les incisions.

En Andringitra, les stries ou les incisions se développent sur des surfaces, entre les 90° et 50° approx. Dans les deux cas, la dissolution et abrasion mécanique semblent

être les processus qui ont contribué le plus au développement de ces formes, bien que dans celles qui sont orientées sur des plans verticaux, la structure du massif rocheux semble également influencer dans leur développement (voir PETIT, 1971), spécialement dans les processus de dissolution de la roche.

Dans certains cas, les stries et les incisions sont la simple continuation des cannelures qui existent dans les surfaces culminantes plates ou pratiquement plates. Dans d'autres cas, elles sont connectées avec des vasques ou marmites tourbillonnaires, comme dans le cas du versant ouest du Pic Boby (22° 11.41S 46° 53.06E) (PETIT, 1971), (voir Fig. 7), en ayant interprété ces faits de diverses façons (abrasion mécanique ou écoulement d'eaux avec pH acide qui s'accumule dans ces concavités, ce qui, dans le cas d'une siénite, ne serait pas trop vraisemblable.

FORMES MINEURES DÉVELOPPÉES SUR DES SURFACES PEU INCLINÉES

Vasques

Les vasques sont des bassins ou dépressions excavés sur la roche solide. Morphologiquement très variées, mais en général ovales, elliptiques ou circulaires en plan. Certaines sont le résultat de la coalescence de deux ou plus de vasques individuelles et ont des contours lobulés et irréguliers (PETIT, 1971). Elles retiennent toutes temporairement l'eau de la pluie qui disparaît de ces concavités seulement par évaporation ou par débordement, une fois la dépression remplie, de façon que, même si elles sont petites, ces concavités s'intègrent comme des réservoirs intermédiaires dans le réseau de drainage (montée au Pic Boby, 22°

11.41S 46° 54.20E) (PETIT, 1971) dans le cas de trouver des chaînes de vasques au long d'une cannelure, où ces formes semblent être originées par l'érosion de l'eau en tourbillon, qui se canalise à travers cette ligne de drainage (PETIT, 1971).

On peut distinguer jusqu'à trois genres morphologiques basiques de vasques:

(1) *Pits*, elles sont hémisphériques et se développent sur des surfaces de pente douce.

(2) *Pans*, relativement superficielles, elles on le fond plat et se développent également sur des surfaces avec peu de pente.

(3) Formes en fauteuil ou *Armchair Shaped hollows*, elles sont asymétriques en section parallèle à la pente de la surface base. Elles ont un mur arrière haut et un mur devant bas qui parfois n'existe pas. Dans cette partie du contour de la vasque, il se développe une ciselure dans le bord et une cannelure ou rainure à travers laquelle la vasque vide l'eau. En Andringitra elles sont très fréquentes, associées aux cannelures qui s'initient la plus part du temps dans la partie haute d'un mur rocheux.

Les bassins rocheux varient de taille et forme. Le diamètre modal est de l'ordre de 1m et la profondeur atteint parfois 0,5m, bien que certaines peuvent être beaucoup plus grandes (voir Table 1 et 2).

L'origine des vasques est relié à l'action de l'eau. En effet, l'eau, par dissolution, hydratation et hydrolyse (les processus principaux qui agissent à Andringitra) est la responsable de l'altération différenciée par dessous le sol et aussi sous-aériennement après l'exposition de la vasque à la surface.

L'abrasion mécanique, par l'action des particules sablées, traînées par les eaux de ruissellement peut, peut-être, contribuer à la formation d'un certain genre de vasques comme ceux en forme de fauteuil, comme

dans le cas de ceux qui se localisent dans les flancs de certains résiduels (montée du Pic Boby, 22° 11.41S 46° 53.06E). Certaines vasques, comme celles de Amparambatsoa (22° 8.10S 46° 52.8E) qui se sont initié sous le sol, continuent à évoluer après leur exposition en surface. Etant donné que l'eau est en contact pendant plus de temps avec la base et la partie la plus basse du mur de la vasque, la météorisation donne lieu, en effet, à ce que la concavité se développe dans la partie basse du mur; de préférence, des vasques du genre *pit* ou en forme de fiole se forment. Dans certains cas, le développement d'un grand nombre de vasques, proches l'unes des autres, fait que les concavités soient séparées par des bords étroits et aigus. Dans l'ensemble, elles ont l'air d'avoir une morphologie de surface d'eau pataugeante (Fig. 8), (Ampidianambilahy, 22° 8.20S 46° 52.18E), appelée également *meringue surface* (TWIDALE, 1982).

L'action des lichenes est difficile de discriminer en ce qui concerne l'élaboration morphologique des surfaces rocheuses. Il est bien connu que les lichenes sont des agents de météorisation. Ses hyphae contribuent à la désintégration physique de la roche en y pénétrant, puisqu'ils permettent la rentrée d'eau en extrayant, en outre, les éléments chimiques des minéraux pour développer leur propre activité vitale. Cependant, le fait est qu'ils protègent la surface de la roche en empêchant sa désagrégation granulaire superficielle, en faisant que le taux d'altération sous la surface couverte par les lichenes soit inférieur à celui des surfaces qui sont exemptes de ceux-ci. Ceci est spécialement évident dans la partie finale de la montée au Pic Boby (22° 11.41E 46° 53.06E) où les cannelures, vasques et même les petits inselbergs ou medas, qui sont des

formes d'altération chimique ou *etche* ont été fixés par la colonisation lichénique, tandis que, dans les endroits immédiats sans couverture lichénique, ils continuent à évoluer normalement.

Des mesures systématiques des dimensions de vasques dans d'autres aires ont été réalisées (Pic Boby et Amparambatsoa) élues par son abondance de formes du type vasque. Le substrat rocheux est le même (siénite) dans les deux cas mais la hauteur est différente (presque 500m de différence entre une localité et l'autre). Aucune autre station a été élue dans cette étape du travail étant donné que la zone étudiée dans la première phase du travail est juste une partie du Massif d'Andringitra.

Selon ce qui a été exprimé au début de ce travail, il semble évident que les surfaces les plus anciennes d'Andringitra sont les plus hautes et, plus l'âge d'une surface est plus grande et plus de temps ça fait que celles-ci évoluent et, pourtant, les formes qui y sont développées doivent, en quelque sorte, montrer cette majeure antiquité.

Dans les deux zones étudiées, les dimensions de toutes les vasques existantes ont été mesurées dans un carré de 150 x 150 m. Les mesures, prises selon la méthodologie existante (VIDAL ROMANÍ, 1982, 1986), sont: largeur, longueur, profondeur, se calculant à partir de cela la surface de la vasque et le volume de la roche évacuée dans le processus de dissolution de la roche. Les résultats sont exprimés dans les Tables 1 et 2.

Lorsque nous comparons les résultats obtenus dans les deux zones étudiées, nous pouvons voir de grandes différences. En effet, tandis que dans l'aire de Amparambatsoa, à une altitude de 2000 m, la valeur de A (aire des vasques) est de 24m²

et le volume de roche évacué de 3,5 m³, dans le Pic Boby, à quelques 2.500 m d'altitude, la valeur de A (surface des vasques) est de 91 m² et le volume de la roche évacué de 31 m³. Tenant en compte qu'il s'agit de deux surfaces de différente antiquité, selon le critère énoncé au début de ce travail, et que les conditions climatiques sont similaires, du moins dans le moment actuel, de même que le type de roche, notre idée est celle de supposer que les différences observées entre les deux aires étudiées sont un reflet de la différence d'âge ou grade d'évolution. C'est-à-dire que, selon les idées de TWIDALE (1982) et TWIDALE et VIDAL ROMANÍ (1997), nous pouvons supposer que la plus grande évolution des formes est un indice de l'âge de la surface *etche* sur laquelle celles-ci se sont développées.

CANNELURES

Les surfaces les plus plates du Massif d'Andringitra sont fréquemment incisées par des canaux excavés dans la roche fraîche. Ce genre de formes sont connues avec des noms très divers dans tout le Monde: *Rille*, *Granittrille*, *Silikattrille*, *Karren*, *Pseudokarren*, *Lapiés*, *lapiaz*, *cannelures*, *acanaladuras* et beaucoup d'autres. En français, elles reçoivent le nom de cannelures pour sa similitude avec les canaux qui drainent les toîts des maisons. Les cannelures en granite (comme dans le cas de Amparambatsoa, 22° 8.10E 46° 52.8E) se développent comme s'il s'agissait d'une rivière divagante dans une plaine alluviale, laissant des restes de canaux abandonnés par dessus le canal actif et s'emboîtant à la surface rocheuse. Etant donné la composition de la roche, une siénite, le processus d'incision doit être de préférence par dissolution, bien qu'il ne convient pas

rejeter l'intervention mineure de l'abrasion (nous n'observons jamais d'accumulations appréciables de sables dans ces canaux).

La largeur de ces canaux est centimétrique à décimétrique, (Fig. 9), atteignant parfois des profondeurs de jusqu'à 2 ou 3 m., comme dans Amparambatsoa (22° 8.10E 46° 52.8E). Longitudinalement, ils peuvent atteindre des développements de jusqu'à une centaine de mètres.

En général, ces cannelures présentent un fond plat et les murs du canal sont coupés en vertical (profil en forme de U) dans les tronçons de plus grande pente superficielle (mais rarement supérieur aux 30°), qui devient moins inclinée au fur à mesure que la surface du canal perd son inclination en parvenant à disparaître celui-ci et son emboîtement lorsque la surface du terrain est horizontale. Dans le cas où la pente du terrain est plus grande, les cannelures se développent en tronçons rectilignes, toujours parallèles à la ligne de pente maximum, et présentent parfois un profil caractéristique en forme de V. Dans ces cas, les profondeurs de l'emboîtement peuvent être de plusieurs mètres. Les murs du canal sont généralement surexcavés et certains canaux sont longés par des bordures genre levée (montée à Pic Bobby ou dans le Bassin de Pic Bobby).

Ces systèmes de canaux interconnectés se développent seulement sur des surfaces étendues peu inclinées. Dans le cas où des restes de cannelures sur des blocs individualisés se conservent, comme en Ambaibilova (22° 12.44S 46° 55.39E), on déduit que ce sont les restes d'une plate-forme ou dôme rocheux plus grand qui a été détruit par l'érosion. Parfois, les canaux unissent des vasques, donnant lieu à des

systèmes de drainage rudimentaires (Pic Bobby). La plupart de ces cours ou canaux sont clairement guidés par la structure ou alternent des tronçons guidés par la structure avec d'autres, d'origine clairement épigénique.

Dans le Massif d'Andringitra, il y a des preuves évidentes que les cannelures se sont initiées sous-aériennement, une fois que le sol a disparu par l'érosion et la circulation de l'eau se fait en canaux sous-aériens. Il existe dans ce sens une claire relation entre la topographie et le développement des canaux.

Au contraire de ce qui a été postulé dans d'autres occasions (TWIDALE, 1982), la non existence d'une continuité des canaux sous le sol, qui sont bien développés dans les pentes rocheuses et les cannelures, n'ont pas de relation directe. En conséquence, les canaux s'amplifient et évoluent ici après l'exposition de la plate-forme rocheuse et non pas avant.

LEVÉES ROCHEUSES

Dans certains cas, les cannelures sont longées par des rebords élevés qui se dénomment levées rocheuses ou cannelures avec rebord, dû à sa morphologie et son semblant avec d'identiques formes dans les dépôts alluviaux, bien qu'à un autre niveau. Le meilleur exemple de ce genre de formes est celui rencontré dans la montée au Pic Bobby (22° 8.11S 46° 56.40E) (voir Fig. 10), et dans le versant Est du même Pic. L'origine de ce genre de formes s'est attribué à l'action protectrice d'oxydes de fer que les eaux qui se canalisent transportent par ces conduits, ou à des raisons similaires, bien que ceci ne semble pas être le cas d'Andringitra.

GROTTES ET TAFONI

Grottes associées à des noyaux résiduels et à des sables granitiques

Occasionnellement, l'évacuation sous-superficielle ou le *piping* des sables granitiques laisse une série de conduits tubulaires entre les blocs résiduels d'un massif rocheux altéré. La circulation de l'eau est souterraine et peut se prolonger à de grandes distances et émerge comme les courants dans les systèmes carstiques. C'est le cas observable du Plateau de Ampidianambilahy (22° 8.20S 46° 52.18E) où, par sa situation au bord du plateau, il va se produire la concentration du drainage phréatique contenu dans le manteau fissural et d'altérites du massif. Ceci donne lieu à l'apparition de conduits souterrains. En outre, dans le Pic Boby, et en direction N, (Fig. 11), une grande fracture remplie par des noyaux résiduels de granite est un autre bon exemple de ces grottes de blocs. Dans ce cas, les sables granitiques ont été totalement traînés par l'eau. Dans d'autres cas, comme les bassins du Pic Boby (22° 11.33S 46° 54.20E) ou en Ambaibilova (22° 12.44E 46° 55.12E), nous pouvons encore voir le recouvrement de sables cachant totalement le niveau de blocs. L'existence de canaux couverts où l'eau circule se doit à une première phase où le *piping* a produit l'effondrement de la voûte, se produisant la circulation de l'eau à travers les bols résiduels qui sont étayés, de façon qu'ils produisent un toit de résistance raisonnable pour que ce genre de conduits souterrains se produisent et évoluent.

TAFONI

Tafone (pluriel *tafoni*) est un mot corse qui signifie fenêtre. Avec ce nom, on connaît

une sorte de cavités, développées dans les blocs granitiques de la Corse (France) et qui ont été décrites pour la première fois par Reusch en 1983 pour le monde scientifique. Géomorphologiquement, ce nom est utilisé pour dénommer n'importe quelle caverne ou trou, développé à l'intérieur d'un bloc, granitique ou pas, produit par désagrégation granulaire ou en plaques qui agissent exclusivement à l'intérieur du bloc et vers l'extérieur de celui-ci; bien que les meilleurs exemples se développent dans ce genre de roche. Le processus de vidange donne lieu à la formation de fenêtres lorsque la cavité intérieure intersecte le contour externe du bloc. Les tafoni sont spécialement bien développés en granites.

Ils s'initient dans la partie bassale des murs, ou blocs rocheux, ou dans les dalles de desquamation. Selon sa position et la taille du bloc où ils se développent, nous aurons différentes sortes de *tafoni*. Les types observés dans le Massif d'Andringitra sont du genre *sheet tafoni* et *side tafoni*. Il est important de remarquer que, jusqu'à présent, l'existence de ce genre de formes n'avait pas été signalé au Madagascar (PETIT, 1971). L'exemple le plus grand de ceux rencontrés jusqu'à présent en Andringitra est dans le chemin du Pic Boby (Fig. 12), (22° 8.11S 46° 56.40E) et il s'agit d'un *side tafoni* et coïncide avec le plus haut contact de la feuille siénitique. De petits exemplaires de *sheet tafoni* ont également été trouvés en Ampidianambilahy (22° 8.43S 46° 52.32E), coïncidant avec les plans de foliation du gneis dans ce point.

(E) SPÉLÉOTHÈMES

La plupart des éléments chimiques en solution procèdent de l'altération des

silicates, comme le feldspath et le mica et, comparativement en plus petite quantité, proviennent de la météorisation (dissolution du quartz).

En ce qui concerne le Massif d'Andringitra et étant donné la composition siénitique de la partie supérieure de celui-ci, les spéléothèmes rencontrés sont en calcite, (Fig. 13), principalement, bien que, de façon subordonnée, dans les niveaux plus siliceux, on peut trouver des spéléothèmes d'opale. Dans les deux cas, l'origine de ce genre de dépôts est la dissolution par l'eau de pluie et celle de ruissellement. De toutes façons, les spéléothèmes ont seulement quelques millimètres de diamètre approx. et ne se différencient en rien de ceux trouvés ou décrits dans d'autres endroits du Monde. Cependant, la mention de ce genre de dépôts est la première qui se réalise pour le Madagascar. L'apparente anomalie de détecter des spéléothèmes en calcite en Andringitra se doit au fait qu'il s'agit dans ce cas, d'un granitoïde siénitique. Seul un autre cas de mention de spéléothèmes calcitiques sur substrat granodioritique est connu (VIDAL et al., 1983).

CONCLUSIONS

Le Massif d'Andringitra est un résiduel correspondant à un corps magmatique stratoïde démantelé, partiellement, par l'érosion cénozoïque. Trois grands morceaux de surfaces peuvent être différenciés.

Le premier, à approximativement 2.500 m. d'altitude sur le niveau de la mer, est une surface très dégradée profitant les systèmes de fractures ouvertes en faveur de ceux qui se sont produits, d'abord la

météorisation du massif et après l'évacuation du régolite. C'est pour cela que la surface, à plus de 2.500 m donc, est très bien drainée, ce qui explique sa possible antiquité et sa survivance; il s'est détecté dans celle-ci le champ de formes mineures les plus évolués. Les recouvrements sur cette surface sont inhabituels et peu épais. Puisqu'elle est située sur le bloc stable du Madagascar et que, selon les auteurs divers qui ont travaillé dans la zone peuvent supposer que dans ce Massif sont situés les restes de surfaces de plus grande antiquité correspondant (au moins) au Cénozoïque initial et, il se peut, qu'à l'étape de Gondwana.

La surface suivante, qui coïncide approximativement avec le Plateau d'Andringitra, est située à 2.000 m d'altitude environ, bien qu'elle a deux petits replats de majeure hauteur, Antsifotra et Ampiadin'ombilahy.

La troisième surface est située à, approximativement, 1.500 m et correspond avec le fond de la Vallée de Namoly Est.

De la plus ancienne à la plus moderne, chacune de ces surfaces présente des traits différents qui sont substantiellement d'épais recouvrements de arcosse ou régolite, pour ce qui en est des surfaces plus modernes et des formes de corrosion chimique et d'évolution sous-aérienne dans les surfaces les plus anciennes.

Les taux des matériaux évacués (comparer Tables 1 et 2), sont plus grands au fur et à mesure que les surfaces sont plus anciennes, ce qui confirme la relation entre l'antiquité et le grade d'évolution de la forme: cannelures plus profondes, vasques plus grandes, régolite moins épais, etc.

TABLE 1. de mesures de vasques du Pic Boby. (22° 11,33 S 46° 54,2 E) (altitude 2500 m) n°. - (numéro d'échantillon); (a) axe mineur cm ; (b) axe majeur cm ; (p1) profondeur mineur en cm; (p2) profondeur majeur en cm; (A) aire surface vasque en cm²; (V.R.E.) volume de roche évacué en cm³.

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
60	70	34	15	3297	20881
62	60	60	30	2920,2	58404
40	42	20	0	1318,8	17584
60	70	15	0	3297	32970
70	72	30	0	3856,4	79128
60	80	16	0	3768	40192
110	145	26	0	15121	217026,3
67	157	20	0	8257,4	110098,9
100	100	14	0	7850	73266,7
90	82	23	0	5793,3	88830,6
86	70	17	0	4725,7	53557,9
47	55	16	0	2029,2	21645,1
50	62	20	0	2433,5	32446,7
38	68	13	0	2028,4	17579,8
40	178	40	15	5589,2	46576,7
48	50	12	0	1884	15072
55	80	50	15	3454	40296,7
82	145	25	0	9333,7	155560,8
50	77	15	0	3022,3	30222,5
70	40	44	10	2198	24910,7
80	65	22	0	4082	59869,3
90	215	16	0	15190	16224
94	192	7	0	14168	66115,8
57	75	10	0	3355,9	22372,5
100	108	33	8	8478	70650
81	80	23	6	5086,8	28825,2
50	40	6	0	1570	7326,7
50	40	13	0	1570	13606,7
43	50	15	0	1687,8	16877,5
90	145	25	0	10244	170737,5
65	70	25	15	3571,8	11905,8
65	100	50	30	5102,5	34016,7
65	80	50	10	4082	54426,7
30	38	24	0	894,9	14318,4
30	30	20	0	706,5	9420
34	34	18	0	907,5	10889,5
30	30	9	0	706,5	4239
30	30	17	0	706,5	8007
58	67	12	0	3050,5	24404,1
50	64	10	0	2512	16746,7
48	50	12	0	1884	15072
42	40	21	0	1318,8	18463,2
80	100	35	22	6280	27213,3
36	120	37	7	3391,2	33912
120	210	50	5	19782	296730
160	21	100	14	2637,6	75611,2
50	100	23	16	3925	9158,3
44	70	20	8	2417,8	9671,2
60	63	10	0	2967,3	19782
50	57	20	5	2237,3	11186,3
57	86	40	4	3848,1	46176,8
40	96	17	0	3014,4	34163,2
56	60	30	0	2637,6	52752
120	135	40	10	12717	339120
110	90	10	0	7771,5	51810
80	100	30	0	6280	125600
140	140	40	20	15386	102573,3
46	180	63	10	6499,8	114829,8
30	140	46	9	3297	40663
50	50	20	5	1962,5	9812,5
45	80	10	0	2826	18840
40	100	0	0	3140	20933,3
66	106	7	0	5491,9	25628,7
80	290	40	10	18212	182120

TABLE 1 (continuación)

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
200	300	32	20	47100	188400
100	110	33	10	8635	66201,7
237	150	50	9	27907	381392,3
37	80	13	0	2323,6	20137,9
150	70	27	0	8242,5	148365
30	50	34	7	1177,5	10597,5
100	125	20	0	9812,5	130833,3
60	65	20	0	3061,5	40820
94	90	20	7	6641,1	28778,1
60	60	42	15	2826	25434
60	140	50	8	6594	92316
50	90	25	12	3532,5	15307,5
70	90	30	15	4945,5	24727,5
55	30	20	10	1295,3	4317,5
100	70	40	10	5495	54950
30	40	15	0	942	9420
44	100	30	7	3454	26480,7
25	40	17	9	785	2093,3
26	30	28	4	612,3	4898,4
70	145	36	6	7967,8	79677,5

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
50	120	33	8	4710	39250
50	90	15	3	3532,5	141,30
45	50	20	8	1766,3	7065
100	140	45	10	10990	128216,7
78	150	14	0	9184,5	85722
50	80	14	0	3140	29306,7
45	75	20	8	2649,4	10597,5
47	40	10	0	1475,8	9838,7
75	164	28	10	9655,5	57933
130	200	24	0	20410	326560
80	160	25	0	10048	167466,7
86	380	120	0	257731	20618496
170	210	90	0	28025	1681470
86	130	60		8776,3	351052
70	100	27	0	5495	98910
150	134	40	0	15779	420760
140	330	80	0	36267	1934240
TOTAL				911735	31092827

TABLE 2. Mesures de vasques en Amparibatsoa. (22° 8,1 S 46° 52,8 E) (Altitude 2052 m). Légende: n°.- (numéro d'échantillon); (a) axe mineur; (b) axe majeur; (p1) profondeur mineur; (p2) profondeur majeur; (A) aire surface vasque en cm²; (V.R.E.) volume de roche évacué en cm³.

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
28	40	7	0	879,2	4102,9
30		10	0	1413	9420
50	50	22	0	1962,5	28783,3
64	110	40	18	5526,4	40526,9
35	77	14	0	2115,6	40526,9
75	165	65	0	9714,4	420956,3
66	115	50	18	5958,2	63553,6
33	73	33	10	1891,1	14498,2
40	70	40	14	2198	19048,3
40	70	47	17	2198	21980
130	164	100	35	16736,2	362617,7
100	100	45	0	7850	235500
45	60	20	10	2119,5	7065
57	130	26	0	5816,9	96947,5
75	110	50	0	6476,3	215875
33	48	20	0	1243,4	16579,2
55	80	15	0	3454	34540
50	55	20	50	2158,8	21587,5
70	80	95	25	4396	102573,3
30	44	26	0	1036,2	17960,8
27	30	10	0	635,9	4239
22	30	7	0	518,1	2417,8
25	30	10	0	588,8	3925
23	28	15	9	505,5	1011,1
87	140	50	0	9561,3	318710
97	140	45	10	10660,3	124370,2
43	56	10	0	1890,3	12601,9
23	30	12	0	451,7	4333,2
38	50	10	0	1491,5	9943,3
25	40	7	0	785	3663,3
55	80	35	0	3454	80593,3
60	70	20	10	3297	10990

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
58	78	20	10	3551,3	11837,8
34	40	8	5	1067,6	1067,6
40	50	28	12	1570	8373,3
20	37	13	8	580,9	968,2
44	50	30	20	1727	5756,7
15	19	12	4	223,7	596,6
22	24	10	0	414,5	1789,8
30	35	20	0	824,3	2763,2
34	40	14	0	1067,6	10990
30	40	30	9	942	6594
30	33	14	20	777,2	1554,3
30	68	25	8	1601,4	9074,6
43	65	10	7	2296,1	2296,1
26	45	14	7	918,5	2143,1
31	38	13	4	924,7	2774,2
40	41	11	4	1287,4	3003,9
50	50	21	9	1962,5	7850
40	120	28	17	3768	13816
28	30	11	7	659,4	879,2
32	46	15	9	1155,5	2311
20	22	9	0	345,4	2072,4
70	70	23	12	3846,5	14103,8
33	45	9	0	1165,7	6994,4
27	27	6	0	572,3	2289,1
50	14	15	0	2119,5	21195
32	43	5	0	1080,2	3600,5
43	64	20	0	2160,3	28804,3
25	27	11	0	529,9	3885,8
27	27	8	0	572,3	3052,1
25	25	10	0	490,6	3270,8
26	26	9	0	530,7	3184
29	40	10	0	910,6	6070,7

TABLE 2 (continuación)

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
37	45	12	0	1307	10456,2
31	40	10	0	973,4	6489,3
30	34	8	0	800,7	4270,4
23	27	8	0	487,5	2599,9
23	21	8	0	379,2	2022,2
33	41	9	0	1062,1	6372,6
23	30	7	0	541,7	2527,7
34	40	20	0	1067,6	14234,7
33	45	21	0	1165,7	16320,2
31	36	18	0	876,1	10512,7
21	28	8	0	461,6	2461,8
27	48	20	0	1017,4	13564,8
34	22	12	0	587,2	4697,4
38	100	23	0	2983	45739,3
15	330	130	80	3885,8	64762,5
40	260	15	0	8164	81640
32	46	38	20	1155,5	6933,1
58	75	17	0	3414,8	38700,5
26	31	15	0	632,7	6327,1
50	70	35	0	2747,5	64108,3

a	b	p1	p2	A	v. r. e.
34	53	30	10	1414,6	9430,5
45	53	22	0	1872,2	27459,3
55	98	23	0	4231,2	64877,6
67	95	20	0	4996,5	66620,3
37	40	22	0	1161,8	17039,7
25	35	10	0	686,9	4579,2
50	65	15	0	2551,3	25512,5
100	100	48	24	7850	62800
39	54	0		1653,2	16532,1
45	51	20	0	1801,6	24021
25	42	12	0	824,3	6594
36	35	20	0	989,1	13188
32	42	22	0	1055	15473,9
63	110	10	0	5440,1	36267
65	120	20	0	6123	81640
40	75	15	10	2355	3925
33	64	28	0	1657,9	30947,8
55	65	12	0	2806,4	22351
TOTAL				245921,7	3499407

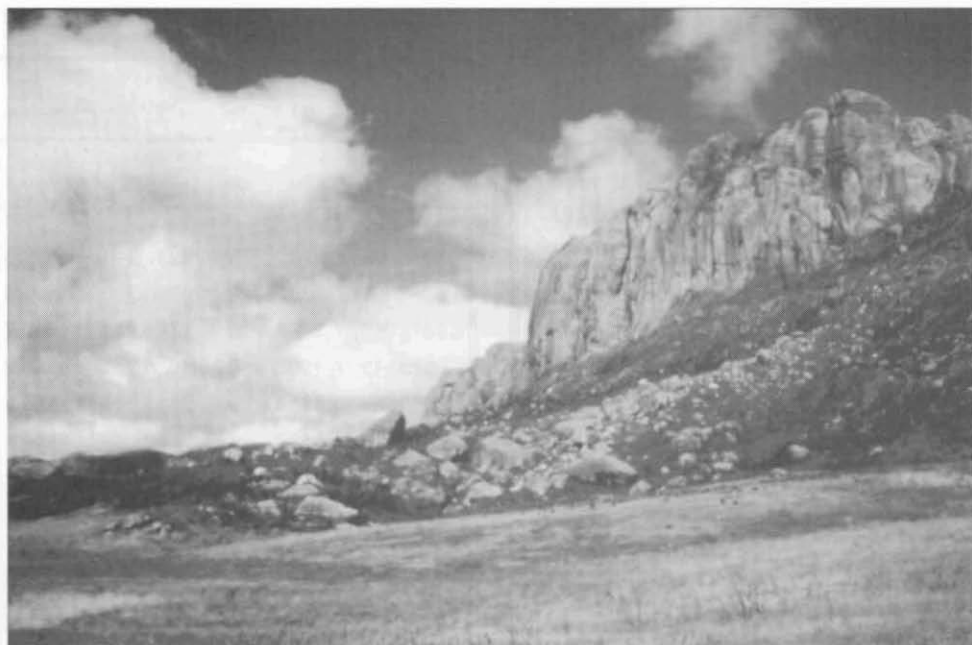


Fig. 1. Grand glissement de blocs rocheux près de la base du petit plateau de Ampidianambilahy (22° 8,43S 46° 52,32 E).



Fig. 2. Éclats de la roche produits par le feu anthropique dans le Plateau de Ampidianambilahy (22° 8,43S 46° 52,32 E).

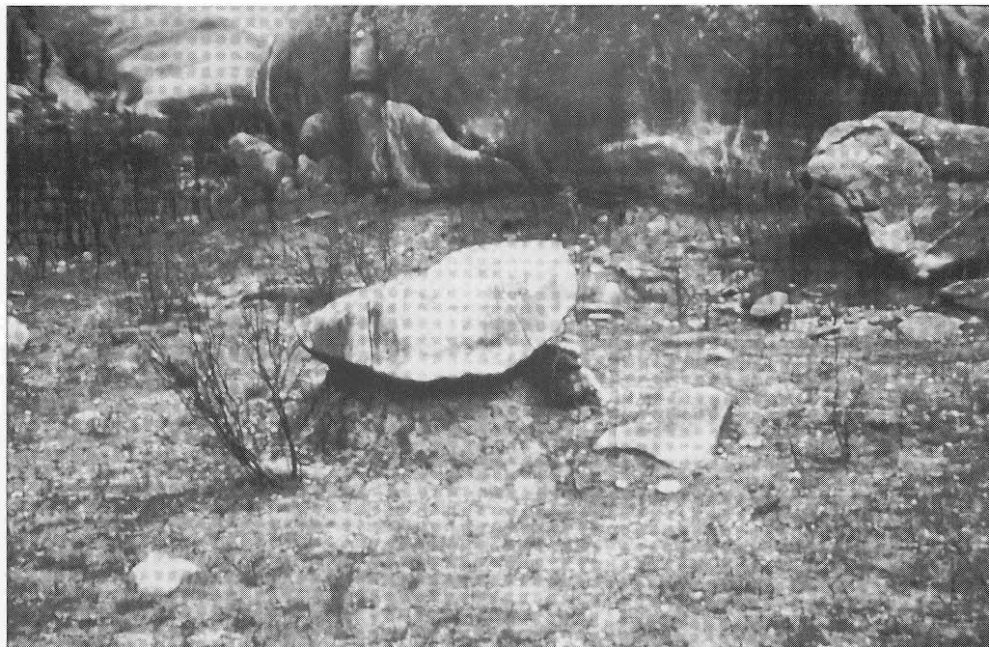


Fig. 3. Resultat de la destruction de la couverture du regolite produit par l'érosion dû au feu avec la formation de femmes coiffées au Plateau de Ampidianombilahy (22° 8, 20S 46° 52,18E).



Fig. 4. Nubbin au Plateau de Andohariana près de Ivangomena.

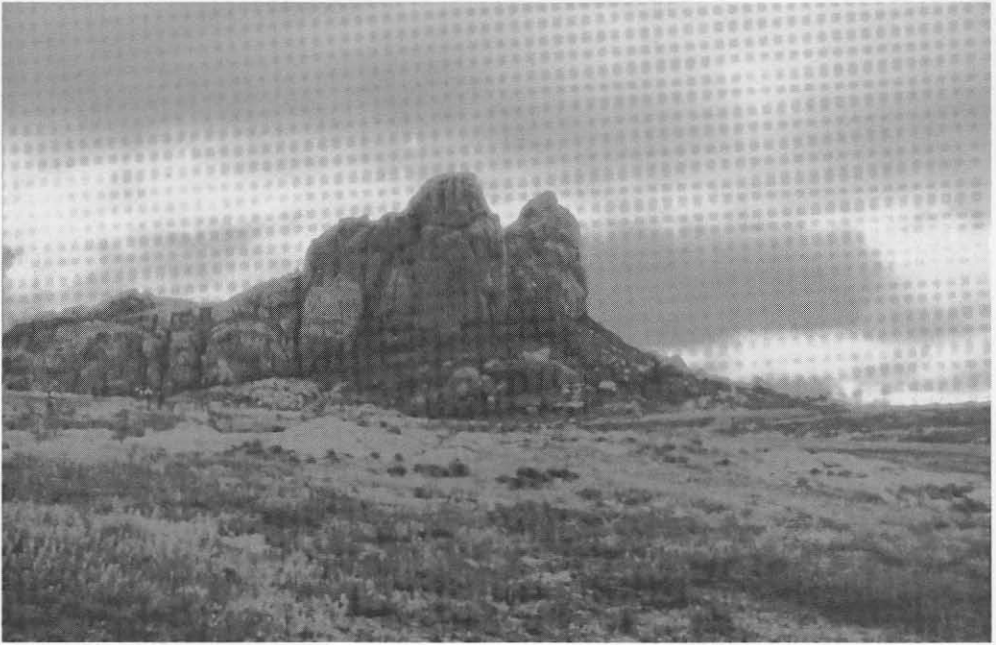


Fig. 5. Castle Kopje au bord nord du Plateau de Ampiadianambilahy ($22^{\circ} 8,43'S$ $46^{\circ} 52,32'E$).

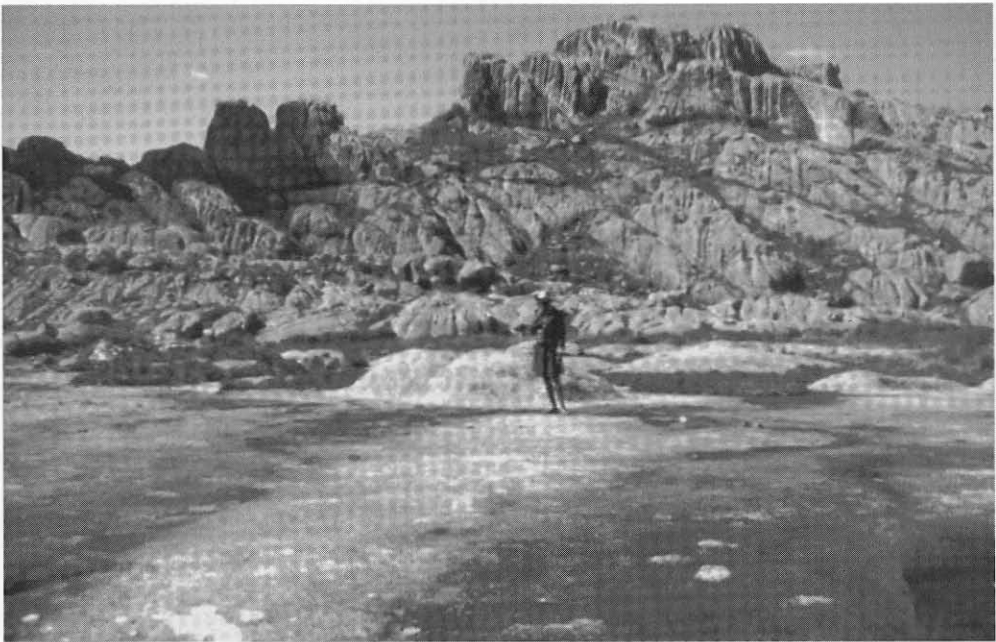


Fig. 6. Meda ou coline conique dans Amparambatsoa dans le piedemont nord de l'Andringitra avec une petit flare ou paroi sapé à sa base.

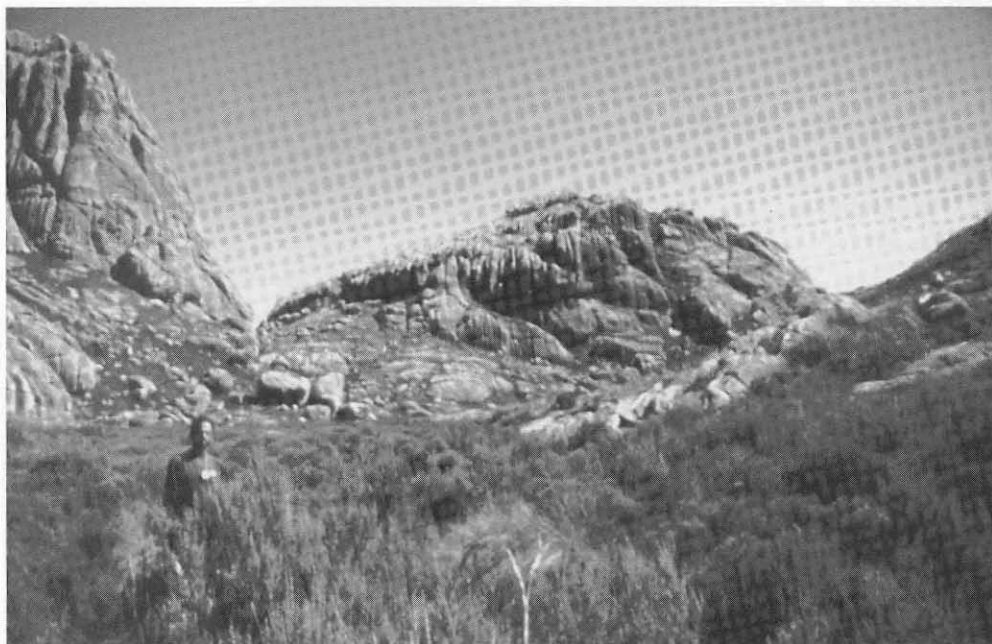


Fig. 7. Stries et incision à la base du Pic Boby ($22^{\circ} 11,33S$ $46^{\circ} 54,20E$).

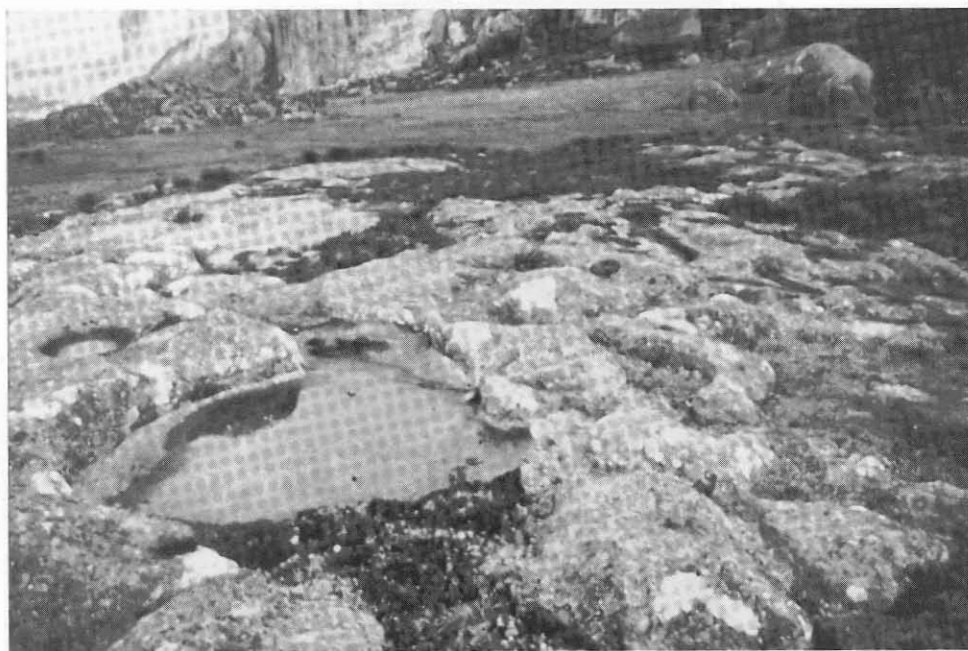


Fig. 8. Miringue surface ou surface d'eau pataugeante dans Ampidianambilahy ($22^{\circ} 8,20S$ $46^{\circ} 52,18E$).



Fig. 9. Cannelures divagantes dans Amparambatsoa avec un profil transversal en U et fond plât (22° 8,10S 46° 52,8E).



Fig. 10. Levée rocheuse orlant les cannelures dans la montée au Pic Boby (22° 11,41S 46° 54,20E).



Fig. 11. Grottes associées à l'accumulation des noyaux résiduels vue du Pic Boby au Nord de celle-ci.(22° 11,41S 46° 53,06E).



Fig. 12. Tafone basal dans le chemin du Pic Boby (22° 11,41S 46° 54,20E).

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD, F.; GRILLOT, J. C.; RAUNET, M. (1990). La tectonique cassante à Madagascar: son incidence sur la géomorphologie et sur les écoulements. *Can. J. Earth Sci.* 27, pp. 1394-1407.
- BESAIRIE, H. (1972). Carte géologique de Madagascar au 1/500000 en huit feuilles. *Service Géologique du Ministère des Mines*. Tananarive.
- BESAIRIE, H. (1973). Précis de géologie malgache. *Annales de Géologie de Madagascar*, n° 36. Tananarive.
- GOSLIN, J.; PATRIAT, P. (1984). Absolute and relative plate motions and hypotheses on the origin of fine aseismic ridges in the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 101. 221-244.
- PETIT, M. (1971). *Contribution à l'étude morphologique des reliefs granitiques à Madagascar*. Tesis Doctoral. Université de Tananarivo. 2 vol., 307 pags. Croquis, mapas y fotografías. Imprimerie Central. Tananarive.
- REUSCH, H. H. (1883). Note sur la geologie de la Corse. *Paris Soc. Geol. Bull.*, 11, 53-67.
- TWIDALE C. R. (1982). Granite Landforms. *Elsevier*, Amsterdam. 372p.
- TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANI, J. R (1994) On the multistage development of etch forms. *Geomorphology*, 11. pp. 107-124.
- TWIDALE, C. R.; VIDAL ROMANI, J. R (1997) Formas y paisajes graníticos. Servicio de publicaciones. Universidad de A Coruña. 250 págs.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1982). El papel del agua en la evolución de la pia, (vasque, gnamma). Correlación estadística de medidas. *Boletín Auriensis*, n° 12. pp. 83-112.
- VIDAL ROMANI, J. R (1986). Estudio teórico sobre el origen de las características morfológicas de las pías (gnammas, vasques). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n° 10. pp. 133-168.
- VIDAL ROMANI, J. R.; VILAPLANA, J. M.; MARTI, C.; SERRAT, D. (1983) Rasgos del micromodelado actual en el Pirineo granítico español. *Acta Geológica Hispánica*, n° 18. pp. 55-65.
- VIDAL ROMANI, J. R.; VILAPLANA, J. M. (1984) Datos preliminares para el estudio de espeleotemas en cavidades graníticas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, n° 7. pp. 305-324.
- VIDAL ROMANI, J. R.; TWIDALE, C. R. (1994). The Pangea Inheritance. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 19. pp. 7-36.

Recibido: 1/1/97

Aceptado: 2/6/97