

PROBLEMES MORPHOLOGIQUES DU KARST DE L'ANKARANA

(NORD DE MADAGASCAR)

par

G. ROSSI (1)

Le karst de l'Ankarana est situé dans l'Extrême Nord de Madagascar à 90 km au sud de Diégo-Suarez. Lié à l'affleurement de calcaires jurassiques subtabulaires, c'est un karst particulièrement original par ses formes superficielles puisqu'il s'agit d'un modèle de "clochetons" ou "d'aiguilles" extrêmement aiguës. C'est suivant J. de Saint-Ours (1963) "l'un des plus beaux karst de l'île". Les karst de ce type n'ont été que rarement décrits, par J. Tricart (1960) dans l'Etat de Bahia du Brésil, par H. Verstappen (1964) dans les Star Mountains en Nouvelle-Guinée et par Wilford et Wall (1965) dans la région de Mélinau à Sarawak.

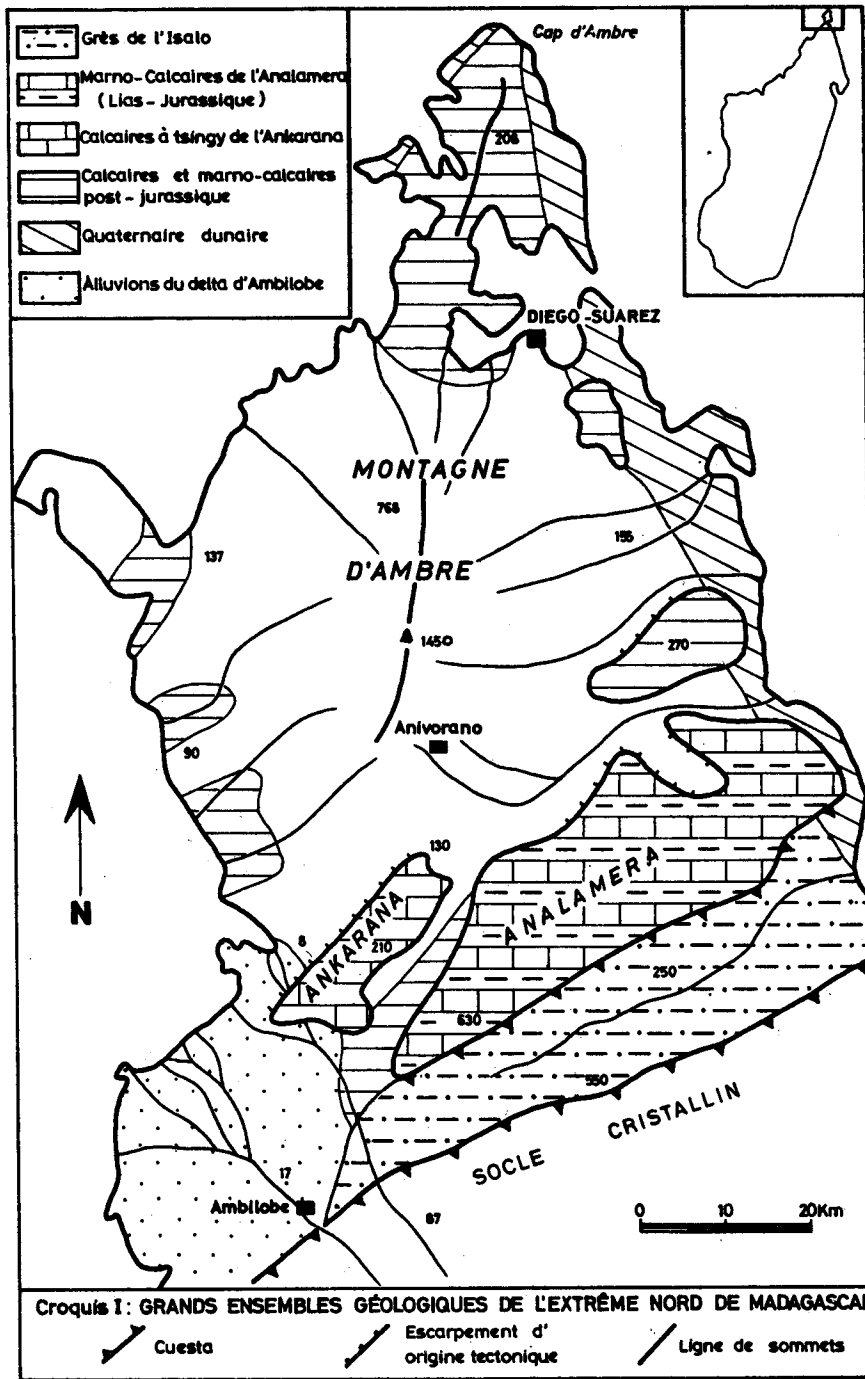
L'Ankarana signalé dès 1775 par Mayeur puis par P. Lemoine (1906) et à plusieurs reprises par H. Besairie et R. Decary, est décrit par J. de Saint-Ours (1958 ; 1959) qui fera avec G. Coquet (1964) une première reconnaissance du réseau souterrain. Ces explorations sont activement poursuivies par J. Duflos (1966 ; 1968) et continuent encore actuellement. R. Battistini (1965) complète et approfondi la description de J. de Saint-Ours.

J.P. Karche en a étudié les bordures à l'occasion de sa thèse de géologie sur le volcanisme de l'Extrême-Nord.

I. — LE MODELE KARSTIQUE DE L'ANKARANA

Ce karst a donc fait l'objet de nombreuses descriptions, fait justifié par l'aspect spectaculaire de la surface et du massif calcaire lui-même orienté S.W.-N.E. et limité au N.W. par un escarpement de faille rectiligne de près de

(1) Laboratoire de Géographie de l'Université de Madagascar et ERA 344 du CNRS



200 m de commandement et de 23 km de long : "le mur" de l'Ankarana. Ce massif de forme rectangulaire est divisé en compartiment par des couloirs nord-ouest-sud-est de 10 à 200 m de large aux parois verticales de 50 m à 150 m de haut. La surface du plateau est formée d'une table de calcaire déchi-queté en "clochetons", parfois couverte d'une épaisse végétation forestière xérophile, elle est dominée par des buttes de 20 à 50 m de haut. De curieuses dépressions fermées circulaires atteignant jusqu'à 400 m de diamètre, aux parois rigoureusement verticales hautes de 50 à 80 m, achèvent de donner à ce plateau un aspect insolite.

Ce modelé original est surtout apparent dans la partie sud du massif. Vers le nord, l'escarpement ouest devient de moins en moins haut, les couloirs est-ouest disparaissent. Le plateau se résout en une série de buttes entre lesquelles apparaît encore parfois la surface à clochetons et finalement disparaît à l'extrémité nord noyée dans une forêt très dense sous les basaltes venus du massif volcanique d'Ambre. Les basaltes fossilisent le pied de l'escarpement ouest et pénètrent dans certains couloirs.

C'est probablement aussi une faille parallèle au mur qui limite le massif à l'est. L'escarpement est là moins net et ne dépasse jamais une vingtaine de mètre de haut, empruntant une ancienne vallée fluviale une coulée s'est épanchée à son pied.

Vers le sud, les couloirs est-ouest deviennent plus larges et plus fréquents, le massif perd de sa largeur et se termine dans le delta d'Ambilobe par un alignement N.E.-S.W. de blocs calcaires dont la surface couverte de clochetons est en forte pente vers l'est. La base des calcaires n'est alors qu'à quelques mètres au-dessus du niveau de la mer.

A. Les formes de surface

Le grand développement de la karstification superficielle est l'un des traits majeurs de l'Ankarana. Les clochetons ou **tsingy** (2) sont la forme la plus remarquable. La surface principale est découpée par des diaclases ou fractures ouvertes verticales à quatre directions qui isolent des blocs de forme rectangulaire ou trapézoïdale de quelques mètres de côté. Ceux-ci ont été sculptés par les eaux de ruissellement suivant la ligne de plus grande pente. Le résultat est une forme en obus de 1 à 10 m de haut suivant le type de fracturation, au sommet parfois extraordinairement pointu. Les flancs du **tsingy**

(2) Le terme de clochetons nous paraît peu précis ; celui de **pinacle** est utilisé dans un sens différent par les auteurs anglo-saxons. Le terme **malgache** de **tsingy** déjà utilisé par J. de Saint-Ours offre l'avantage de s'appliquer exclusivement à une forme bien définie et d'être uniquement descriptif

sont entaillés par des lapiés verticaux divergents à partir de la pointe. Les plus petits de ces lapiés ont 2 cm de large sur 1 cm de profondeur. Des cannelures verticales de 15 à 20 cm de large et 5 à 10 cm de profondeur apparaissent parfois, donnant aux flancs du *tsingy* un aspect de draperie. Ces cannelures sont elles-mêmes entaillées par des lapiés. Lapiés et cannelures isolent entre eux des arêtes très effilées qui ont l'aspect et l'efficacité d'une lame de rasoir. L'aspect plan du plateau n'est en fait que la vue d'une ligne tangente au sommet des *tsingy*.

Cette forme type n'est pas exclusive. Suivant la densité de la fracturation, les variations de faciès des calcaires, le *tsingy* peut affecter la forme d'une lame, la forme en obus est plus ou moins régulière, un seul bloc de calcaire peut avoir donné naissance à plusieurs *tsingy* jointifs au-dessous de leurs pointes. Dans le cas du *tsingy* en lame, l'arête sommitale est alors ciselée en pointes irrégulières dues au recoupement de lapiés symétriques de part et d'autre de l'arête.

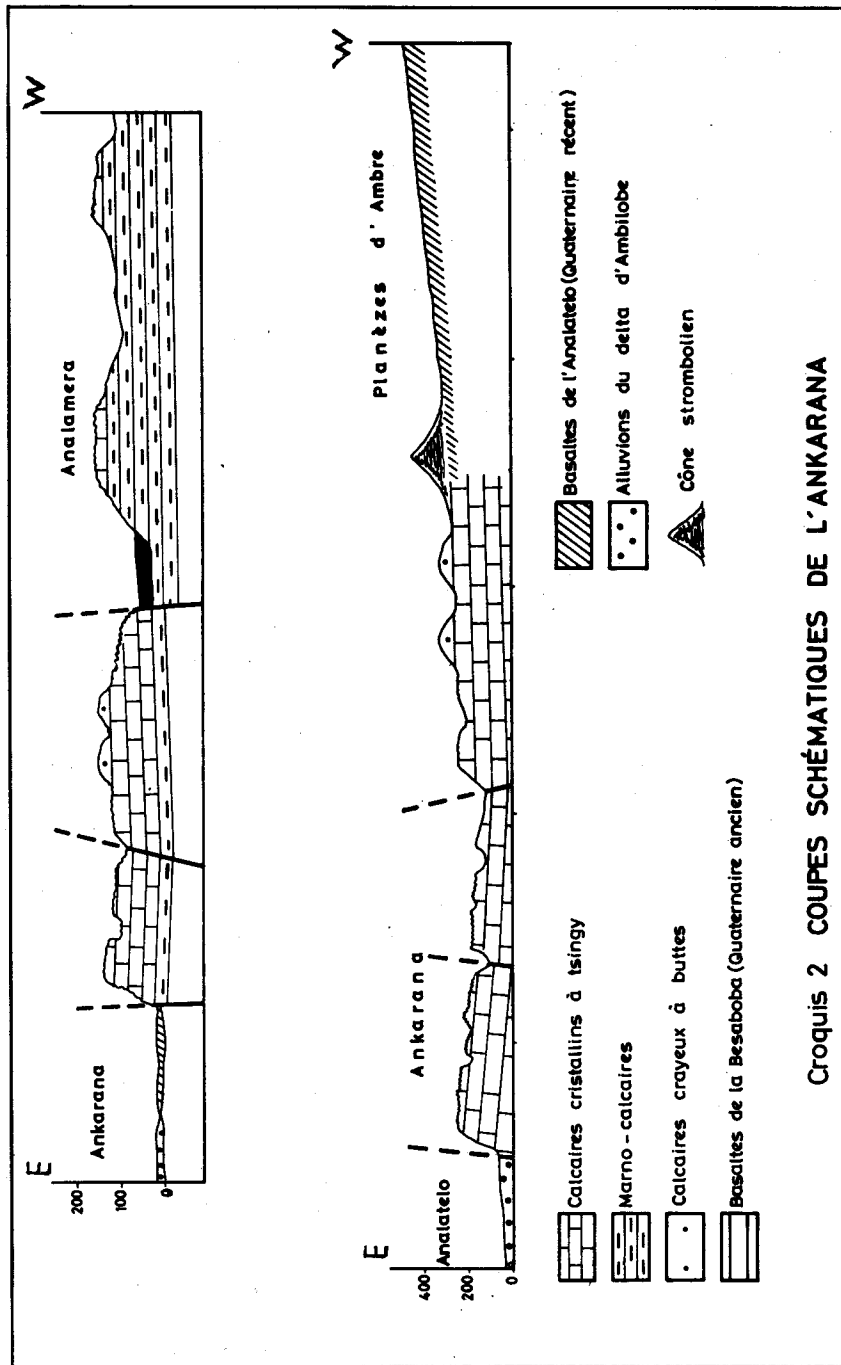
Les joints de stratification sont mis en valeur ; le sommet du *tsingy* est souvent découpé en tronçons simplement posés les uns sur les autres en équilibre instable, à tel point qu'une pression de la main ou un faux pas suffisent à provoquer le basculement de bloc de la hauteur d'un homme.

Les blocs sommitaux sont quelquefois mis en porte à faux et basculent au fond des fractures ou restent bloqués à mi-hauteur. La surface de contact entre deux tronçons de *tsingy* est soit plane avec simplement quelques cupules sur la surface des deux blocs, soit présente des saillies du bloc inférieur en forme de "molaire" pour employer l'expression de J. Tricart (1960) qui décrit à propos du morne de Bom Jésus de Lapa des formes dont l'analogie avec celle de l'Ankarana est frappante. Ces molaires une fois le bloc supérieur basculé sont disséquées par les lapiés en une série d'aiguilles acérées.

Au croisement de deux fractures ouvertes apparaissent des puits dont il est parfois impossible d'apercevoir le fond. Le chronométrage de la chute d'une pierre nous a donné pour l'un d'eux 72 m de profondeur. Dans d'autres cas les puits ne dépassent pas 5 ou 10 m, le fond est alors bouché par de la pierraille ; parfois un arbuste, des orchidées, poussent sur le fond ou s'accrochent aux joints de stratifications.

Les photographies ne donnent qu'une faible idée de l'impressionnant paysage de ce karst dont l'exploration est difficile. Il n'y a nulle exagération chez J. de Saint-Ours lorsqu'il écrit : "Il est à peu près impénétrable et on ne peut y avancer avec les plus grands risques que de quelques dizaines de mètres". En fait il existe quelques points de pénétration utilisés par les charbonniers et difficiles à trouver (3).

(3) Nous remercions notre collègue A. Grondin, proviseur du Lycée Français de Diégo-Suarez, qui nous a guidé dans nos premières explorations.



Croquis 2 COUPES SCHÉMATIQUES DE L'ANKARANA

Des dolines subcirculaires défoncent par places la surface du plateau ; la plus curieuse se trouve dans la partie sud. Elle est grossièrement ovoïde, avec 800 m de grand axe et 400 m de petit axe. Les parois de 60 à 80 m de haut sont absolument verticales. Le fond est plat, rempli d'argile mais au centre s'élève une butte d'une quarantaine de mètres de haut, entièrement boisée. Cette dépression est inaccessible sauf, peut-être par des grottes qui restent à découvrir.

D'autres dolines beaucoup plus petites s'expliquent par le croisement d'un faisceau de fractures. Dans le centre du massif des dépressions de forme allongée sont alignées sur les fractures N.W.-S.E. et correspondent à l'effondrement du plafond des cavités qui suivent ces fractures.

Le massif est compartimenté par des couloirs perpendiculaires au "mur", les plus grands ont 8 km de long et traversent le massif de part en part. Ils sont certainement liés à des failles. Un certain nombre de couloirs moins nets ont une direction W.S.W.-E.N.E. oblique par rapport aux deux autres directions de fractures. Nous pouvons distinguer deux types de couloirs.

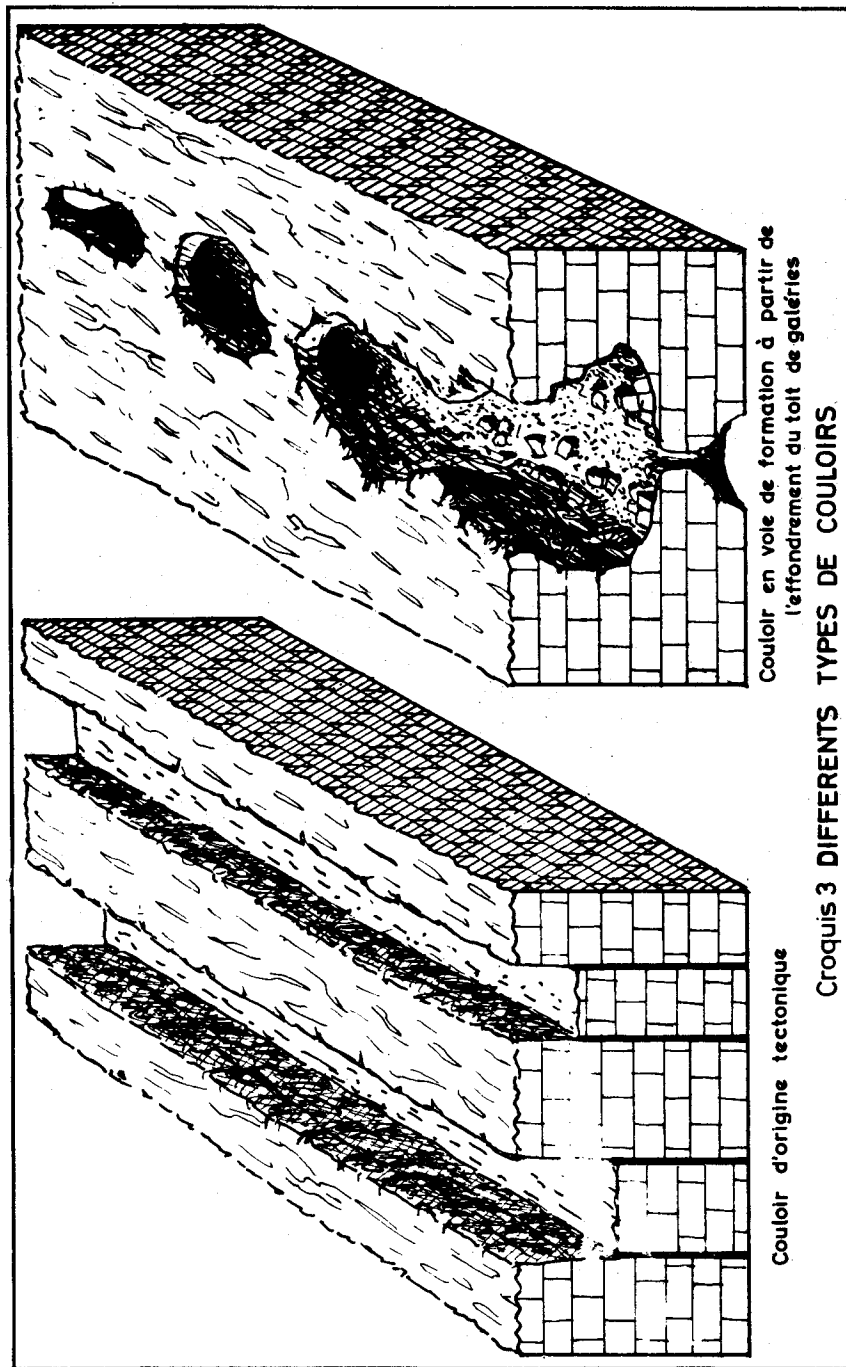
Les plus nombreux ont le plancher défoncé de dolines allongées et de puits, les parois sont en forte pente ou subverticales, avec des surplombs, des irrégularités, le fond est encombré de blocs éboulés. Leur largeur varie de 50 à 100 m ; elle n'est pas constante et le couloir se présente comme une suite d'ombilics et de rétrécissements irréguliers.

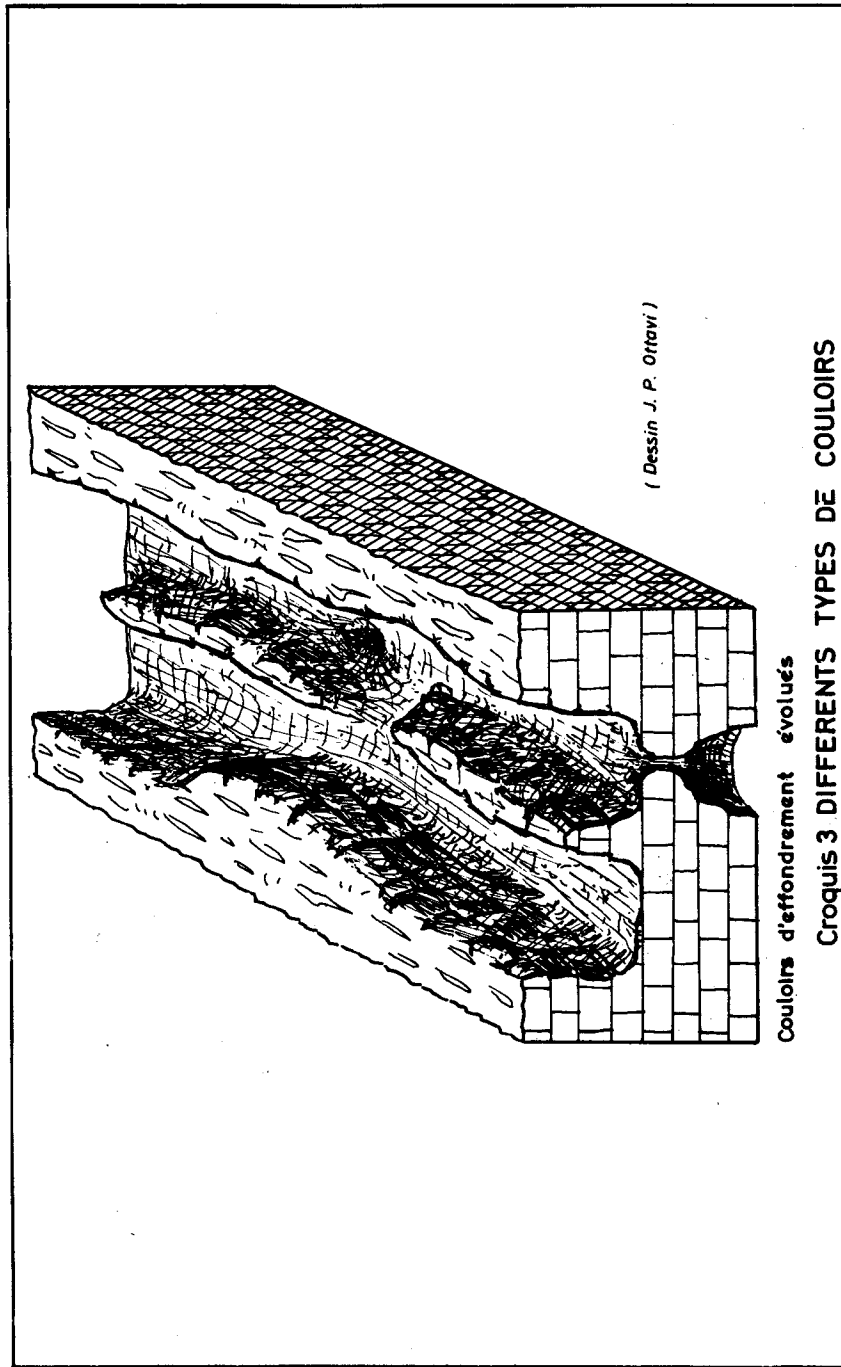
D'autres ont une morphologie différente. Leurs parois sont verticales, nettes. Le plus petit a 30 m de large, le plus grand une centaine, mais leur largeur est constante, leur fond est plat ou peu accidenté, il n'y a que peu de blocs éboulés et ce sont des sommets de *tsingy* de la surface sommitale du plateau. Compte tenu de ces éléments nous pensons qu'il pourrait s'agir de micrograbens.

Des buttes d'aspect cônique ou troncônique, parfois à sommet rond dominent la surface principale à *tsingy*. Elles sont couvertes d'une forêt très dense et inaccessibles car entourées de *tsingy* nus. Il semble qu'elles ne soient pas de même nature que les calcaires à *tsingy*.

A l'extrémité nord du massif, la densité des buttes est plus grande, on remarque la présence de couloirs allongés, sinueux, aux versants concaves en pente assez forte. Leur fond est constitué de dalles diaclasées de calcaire plus ou moins argileux à grain fin. La seule explication plausible est celle d'anciens vallons alluviaux.

Sur la bordure S.E. les rivières s'engouffrent dans des pertes. La plus remarquable est celle de la Besaboba ; deux autres ruisseaux se perdent plus au sud. Il n'existe à la surface du plateau aucun cours d'eau actuel, l'infiltration des eaux est immédiate et l'écoulement souterrain.





Couloirs d'effondrement évolués
Croquis 3 DIFFERENTS TYPES DE COULOIRS

B. Le karst profond

Le réseau souterrain, mieux connu depuis les expéditions J. Duflos et du groupe spéléologique de Tananarive, est extrêmement étendu. On y accède par des cavités qui s'ouvrent dans le mur soit à son pied, soit en hauteur.

L'entrée principale est la grotte d'Andrafiabe qui donne accès à une trentaine de kilomètres de galeries actuellement reconnues. Nous avons trouvé à l'extrémité nord du massif une entrée non encore signalée. Masquée derrière des éboulis le porche a une trentaine de mètres de largeur avec une hauteur sous voûte d'environ 50 m. L'atmosphère dégage une forte odeur d'ammoniac car des nuées de chauves-souris nichent au plafond. Une galerie d'une dizaine de mètres de diamètre s'enfonce vers le S.E. Le plancher est localement couvert d'une croûte rouge brique d'aspect bréchoïde, les parois sont encroûtées de concrétions d'aragonite. Faute d'équipement nous n'avons pas pu étudier les galeries adjacentes.

Dans les parois des salles de la grotte d'Andrafiabe s'ouvrent des étages fossiles de galeries. J. de Saint-Ours (1963) en distingue deux. J. Duflos a exploré certaines de ces galeries : elles sont très concrétionnées, souvent même bouchées par des amas de concrétions le plus souvent rouges, parfois jaunes ou blanches. Certains de ces étages fossiles débouchent à l'air libre dans les parois des couloirs ou dans le "mur" (4).

Le réseau qui permet l'exploration est subfossile. En saison sèche, le plancher, couvert d'accumulations argileuses, est sec. Seules subsistent quelques mares. Mais au début de la saison des pluies se forment des ruisseaux et en pleine saison il semble que la hauteur d'eau atteigne 4 ou 5 mètres. Ce réseau est, dans l'ensemble parallèle au "mur" et correspond à l'exploitation de fractures. Il est caractérisé par une grande pauvreté en concrétions ; certaines salles sont obstruées par d'énormes décollements de voûte et J. de Saint-Ours signale des amas de calcite translucide à gros rhomboèdres. On peut penser que les argiles sont décantées par les crues de saison des pluies.

Les circulations actuelles sont en grande partie siphonnantes et actives même en saison sèche. Certaines traversent les couloirs à l'air libre, les eaux sortent d'un siphon et disparaissent à l'aval dans un autre siphon. Le sens général est toujours N.E.-S.W. mais on peut penser qu'il existe des tronçons perpendiculaires. Il doit exister comme dans tout réseau karstique une concentration du drainage suivant quelques grands conduits. J. Duflos en a identifié un dont le débit est de 600 m³/h au milieu de la saison sèche. Les résurgences principales à la sortie du massif ne sont pas connues, nous pensons que la majeure partie doit se faire en mer ou doit alimenter la nappe phréatique du delta d'Ambilobe.



(4) Nous remercions J. Duflos qui nous a transmis ces renseignements inédits.

La partie sud du massif ressort d'un régime différent. En effet la dissolution y est en partie le fait d'eaux allogènes. La rivière Mananjeba se divise en de multiples bras qui traversent le karst en cours subaériens ou souterrains. L'un de ces bras perce de part en part le massif par une grotte-tunnel de trois kilomètres que l'on parcourt facilement en saison sèche malgré la présence, comme dans toute cette partie du massif, de crocodiles assez peureux, et, près de l'entrée, d'énormes mygales noires de 10 à 15 cm de diamètre.

L'arrivée d'eaux acides (pH moyen 6 en saison des pluies) doit provoquer une intense dissolution surtout en hiver où toute l'extrémité sud du karst entre la rivière Antenanankarana résurgence d'un bras de la Mananjeba, et le bras principal de celle-ci est noyé dans une nappe d'eau de trois à quatre mètres de profondeur. L'importance de cette nappe est due à la remontée du niveau karstique qui doit se confondre là avec la nappe phréatique du delta. Si l'on admet que cette nappe se trouve au niveau de la mer, le pied du karst se trouvant à 10 m au-dessus des hautes mers, on aurait entre la fin de la saison sèche et le milieu de la saison des pluies une différence de niveau de 13 à 14 mètres. Cela n'a rien de surprenant. En octobre la Mananjeba est réduite à un filet d'eau et son débit de janvier doit être de l'ordre de 300 à 400 m³/s. Après le passage des cyclones, c'est toute la partie nord du delta qui est noyée dans un marécage. Nous avons survolé la région après le passage du cyclone Félicie en février 1972, la nappe d'eau couvrait une superficie d'environ 150 km².

En saison sèche le fond des couloirs et les interfluves sont couverts d'argile desséchée et de sables. Dans une petite mare de 20 m² environ et d'un mètre de fond, des femmes pêchent du poisson d'eau douce dont certains atteignent 25 cm de long ; en une heure la pêche leur a rapporté 10 kg de poisson. Il s'agit très certainement de l'apparition en surface d'un cours souterrain de la Mananjeba. Le long de ces couloirs, nous n'avons pas trouvé de fusshole sauf là où l'eau persiste en saison sèche. Le pH de l'une de ces nappes stagnantes et dont le fond était couvert de mousses était inférieur à 5.

Il y a donc là une évolution particulière liée à l'ennoiement de la base du karst par des eaux allogènes. L'étude est difficile à mener car cette zone est inaccessible de décembre à mars sauf, peut-être, en bateau.

C. Le karst et la structure

Le karst de l'Ankarana correspond à des calcaires subtabulaires d'âge Bajocien moyen à Bathonien, leur puissance est comprise entre 300 et 400 m. J. de Saint-Ours (1958) a fourni la coupe suivante :

Au-dessus des marno-calcaires du Lias (60 m) :

— à la base, alternance de calcaires et marnes de plus en plus calcaires vers le sommet avec intercalation de dalles de calcaire oolithique ou à poly-piers ;

— calcaires à **tsingy** dits "de l'Ankarana". Sublithographiques à la base passants plus haut à des calcaires cristallins avec traces de polypiers et de radioles d'oursins (200 m).

A l'intérieur de ce cadre la stratigraphie de l'Ankarana est plus complexe. Du point de vue morphologique, nous distinguerons trois types fondamentaux de calcaires. A l'intérieur de chaque type, il existe de nombreuses variations de faciès.

A la base, des calcaires argileux, en dalle et en plaquettes à ciment très fin et homogène. Ce sont eux que l'on rencontre à la perte de la Besaboba. Ils ne donnent pas de belles formes karstiques mais des formes émoussées, des vasques aux bords arrondis, des cupules. Dans le lit de la Besaboba ils sont débités en parallélépipèdes réguliers par des diaclases et donnent un dallage. Il existe de nombreuses variantes de ce type qui se distinguent par la composition et la finesse du ciment.

Au-dessus viennent des bancs de calcaires très divers. Le faciès général est oolithique. Ce sont des calcaires gris, graveleux à grosses oolithes, la pâte est calcaire, parfois légèrement gréseuse et comporte une faible proportion de calcite. Ce type présente de nombreux faciès. Le ciment comporte plus ou moins de calcite, la densité, la taille, des oolithes varient considérablement. Vers le haut viennent des intercalations de calcaire détritique à grain fin, homométrique avec une faible proportion de calcite. Ces calcaires donnent des lapiés peu développés et des cupules. Au sommet apparaissent des micro-organismes calcifiés de plus en plus nombreux, l'aspect détritique s'atténue et on passe alors insensiblement au type suivant.

Les calcaires à **tsingy** gris foncés sont compacts, très durs, magnésiens et cristallins. On note la présence de fragments de coquilles et d'organismes cristallisés cimentés par la calcite, dont la proportion est toujours supérieure à 90 %. Cette couche paraît épaisse d'une centaine de mètres au maximum, mais la puissance est assez variable pouvant être réduite à 15 ou 20 m. La faiblesse du résidu argileux pourrait expliquer la quasi-absence de végétation sur ces calcaires. A leur base, par endroits, une passée moins cristalline se décompose très curieusement en boules de 15 à 20 cm de diamètre. Ces calcaires cristallins forment la surface principale du plateau. Il est possible que localement la couche soit dédoublée par une récurrence plus argileuse.

La correspondance entre calcaires cristallins et **tsingy** semble assez générale. D. Balázs les signale dans des calcaires durs du carbonifère, J. Tricart dans des calcaires massifs cristallins siluriens, Wilford et Wall dans des calcaires finement cristallins éo-miocènes très purs (96,9 % CaCO₃).

Il semble donc probable que ce type de karst est lié à des calcaires très purs, massifs, cristallins. Nos mesures montrent que ceux de l'Ankarana ont une porosité de l'ordre de 0,5 %.

Les buttes qui surmontent la surface principale paraissent formées d'un calcaire différent, plus clair, et elles ne semblent pas couvertes de **tsingy**. Il nous semble très probable qu'elles soient formées dans les calcaires du Bathonien moyen-supérieur. En effet, dans l'Analamera, massif qui poursuit l'Ankarana vers l'Est, H. Besairie (1965) a identifié au-dessus des calcaires cristallins homologues de ceux de l'Ankarana une série formée de calcaires jaunes compacts un peu crayeux surmontés de niveaux marneux. Cette hypothèse

permet d'expliquer l'existence de ces buttes déjà décrites qui dominent la surface à **tsingy** d'une cinquantaine de mètres.

Les relations du karst avec la structure sont très nettes. Aux deux directions perpendiculaires de fractures principales N.E.-S.W. et N.W.-S.E. il faut ajouter la direction E.N.E.-W.S.W. et moins nette des fracturations S.S.E.-N.N.W. L'ensemble transforme l'Ankarana en un gigantesque puzzle. Les deux premières directions forment une fracturation de premier ordre responsable du mur et des réseaux souterrains qui lui sont parallèles, de la formation directe ou indirecte des couloirs. La direction N.W.-S.E. oriente aussi les grandes tables de **tsingy** donnant par place un aspect strié à la surface du plateau. Les deux autres directions forment des fractures de deuxième ordre qui, dans le détail, donnent leur forme au **tsingy**.

Ces fractures ont des origines diverses. La direction N.E.-S.W. est un trait majeur de la tectonique du nord de l'île, responsable des escarpements que l'on suit sur 80 km entre Maromandia et Ambanja, puis sur 60 km entre Ambanja et Ambilobe (chaîne du Galoko) et oriente aussi à notre avis la vallée de la Saharena en bordure du plateau Sahafary. Il en est de même pour la perpendiculaire N.W.-S.E. qui oriente entre autres le graben du bas-Sambirano. Il s'agit de fractures du socle qui est proche de la surface dans cette région.

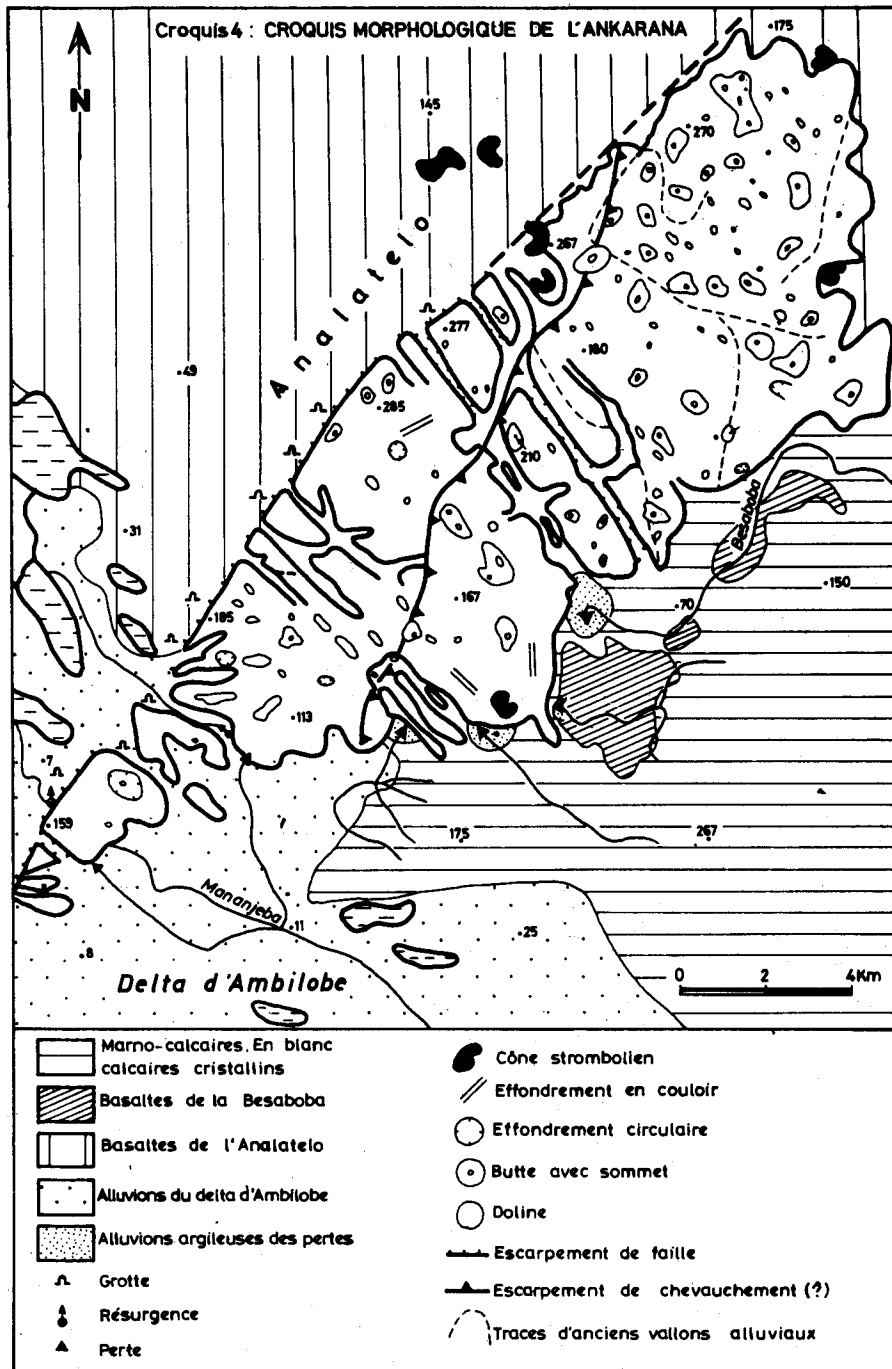
Mais c'est la structure d'ensemble du massif qui permet d'expliquer l'intensité peu ordinaire de la fracturation. La forme générale du massif est curieusement celle d'un synclinal (J. de Saint-Ours, 1963), les pendages, faibles, sont convergents vers le centre du massif. Un escarpement net le divise en deux parties suivant une ligne sinueuse grossièrement parallèle au mur, bien visible sur les photographies aériennes. Cette ligne a été interprétée comme un escarpement de chevauchement à regard N.W. Suivant C. Hubault (1963) les séries jurassiques de l'Ankarana-Analamera n'ont pas suivi la surrection du socle et des séries Karoo pré-jurassiques et un décollement se serait produit amenant une tectonique souple d'écoulement par gravité de la série jurassique vers le N.W. C'est cette tectonique qui serait responsable du chevauchement et de la forme synclinale du massif de l'Ankarana. L'intense fracturation serait liée à ces glissements.

En définitive la morphologie de l'Ankarana est étroitement dépendante de la lithologie et de la tectonique. Les formes karstiques en particulier sont calquées sur la trame structurale. C'est actuellement une tendance générale des karstologues que de reconnaître la primauté de la structure dans l'édification de ce type de relief. Cette position n'exclut pas le rôle de la dissolution, la structure n'est qu'un cadre à l'intérieur duquel s'exercent les phénomènes karstiques qu'il nous faut étudier.

II. — L'EVOLUTION DU RELIEF KARSTIQUE

A. Position du problème

Les idées classiques sur la karstification en milieu tropical partent de la constatation du grand développement des formes de surface par rapport aux formes profondes que l'on disait peu importantes, et auxquelles on oppose



volontiers les grands réseaux profonds des moyennes latitudes (Holloch, Ver-cors) où la karstification en profondeur est plus active que la karstification de surface. Certains auteurs pensent également que la différence des formes entre le milieu tropical et les milieux tempérés résultent d'une simple différence de durée d'évolution, les formes karstiques de base étant celles du karst dinarique. On distingue encore parfois un karst "jeune" à dolines et un karst tropical "âgé". Le karst tropical était donc considéré comme une forme évoluée due à la quasi exclusivité de la dissolution superficielle. De plus on admet une évolution lente de ces formés en particulier sous climat tropical sec (J. Corbel, 1959).

Mais des recherches plus précises ont montré que d'importants réseaux souterrains existent aussi en milieu tropical, tel celui de l'Ankarana (plus de 30 km). En outre, il apparaît de plus en plus nettement que les formes des karsts tropicaux sont originales et ne représentent pas obligatoirement un stade évolué. Ce sont les auteurs allemands qui à la suite de H. Lehmann ont mis l'accent sur ce point. Face à ces contradictions il convient de passer en revue les modalités de la karstification en milieu tropical.

Les facteurs de la karstification.

Le facteur fondamental commandant la dissolution est la teneur en CO₂ des eaux. Ce CO₂ est d'origine atmosphérique ou est fourni par la végétation vivante ou en décomposition qui augmente la teneur en CO₂ des eaux percolantes. Les acides des eaux de pluie (HNO₃ des cyclones tropicaux par exemple) et divers acides organiques peuvent agir, mais le rôle du CO₂ paraît primordial.

Or, J. Corbel (thèse, 1957) a fait remarquer que le pouvoir de dissolution des eaux était plus important à froid qu'à chaud, car la teneur de l'eau en CO₂ diminue quand la température augmente. (Application de la loi de Henry in Roques, 1962 et 1964). Cette diminution est de 1 à 3 entre 0 degré et 35 degrés. Cet argument a permis de conclure à une faible agressivité des eaux tropicales par rapport aux eaux du domaine froid.

Cependant le facteur qui détermine, sauf dans les circulations siphonantes, la teneur de l'eau en CO₂ est la pression partielle de ce gaz dans l'air. A l'air libre $P.CO_2 = 3.10^{-4}$. Dans différentes grottes d'Europe $P.CO_2$ varie de 3.10^{-4} à 5.10^{-2} , soit une variabilité de 1 à 160 au moins. Nos propres mesures dans les cavités de l'Ankarana montrent que cette variabilité existe aussi en milieu tropical, non seulement entre différentes cavités, mais d'un point à l'autre d'une même grotte et semble-t-il en un même lieu suivant les saisons.

Comparées aux variations de $P.CO_2$ les variations du coefficient de dissolution suivant la température paraissent faibles. C.M. Ek (1969) estime même qu'elle est négligeable, car la teneur de l'air des grottes en CO₂ augmente théoriquement avec la température. Cela permet de mieux comprendre la contradiction entre l'idée suivant laquelle les eaux chaudes sont moins agressives que les eaux froides et le grand développement des cavités en milieu tropical.

En fait, l'action de la température est réelle mais s'exerce suivant d'autres procédés. Un autre aspect du problème est celui de la vitesse de réaction : la vitesse de diffusion du CO₂ dans l'eau est très lente à froid et très rapide à chaud. Le rapport pourrait être de 1 à 400 (A. Bögli, 1956). Une autre conséquence de cette accélération des processus physico-chimiques est que la mise en solution des carbonates est pratiquement instantanée pour les eaux tropicales alors qu'elle est longue pour les eaux froides. En d'autres termes les **eaux tropicales se chargent en carbonates et se rechargent en CO₂ bien plus rapidement que les eaux des milieux froids.**

Cette vitesse de mise en solution permet d'expliquer, à notre avis, l'impressionnant développement des formes de dissolution superficielle. Enfin, la précipitation est, elle aussi, plus rapide d'où les énormes amas de concrétions caractéristiques des karsts tropicaux.

Les hautes températures des climats tropicaux interviennent aussi indirectement en favorisant l'activité végétale. En certains points de l'Ankarana c'est la densité de la végétation plus que les tsingy qui entravent la progression. Le rôle de cette végétation est important mais complexe. D'une part elle joue un rôle négatif en prélevant une portion des précipitations pour l'évapotranspiration, d'autre part elle active la dissolution par la fourniture de CO₂ et d'acides organiques. Nous avons constaté le phénomène d'activation de la dissolution sur la zone de contact karst nu-karst couvert au niveau de fissures remplies d'humus dans lesquelles s'installent des espèces colonisatrices comme les agaves. Ces fissures parfois larges de 2 à 3 m et profondes de 5 à 10 m constituent une zone de micro-climat plus humide et plus frais que la surface du plateau.

Une question est mal éclaircie : celle du rôle de la végétation vis-à-vis de la pression partielle de CO₂. Pour certains auteurs la forêt fournirait une grande quantité de CO₂. Lehmann et al. (1960) montrent que la végétation vivante et morte permet aux eaux karstiques de Cuba d'être sursaturées et de déposer malgré cela d'un excédent de CO₂ libre. Mais il est à remarquer que pour une intensité lumineuse suffisante - c'est-à-dire pendant la journée - il y a équilibre entre la respiration et la fonction chlorophyllienne. Reste à étudier le problème pendant la nuit sous forêt dense. Il est possible que la teneur en CO₂ dans l'air soit alors plus importante, mais dans quelle proportion ? Quelle est son influence au niveau de l'agressivité des eaux ? Le problème est en suspens.

L'agressivité des eaux peut être augmentée par la dissolution du CO₂ de l'air du sol lors de l'infiltration des eaux de ruissellement à travers les débris végétaux en décomposition. Décomposition très active sous climat tropical. Dans l'Ankarana, sous forêt, l'épaisseur de la litière peut être de 30 à 40 cm. Il serait possible de déterminer la teneur du sol en CO₂ et ses variations saisonnières certainement très fortes en milieu tropical sec par des mesures du type de celles que Gerstenhauer (1969) a effectuées en Allemagne. Ces mesures sont inexistantes pour les karst tropicaux (5).

(5) Les résultats des mesures que nous effectuons sur ce problème seront publiés ultérieurement.

Autre point à préciser : l'influence des variations saisonnières. La saison sèche ralentit considérablement l'activité végétale. Les feuilles jonchent le sol, seules les espèces nettement xérophiles restent actives (Pachipodium, agaves, certaines orchidacées, Euphorbes). Cette litière va entrer en décomposition pendant la saison des pluies qui est aussi la saison d'activité végétale intense.

Au total, suivant le jour et la nuit, suivant les saisons, des variations dans la fourniture de CO₂ et donc dans l'intensité de la dissolution doivent être envisagées. Une série de mesures et d'expériences théoriques sur la végétation de l'Ankarana permettront peut-être d'apporter des éléments de solution.

La quantité de précipitations est également un facteur fondamental de la karstification. Les précipitations agissent par ruissellement donnant les lapiés, cupules, sculptant les *tsingy* suivant la ligne de plus grande pente. Il faut noter que sous forêt, la régularité des lapiés divergents depuis la pointe des *tsingy* disparaît, les feuilles abondantes en saison des pluies font écran, formant gouttière, elles concentrent les filets d'eau et entraînent l'apparition de cupules puis de vasques qui défoncent les lapiés. Nous n'avons jamais observé de telles vasques sur les *tsingy* nus.

Elles agissent aussi par infiltration et écoulement souterrain. Seule une partie de la tranche d'eau tombée est active du fait du prélèvement par évapotranspiration. Nos observations nous conduisent à penser que le déficit d'écoulement est particulièrement peu important dans le cas de l'Ankarana. En saison chaude les pluies espacées et brèves sont inefficaces, l'évaporation est quasi instantanée. Nous avons mesuré au début d'un bref orage de saison chaude des températures de 46 à 55 degrés à la surface des calcaires, pour une température de l'air sous-abri de 37 degrés. La température de l'air au-dessus de la surface à *tsingy* atteint parfois 43 degrés du fait d'une intense réverbération. En saison chaude seules sont efficaces les pluies de longue durée et les cyclones.

En saison sèche, les rares averses sont presque entièrement évaporées. La hauteur des précipitations dans l'Ankarana est difficile à préciser. Le régime de la plus proche station : Ambilobé (1 870 mm) est différent du fait de sa position encaissée. Les données du poste d'Anivorano au nord du massif pourraient être une meilleure indication mais sont sujettes à caution. Nous pensons qu'elles sont supérieures à 1 900 mm car il existe au niveau des massifs de l'Ankarana-Analamera une anomalie pluviométrique. Les passages nuageux et les pluies y sont plus fréquents que sur les zones voisines du nord (Anivorano) et du sud (Ambilobe). L'installation de pluviomètres et des mesures d'évaporation potentielle pourront fournir ces données indispensables. Enfin il faut signaler en saison chaude, la présence d'importants brouillards mouillants à l'aube entre 4 h 30 et 6 h. L'humidité est telle que les calcaires sont suintants et si glissants que la marche est impossible.

La rapide revue des facteurs pouvant influencer la karstification nous permet de penser que la différence entre les karst tropicaux et les karst des moyennes latitudes n'est pas simplement un problème de durée d'évolution comme on l'a longtemps supposé. L'originalité du milieu tropical à saison sèche marquée permet d'envisager des processus originaux ou plus exactement

une importance relative des facteurs différente des milieux tempérés. Les idées classiques d'évolution ne se vérifient pas dans l'Ankarana. Le karst profond est aussi spectaculaire que le modelé de surface, et jamais l'Ankarana n'a connu de karstification de type dinarique.

Les méthodes classiques d'étude de l'évolution du karst et leurs limites.

La plus courante est la mesure du pH et de la teneur en carbonates des eaux de ruissellement ou de sources karstiques. A partir de la teneur moyenne t exprimée en mg/l et connaissant le cube annuel écoulé Q par le réseau karstique, on obtient la quantité de calcaire dissoute : $m = Qt$. C'est à partir de cette formule que J. Corbel (1959) a établi sa formule permettant de calculer la dissolution spécifique : $m' = \frac{4Et}{100}$ en $\text{cm}^3/\text{m}^2/\text{an}$, E étant la tranche

d'eau écoulée en dm. Cette dissolution spécifique peut aussi s'exprimer en épaisseur de calcaire dissout par siècle ou par millénaire.

Dans un article récent J. Nicod (1970) a fait le point des critiques concernant ce type de calcul. Elles sont de deux ordres.

- incertitude sur le calcul de la tranche d'eau écoulée et sur le calcul des teneurs moyennes ;

- incertitude de l'interprétation morphologique du fait de la difficulté d'apprécier la part de la dissolution superficielle et de la dissolution profonde ; caractère aléatoire de l'extrapolation dans le passé des données actuelles.

De telles mesures ont souvent été faites en milieu tropical. Les valeurs ainsi calculées de la tranche érodée varient de 50 mm/millénaire (6) pour les tropiques humides (Jamaïque), à 20 mm/millénaire pour la zone tropicale sèche (7) (Yucatan). On en a déduit la faiblesse de l'ablation karstique sous climat chaud par rapport aux climats froids et humides où ces mesures donnent 400 mm/millénaire au Svartissen et encore 240 mm/millénaire dans le Vercors (8). La faiblesse de la dissolution en milieu tropical a été contestée récemment par D. Balazs qui dans une série de publications (1966, 1970, 1971) donne pour les karst indonésiens des valeurs de l'ordre de 100 mm/millénaire.

Mais il existe à notre avis une erreur de base dans ces calculs. En effet, tous ces calculs même ceux de D. Balazs reposent sur des mesures ponctuelles des teneurs. Les auteurs ont prélevé les eaux de plusieurs sources pendant une même période, au plus pendant quelques mois, puis à partir de ces données ont tiré des conclusions sur la vitesse actuelle d'évolution du karst. Parfois ces chiffres ont été extrapolés pour définir l'évolution karstique pendant tout le Quaternaire. Procédé fondé sur l'analogie probable des climats

(6) P. Birot, J. Corbel et R. Muxart (1968).

(7) J. Corbel (1965).

(8) J. Corbel (1959).

actuels et des climats quaternaires dans la zone chaude. Malheureusement nous ne savons qu'imparfaitement ce qu'étaient les climats quaternaires, nous n'avons que peu d'indications sur la paléobotanique et sur la variation des aires géographiques de ces climats.

Mais surtout ces mesures ponctuelles ont été effectuées pendant la saison sèche et cela pour des raisons pratiques évidentes. Or, d'une part il est possible que les mesures ponctuelles ne reflètent que très imparfaitement la réalité du fait de la variabilité des teneurs en CO₂ et d'autre part les mesures de saison des pluies sont de la plus grande importance car, s'il paraît logique d'admettre que c'est en période d'étiage que s'observent les plus fortes concentrations en carbonates, il convient de ne pas oublier que la tranche d'eau écoulée est incomparablement plus importante en saison des pluies et qu'en définitive la valeur absolue de la dissolution y est, sans doute, plus forte qu'en saison sèche. Cela est particulièrement vrai pour les karst tropicaux à longue saison sèche et nous n'avons jusqu'à maintenant aucune mesure de saison des pluies sous ce climat. Les rares teneurs dont nous disposons ont été établies en saison sèche, il n'y a donc rien de surprenant à ce qu'elles ne reflètent que partiellement la réalité. Nos propres mesures réalisées ponctuellement, faute de matériel, mais à une même résurgence et pour une période allant de la fin de la saison sèche à la fin de la saison des pluies tendent à prouver une dissolution active dans l'Ankarana (9). Mais on ne sait rien des phénomènes lors des "cyclones" pendant lesquels des trombes d'eau d'une intensité peu commune peuvent durer pendant des heures, voire plusieurs jours.

Il paraît donc souhaitable de procéder à des mesures en séries sur des nappes ou sources témoin pendant une ou plusieurs années. Ce n'est qu'à cette condition que l'on aura les chiffres nécessaires à l'établissement de théories précises.

B. Les témoins de l'évolution de l'Ankarana

L'Ankarana offre des conditions exceptionnelles pour la détermination de la vitesse d'évolution des formes karstiques. La tectonique, la fossilisation de l'extrémité nord du massif sous des basaltes datés fournissent d'excellents repères.

Les rapports évolution karstique/tectonique.

Les différentes phases de l'évolution tectonique ont été définies par J.P. Karche (10) qui suggère deux phases :

- fracturation N.E.-S.W. au Miocène moyen - Pliocène moyen avec formation de la gouttière synclinale ;
- basculement au Pliocène supérieur - Quaternaire ancien en relation avec la seconde phase volcanique de la montagne d'Ambre.

(9) Ces mesures complétées et poursuivies sur un an seront publiées ultérieurement.

(10) Nous remercions vivement J.P. Karche qui nous a communiqué ces renseignements inédits.

Pour notre part, et sans contester la possibilité d'une première phase mio-pliocène, nous ne pensons pas que la grande fraîcheur de l'escarpement de faille puisse permettre son attribution au Tertiaire. La partie visible de l'escarpement nous paraît au plus plio-quatenaire et appartiendrait donc à la seconde phase de J.P. Karche. De la même manière la fraîcheur des escarpements qui limitent les micrograbens suggèrent une même datation et peut-être une attribution plus nettement Quaternaire. Ces escarpements sont antérieurs aux dernières coulées basaltiques qui fossilisent les escarpements. Elles sont rapportées par J.P. Karche au Quaternaire récent.

L'enfoncement du réseau karstique n'a pu se développer qu'en fonction des variations du niveau de base. Ces variations ont pu avoir deux causes : l'eustatisme ou la tectonique. Nous ne pensons pas que l'eustatisme puisse être invoqué, les régressions ont été trop brèves, le niveau marin trop instable pendant des régressions pour permettre le développement de réseaux aussi vastes que ceux de l'Ankarana. Il est probable que les réseaux fossiles sont les témoins des différentes phases tectoniques.

Dans cette optique l'ensemble des réseaux se seraient développés en gros depuis le Pliocène.

Les rapports karst/basaltes.

J.P. Karche distingue dans la région de l'Ankarana deux grandes séries de coulées basaltiques. La plus ancienne datée Quaternaire ancien-moyen emprunte sur le flanc Est du massif une ancienne vallée fluviale. Entre les basaltes et le karst coule une rivière : la Besaboba. La seconde série datée Quaternaire récent fossilise à l'Ouest le mur de l'Ankarana et pénètre dans les couloirs ; c'est la coulée de l'Analatelo.

Enfin la phase terminale du volcanisme se traduit par des cônes stromboliens, souvent égueulés, avec parfois de petites coulées. Les plus anciens de ces cônes appartiennent pour J.P. Karche au Plio-Quaternaire. Les plus récents sont d'une extrême fraîcheur, ils ne sont même pas attaqués par des barrancos.

Le contact du karst et de la coulée de la Besaboba est malvisible, la rivière ayant retaillé une vallée de 10 à 20 m de profondeur entre les calcaires et les basaltes. Mais dans la coulée on trouve des blocs de calcaire dont une partie au moins ne sont pas en place mais emballés dans les basaltes. De petits lapiés apparaissent sur les blocs anciennement exhumés, les blocs récemment dégagés sont intacts et nous n'avons jamais trouvé de fragments de *tsingy* emballés dans ces basaltes. On peut en déduire que si la fragmentation des calcaires est antérieure à la coulée, la karstification ne devait pas être très avancée au quaternaire ancien, et en tout cas les *tsingy* ne devaient pas être très développés sur la bordure Est du massif. En outre de nombreuses dépressions cryptokarstiques affectent la surface de ces basaltes.

Les calcaires sont directement en contact avec la coulée de l'Analatelo. Le contact est franc et nous n'avons pas trouvé de coupe en bordure du mur. La surface de l'Analatelo n'est pas affectée de dépressions cryptokarstiques.



Dans le nord du massif les calcaires sont fossilisés par les cônes stromboliens, un certain nombre se sont formés au milieu du massif et on dispose là de coupes très nettes. La coupe de l'Ankopatra est particulièrement intéressante. L'Ankopatra est un cône strombolien dont les bordures fossilisent la surface des calcaires à *tsingy*. Là où le dégagement est très récent, les calcaires bien que diaclasés ne sont pas attaqués par la dissolution. Au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone en voie d'exhumation on voit peu à peu les dalles de calcaire attaquées par des cupules puis par des lapiés, ensuite donner des ébauches d'aiguilles et on passe enfin à une surface où les *tsingy* sont bien formés quoique moins évolués qu'en d'autres points de l'Ankarana. La transition se fait sur une trentaine de mètres.

Il faut donc admettre que lors de l'émission volcanique les calcaires étaient intacts et que la karstification à cet endroit est postérieure à l'édification du cône dont les formes peu altérées suggèrent un âge de quelques dizaines de milliers d'années au plus. Même en admettant un dégagement immédiat ce court laps de temps suffit à la formation de *tsingy*.

Contrairement aux idées admises l'évolution de ce karst tropical paraît donc rapide. Diverses observations nous permettent d'avancer à titre provisoire, une valeur de l'ablation comprise entre 150 et 200 mm/millénaire.

CONCLUSION

L'évolution morphologique de l'Ankarana est complexe. Les interférences entre la structure, la tectonique et la karstification permettent cependant d'en définir les étapes. Dans l'état actuel de nos recherches nous proposons le schéma suivant :

— Dans un premier temps la karstification se développe, sans doute à partir d'une surface d'érosion dans les calcaires supérieurs homologues de ceux de l'Analamera, postérieurs aux calcaires à *tsingy*, (bathonien moyen-supérieur). Elle donne naissance à un karst à buttes du type kuppen ou kegel. Ce karst est peut-être associé à un écoulement de type aérien ou subaérien et à un premier réseau de circulations. Cette phase est antérieure au rejeu principal de la faille de l'Ankarana. Nous pourrions la placer au Pliocène.

— Une phase tectonique majeure provoque le rejeu du mur et la formation des fracturés N.W.-S.E. et N.E.-S.W. Le réseau karstique s'enfonçant entraînant le début du dégagement de la surface à *tsingy* et la formation d'un second étage de circulations. Nous serions tenté de placer cette phase au Plio-Quaternaire.

— Un rejeu quaternaire moyen de faible ampleur accompagne la dernière série d'émissions basaltiques provoquant la formation de l'étage subfossile de circulations tandis que se poursuit le dégagement de la surface à *tsingy*.

— Enfin, au Quaternaire récent vient la phase terminale strombolienne, le dégagement de la surface à *tsingy* continuant encore et la karstification étant actuellement rapide.

Cette rapidité d'évolution ne va pas à l'encontre de l'hypothèse formulée par J. Tricart (1960) suivant laquelle ce type de karst évolue très lentement sous le climat tropical sec du Brésil (900 mm de précipitations). Il faut à notre avis faire intervenir la notion de seuil. Lorsque la pluviosité tombe au-dessous d'un certain plancher la karstification n'est plus possible car la tranche d'eau disponible est nulle ; inversement, il est probable que la vitesse d'évolution s'accroît rapidement avec l'augmentation de la pluviosité.

Bien des problèmes de l'Ankarana ne sont pas encore résolus. Nous ne savons que peu de choses sur les paléoclimats quaternaires. L'absence de concrétions dans l'étage subfossile de galeries ne trouve pas d'explications. Il est probable que dans la partie sud du massif le mur a joué un temps le rôle de falaise puisque son pied n'est qu'à quelques mètres au-dessus du niveau moyen actuel de la mer dont il n'est séparé que par trois à quatre kilomètres d'alluvions de delta d'Ambilobe. Dans ce cas, quels ont pu être les processus et quelle influence ont-ils eu sur la karstification ?

Cependant, par les exceptionnelles possibilités de datations qu'offre son évolution polyphasée, par son modelé original, l'Ankarana est un remarquable exemple d'un type de relief très mal connu. Le massif peut permettre l'étude détaillée des problèmes complexes que posent les karst tropicaux.

RESUME

Situé à 13 degrés de latitude sud, le karst de l'Ankarana est développé dans des calcaires subtabulaires, cristallins, très purs et magnésiens du Jurassique moyen. Son modelé est original, la surface du plateau est déchiquetée en clochetons, *tsingy* en malgache. L'Ankarana semble avoir connu à la fin du tertiaire un modelé de kuppenkarst; c'est à la suite de mouvements tectoniques que le réseau karstique s'est enfoncé dégageant la surface des calcaires cristallins. L'étude des facteurs de la dissolution fait apparaître la profonde originalité des conditions de la karstification en milieu tropical à saison sèche marquée.

Les phases tectoniques et la fossilisation des bordures de plateau sous des coulées basaltiques d'âge connu permet de dater l'évolution de relief. Contrairement aux idées admises sur la vitesse de karstification sous climat tropical sec, l'Ankarana paraît avoir évolué rapidement.

ZUSAMMENFASSUNG

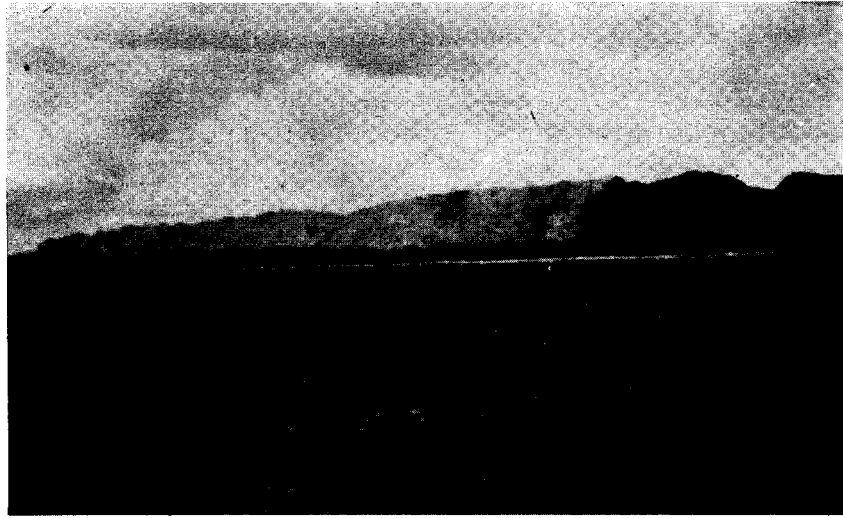
Der im aussersten Norden von Madagaskar liegende Karst von dem Ankarana ist in tafelförmigen, kristallinischen, reinen und dolomitischen Kalksteinen von der mittleren Juraformation sehr entwickelt. Seine Gestaltung est original, die Oberfläche des Tafellandes est in "pinacles". *tsingy* in madagassisch, zerklüftet. Es scheint, das der Ankarana eine Gestaltung Typ Kuppenkarst am Ende des Tertiärs gekannt hat. In Folge tektonischer Bewegungen senkte sich das karstische Netz und machte die Fläche mit *Tsingy* frei. Das unterirdische Netz ist sehr umfangreich. Studiert man die Auflösungs-faktoren, so stellt man die grosse Originalität der Karstifikationsbedingungen in Tropenwelt während der trochenen Jahreszeit fest.

Dank den tektonischen Phasen und der Versteinerung von den Rändern des Massivs infolge Basaltromen und mit einem gekanntem Alter strombolischen Kegeln kann man die Entwicklung des Reliefs datieren. Im Gegensatz zu den angenommenen Ideen über die Geschwindigkeit der Karstifikation in trockenem Tropenklima scheint das Ankaranamassiv sehr schnell sich entwickelt haben.

BIBLIOGRAPHIE

- BALAZS D. (1970).** - Uber die untersuchung tropischer karstwasser in der Indonesischen Inselwelt. Livre du Centenaire Racowitsa. Bucarest. p. 545-576.
- BALAZS D. (1971).** - Intensity of the tropical karst development based on case of Indonesia. Karst as Barlangkukatas, Budapest. p. 33-67.
- BATTISTINI R. (1965).** - Problèmes morphologiques de l'Extrême-Nord de Madagascar. Madagascar, Rev. Géogr., 7, p. 1-60.
- BESAIRIE H. (1965).** - La géologie de la province de Diégo-Suarez. Doc. Bureau géol. Tananarive (ronéotypé).
- BIROT P., CORBEL J., MUXART R. (1968).** - Morphologie des régions calcaires à la Jamaïque et à Porto-Rico. Mémoires et documents du CNRS 4 p. 335-362.
- BOGLI A. (1956).** - Der chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. Report of the commission on karst phenomena. XVIII I.G.U. Congress, Rio-de-Janeiro, p. 7-17.
- COQUET G. et DE SAINT-OURS J. (1964).** - Exploration de la grotte d'Andrafiabe. Madagascar, Rev. Géogr. 4, p. 113-136.
- CORBEL J. (1957).** - Les karst du Nord-Ouest de l'Europe. Thèse.
- CORBEL J. (1959).** - Karst du Yucatan et de la Floride. Bull. Ass. Géogr. Français 283, p. 2-14.
- CORBEL J. (1959).** - L'érosion en terrain calcaire. Ann. Géogr. 370, p. 97-120.
- CORBEL J. (1965).** - Karst de Yougoslavie et notes sur les karst tchèques et polonais. Rev. Géogr. de l'Est V, p. 245-294.
- DECARY R. (1941).** - Les cavités souterraines à Madagascar, leurs merveilles, leurs habitants. Bull. Soc. Amis du Parc Bot. et Zool. de Tananarive, 5ème rapport annuel, p. 34-42.
- DECARY R. (1947).** - Les grottes de Madagascar, les problèmes qu'elles soulèvent. La feuille des Naturalistes 2, p. 58-59.
- DECARY R. et KIENER A. (1970).** - Les cavités souterraines à Madagascar. Ann. de Spéléo. 25, p. 410-440.
- DUFLOS J. (1966).** - Bilan des explorations biospéléologiques pour l'année 1965. Madagascar, Rev. Géogr. 9, p. 235-252.
- DUFLOS J. (1968).** - Bilan des explorations spéléologiques pour 1966. Madagascar, Rev. Géogr. 12, p. 121-129.
- DUFLOS J. et DE SAINT-OURS J. (1968).** - Résultats hydrogéologiques des explorations souterraines dans le karst de l'Ankarana. C.R. Sem. Géol. Tananarive, 1967, p. 79-81.

- EK C.M. (1969).** - L'effet de la loi de Henry sur la dissolution du CO₂ dans les eaux naturelles. Problems of the karst denudation, Brno, p. 53-55.
- GERSTENHAUHER (1969).** - Der Einfluss der CO₂ Konzentration in der Bodenluft auf die Landformung. Problems of the karst denudation, Brno, p. 43-53.
- HUBAULT Ch. (1963).** - Idées actuelles sur la structure profonde du bassin de Majunga à Madagascar. C.R. Sem. Géol. Tananarive, p. 45-58.
- LEHMANN H., KROMMELBEIN K., LOTSCHER W. (1956).** - Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de Los Organos auf Cuba. Erkunde, X. Bonn.
- LEMOINE P. (1906).** - Etudes géologiques dans le Nord de Madagascar, contribution à l'histoire géologique de l'Océan Indien. Thèse Science, Paris.
- MAYEUR (1775).** - Voyage dans le Nord de Madagascar. Au Cap d'Ambre par Mayeur, rédigé par Barthélémy de Froberville. In Bulletin de l'Académie Malgache, X, 1912, p. 128.
- NICOD J. (1970).** - Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles. Ann. Géogr., p. 311-324.
- RAVELONANOSY C. et DUFLOS J. (1965).** - Bilan des explorations spéléologiques à Madagascar pour l'année 1964. Madagascar, Rev. Géogr. 6, p. 117-132.
- RERAT J.C. (1963).** - Note sur les variations de faciès des séries jurassiques du nord de Madagascar. C.R. Sem. Géol. Tananarive, 1964.
- ROQUES H. (1962).** - Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. Ann. Spéleo. 17.
- ROQUES H. (1964).** - Contribution à l'étude statique et cinétique des systèmes CO₂-H₂O-carbonates. Ann. Spéleo. 19.
- ROQUES H. (1968).** - Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. Mém. et Doc. du CNRS 4, p. 113-151.
- DE SAINT-OURS J. (1958).** - Etudes géologiques dans l'Extrême-Nord de Madagascar et l'archipel des Comores. Mém. hors série du serv. géol. de Mad. Tananarive, 1960.
- DE SAINT-OURS J. (1959).** - Les phénomènes karstiques à Madagascar. Ann. Spéleo. 14, p. 274-291.
- TRICART J. et CARDOSO DA SILVA T. (1960).** - Un exemple d'évolution karstique en milieu tropical sec : le morne de Bom Jésus de Lapa. (Bahia, Brésil). Zeit. f. Géomorph. 4, 1, p. 29-42.
- VERSTAPPEN H. (1964).** - Karst morphology of the Star Mountains (Central New Guinée). Zeit. f. Géomorph. 8, 1, p. 40-49.
- WILFORD G.E. and WALL J.R. (1965).** - Karst topography in Sarawak. The journal of trop. Géogr. 21, p. 44-73.



Ph. 1. - Le mur de l'Ankarana (au premier plan : plaine basaltique de l'Analatelo.



Ph. 2. - Détail des "tsingy" (sous la main gauche du personnage : "tsingy" en lame.

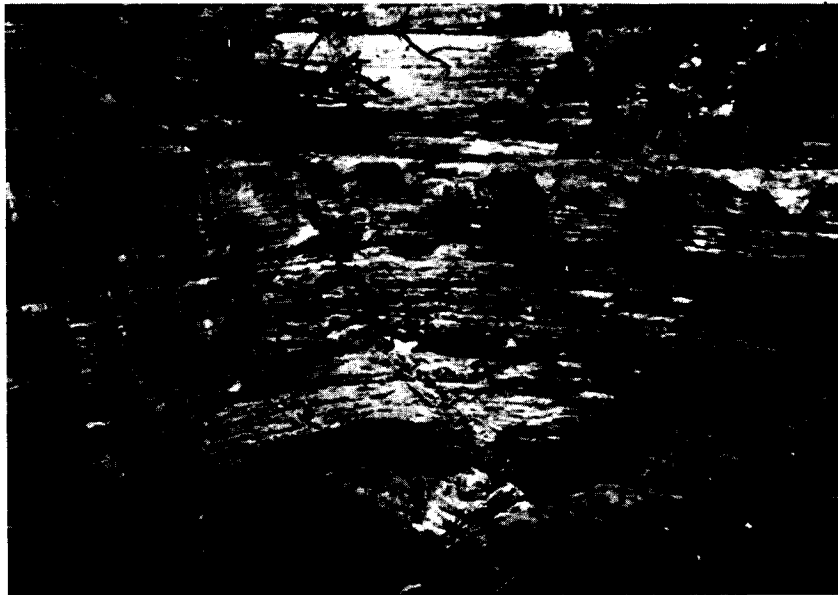


Ph. 3. - Détail de la surface à "tsingy".



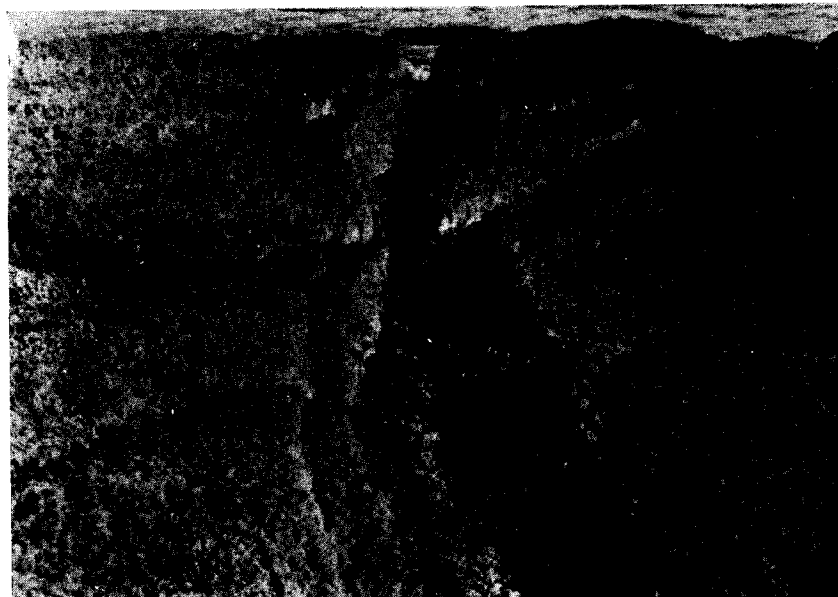
Ph. 4. - Partie sommitale de "tsingy" basculée.
(Noter les arêtes effilées).

Planche VIII



Ph. 5. - La perte de la Besaboba.

Planche IX



Ph. 6. - L'un des couloirs de l'Ankarana. Noter le rôle des failles.
(Photo aérienne oblique de l'auteur).



Ph. 7. - Entrée ouest des grottes de la Mananjeba au pied du mur de l'Ankarana.
Enormes amas de concrétions.

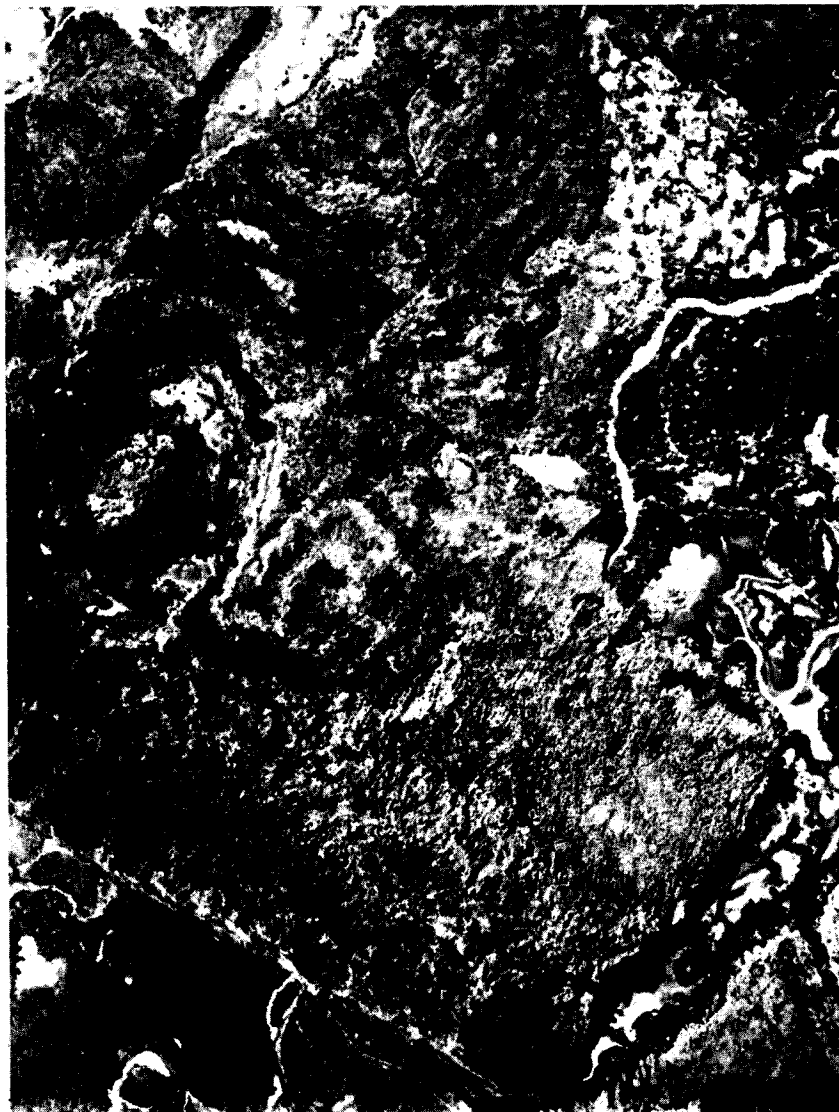
Planche X



Ph. 8. -- Vue aérienne verticale de l'Ankarana. En bas, à gauche : cône strombolien du type "ankopatra". Moitié gauche : surface à "tsingy" surmontée de buttes (noter la disparition progressive des "tsingy" sous les calcaires crayeux des buttes (encadré). En haut, à droite : cours de la Besaboba et perte de la rivière au contact calcaire-basaltes. (Cliché I.G.N.)

Planche XI





Ph. 9. - Vue aérienne verticale de l'Ankarana. En bas : le mur de l'Ankarana (escarpement de faille) avec la résurgence de la Mananjeba. Vers le haut : perte de la Mananjeba. Au centre et à gauche : effondrement sub-circulaire avec butte centrale basaltique. Effondrement de type vulcano-tectonique. (Cliché I.G.N.)

Planche XII