

Le massif karstique du mont Hoyo (N.E. Zaïre)

Raymond MICHEL

Résumé

Le massif du mont Hoyo est situé à une distance de près de 50 km au S.O. du lac Mobutu (Zaïre) et est caractérisé par un climat équatorial à forêt dense. On y observe plusieurs réseaux karstiques souterrains localisés dans une dolomie d'âge précambrien (Lindien?). Les grottes présentent un réseau en labyrinthe de type phréatique, faiblement remanié par une morphologie de type vadose. L'ensemble du réseau karstique se caractérise par un colmatage important composé principalement de silt et de deux niveaux de planchers stalagmitiques. Plusieurs études du site ont permis d'aboutir aux conclusions suivantes : - le massif du mont Hoyo correspond à un graben inversé contemporain du rift ouest africain; - le développement du karst est en grande partie antérieur au soulèvement du massif; - l'orientation du karst est liée aux structures cassantes (linéaments) contemporaines de la formation du Western Rift Valley, donc des mouvements de la plaque somalienne; - les analyses chimiques ont mis en évidence une faible valeur de la pression partielle de CO_2 de l'air et du sol des grottes, et une très faible valeur de la dureté totale (TH) de la seule rivière souterraine (Issehe) du massif; - l'analyse DRX des concrétions montre la présence de deux carbonates (calcite, aragonite) et d'un sulfate (gypse); - plusieurs indices témoignent de l'évolution polygénétique du karst.

Abstract

Mount Hoyo is located at 50 km S.W. from Lake Mobutu (N.E. Zaïre) under equatorial forest. Twelve caves are in Precambrian dolomitic limestone (Lindien ?) not strongly faulted but very folded. Several maze caves (Matupi, Kabambi) contain evidence of phreatic origin, but removed by vadose actions. Caves are filled and sometimes plugged by silt deposits and at least two flowstones levels. Several techniques studies give next conclusions : - Mount Hoyo corresponds to inverted graben contemporary of the West African Rift; - Karst development is anterior to the orogenesis (Miocene ?) of this mount; - Karst orientation corresponds to the three directions of lineaments and faults observed in the Western Rift Valley region; - Groundwater and air karst analyses show low values of CO_2 in soil and air caves and low values of CaCO_3 (TH) in the karst river (Issehe); - DRX analyze of speleothems shows two carbonate minerals (calcite, aragonite) and one sulfate mineral (gypsum); - Several indications (geomorphology, palynology) show polygenetic evolution of karst.

I. INTRODUCTION

L'existence des grottes du mont des Homas (Homas signifie grotte en language kilesse) a été signalée dès 1940 par M. DE SAN et M. DE LAVELEYE, respectivement prospecteur et agronome au Congo Belge de l'époque.

Mais la connaissance du mont Hoyo s'est surtout développée grâce aux travaux de SLUYS (1946, 1947) et de RUSCART (1951).

Par la suite, plusieurs études y furent réalisées; citons : OLLIER et HARROP (1963), VAN NOTEN (1977), VAN NEER (1984) et BROOK (1990).

Notre étude est basée sur un ensemble d'observations que nous avons réalisées entre 1973 et 1982, période où nous avons séjourné à Bunia, chef-lieu de la région de l'Ituri.

A. Localisation

Le mont des Homas ($1^{\circ}13' \text{ N}$, $29^{\circ}49' \text{ E}$) est un massif sédimentaire situé dans le nord-est du Zaïre. Son sommet, le mont Hoyo (1450 m), culmine à 25 km au sud d'Irumu et à 50 km du lac Mobutu (Fig. 1).

Ce massif s'étend sur 12 km d'est en ouest et sur 8 km du nord au sud. Il se situe entre la dépression de l'Ituri (rivière Bombuo) à l'ouest, la cuvette d'Irumu au nord, la vallée de la Semliki (fossé tectonique africain occidental) à l'est et la rive droite de la Loyu au sud.

B. Climat et végétation

Par la valeur de ses précipitations annuelles (plus de 1500 mm), le nombre et l'intensité des précipitations, le climat du mont Hoyo peut être qualifié d'équatorial. Cependant, on observe une saison sèche bien marquée

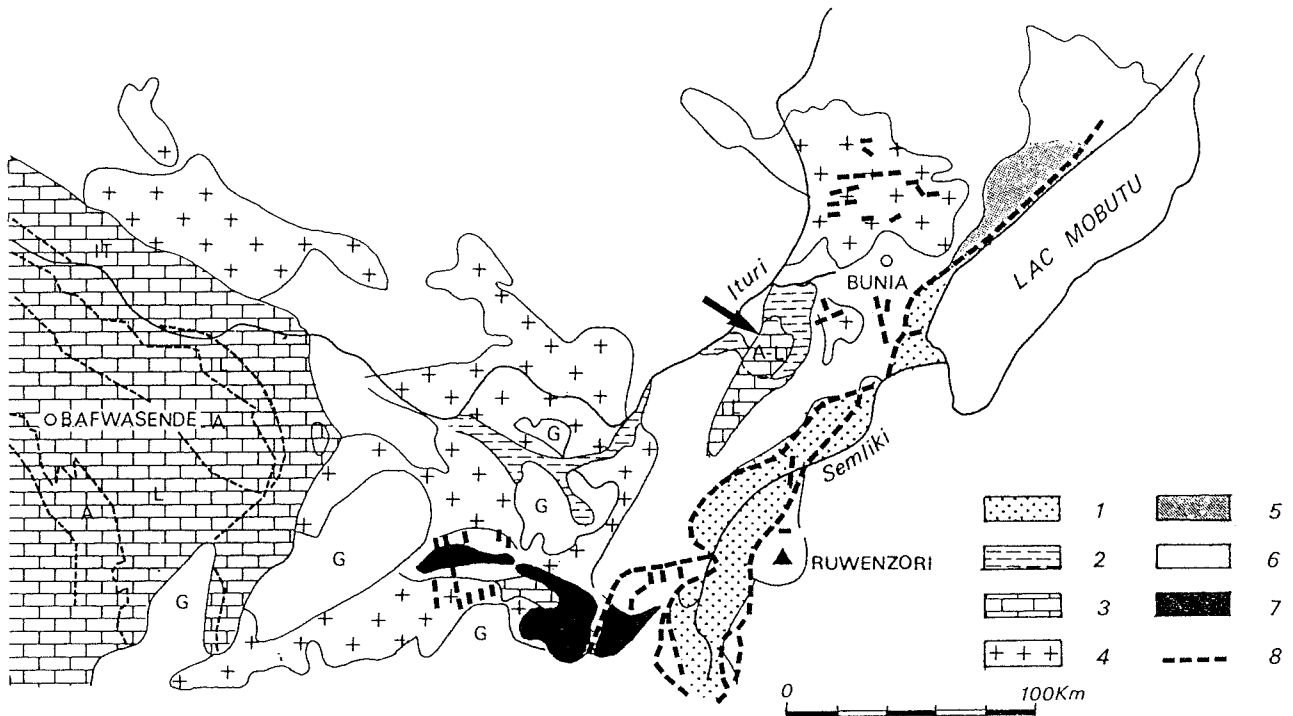
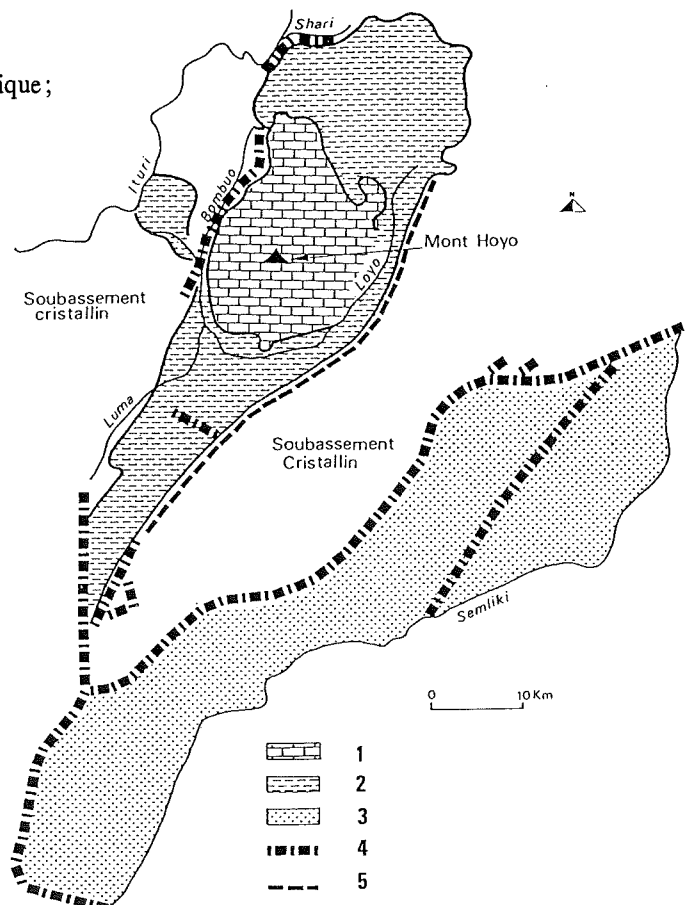


Figure 1 : Géologie de l'Ituri.

1. Miocène - Pliocène - Pléistocène; 2. Permien; 3. Aruwimi; 4. Kibalien; 5. Formation de la Garamba; 6. Granite; 7. Basaltes; 8. Failles principales.

Figure 2 : Structure géologique du mont Hoyo.

1. Formations du Mont des Homas;
 2. Formations de la Luma et de la Loyo;
 3. Formations sédimentaires cénozoïques du fossé tectonique;
 4. Faille;
 5. Faille probable (LEPERSONNE, 1971).



(janvier, février) et une température moyenne de 20°C qui montrent une influence de la situation géographique (proximité du lac Mobutu) et de l'altitude (850 à 1450 m).

A l'exception de la partie sommitale couverte par une savane arbustive, la presque totalité du massif du mont Hoyo est couverte d'une forêt équatoriale dont la densité est maximum près des falaises dolomitiques. Parmi les essences observées, on peut citer : *cynometra* (50 %), *ficus*, *chlorophora*, *fagara*, *tulipier du Gabon*, etc. Les arbres géants sont le *kasuku* et le *liboyo*. Les fougères abondent et les talwegs des cours d'eau s'ornent de variétés arborescentes.

II. LA GEOLOGIE

Les formations géologiques du mont des Homas ont été décrites respectivement par SLUYS (1946, 1947), par RUSCART (1951) et par LEPERSONNE (1968).

Le massif du mont Hoyo débute sur son versant occidental dès la traversée de la rivière Bombuo (altitude 860 m), située à 7 km de la route Beni-Bunia. Cette rivière constitue la limite entre le soubassement granitique et les grès (Fig. 2).

Plusieurs coupes géologiques ouest-est peuvent être réalisées soit le long de la route menant à l'hôtel, soit le long de l'Issehe, affluent de la Bombuo.

La géologie du mont des Homas a soulevé depuis 1947 quelques problèmes dont les solutions commencent à se préciser grâce aux techniques actuelles (télétection notamment).

A. La stratigraphie

Les couches du massif sédimentaire du mont des Homas ont un pendage faible (5 à 15°), de direction variable (de N.W. à S.E.). Cependant, des ondulations plus importantes (30° à la grotte Yolohafiri) ont été observées dans les bancs carbonatés.

La stratigraphie du mont des Homas a été décrite respectivement par SLUYS (1946, 1947), par RUSCART (1951) et par LEPERSONNE (1968).

Pour la coupe ouest-est, nous proposons la succession suivante (Fig. 3) :

10. Dolomies bleues du sommet	40 m
9. Grès gris	20 m
8. Calcaire argileux	40 m
7. Grès gris, parfois argileux, quartzite	85 m
6. Schiste gris-bleu, grès dolomitiques	15 m

5. "Dolomies des grottes" en bancs épais, parfois à stromatolithes	120 m
4. Grès gris à galets de quartzite, poudingue	40 m
3. Lambeau de calcaires, dolomies entre failles radiales	15 m
2. Grès gris-brun, parfois avec galets de quartzite, localement poudingue	215 m
1. Granite du soubassement (rivière Bombuo :860 m).	

Plusieurs bancs dolomitiques de faible épaisseur (0,5 m) forment des plissements dont le pendage varie entre 60 et 80°, tantôt ouest, tantôt est. Ils semblent contemporains de la sédimentation et constituent une structure liée au phénomène de solifluxion en milieu sub-aqueux (SLUYS, 1947). Ces phénomènes peuvent être observés à l'entrée des grottes Marie-Thérèse et Kakambi.

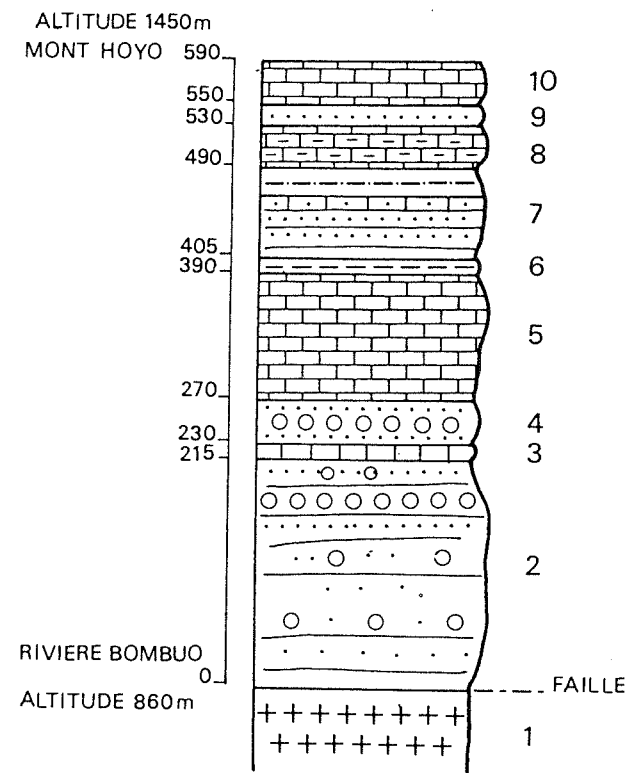


Figure 3 : Coupe lithostratigraphique du Mont Hoyo.

B. La tectonique

L'existence de failles au mont des Homas et au pourtour de celui-ci a été avancée par SLUYS (1946, 1947) et par RUSCART (1951). LEPERSONNE (1968) ne les confirme pas et y voit de simples concordances stratigraphiques entre les formations du mont des Homas et celles de la Luma et de la Loyo.

Une fracture (N 0°) a été observée dans la grotte Kabambi. Elle ne montre pas de rejet important et n'est pas visible sur les photographies aériennes.

Les joints de diaclases sont une caractéristique du massif. On les observe aussi bien dans les niveaux carbonatés (grottes) que dans les niveaux gréseux. Des joints verticaux, parfois espacés de moins de 1 m, ont été observés dans les grès de la chute Ruscart.

L'analyse des photos du satellite LANDSAT TM a permis de distinguer trois familles de linéaments : NNE-SSW, E-W et NW-SE semblables à celles qui ont été mises en évidence dans le Haut-Ituri (MBULOYO et LAVREAU, 1989). Selon les mêmes auteurs, ces linéaments doivent être mis en relation avec le système des failles de la Western Rift Valley.

Les études réalisées dans les régions voisines du rift, c'est-à-dire au Shaba oriental (DELANDSCHUTTER et LAVREAU, 1985) et au Kivu (VILLENEUVE, 1976; MUKONKI, 1980; CHOROWICZ, 1983, 1985, 1989), confirment ces observations.

C. La dolomie des grottes

La dolomie gris-blanc des grottes affleure sous forme d'un grand escarpement de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. De la rivière Yangali jusqu'au-delà de la grotte Kabambi, la paroi dolomitique forme un arc de

cercle dont la convexité fait face à l'ouest.

Au point de vue lithologique, on observe aussi bien des bancs minces (0,5 m) que des bancs épais (4 à 5 m).

L'hétérogénéité est une caractéristique de la dolomie; elle se marque par des variations de constitution minéralogique et chimique d'une strate à l'autre. Mais dans l'ensemble, c'est une dolopelsparite. La teneur en calcite est généralement inférieure à 5%. Certains bancs de l'horizon supérieur sont argilo-calcaires.

D. L'origine du mont des Homas

Le massif du mont des Homas est un lambeau de roches sédimentaires soulevé et isolé du soubassement cristallin par des réseaux de failles radiales.

Les roches (grès, dolomies) n'ont apparemment pas d'équivalent dans la région. Tout au plus peut-on imaginer les rattacher au Lindien qui affleure à près de 250 km à l'ouest (VERBEEK, 1974).

Les limites géologiques du mont des Homas sont : - à l'ouest, le soubassement granitique limité par la faille de la Bombuo; - au sud, la discordance (pendage de plus de 45°) (ou de la faille?) des formations de Loyo et de la Luma (LEPERSONNE, 1968); - à l'est, le granite et la faille du horst de Boga; - au nord, la faille mettant en contact le granite avec le conglomérat d'Eholu et les formations de la Lukuga.

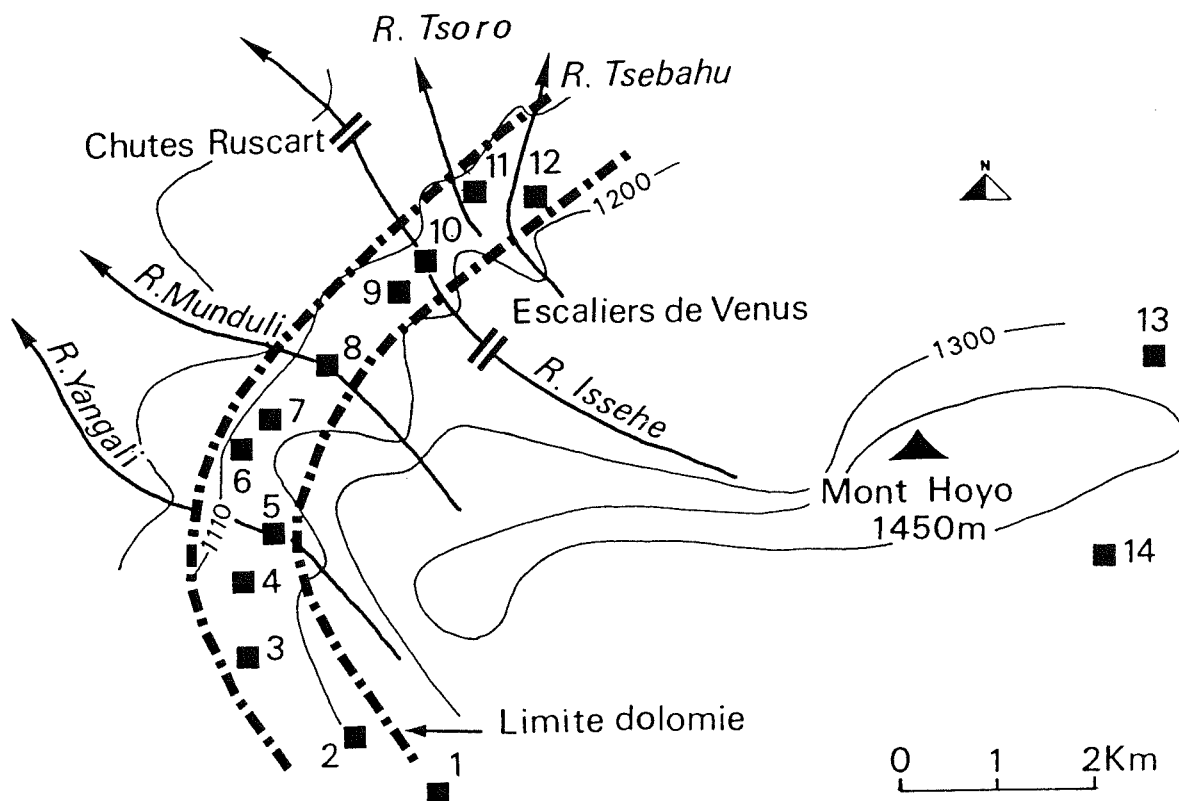


Figure 4 : Localisation des grottes.

1. Matetu; 2. Buhova; 3. Bertha; 4. Atshokabi; 5. Yangali; 6. Marie-Thérèse; 7. Mazenzele; 8. Munduli; 9. Saga Saga; 10. Yolohafri; 11. Matupi; 12. Kabambi; 13. Makwaha; 14. Lipanga.

Les contacts tectoniques étant une caractéristique de la région, les bassins tectoniques nombreux et encore actifs, l'étude géomorphologique du karst (OLLIER et HARROP, 1963; MICHEL, 1991) et l'analyse de la photo satel-

(1946) qui définissait le mont des Homas comme un graben sédimentaire à profil topographique inversé.

III. LES GROTTES

La plupart des grottes du mont Hoyo sont localisées dans une étroite bande correspondant à l'affleurement de la "dolomie des grottes" (Fig. 4).

RUSCART (1951) avait dénombré 28 grottes. En réalité, il n'existe que 12 réseaux différents car le dégagement des conduits, obstrués par des dépôts (surtout des silts), a permis de réaliser, entre plusieurs grottes, des jonctions dont RUSCART (1951) ignorait l'existence.

A. Description de la grotte Matupi (Fig. 5)

A l'entrée de la grotte Matupi, on observe des couloirs à ciel ouvert, caractéristique d'un réseau (NS-WE) en labyrinthe (*Karstgassen*).

La grotte Matupi a un développement restreint. Elle se caractérise par un système de couloirs à 2 réseaux orthogonaux (N0° et N 90°).

La section des galeries varie entre la forme circulaire (type "conduite forcée"), la forme quadrangulaire et la forme "type diaclase de dissolution". On observe un ancien siphon dans la partie sud.

Quelques pendants de voûtes existent dans les conduites forcées. Le sol est rarement rocheux car le colmatage est abondant.

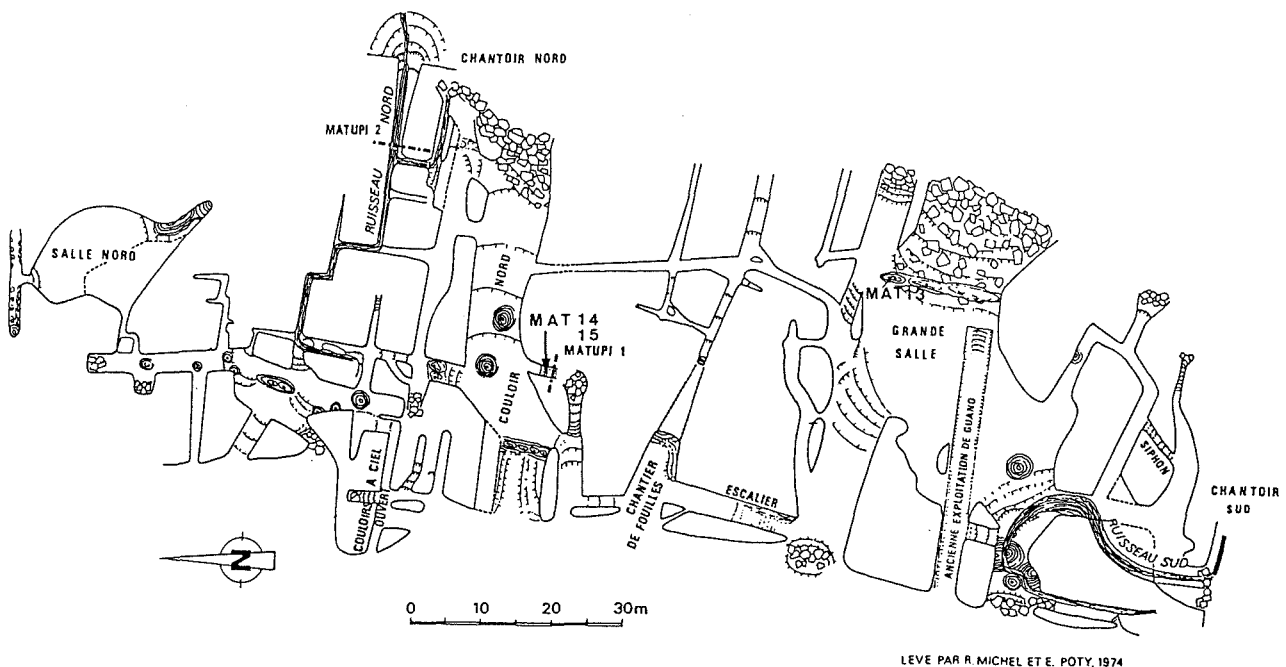
Il n'existe qu'une grande salle dans laquelle on a jadis exploité le guano.

Les pertes (ponors) sont partiellement obstruées par de gros éboulis de schistes bleus et de grès dolomitiques, correspondant aux formations situées stratigraphiquement au-dessus de la dolomie. Les ruisseaux n'ont jamais été observés en activité.

On observe un étagement à 3 niveaux, dont la dénivellation est de 4 à 5 m. Des connexions entre les niveaux existent. L'altitude du niveau inférieur est difficile à préciser car le bedrock est masqué par un remblaiement dont il est difficile de déterminer l'épaisseur (plusieurs mètres).

Le colmatage est important. On distingue : - des silts qui ont presque obstrué le siphon et les couloirs environnants; - des dépôts mal classés, à matrice sablo-limoneuse, contenant des débris de grès et de schistes très altérés; - du cailloutis à émoussé fluviatile constitué de schistes et de grès parfois très altérés; - deux niveaux de plancher stalagmitique bien visibles dans le grand couloir nord; - des concrétions (stalagmites) dont certaines ont un diamètre supérieur à 4 m. Celles-ci présentent des traces d'altération, voire de redissolution (BROOK *et al.*, 1990).

Ce réseau a dû subir plusieurs cycles d'érosion-sédimentation.



LEVE PAR R. MICHEL ET E. POTY, 1974

Figure 5 : Plan de la grotte Matupi.

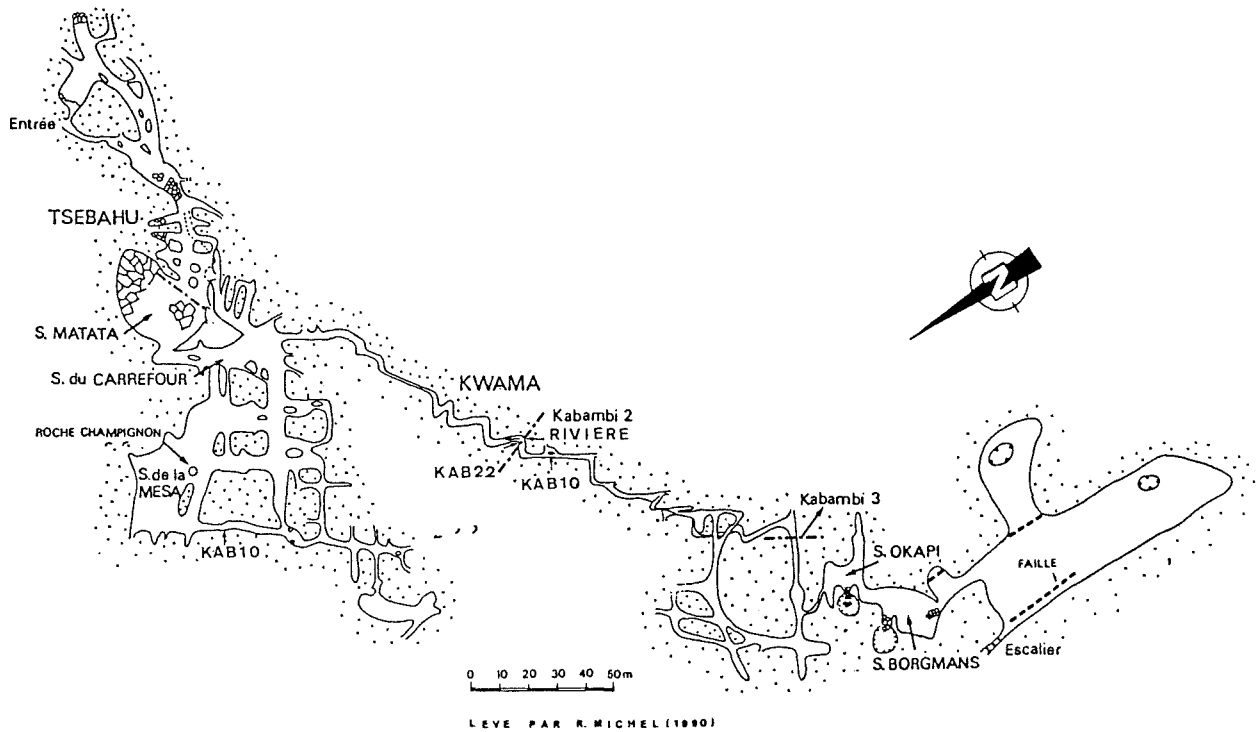


Figure 6 : Plan de la grotte Kabambi.

B. Description de la grotte Kabambi (Fig. 6)

La grotte Kabambi est la plus grande du massif du mont Hoyo (Kabambi signifie grand en langue swahili). RUSCART (1951) y avait distingué trois réseaux différents : Kabambi, Kwama, Tsebahu. Mais ceux-ci ne constituent qu'un seul et même réseau karstique.

Cette grotte se caractérise par des grandes salles (Kabambi, Mesa, Matata, etc.) de plusieurs dizaines de mètres de hauteur. Certaines (Borgmans, Okapi) s'ouvrent vers des dolines dont certains éléments atteignent plusieurs m^3 .

On observe un ruisseau à faible débit (de l'ordre du dm^3/s) dans un couloir étroit et sinueux de type baïonnette dont la direction générale est de $N 50^\circ$. Ce réseau a dû subir plusieurs cycles d'érosion-sédimentation. On y observe un dépôt de type fluvialite recouvert par un plancher stalagmitique (couloir $N 120^\circ$ près de la salle Okapi).

On n'observe pas de siphon mais quelques tronçons de type conduite forcée. Par contre, il existe un réseau en labyrinthe (près de la salle de la Mesa) semblable à celui observé dans la grotte Matupi.

Dans les salles, on observe parfois des coupoles de voûtes pouvant atteindre plusieurs mètres de profondeur. Elles s'allongent le long des fractures ($N 180^\circ$ dans la salle Kabambi) et constituent des niches de prédilection pour les chauves-souris. Dans la salle de la Mesa, on observe une forme de type "roche champignon" qui doit être liée

à une reprise d'érosion.

Le colmatage est important (plusieurs mètres d'épaisseur?). On observe des silts dans le réseau en labyrinthe. Dans le réseau en baïonnette, on trouve des dépôts de type fluvialite contenant du cailloutis schisto-gréseux, comparable à celui que nous avons décrit dans la grotte Matupi. A certains endroits, celui-ci est complètement recouvert par un plancher stalagmitique.

On observe des discordances dans les strates de croissance de plusieurs concrétions qui doivent exprimer une phase de redissolution ou d'érosion.

IV. INFLUENCE DE LA TECTONIQUE SUR LE DEVELOPPEMENT DU KARST

L'observation sur le terrain et le levé du plan des grottes nous a montré que le réseau karstique s'était développé dans des directions privilégiées qui nous semblaient, dès le départ, correspondre à des discontinuités tectoniques. Pour vérifier le bien-fondé de cette hypothèse, il convenait de comparer les directions principales du réseau karstique avec celles des discontinuités sédimentaires (stratification) et tectonique (diaclyse, faille) (Fig. 7).

A. Les directions du karst

Après analyse statistique du réseau (direction et longueur) des grottes Matupi et Kabambi, il apparaît que l'orientation du réseau karstique du mont Hoyo se présente suivant quatre directions principales : - l'orientation $N 0^\circ$ (35 %) et $N 270^\circ$ (34 %) est caractéristique du

réseau de Matupi; - l'orientation N 10° à 30°E (52 %) et N 300° (22 %) est caractéristique du réseau de Kabambi.

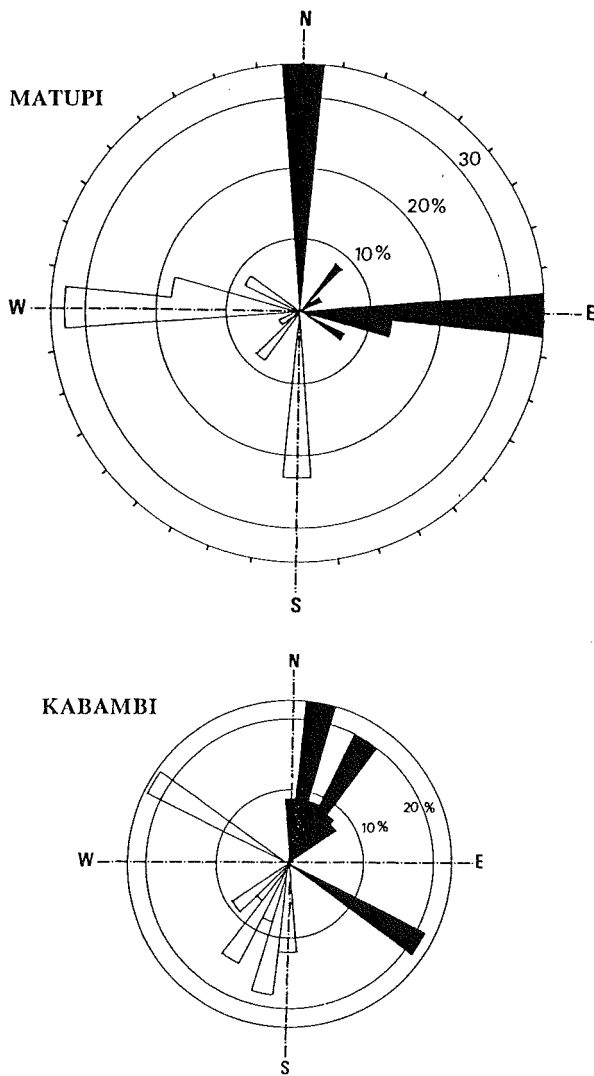


Figure 7 : Rose d'orientation du réseau karstique.

B. Les discontinuités

Malgré l'allure monoclinale (pendage de 10 à 15°N) du massif et une stratification à fréquence moyenne (3 à 4 m), celle-ci ne semble pas avoir joué un grand rôle dans le développement des grottes étudiées.

Seules les nombreuses discontinuités tectoniques (diaclasses, failles à faible rejet) observées sur le terrain (surtout Kabambi), sur les photos aériennes et sur les photos satellites ont facilité la circulation des eaux karstiques et le développement du karst.

C. Relation entre les directions du karst et les discontinuités

L'orientation N 10° à 30°E est dominante dans le karst (52 % à Kabambi). Elle correspond au groupe de linéaments le plus important observé dans le bassin du Haut-Ituri (MBULOYO et LAVREAU, 1989). Cette direction est plus ou moins parallèle au fossé albertin (N 40°-50°) et aux failles qui y sont associées.

L'orientation N.S. (N 0°) correspond aux linéaments sub-méridiens caractéristiques de la partie occidentale de l'Ituri. Des failles de même direction sont signalées sur les cartes géologiques de la région.

L'orientation N 270° à N 300° est proche de celle des ruisseaux du versant occidental du mont Hoyo. Elle peut aussi être rattachée à une famille de linéaments qui sont interprétés dans la vallée de l'Ituri comme des failles décrochantes (MBULOYO et LAVREAU, 1989).

D. Conclusion

La géométrie du réseau karstique du mont Hoyo est liée à la tectonique cassante représentée par des fractures dont certaines pourraient être des failles à faible rejet.

Le karst s'est développé le long des discontinuités tectoniques (diaclasses, failles radiales à faible rejet) ou à leur intersection, c'est-à-dire là où l'intensité de la fracturation est maximale.

La réactivation de ces fractures a dû se poursuivre depuis le Tertiaire, facilitant ainsi la circulation verticale de l'eau dans le karst. En effet, les grandes salles encombrées d'éboulis, l'intensité et la fréquence des secousses sismiques (WOHLENBERG, 1969; ZANA, 1976; MAASHA, 1975) témoignent de l'importance de la tectogenèse dans cette région.

A l'exception de la grotte Yolahafiri, la stratification n'a guère influencé le développement du karst. Cela peut s'expliquer par la composition minéralogique et par la compacité de la dolomie dont le résidu de dissolution a pu obstruer rapidement les joints de stratification, le pendage faible (5 à 15°) ralentissant la vitesse de l'écoulement de l'eau et surtout par la prédominance de la circulation verticale (fractures).

Comme l'avait déjà remarqué Ex (1970) dans la grotte de Remouchamps, la structure géologique a des effets déterminants sur la genèse et la morphologie des cavités karstiques. Sous un climat tout à fait différent, les grottes du mont Hoyo en offrent des exemples particulièrement clairs.

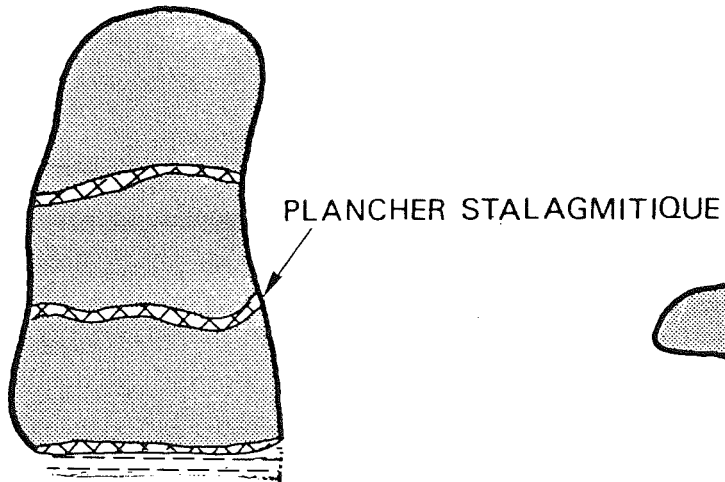
La superficie et la hauteur des salles de la grotte Kabambi témoignent non seulement de l'ampleur de dissolution karstique mais aussi du volume des dépôts (éboulis, silt) qui ont obstrué les cavités sous-jacentes (Fig. 8).

Les trois orientations principales du karst peuvent être mises en relation avec le système de failles de la Western Rift Valley. Elles correspondent également à l'orientation des principales salles et galeries observées.

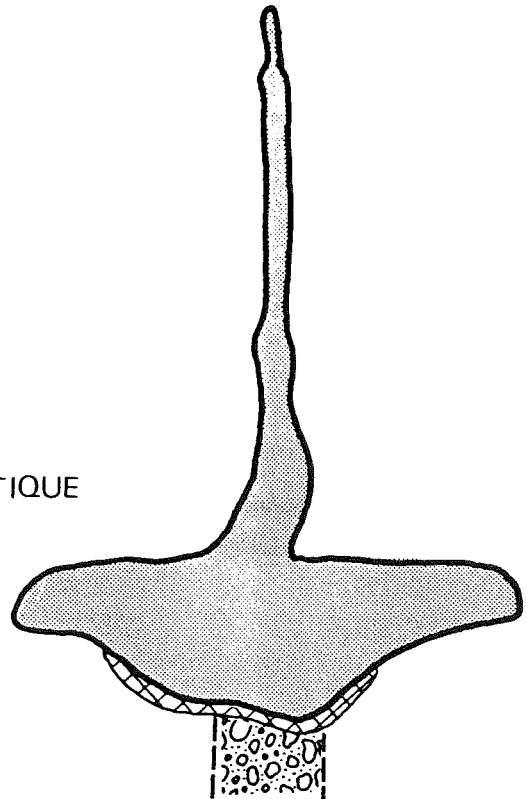
Les études de télédétection (DEHANSCHUTTER et LAVREAU, 1985) montrent que les failles et le tracé "en baïonnette" (BUFFARD, 1984), observés dans le karst du

Shaba oriental, présentent par leur orientation beaucoup de similitudes avec le massif du mont Hoyo.

COUPE MATUPI 1



COUPE KABAMBI 1



COUPE MATUPI 2



COUPE KABAMBI 2

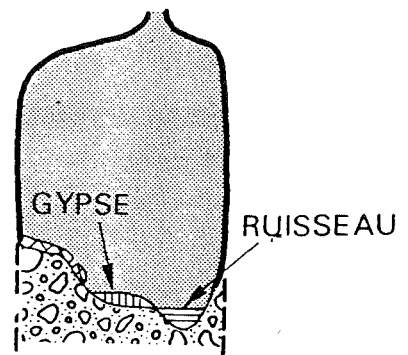


Figure 8 : Coupes transversales de Matupi et de Kabambi.

V. TENEUR EN DIOXYDE DE CARBONE DE L'AIR ET DES SEDIMENTS DES GROTTES

Plus de 50 mesures réparties en 2 périodes (1980 et 1990) ont été effectuées pendant la saison des pluies (novembre).

Les mesures ont été réalisées à l'aide du détecteur de gaz Bendix-Gastec qui peut estimer la concentration (ppm/vol) de CO₂ dans l'air avec une précision de 10 % (Ex et GEWELT, 1985).

La teneur en CO₂ de l'air des grottes du mont Hoyo (Yolohafiri, Matupi, Kabambi) est faible (300 à 500 ppm) et ne se différencie guère de celle de l'air extérieur (300 ppm/vol). Les valeurs observées sont comparables à celles obtenues en Chine dans la grotte de Teng Long (Ex *et al.*, 1989).

En ce qui concerne Yolohafiri et Matupi, les faibles valeurs de CO₂ mesurées pourraient s'expliquer par la bonne aération, due au grand nombre (13) d'entrées par rapport à la superficie (1200 m²) des grottes. Mais cette explication n'est pas valable pour Kabambi.

Des mesures de CO₂ ont été également effectuées dans l'horizon humifère du sol forestier (équatorial) situé près de l'entrée des grottes ainsi que dans les sédiments (silt) du réseau souterrain.

Aucune concentration de CO₂ supérieure à 300 ppm/vol n'a été observée. Cette valeur est donc nettement inférieure à celles (5000 à 32000 ppm/vol) observées par Rossi (1974) dans le karst tropical sec de Madagascar.

L'analyse de nos mesures réparties sur une période de 10 ans nous oblige à penser que la teneur en CO₂ des sols équatoriaux n'est peut-être pas aussi élevée que ce que l'on imaginait. Peut-être doit-on minimiser le rôle du CO₂ dans le processus de karstification de ces régions et multiplier nos observations sur le rôle des acides organiques que certains auteurs (SCHOELLER, 1962; JAKUCS, 1977) ont déjà mis en évidence.

VI. ANALYSE CHIMIQUE DES EAUX KARSTIQUES

A. Introduction

Bien que cette étude ne s'appuie que sur un nombre (8) limité d'échantillons, elle a l'avantage d'avoir été réalisée sur une longue période (1978-1990) et à des saisons différentes (saison des pluies et saison sèche) (Fig. 9).

Le seul aquifère karstique important du mont Hoyo est la rivière Issehe qui traverse la grotte Yolohafiri sur une distance de près de 500 m. Le réseau actif de cette rivière n'est accessible qu'en fin de saison sèche. Il est constitué d'un couloir étroit développé suivant la stratification et est noyé en période de crue. Le débit mesuré à la résurgence oscille entre 0,5 et 1,5 m³/s.

Les autres aquifères karstiques ont un débit beaucoup plus faible. En pleine saison des pluies (novembre 90), le débit de la grotte Kabambi était de l'ordre de 0,002 m³/s!

La température des aquifères karstiques est très stable; elle varie entre 19,5 et 20,5 °C.

B. Les paramètres mesurés

L'analyse chimique des aquifères karstiques nécessite la connaissance des paramètres suivants : - la dureté totale (mg CaCO₃/l) ou le titre hydrotimétrique total (TH) mesurent la somme des concentrations en Ca⁺⁺ et Mg⁺⁺ traduits respectivement par la dureté calcique (ou titre hydrotimétrique calcique) et la dureté magnésique (ou titre hydrotimétrique magnésique); - le titre alcalin complet (Mg, CaCO₃) ou le titre alcalimétrique complet (TAC) est la somme des concentrations des ions O⁻, CO₃²⁻ et HCO₃⁻. Le TH et le TAC peuvent aussi s'exprimer en degré hydrotimétrique français (°f) avec 1°f = 0,2 milliéquivalent ou 10 mg CaCO₃/l. - le rapport TH Ca/TAC qui utilise les valeurs de concentrations; - le pH = - log H⁺.

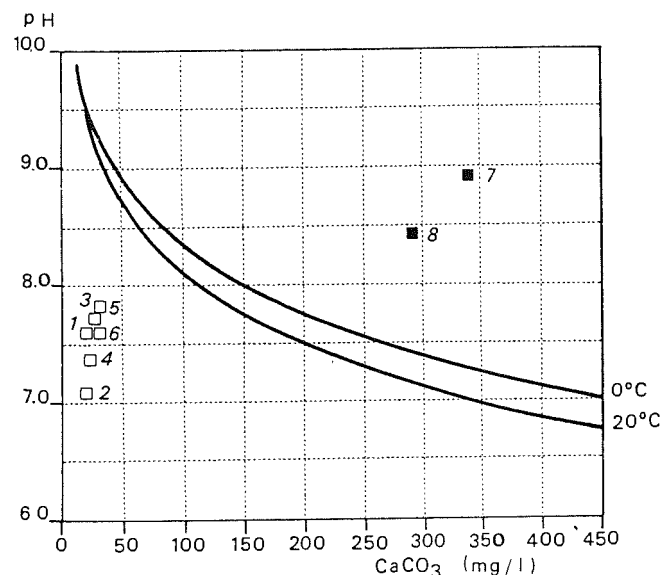


Figure 9 : Analyse chimique des eaux. 1. Entrée (ponor) Yolohafiri (avril 1978); 2. Entrée (ponor) Yolohafiri (novembre 1990); 3. Résurgence Yolohafiri (avril 1978); 4. Résurgence Yolohafiri (novembre 1990); 5. 50 m en aval du ponor Yolohafiri (novembre 1978); 6. Rivière Kabambi (novembre 1990); 7. Gour Yolohafiri (novembre 1990); 8. Percolation stalactite Matupi (novembre 1990).

C. Les résultats

Paramètres	pH	TH	TAC	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺
Echantillons		mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Entr. Yoloh.	7.1-7.6	21.2-22.8	24.5-26.9	10.0-11.4	11.2-11.4
50 m Yoloh	7.8	27.7	32.3	10.7	16.9
Résur. Yoloh.	7.4-7.8	25.7-27.2	32.8-33.8	10.5-12.1	15.6-16.6
Riv. Kabambi	7.6	33.9	51.8	13.6	20.3
Gour. Yoloh.	8.9	339.9	335.0	151.3	187.6
Stal. Matupi	8.4	289.0		190.0	99.0

D. Commentaires

Bien que ces mesures soient assez disparates, nous pouvons faire les observations suivantes : - le pH de la rivière Issehe augmente faiblement de l'entrée (7.1) à la résurgence (7.4) de la grotte Yolohafiri; - le pH de la rivière est nettement inférieur à celui de l'eau de percolation des stalactites (8.4) et des gours (8.9) ; - le titre hydrotimétrique totale (TH) de la rivière Issehe est faible. Deux séries de mesures prises à 12 ans d'intervalle (avril 78 et novembre 90) donnent, à la résurgence de la grotte Yolohafiri, des valeurs de TH comprises entre 25.7 mg CaCO₃/l (novembre 90) et 27.19 mg CaCO₃ (avril 78); - la dureté totale de la rivière n'évolue guère entre l'entrée (21.2), 50 m après l'entrée (27.7) et la résurgence (27.19) (valeurs observées en avril 78); - seule l'eau de la rivière de Kabambi donne une valeur de TH nettement différente de TAC; - à l'exception d'un échantillon (difficultés liées au volume de l'échantillon?), la dureté calcique des eaux karstiques est inférieure à la dureté magnésique.

E. Conclusion

Même si, pour des raisons techniques, il ne nous a pas été possible de réaliser un nombre de mesures suffisant pour que ces résultats soient statistiquement représentatifs, on peut émettre les conclusions et les hypothèses suivantes :

- L'aquifère karstique principal (l'Issehe, grotte de Yolohafiri) du mont Hoyo a une très faible dureté totale qui est assez voisine de celle observée dans certaines rivières belges, par exemple la basse Amblève à Pont-de-Scay (Ex, 1987).
- La dureté totale n'augmente que de 20 % entre l'entrée et la résurgence de la grotte Yolohafiri. Ce qui pourrait signifier que la rivière Issehe éprouve des difficultés pour dissoudre la "dolomie des grottes". Mais cela pourrait aussi s'expliquer par le temps relativement court qu'elle met pour traverser la grotte car sa longueur est de près de 500 m et sa pente est relativement forte. Nous pensons que la première hypothèse mérite d'être prise en considération car une dureté totale (33,9) légèrement supérieure à celle observée dans Yolohafiri a été mesurée dans le ruisseau de la grotte Kabambi.

La dureté magnésique est supérieure à la dureté calcique; cela reflète assez bien la composition minéralogique de la dolomie dont la teneur en calcite n'excède pas 15 %.

- La concordance entre les valeurs de TH et de TAC montre que l'eau de l'Issehe est bicarbonatée (Mg, Ca); cette mise en solution résulte de la dissolution karstique. Les valeurs de TH mesurées dans les aquifères karstiques du mont Hoyo sont nettement inférieures à celles (TH supérieur à 100 mg/l) observées en Chine (Teng Long Dong) par GEWELT *et al.* (inédit). Par contre, une situation inverse a été constatée pour les eaux de percolation (TH = 175 mg/l à Teng Long Dong).

VII. LES CONCRETIONS

Les concrétions constituent les formes les plus spectaculaires des grottes. Leur mode de formation est lié au processus de dissolution du calcaire et à la précipitation du carbonate de calcium lorsque l'eau de percolation pénètre dans une cavité importante. Ce processus de précipitation s'explique généralement par l'évasion du CO₂ dissous dans les solutions contenant le carbonate de calcium (EK et ROQUES, 1972; EK 1973; EK et GEWELT, 1985). Mais on ne peut pas négliger l'influence de la couverture végétale et de l'évaporation (JAKUCS, 1977; SCHOELLER, 1962).

A. Les formes

Les concrétions du mont Hoyo peuvent se caractériser de la manière suivante :

De nombreuses stalactites ont été observées en abri sous roche, plus particulièrement à l'entrée de la grotte Matupi et à la résurgence de la grotte Yolohafiri.

Les plus grosses stalagmites (Matupi) ont un diamètre de près de 3 m. Certaines concrétions présentent des discordances liées à des phases de redissolution (BROOK *et al.*, 1990) ou à des phases d'érosion (kab 20 et kab 21). Plusieurs stalagmites présentant des traces d'altération subissent un reconcrétionnement récent (BROOX *et al.*, 1990).

La grotte Yolohafiri est la seule grotte où l'on observe des gours; ceux-ci se sont développés suivant un banc de stratification (pente 20°N). Les gours ont en moyenne 2 m de long et 0.2 de profondeur. Plusieurs d'entre-eux sont actifs et cristallisent des perles des cavernes.

Les planchers stalagmitiques constituent la plus grande caractéristique des grottes du mont Hoyo, et plus spécialement celle de Matupi. A l'oeil nu, on distingue au moins deux niveaux. A plusieurs endroits (Matupi, Kabambi), les planchers ont obstrué des conduits et fossilisé plusieurs dépôts de cailloutis. L'analyse pollinique (MICHEL, 1991) a montré que ces planchers constituent des repères paléoclimatiques (stratigraphiques) pour le karst tropical humide.

B. La composition chimique et minéralogique des concrétions

La composition chimique et minéralogique des concrétions des grottes est extrêmement variable. Plus de cent minéraux ont été identifiés par BÖGL I et HILL (*in* Ex et GEWELT, 1988).

Les carbonates constituent les métaux les plus abondants. BÖGLI (1980) en a dénombré 18 variétés. Viennent ensuite les chlorures, les hydroxydes, les nitrates, les phosphates, les silicates, les sulfates, etc.

La calcite et l'aragonite sont les carbonates les plus abondants des grottes. Selon HILL *et al.* (1986), ils représentent près de 95 % des minéraux des concrétions des grottes.

La calcite et l'aragonite sont des minéraux polymorphes; ils ont la même composition chimique (CaCO_3) mais une structure atomique différente.

L'étude optique et diffractométrique des concrétions du

mont Hoyo a été réalisée au laboratoire de Minéralogie du Professeur Fransolet (Université de Liège). L'analyse diffractométrique permet d'étudier les intensités des réflexions $d\ hkl$ (*Reviews in Mineralogy*, 1983). Cette analyse a été réalisée sur les différents types de concrétions (planchers, stalactites, perles de cavernes) observées dans les grottes. Elle a mis en évidence la présence de deux carbonates (calcite et aragonite) (Fig. 10) et d'un sulfate (gypse).

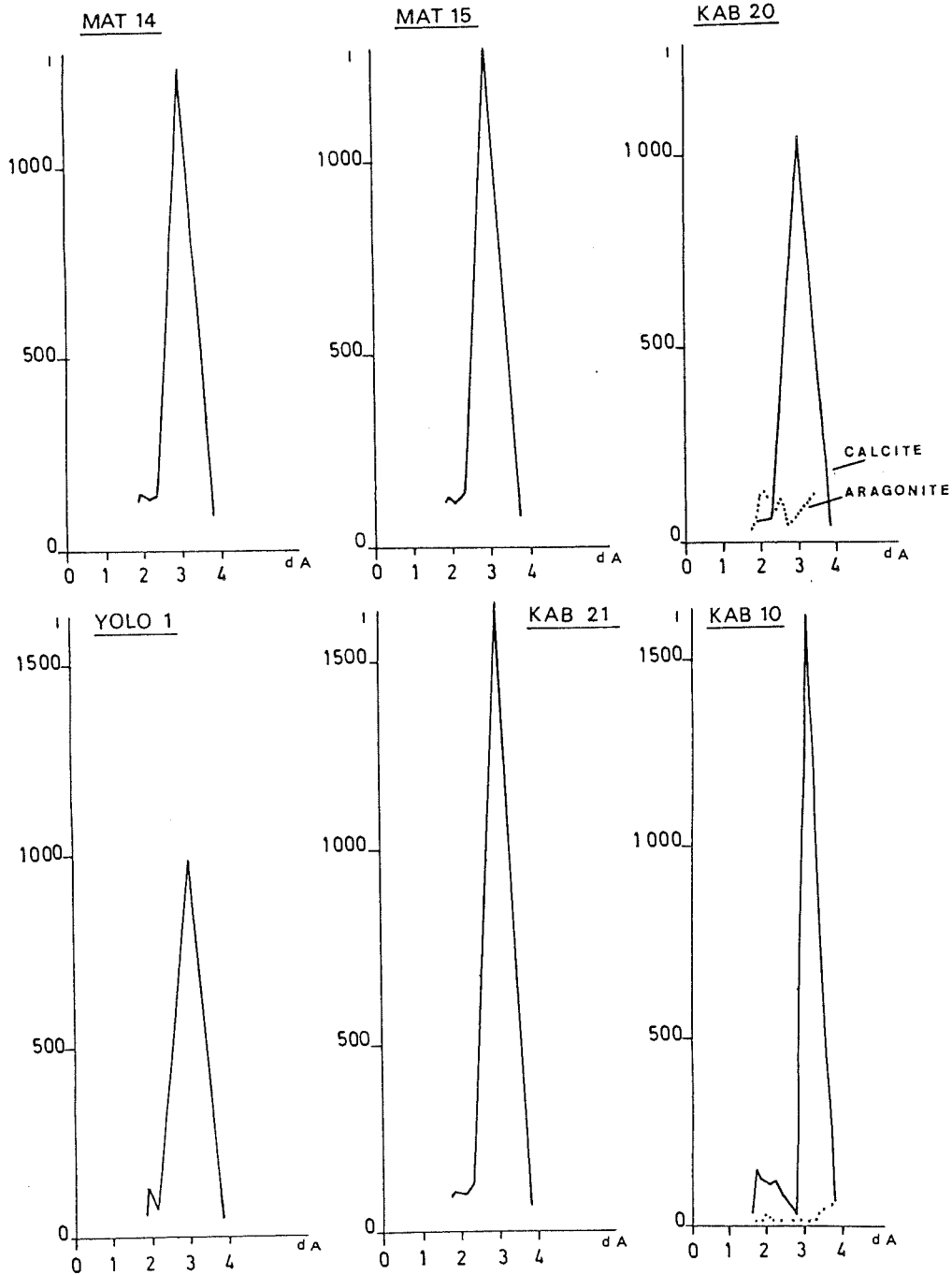


Figure 10 : Pics de diffraction (drx) des concrétions.

1. La calcite

La calcite appartient au système rhomboédrique. Elle se caractérise par une forte biréfringence et une uniaxiale ($N_g = 1.658$). Dans nos échantillons, la calcite est le seul minéral qui ait été observé dans les planchers stalagmitiques (mat 14, mat 15), dans les perles des cavernes (Yolo 1) et dans les strates argileuses des concrétions (kab 21). On l'observe aussi dans les stalagmites (mat 13, kab 10, kab 20), mais en association avec de l'aragonite et parfois du gypse (kab 10).

Sur les diffractogrammes, la calcite présente une réflexion maximum à 3.03 \AA .

2. L'aragonite

Après la calcite, l'aragonite est le deuxième minéral le plus commun des grottes. L'aragonite est un carbonate orthorhombique qui se distingue de la calcite par un biaxe négatif ($N_g = 1.686$) et un angle $2V$ très faible. L'étude optique et diffractométrique a montré la présence d'aragonite en association avec de la calcite et du gypse dans les stalactites (kab 10, kab 20). Nous ne l'avons observée ni dans les planchers stalagmitiques ni dans les perles de cavernes prélevées dans les gours de la grotte Yolahafiri (Yolo 1).

L'étude optique montre une aragonite fibro-radiale qui s'est développée durant certaines phases de croissance des concrétions (kab 10).

Les réflexions 3.39 \AA et 1.97 \AA semblent être les plus typiques de l'aragonite observée dans les concrétions.

HILL *et al.* (1986) estiment qu'on observe généralement l'aragonite dans les régions tropicales et qu'elle constitue une forme métastable de la calcite; ce qui expliquerait qu'il n'existe pas, selon eux, de très vieilles concrétions d'aragonite dans les grottes.

Même si les expériences en laboratoire ont montré que la cristallisation de l'aragonite est liée à des conditions de température et de pression élevées (RICHARD, 1983), Fou (et ASSERETO (1976) attribuent la formation de l'aragonite à la dissolution de la roche dolomitique et à la présence de magnésium en si grande abondance que le rapport Mg/Ca dans les eaux de percolation serait toujours supérieur à 2.

HILL et FORTI (1986) ont montré l'influence prépondérante des ions Mg et du degré de sursaturation de la solution. Selon les mêmes auteurs, l'aragonite ferait partie d'une séquence de concrétionnement (Mg calcite — Aragonite — Huntite — Hydromagnésite) dont le rapport Mg/Ca augmenterait grâce à l'évaporation et à l'évasion du CO_2 de l'eau de percolation.

FISCHBECK et MULLER (1971) considèrent que lorsque le rapport Mg/Ca dépasse 2.9, l'aragonite est le principal minéral à se former et que lorsque ce rapport atteint 4.4, il est le seul à cristalliser.

Plusieurs auteurs (*in* HILL *et al.*, 1986) ont montré que la cristallisation de l'aragonite pouvait être liée à la

présence d'ions strontium

L'analyse par fluorescence X qui a été réalisée au laboratoire du Professeur Duchesne (Laboratoire de Géochimie, Université de Liège), a donné les concentrations (ppm) en strontium suivantes : mhl ($100 \text{ ppm} \pm 5 \%$), kab 10 ($18 \text{ ppm} \pm 5 \%$).

On observe donc une concentration plus importante dans le substratum (mhl) que dans la concrétion (kab 10). Cette concentration en strontium est plus élevée que celle (dwal : 49) observée dans une dolomie du Tournaisien prélevée à Marches-les-Dames (Geostandards Newsletter, 1988) et dans un calcaire dolomitique des U.S.A. (nbs88a : 85) (Geostandards Newsletter, 1989).

A la vue de ces chiffres, il apparaît que la concentration du bedrock en strontium est supérieure à la moyenne des références précitées. Toutefois, nous pensons que la genèse de l'aragonite est plus dépendante de la concrétion en ion magnésium qu'en ion strontium.

Dans un milieu confiné comme celui du mont Hoyo où les caractères hydrologiques peuvent être assez facilement définis, il est très probable que la nature de la roche mère (95 % de MgCO_3) a joué un rôle déterminant dans la formation de l'aragonite. En effet, l'analyse chimique des eaux de percolation des grottes a montré une dureté magnésique supérieure à la dureté calcique (Mg/Ca 1.23).

3. Le gypse

Le gypse est, après la calcite et l'aragonite, le troisième minéral le plus commun des grottes (HILL *et al.*, 1986).

Le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est un sulfate monoclinique caractérisé par une faible biréfringence (0.010), un biaxe positif et un angle $2V = 58^\circ$.

Il a été identifié principalement dans la grotte Kabambi (kab 22) sous forme d'un plancher ayant cimenté un dépôt de cailloutis situé à proximité du réseau actuel. Mais on l'observe aussi dans kab 10 et dans kab 20 à l'état de traces.

L'analyse diffractométrique (kab 22) a montré une réflexion maximale à 7.65 \AA .

Les conditions de formation des sulfates sont nettement moins bien connues que les carbonates.

La formation du gypse doit être liée à la présence de sulfures dans le bedrock; ceux-ci ont d'ailleurs été déterminés au microscope (observation d'une face polie en lumière réfléchie) sous forme de pyrite (FeS_2) et de galène (PbS). RUSCART (1951) avait déjà observé la galène sous forme de *pipe veins* et de *gash veins*.

Vu l'importance de la population de chauves-souris et l'épaisseur du guano dans les grottes, il faut prendre en considération les observations de MARTINI *et al.* (1978) qui ont montré le rôle du guano dans la formation du gypse observé dans les grottes de Driefontein en Afrique du Sud.

Le mécanisme de la cristallisation du gypse est aussi mal connu que celui de l'aragonite. De nombreux auteurs tels que HILL *et al.* (1986) estiment que le gypse est lié à l'évaporation de petites quantités d'eau sursaturées en sulfates.

Dans le cas du mont Hoyo, cette hypothèse est intéressante dans la mesure où nous avons observé un concrétionnement de gypse (kab 22) sur un dépôt de cailloutis (kab 5) dont les analyses minéralogique et pollinique (MICHEL, 1991) ont révélé une genèse sous climat xérique.

A la lumière des fluctuations climatiques du Pléistocène, il n'est pas exclu que durant l'hypothermal du mont Kenya et durant la dernière phase sèche (4 000 BP), des conditions d'aridité, semblables à celles (40 %) observées par URBANI (1974) dans les grottes Erminato du Vénézuéla, aient pu s'observer dans les grottes du mont Hoyo.

Enfin, on ne peut négliger l'action des acides sulfuriques sur la dolomie (EGEMEIR, 1973, 1981).

On n'oubliera pas que la précipitation du gypse, contrairement à celle des carbonates, n'est pas liée aux variations de la teneur en CO₂.

C. Conclusion

Les concrétions des grottes du mont Hoyo se distinguent de celles des grottes des régions tempérées, moins par leur forme que par leur composition minéralogique (calcite, aragonite, gypse).

Les planchers stalagmitiques et les autres concrétions "actuelles" sont composées uniquement de calcite. L'étude pollinique (MICHEL, 1991) a montré que leur formation doit être contemporaine des phases chaudes et humides, caractérisées par des taxons de forêt ombrophile.

Vu leur développement, plusieurs planchers ont obstrué certains conduits, fossilisant principalement des dépôts de cailloutis; ces planchers constituent ainsi par leur étalement et par leur extension des repères stratigraphiques pour l'étude du Quaternaire de l'Afrique tropicale humide.

Les autres concrétions (stalactite, stalagmite) ont une composition minéralogique qui varie selon le milieu de leur formation. Elles sont composées soit de calcite et de minéraux argileux (climat chaud et humide) soit de calcite et/ou d'aragonite et/ou de gypse.

A la vue de ces observations, il faut insister sur le rôle déterminant du bedrock (Ca, MgCO₃, PbS, FeS₂) dans la composition minéralogique des concrétions.

L'aragonite est liée à des eaux de percolation riches en Mg, tandis que le gypse est lié à la dissolution des sulfures contenus dans la dolomie. Mais les conditions de cristallisation de ces deux minéraux demeurent à l'état d'hypothèse.

Se basant sur le fait qu'il n'a pas été observé de vieilles

concrétions d'aragonite, HILL *et al.* (1986) considèrent que l'aragonite se transforme en calcite et qu'elle ne constitue dès lors qu'un stade intermédiaire dans la cristallisation des carbonates (calcite). Nous ne pouvons accepter l'ensemble de ce raisonnement car des datations

Th/²³⁴U ont montré la présence d'aragonite dans une concrétion (kab 20) de 115 000 ans (MICHEL, 1991).

L'association de gypse et d'aragonite dans une même concrétion et les fluctuations climatiques observées depuis le Pléistocène sont des éléments qui nous incitent à conclure qu'un climat contrasté (savane sèche, steppe?) pourrait favoriser la cristallisation du gypse et de l'aragonite. Pour vérifier cette hypothèse, il faudrait multiplier les observations pour voir s'il existe une corrélation entre les séquences de cristallisation de l'aragonite et les séquences de croissance des concrétions. Ainsi pourrait-on mieux cerner leur morphogenèse. L'analyse optique de l'échantillon kab 10 permet de penser que cette hypothèse se vérifie pour le mont Hoyo.

Des étagements de planchers stalagmitiques ont été également signalés au Shaba par BUFFARD (1984) et par DUMONT (1960). Une étude approfondie de ceux-ci permettrait peut-être de confirmer l'ensemble des observations que nous avons faites au mont Hoyo.

VIII. LA MORPHOGENESE DES GROTTES

A l'exception de la grotte Yolahafiri traversée par la rivière Issehe et la grotte Lipanga développée dans la dolomie bleue du sommet du massif, la totalité du réseau karstique (visible) du mont Hoyo est presque à sec.

Les grottes Matupi et Kabambi montrent par leur réseau en labyrinthe et leurs formes de corrosion karstique, une genèse en zone noyée qui n'a pu se développer que dans un site de dépression, ce qui est en contradiction avec la topographie actuelle (HARROP et OLLIER, 1964) car les grottes, situées à flanc de massif, dominant de près de 400 m la plaine environnante.

Les principales formes de type "vadose" sont :

- les avens de Kabambi, les ponors (chantoirs) de Matupi;
- les éboulis des salles (surtout dans la grotte Kabambi);
- les dépôts (silt et cailloutis);
- les concrétions dont 2 à 3 niveaux de planchers stalagmitiques.

La phase phréatique est antérieure au soulèvement du massif et postérieure à la tectogenèse cassante à laquelle nous avons fait allusion plus haut. La genèse en zone noyée est un élément géomorphologique qui démontre que le bassin sédimentaire qui a donné naissance au mont Hoyo correspondait durant le Tertiaire à une topographie de dépression par rapport au soubassement cristallin. Le satellite LANDSAT TM montre l'existence d'une faille radiale à l'ouest du massif (rivière Bombuo) et apporte la preuve géologique d'un soulèvement postérieur

à la phase phréatique. L'apport de ces deux disciplines confirme donc l'hypothèse de SLUYS (1947) qui définissait le mont Hoyo comme un graben à profil topographique inversé.

La phase vadose a débuté dès le soulèvement du massif et a favorisé le développement de cours d'eau qui se sont engouffrés dans le réseau en labyrinthe par les ponors (chantoirs), remaniant ainsi les conduits et peut-être un mince dépôt (argile, sable dolomitique) résultant de la dissolution de la roche mère pendant la phase noyée.

La phase vadose se manifeste surtout par des phases de remblaiement entrecoupées par de courtes périodes d'érosion. L'origine des dépôts se situe à l'amont des ponors où affleurent des schistes et surtout des grès. Les variations de l'environnement écologique (climat, végétation) devraient expliquer la succession des séquences suivantes :

- érosion, déblaiement (partiel?) du réseau, formation des avens et des ponors, éboulement;
- concrétionnement de cailloutis (grès, schiste) à matrice limono-sableuse;
- concrétionnement (plancher stalagmitique) recouvrant le cailloutis et obstruant les conduits les plus étroits ;
- érosion partielle des dépôts précédents;
- deux phases de concrétionnement (planchers stalagmitiques) séparées par un dépôt limono-argileux (silt) ;
- redissolution ou érosion des concrétions;
- concrétionnement récent (stalactite, stalagmite) et assèchement progressif du réseau karstique.

L'ensemble des séquences de la phase vadose doit être rattaché à des fluctuations paléoclimatiques (MICHEL, 1991). Rien de plus normal vu que le massif du mont Hoyo, actuellement sous couvert de forêt équatoriale, n'est situé qu'à une vingtaine de kilomètres de la limite actuelle de la savane.

Si on se base sur les théories classiques de la géochimie des carbonates, les conditions les plus propices au concrétionnement doivent se rencontrer sous climat équatorial : dissolution importante, sursaturation en CaCO_3 , liées à des précipitations importantes, à une pression partielle de CO_2 du sol élevée en rapport avec une végétation abondante.

Les dimensions et l'épaisseur du cailloutis observé dans les deux grottes étudiées devraient correspondre à un écoulement à forte crue dont la charge proviendrait des dépôts (versants) abondants et grossiers; ces conditions ne peuvent être remplies que sous climat de savane sèche (steppique?) ou de montagne.

Entre ces deux extrêmes, on peut imaginer un stade intermédiaire (forêt-galerie) favorisant le dépôt de silts provenant soit du ruissellement par les ponors, soit de l'infiltration par les fissures (diaclasses) (MICHEL, 1991).

IX. CONCLUSION

Le visiteur qui parcourt pour la première fois les grottes (Matupi et Kabambi) du mont Hoyo est frappé par la géométrie en labyrinthe du réseau karstique, la largeur des conduits, la hauteur et la longueur des salles, l'importance du colmatage et surtout la quasi-absence d'écoulement souterrain.

Les géographes (OLLIER et HARROP, 1963; MICHEL, 1991) repèrent la morphologie de type phréatique et se demandent où on peut trouver l'origine du grand volume d'eau qui a été nécessaire pour creuser ces grottes et comment on peut expliquer la multiplicité des dépôts et des concrétions.

Le géologue (LEPERSONNE, 1968) est frappé par la tectonique cassante mais ne voit pas de rejet de faille qui lui permette d'expliquer l'origine du massif. Mais les diaclases ou failles à faible rejet sont toujours actives dans la région. Ce sont ces zones de discontinuité qui orienteront le réseau karstique du massif.

Plusieurs études pluridisciplinaires appuyées par la télédétection (LANDSAT 5) confirment ainsi l'hypothèse de SLUYS (1947) : "Le mont Hoyo est un graben à profil topographique inversé !".

L'étroite relation existant entre l'orientation du réseau et la tectonique cassante du rift occidental africain permet de penser que la structure géologique a joué un rôle déterminant sur la genèse et sur la géomorphologie du réseau karstique. La plupart des travaux réalisés dans le rift (CHOROWICZ, 1983, 1985, 1989; CHOROWICZ *et al.*, 1987) permettent d'attribuer un âge tertiaire (Miocène?) à la tectogenèse de cette région.

Plusieurs indices (géomorphologie, palynologie, géologie des argiles) témoignent de l'importance des fluctuations du paléoenvironnement des grottes du mont Hoyo, donc des limites de forêt de l'Ituri, durant le Pléistocène et l'Holocène (MICHEL, 1991).

Le dépôt du cailloutis de type fluviatile pourrait correspondre à une phase sèche.

Les indices les plus remarquables des variations du paléoenvironnement sont les niveaux (au moins 2) de plancher stalagmitique et les discordances observées dans les concrétions des grottes, et cela aussi bien dans les grottes Matupi que Kabambi.

L'analyse minéralogique de certaines concrétions a montré la présence d'aragonite et de gypse. Peut-être ne faut-il y voir qu'une situation ponctuelle liée à la nature de la roche mère (dolomie); mais les premiers résultats de nos recherches pourraient envisager une hypothèse climatique.

X. BIBLIOGRAPHIE

- AMINOT, A., 1975. Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. Le pH : aspect théorique, mesure et interprétation géochimique. *Ann. Spéléol.*, 30 (1) : 7-20.

- Karst hydrology and physical speleology*. Springer Verlag, Berlin, 284 p.
- BROOK, G.A., BURNEY, D. and COWART, J., 1990. Desert palaeoenvironmental data from cave speleothems with examples from Chihuahuan, Somali-Chalbi, and Kalakari deserts. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 76 : 311–329.
- BROOK, G.A., BURNEY, D. and COWART, J., 1990. Palaeoenvironmental data for Ituri, Zaïre, from sediments in Matupi Cave, Mont Hoyoy. *Virginia Mus. Nat. Hist. Memoir*, 1: 49-70.
- BUFFARD, R., 1984. Séries carbonatées, karsts et formes spéléologiques du Shaba, République du Zaïre. *Karstologia*, 4 : 50–55.
- CAHEN, L. and LEPERSONNE, J., 1967. The Precambrian of the Congo : Rwanda and Burundi in K. Rankama, The Precambrian, vol. 3, London. Intersc. Publ.: 143-290.
- CHOROWICZ, J., 1983. Le Rift Est-Africain : début d'ouverture d'un océan? *Soc. nat. ElfAquitaine* (Production) : 155-162.
- CHOROWICZ, J., 1985. Apport de la télédétection à la connaissance du Rift Est-Africain. In Evolution de l'Afrique, CIFEG, Publication occasionnelle, 4 : 265-274.
- CHOROWICZ, J., 1989. Transfer and transform fault zones in continental rifts : examples in the Afro-Arabian Rift System. Implications of crust breaking. *J. Afr. Earth Sc.*, 8 : 203–214.
- CHOROWICZ, J. et MUKONKI, M., 1980. Les linéaments anciens, zones transformantes récentes et géotectoniques des fossés de l'Est Africain d'après la télédétection et la microtectonique. *Mus. roy. Afr. centr. Tervuren, Dépt Géol. Min.*, Rapp. ann., 1979, 143-167.
- CHOROWICZ, J., LE FOURNIER, J. and VIDAL, J., 1987. A model of Rift development in Eastern Africa. *Geol. J.*, 22 : 495-513.
- CURL, R., 1986. Fractal dimensions and geometries of caves. *Math. Geol.*, 18 (8) : 765-783.
- DALY, M., CHOROWICZ, J. and FAIRHAED, J.D., 1989. Rift basin evolution in Africa : the influence of reactivated steep basement shear zones. Inversion Tectonics. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 44 : 309–334.
- EGEMEIR, S. 1973. *Cavern development by thermal waters with a possible bearing on ore deposition*. Unpublish Dissert. Stanford Univ., Paolo Alto, California, 88 p.
- EGEMEIR, S., 1981. Cavern development by thermal waters. *Nat. spel. Soc. Bull.*, 43, 2 : 31–51.
- Ex, C., 1969. *Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique*. Thèse de doctorat en Sc. géol.. Inédit. Université de Liège.
- Ex, C., 1970. Les influences structurales sur la morphologie de la grotte de Remouchamps (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93 293–304.
- Ex, C., 1973a. La dissolution du carbonate de calcium. Essai de mise au point. *Bull. Soc. géogr. Liège*, 9 : 55-87.
- Ex, C., 1973b. L'effet de la loi de Henry sur la dissolution du CO₂ dans les eaux naturelles. *Problems of karst denudation*, Brno, 53–56.
- Ex, C., 1987. *Les phénomènes karstiques*. Notes de cours. Inédit. Université de Liège.
- Ex, C. and GEWELT, M., 1985. Carbon dioxide in cave atmospheres. New results in Belgium and comparison with some other countries. *Earth Surf Proces. and Landf.*,¹
- Ex, C. et GEWELT, M., 1988. Les concrétions carbonatées des grottes : aperçu synthétique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 111 : 9–19.
- EK, C., GEWELT, M. and ZHANG SHOUYUE, 1989. Carbon dioxide content of cave sediments and cave airs in China. *Proceedings of the 10th Internat. Congress of Speleology*, 1 : 63–64.
- Ex, C. et ROQUES, H., 1972. Dissolution expérimentale de calcaires dans une solution de gaz carbonique. Note préliminaire. *Trans. Cave Res. Group of Gr. Brit.*, 14 : 67-82.
- FAES, M., 1950. Les grottes du Mont Homa (Irumu). *Touring Club du Congo belge*, 17 (3) : 5–11.
- FAIRHAED, J.D. and GIRDLER, R.W., 1972. The seismicity of the East African Rift System. *Tectonophysics*, 15 (12) : 115-122.
- FOLK, R. and ASSERETO, R., 1976. Comparative fabrics of length-slow and length-fast calcite and calcitized aragonite in a holocene speleothem Carlsbad caverns. New Mexico, *J. sedim. Petrol.*, 46 : 486-496.
- FORD, D. and WILLIAMS, P., 1989. *Karst geomorphology and hydrology*, London, Unwin Hyman Ltd, 601 p.
- JENNINGS, J., 1985. *Karst geomorphology*, New York, Basil Blackwell, 293 p.
- LAVERTY, M., 1987. Fractals in karst. *Earth Surf Proc. and Landf.*,¹
- LEPERSONNE, J., 1968. Etude photogéologique de la région du Mont des Homas, de la Luna et de la Loyo (Congo Nord Oriental). *Mus. roy. Afr. centr. Dept Géol. Minéral.*, Rapp. ann.: 19–26.
- LEPERSONNE, J. et TROTTEREAU, G., 1973. *Note explicative de la carte géologique au 1/12 000 000*, Dir. Serv. Géol. Zaïre, 66 p.
- MAASHA, N., 1975. The seismicity of the Ruwenzori region in Uganda. *J. Geophys. Res.*, 80 : 1485-1496.
- MAC CONNELL, R., 1967. The East African Rift System. *Nature*, 215: 578-581.

- MARTINI, J. and KAVALLIERIS, I., 1976. Mineralogy of Transvaal cave formations. *S. Afr. spel. Ass. Bull.*, 17 : 11-12.
- MBULOYO, M. et LAVREAU, J., 1989. Apport de la télédétection à la connaissance des grands traits structuraux du Bassin du Haut-Ituri (N.E. Zaïre). *Mus. roy. Afr. Centr. Tervuren, Dépt Géol. Min., Rapp. ann.*, 1987-1988: 165-172.
- MICHEL, R., 1991. *Le massif du Mont Hoyo (N.E. Zaïre) : karst et paléoenvironnement*. Mémoire de Maîtrise en géologie des terrains superficiels. Inédit. Université de Liège, 119 p.
- MURRAY, A. and LOVE, W., 1929. Action of organic acids upon limestone. *Ann. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 13 : 1467-1475.
- NICOD, J., 1971. La teneur en anhydride carbonique des atmosphères des grottes. *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 389-390: 247-261.
- OLLIER, C.D. and HARROP, J.F., 1963. The caves of Mount Hoyo, Eastern Congo Republics. *Nat. Speleol. Sc. Bull.*, 25 (2) : 73-78.
- POPESCU, C. et PEL, J., 1979. Etude structurale du site karstique du Trou Mantô (Ben Ahin). Incidence sur le projet d'exploitation des calcaires viséens. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 102: 117-123.
- RENAULT, P., 1971. La teneur en anhydride carbonique des atmosphères des grottes. *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 389-390: 241-245.
- REVIEWS IN MINERALOGY, 1983. *Carbonates: vol. 11. Mineralogy and chemistry*. REEDER, R. J., (Ed.)
- ROCHE, E., 1979. Végétation ancienne et actuelle de l'Afrique Centrale. *Africa Econ. Hist.*, 7 : 30-37.
- ROQUES, H., 1967. Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. *Mémoires et Documents du Centre de Recherches et de Documentation cartographique*. C.N.R.S., 4, : 113-141.
- Rossi, G., 1979. Quelques observations sur le CO₂ dans les sols tropicaux et leurs conséquences possibles sur la dissolution des calcaires. *Actes Symp. Int. Erosion karstique*, V.I.S. Aix-en-Provence. Marseille, Nîmes, Mém. 1, A.F.K., 35-39.
- RUSCART, D., 1951. *Les Homas du Mont Hoyo*, Ministère des Colonies, 66 p.
- SCHOELLER, H., 1962. *Les eaux souterraines*. Paris, Masson et Cie, 642 p.
- SLUYS, M., 1946. Les lambeaux sédimentaires apparaissant dans l'Ituri oriental et sur les plateaux encadrant le lac Albert. *Bull. Serv. géol. Congo belge*, 2 : 119-137.
- SLUYS, M., 1947a. La géologie de l'Ituri. Les grottes d'Opienge. *Bull. Inst. roy. col. belge*, 18 (3) : 806-821.
- SLUYS, M., 1947b. Coupe à travers le fossé tectonique du lac Albert allant de l'Ituri et du Mont Homas à l'ouest jusqu'au plateau de Bunyoro à l'est. *Bull. Soc. belge Géol.*, 56 (1-2) : 254-264.
- SWEETING, M.M., 1972. *Karst landforms*. London, McMillan, 362 p.
- URBANI, P., 1974. Epsomita y hexahidrita en cuevas venezolanas. *Bol. Soc. venezolana Espeleol.*, 5, 1 : 5-18.
- VAN DEN ABEELE, M., 1946. Contribution à la spéléologie congolaise. Les grottes des Monts des Homas. *Bull. Inst. roy. Col. belge*, 17 (1) : 358-363.
- VAN NEER, W., 1984. Faunal remains from Matupi cave, an iron age and late stone age site in Northeastern Zaïre. *Meded. kon. Acad. Wet. Lett. Sch. K. België. Kl. Wett.*, 1
- VAN NOTEN, F., 1977. Excavations at Matupi cave. *Antiquity*, 51 : 33-40.
- VAN NOTEN, F., 1982. The Stone Age in the north and east Zaïre. In : VAN NOTEN F. (Ed.), *The Archaeology of Central Africa*. Akademische, Graz, 27-40.
- VERBEEK, T., 1970. Géologie et lithologie du Lindien. Précambrien supérieur au nord de la République Démocratique du Congo. *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, 70 : 309 p.
- WILSON, J., 1977. Lineaments and the origin of caves in the Cumberland Plateau of Alabama. *N.N.S. Bull.*, 39 (1) : 9-12.
- WOHLENBERG, J., 1969. Remarks on the seismicity of East Africa between 4°N-12°S and 23°E-40°E. *Tectonophysics*, 8 : 567-577.
- ZANA, N., 1976. Seismicity of the western Africa rift valley, from 1956 to 1970. *Bull. Int. Inst. Seis. Earthq. Eng.*, Individual Studies, Tokyo, 12 : 121-140.

Adresse de l'auteur : Raymond MICHEL

Laboratoire de Géographie physique

Université de Liège

Place du 20 Août, 7

B - 4000 LIEGE