

UNIVERSITE DE LIEGE



**Phénomènes karstiques en roches silicatées
non carbonatées**

**Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites
en Afrique sahélienne et équatoriale**

par Luc WILLEMS

*Thèse soutenue le 6 juillet 2000
pour l'obtention du grade de Docteur en Sciences*

**Faculté des Sciences
Département de Géographie Physique
et Quaternaire**

Avant-propos - Remerciements

Un travail comme celui-ci est le fruit de nombreuses collaborations nouées tant en Afrique qu'en Europe. Lorsque je tombai sur des grottes ouvertes dans des grès au Niger occidental, je ne me doutai pas encore de l'aventure dans laquelle je "m'embarquai". Durant mon séjour à Niamey, je liai connaissance avec Monsieur François Lenoir, géologue de l'ORSTOM et ayant passé une grande partie de sa vie en Afrique. Cette rencontre fut déterminante car il m'exposa ses idées en matière de circulation rapide des eaux au sein des formations nigériennes. De nombreuses personnes, dans le monde scientifique local, considéraient ses idées comme excentriques et les balayaient d'un revers de la main sans autre vérification. Pour ma part, ayant préalablement travaillé sur les terrasses du fleuve Niger, j'étais confronté à des phénomènes de soutirage et à des grottes trouvées sous cuirasse indurée. Par ailleurs, je me remémorai une conférence donnée par le Professeur Barbara Sponholz (Dpt. de Géographie, Université de Würzburg, Allemagne) qui avait présenté les résultats de ses recherches sur les karsts silicatés au Niger oriental. Je me mis donc à la recherche de phénomènes morphologiques pouvant appuyer ou infirmer les idées de Monsieur Lenoir. Une de mes grandes chances était que la région de Niamey était paradoxalement peu étudiée en dehors de la vallée du fleuve. Les différentes régions situées à l'est ou au nord-est du pays (Aïr, Ténéré, Tchigai, Koutous...) focalisaient en grande partie les recherches géomorphologiques.

Dans un même temps, je fis connaissance avec Jean-Paul Vicat, alors professeur au département de Géologie de l'Université de Niamey, qui s'intéressait aux fracturations récentes des formations de cette partie du Niger. Bien vite, il fut attentif aux grottes que je venais de répertorier notamment au sein du Continental terminal, formation non carbonatée couvrant une grande partie de la région de Niamey. Durant cette période, je rencontrai André Pouclet, Professeur à l'université d'Orléans, et travaillant en collaboration avec Jean-Paul Vicat. Le Professeur Pouclet, s'intéressa très rapidement à la problématique des karsts au Niger occidental et, avec Jean-Paul Vicat, trouva une grotte dans des métagabbros de cette région. Monsieur Jean-Marie Levecq, directeur du Projet Or pour le Liptako, nous signala l'effondrement de Guidéré et nous appris la découverte d'une cavité en profondeur au sein d'un manteau d'altération. Peu à peu l'hypothèse d'un karst en roche non-carbonatée au Niger occidental devenait réalité.

A mon retour en Belgique, je pris contact avec Barbara Sponholz pour un premier échange de points de vue mettant en évidence les similitudes entre ce qu'elle avait étudié au Niger oriental et ce que nous avions trouvé à proximité de la capitale nigérienne. Très vite, il apparut intéressant d'analyser des concrétions qu'elle avait ramenées d'une grotte située dans un contexte lithogéomorphologique comparable à celui de certaines cavités que nous avions répertoriées au sein du Continental terminal..

Par l'intermédiaire du Professeur Gérard Goffinet (Département de Biologie, Université de Liège), je rencontrai le Docteur Philippe Compère, spécialiste du Microscope électronique à balayage et des techniques annexes. Très vite, une étude systématique des échantillons du Niger oriental par M.E.B. et analyses par rayons X fut réalisée et permit d'affiner les conditions de formation des karsts tant à l'est qu'à l'ouest du pays.

Quelques mois passèrent. Jean-Paul Vicat se retrouvait maintenant Professeur à l'Université de Yaoundé. Le Professeur Pouclet et lui-même, sensibilisés à la problématique des formes karstiques en roches non carbonatées, eurent très vite leur attention attirée par des morphologies caractéristiques des karsts développées cette fois-ci dans des granites, des gneiss et des micaschistes. Avec leur collaboration, je mis sur pied une expédition en vue d'étudier de manière plus approfondie les sites qu'ils avaient répertoriés. C'est à cette occasion que je fis connaissance avec le Docteur Christophe Mbida, archéologue, qui accepta de me servir d'interprète durant ma mission. Au bout d'un an de préparation, je remis donc les pieds en Afrique. Les résultats furent au-delà de toutes espérances. En plus des quelques cavités qui m'avaient été mentionnées, dix nouvelles grottes furent trouvées et treize cartographiées pour la première fois. Des concrétions siliceuses et des enduits furent également échantillonnés. Equipé d'un matériel gracieusement fourni par MM Pecher et Dehan (Hach Belgium), je réalisai également quelques expériences in situ sur la nature des eaux de surface.

Dés mon retour à Liège, je contactai Philippe Compère. Nous entreprîmes l'analyse des échantillons du Cameroun par les mêmes techniques que celles utilisées deux ans auparavant pour les concrétions du Niger. Philippe Compère me mit en contact avec Frédéric Hattert, Assistant du Professeur Fransolet (Département de minéralogie) qui accepta de compléter nos recherches par des techniques de diffraction des rayons X. C'est à cette occasion que je rencontrai également le Professeur Frédéric Boulvain (Département de Géologie), notamment spécialisé dans des concrétions carbonatées construites par des bactéries.

Dans un même temps, le Professeur Pouclet réalisait les analyses pétrographiques sur les différents échantillons de roche collectés.

Les études géomorphologiques effectuées tant au Niger qu'au Cameroun, combinées aux nombreux résultats obtenus en laboratoire permirent d'étendre la notion de karst à de nombreuses lithologies silicatées non carbonatées en Afrique sahélienne et équatoriale.

Ce bref aperçu "historique" du travail que j'ai entrepris montre combien je suis redevable aux différentes personnes que je viens de citer et à qui je tiens à témoigner mes plus vifs remerciements.

Outre les nombreuses discussions que nous avons eues, leur soutien, leurs compétences, leur confiance et leur amitié ont permis à ce travail d'aboutir.

Des telles recherches sur le terrain impliquent un soutien logistique important et la collaboration de nombreuses personnes sans qui rien n'est possible.

Outre les personnes déjà citées, au Niger, je tiens à remercier Monsieur le Doyen de la Faculté de Pédagogie, le Professeur Boukari et l'Orstom pour leur aide matérielle. Une grande partie des relevés de grottes a été réalisée par Ousmane, agriculteur au bord du fleuve Niger, qui a accepté sans broncher mes sautes d'humeur et qui m'a apporté une aide efficace tout au long de mon séjour au Niger. Un grand merci aux Nigériens et Camerounais qui ont accepté de me guider sur le terrain. Merci également à Pierre Ozer pour son soutien dans l'affrontement des chauves-souris de Diffa Doga.

Je tiens à remercier le Ministère de la Recherche Scientifique de la République du Cameroun, leurs Excellences Messieurs les Ambassadeurs Jean-François Branders et Baudouin Vanderhulst, Monsieur le Professeur De Maret (U.L.B.), Messieurs Pecher et Dehan de la firme Hach Belgium ainsi que Monsieur Christophe Makang pour leur aide technique à la réalisation de ma mission au Cameroun. Sur place, dans les villages, j'ai rencontré des chefs coutumiers ainsi que de nombreuses personnes qui ont accepté de m'aider. A tous un grand merci.

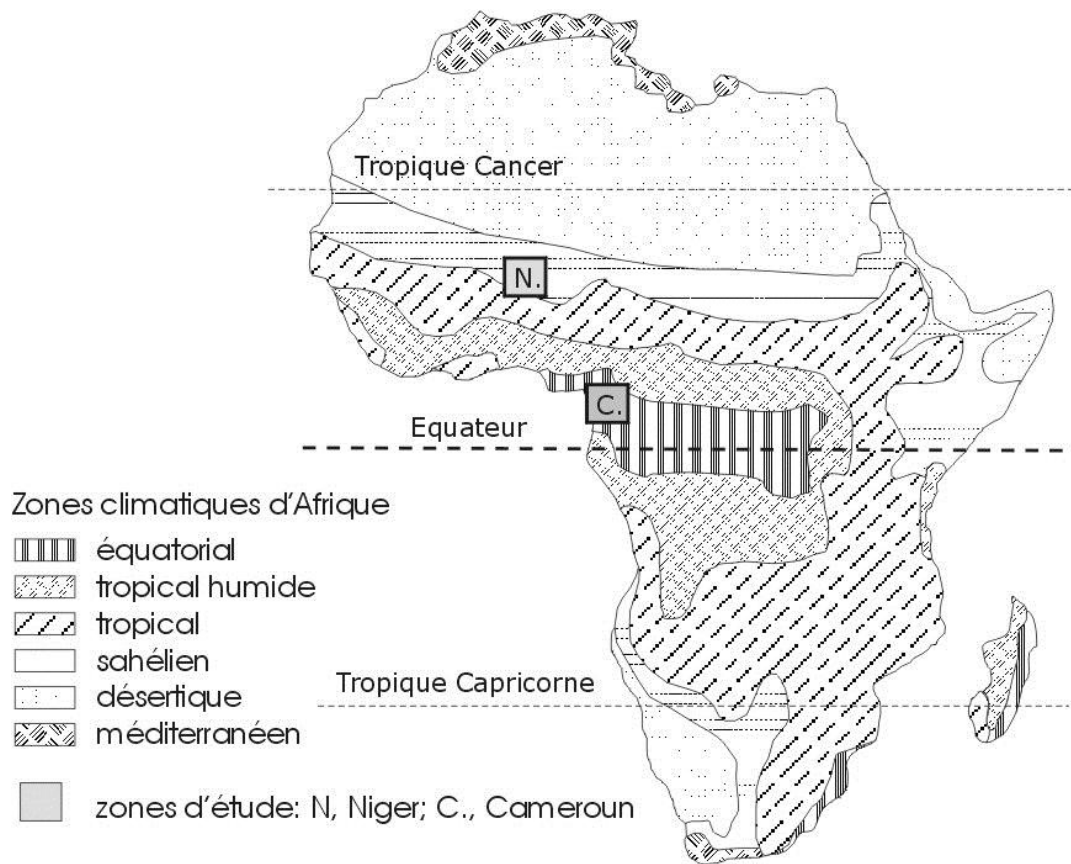
Mes remerciements vont également au Professeur André Ozer, promoteur de ce travail, qui, par son aide financière, m'a permis l'accès au M.E.B. ainsi que la réalisation de toute une série de lames minces. Ses remarques, ainsi que les échanges de points de vue avec Messieurs les Professeurs Jean Alexandre (ULg), Rudy Cloots (Ulg), Morgan De Dapper (Univ. de Gand), Bruno Delvaux (Unité des Sc. du sol, Univ. de Louvain-La-Neuve), Camille Ek (ULg), André-Mathieu Fransolet (Ulg), Jean Maley (Université de Montpellier), Maurice Streel (Ulg), Médard Thiry (Ecole des Mines, Paris), Rowl Twidale (Univ. d'Adelaïde), Robert Wray (Univ. de Wollongong, Australie) avec les Dr Alain Demoulin, chercheur qualifié au F.N.R.S. (Ulg), Abdelkader Dodo (Dpt Géologie, Univ. Niamey), David Gillan (Lab. biol. marine, ULB) et Yves Quinif (Chef de Travaux, Fac. Polytech. de Mons), Messieurs Roger Vandenvinne (Ulg), Jean-Claude Bribosia et Raymond Kenens et Jean-Marc Baele (Fac. Polytechn. de Mons) ont permis de faire progresser de façon importante ce travail.

Sans l'aide et la compétence de Danièle Uytterhaegen (Maison de la spéléologie, Liège), je n'aurais pas pu réaliser une recherche bibliographique aussi complète. Merci Danièle.

Un grand merci également à ceux qui ont accepté le rôle ingrat de corriger ce travail.

Enfin, à mes parents, "coursiers" fidèles et dévoués pour leur fils perdu en terre lointaine, à ma famille, à mes amis, pour leur soutien et leurs encouragements, à tous merci.

Localisation des zones d'étude du présent travail



modifié d'après MASON, C.L. (1998) Ohio State University

Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées- Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale

par Luc WILLEMS

I. Introduction

Depuis quelques décennies, des morphologies similaires à celles qui sont répertoriées dans les “karsts classiques”¹ ont été trouvées dans des roches silicatées non carbonatées. A l’exception des formes développées dans les évaporites (sel gemme, gypse et anhydrite), elles ont longtemps été considérées comme anecdotiques et le plus souvent ignorées. Si des formes dues à la dissolution ont été signalées dans des formations siliceuses (par ex. : THOMAS, 1966; WHITE *et al.*, 1966; MAINGUET, 1972; SZCZERBAN et URBANI, 1974; SZCZERBAN *et al.*, 1977; KASTNING, 1977; LÖFFLER, 1978), les études précises qui leur sont consacrées à ce jour restent relativement restreintes et seuls quelques inventaires au niveau mondial ont été récemment dressés (CHABERT et COURBON, 1997; WRAY, 1997; VICAT et WILLEMS, 1998). Cette situation a entraîné une impression de rareté de ces types de phénomènes. Pourtant, leur taille et leur nombre peuvent influencer fortement la morphologie d’un paysage et son évolution, comme c’est le cas pour les *tepuys*² du Venezuela (par ex. : POUYLLAU et SEURIN, 1985). Différentes recherches remettent en cause la vision classique du karst et impliquent une adaptation du vocabulaire qui lui est associé. Provenant de différents horizons, plusieurs chercheurs ont proposé nombre de nouveaux termes afin de répondre à ce besoin. Malheureusement, ces ajustements sémantiques se sont souvent accompagnés d’une confusion grandissante quant à la terminologie à employer face à tel ou tel phénomène. A cette difficulté nouvelle s’ajoute celle de l’acception du mot “karst” qui englobe des réalités différentes selon les uns ou les autres.

Nous commencerons le présent travail par un inventaire des principaux karsts (ou supposés tels) en roches silicatées non carbonatées connus à ce jour. L’étude de phénomènes similaires au Niger et au Cameroun nous permettra de détailler certains facteurs et processus favorables à leur mise en place. Nous tenterons également d’estimer leur importance à l’échelle régionale et le temps nécessaire à leur développement. Après l’examen des différents cas, nous nous pencherons sur la signification du terme «karst» et nous prendrons position par rapport à elle.

¹ Karsts des roches calcaires

² *Tepuy* : terme utilisé pour désigner des montagnes tabulaires résiduelles en Amérique du Sud

II. Etat des connaissances des karsts ou des phénomènes assimilés au karst en roches non carbonatées

II.1 Introduction

Seules les roches rencontrées lors de nos recherches en Afrique de l'Ouest seront abordées dans cet inventaire, à savoir les grès, les gneiss, les schistes et les granites. Les quartzites, souvent associés au grès, seront également envisagés.

Les phénomènes dus à un simple décollement de parois ou à un mouvement tectonique (grottes tectoniques p. ex.) ne seront repris ici que s'ils sont accompagnés d'un autre objet karstique caractéristique. Les cavités littorales associées principalement à l'action des vagues ne seront pas reprises dans cet inventaire. Les données à la base du dépouillement mondial que nous avons réalisé proviennent en grande partie de comptes-rendus d'expéditions spéléologiques. Ce faisant, en dehors de plans, les analyses lithologiques précises font souvent défaut et entraînent une incertitude quant au choix de retenir certaines observations. Un complément d'informations pourra être trouvé notamment dans l'*Atlas des cavités non calcaires du monde* de Chabert et Courbon (1997) et dans l'article "*A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones*" de Wray (1997).

II.2 Formes assimilables au karst dans les grès (non carbonatés) et les quartzites

2.1 Localisation

Les formes que nous localiseront ici se situent en roches non carbonatées (ou avec un ciment contenant une quantité infime de CaCO_3). Des grottes telles que celles qui sont ouvertes dans les grès carbonatés du Luxembourg (BOTZEM, 1987; KNUST et WEBER, 1987) ont des mécanismes de formation proches de celles en milieu calcaire. Le ciment carbonaté permet d'envisager facilement des phénomènes de dissolution bien que des phénomènes d'évacuation des arènes résiduelles et de colmatage y soient plus importants. Il en est de même pour les morphologies souterraines développées dans des conglomérats à ciment carbonaté tels que celles que l'on rencontre dans le poudingue de Malmedy (OZER, 1971). Grès et poudingue carbonatés ne seront donc pas repris dans ce travail.

De tous les phénomènes associés au karst et répertoriés en roches silicatées, ceux qui sont trouvés dans les grès et les quartzites sont les plus nombreux. Une cinquantaine de sites sont localisés à la surface du globe à ce jour (Fig. 1). Comme nous l'avons déjà signalé précédemment, cette situation est principalement due à l'absence de prospection dans de nombreuses parties du globe. Leur répartition connue va des zones tempérées aux zones tropicales en passant par toutes les régions intermédiaires. Aucun argument ne s'oppose à ce qu'on les retrouve également dans les plus hautes latitudes. On peut raisonnablement supposer que tout dépendra du degré de conservation des formes, de leur localisation initiale en profondeur ou en surface et du degré d'érosion que la zone

où elles se sont développées a subi depuis leur création. Toutes les formes de la suite karstique classique sont pratiquement répertoriées.

Les formes les plus grandes ont été localisées en Amérique du Sud, dans les massifs de la Roraima et de la Sarisarinama ainsi qu'au Brésil. (BELLARD-PIETRI *et al.*, 1966; WHITE *et al.*, 1966; DYGA *et al.*, 1976; KUCZYNSKI, 1976; TADEUSZ *et al.*, 1976; ZAWIDZKI *et al.*, 1976; SZCZERVAN *et al.*, 1977; URBANI, 1978; 1981; GALAN, 1982, 1984; POUYLLAU et SEURIN 1985; KARMANN, 1986; PEREZ et GROSSI, 1986; GALAN et LAGARDE, 1988; INGLESE et TOGNINI, 1993; BERNABEI *et al.*, 1993; GORI *et al.*, 1993; INGLESE et TOGNINI, 1993). Cavités et gouffres y atteignent souvent plusieurs centaines de mètres de développement. Ainsi la grotte du Centenaire au Minas Gerais (Brésil) a un dénivelé de 454 m pour une longueur totale de 3250 m (CHABERT et COURBON, 1997; RUBBIOLI, 1998). Au Venezuela, une dizaine de grottes présentent un dénivelé supérieur à 300 mètres (sima Aonda, 383 m, sima Auyantepuy Noroeste, 370 m) et dépassent le kilomètre de développement (sima Auyantepuy Noroeste, 2950 m, sima Aonda Superior, 2128 m) (CHABERT et COURBON, 1997). Par leurs dimensions et leur nombre, les cavités et gouffres influencent la géomorphologie de cette région qui s'apparente à un paysage karstique, mais dans des grès ou des quartzites.

Fig.1 : Légende - Localisation des principaux karsts ou phénomènes assimilés au karst dans les grès et les quartzites à travers le monde

1.	USA : Dakota	Grotte(s) (Chabert, 1980)
2.	USA : Wisconsin	Grotte(s) (Barden, 1978)
3.	USA : Plateau du Colorado	Bassins, lapiés (Wray, 1997)
4.	USA : Alabama	Puits d'effondrement (Wray, 1997)
5.	Colombie	Grotte(s) (Hof, 1977 <i>in</i> Chabert, 1980)
6.	Vénézuéla, Brésil, Guyane : Massifs de la Roraima et de Sarisarinama	Grotte(s), alvéoles de paroi, colonnes, concrétions, cannelures, lapiés, dolines, poljés, gouffres, puits, ponors, canyons, vallées perchées (White <i>et al.</i> , 1966; Bellard-Pietri, 1974; BCRA Bull, 1975; Dyga <i>et al.</i> , 1976; Kuczynski, 1976; Tadeusz <i>et al.</i> , 1976; Zawidzki <i>et al.</i> 1976; Szczervan <i>et al.</i> , 1977; Urbani, 1978; Urbani, 1981; Galand, 1982, 1984; Pouyllau et Seurin, 1985; Galand et Lagarde, 1988; Bernabei <i>et al.</i> 1993; Gori <i>et al.</i> , 1993; Inglese et Tognini, 1993)
7.	Brésil : Cuvette amazonienne	Grotte(s), lapiés, dolines, puits, résurgences (Karmann, 1986; Auler et Farrant, 1996)
8.	Bolivie	Grotte(s) (Auler et Farrant, 1996; Chabert et Courbon, 1997)
9.	Brésil : Minas Gerais	Grotte(s), dolines (Perez et Grossi, 1986; Romero et de Lima, 1989; Auler et Farrant, 1996; Rubbioli, 1998)
10.	Brésil : Pãrana, Villa Velha	Puits d'effondrement, tours (Le Bret et Slavec, 1962; Auler et Farrant, 1996; Wray, 1997)
11.	Uruguay	Grotte(s) (Chabert 1980)

12.	Grande-Bretagne : Kent et Nothumberland	Abris sous roche, grotte(s), lapiés (Reeve, 1982; Self et Mullan, 1996, Wray, 1997)
13.	Grande-Bretagne : Kent	Abris sous roche, grotte(s), lapiés (Reeve, 1982; Self et Mullan, 1996, Wray, 1997)
14.	Grande-Bretagne : Pays de Galles	Dolines, puits (Thomas, 1954 <i>in</i> Wray, 1997; Battiau-Queney, 1977; Self et Mullan, 1996)
15.	République tchèque : Bohême/Plzen	Grotte(s), tunnels, alvéoles, formes de corrosion à structure alvéolaire, lapiés, dolines, canyons, ponts (Vitek, 1978; 1987)
16.	Pologne/Rep. Tchèque	Grotte(s), rochers-champignon, lapiés, kamenitzas, pitons (Vitek, 1982; Choppy, 1990)
17.	Allemagne : Nord Bavière	Grotte(s) (Striebel, 1987, 1996a,b)
18.	France/Allemagne : Vosges du Nord	Abris sous roche, grotte(s), conduits tubulaires, cheminées, gouffres (Weber, 1987; Chabert et Bigot, 1993; Chabert, 1995)
19.	France : Bretagne	Grotte(s) (Callot, 1981)
20.	France : Bassin parisien	Grotte(s) (Martel, 1930; Bigot, 1990; Chabert et Bigot, 1993)
21.	Autriche	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
22.	Suisse	Grotte(s) (Masotti, 1979)
23.	Italie : Bologne	Grotte(s) (Spel. Emiliana, 1976, mono. 1 <i>in</i> Chabert, 1980)
24.	Sardaigne : Cagliari	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
25.	Georgie	Grotte(s) (Martel, 1904 <i>in</i> Chabert 1980)
26.	Maroc	Bassins, lapiés (Robinson et Williams, 1992; Chabert et Courbon, 1997)
27.	Egypte	Grotte(s) (<i>in</i> Chabert 1980)
28.	Libye	Grottes, dolines, puits (Busche et Erbe, 1987)
29.	Tchad	Abris sous roches, grotte(s), taffonis ³ , exurgences, reliefs ruiniformes, vallées sèches (Conrad <i>et al.</i> , 1967; Dusang, 1974)
30.	Mauritanie	Grotte(s) (Conrad <i>et al.</i> , 1967)
31.	Niger oriental	Abris sous roches, grotte(s), conduits tubulaires, piliers, taffonis, concrétions, dolines, exurgence, reliefs ruiniformes, vallées sèches (Renault, 1953; Conrad <i>et al.</i> , 1967; Gavrilovic, 1969; Busche et Erbe, 1987; Sponholz , 1987; Busche et Sponholz, 1992; Sponholz, 1994 (a); Willems <i>et al.</i> , 1998)
32.	Erythrée	Grotte(s) (La Géographie, 1910, XXI <i>in</i> Chabert 1980)

³ Taffoni ou tafoni : « Cavité arrondie, du décimètre jusqu'à plusieurs mètres de diamètre et de profondeur, due à l'érosion en climat sec ou sur certains littoraux. Ce type d'érosion par désagrégation des roches affecte surtout les roches magmatiques largement grenues, et les roches sédimentaires gréseuses. Les cavités de même origine mais de petite taille sont appelées alvéoles» (Foucault et Raoult, 1992). "Roughly hemispherical hollows weathered in rock either at the surface or in caves" (Jennings, 1968). La première définition présuppose un mode de formation et des conditions génétiques dans certains types de climat. La seconde définition ne se base que sur la morphologie, indépendamment des processus. Dans le monde anglo-saxon, le terme « tafoni » est souvent assimilé aux altérations « en nid d'abeilles » (structure alvéolaire) (honeycomb weathering). Dans le présent travail, nous entendrons par « tafoni » toute cavité centimétrique à métrique de forme hémisphérique. Le terme d'alvéole sera considéré comme synonyme.

33.	Mali	Grotte(s) (Calandri, 1996)
34.	Niger occidental	Grotte(s), effondrements (Willems <i>et al.</i> , 1993; Willems <i>et al.</i> , 1996; Willems, 1997)
35.	Guinée	Grotte(s) (Tricart, 1972 <i>in</i> Wray, 1997; Chabert 1980; Chabert et Courbon, 1997)
36.	Nigeria	Grotte(s), canyons (Szentes, 1989)
37.	Nord Cameroun	Grotte(s) (Lips, 1995b; Lips et Vicat, 1998; Vicat <i>et al.</i> , 1997)
38.	Rep. Centre Africaine	Grotte(s) (Vicat et Willems, 1998)
39.	Gabon	Grotte(s) (Marescaux, 1973)
40.	Congo Brazaville	Grotte(s) (Vicat et Willems, 1998)
41.	Burundi	Grotte(s), dolines (Waleffe, 1966; Closson, 1991; Peyrot, 1997)
42.	Zimbabwe	Grotte(s), dolines, gouffre, puits, résurgences (Sweetman, 1990; Aucamp et Swart, 1992; Truluck <i>et al.</i> , 1994; Truluck, 1994)
43.	Afrique du Sud : Transvaal	Grotte(s) (Marker, 1976; Martini, 1981)
44.	Afrique du Sud : Province du Cap	Grotte(s), pillier de dissolution, lapiés, dolines (Marker, 1976; Martini, 1987; Marker et Swart, 1995)
45.	Russie : Sibérie orientale	grotte(s) Chabert et Courbon, 1997)
46.	Népal	Grotte(s) (Munthe, 1975)
47.	Thaïlande	Grotte(s), lapiés et corridors (Chabert et Courbon, 1997; Wray, 1997)
48.	Australie : Arnhem Land	grottes, concrétions, dolines, tours (Nott et Ryan, 1996, <i>in</i> Wray, 1997)
49.	Australie : Région de Kimberley	Grottes, concrétions, tours (Young, 1986, 1988)
50.	Australie : Plateau de Sturt	Puits d'effondrement (Twidale, 1987)
51.	Australie : Queensland	Grotte(s) (Joyce, 1974; Dunkerley, 1979, 1983 <i>in</i> Wray, 1997)
52.	Australie : Bassin de Sydney	Grotte(s) (Craft, 1987)
53.	Australie; New South Wales	Puit d'effondrement (Jennings, 1967)

Quelques phénomènes sont également répertoriés en Amérique du Nord (BARDEN, 1978; CHABERT et COURBON, 1997).

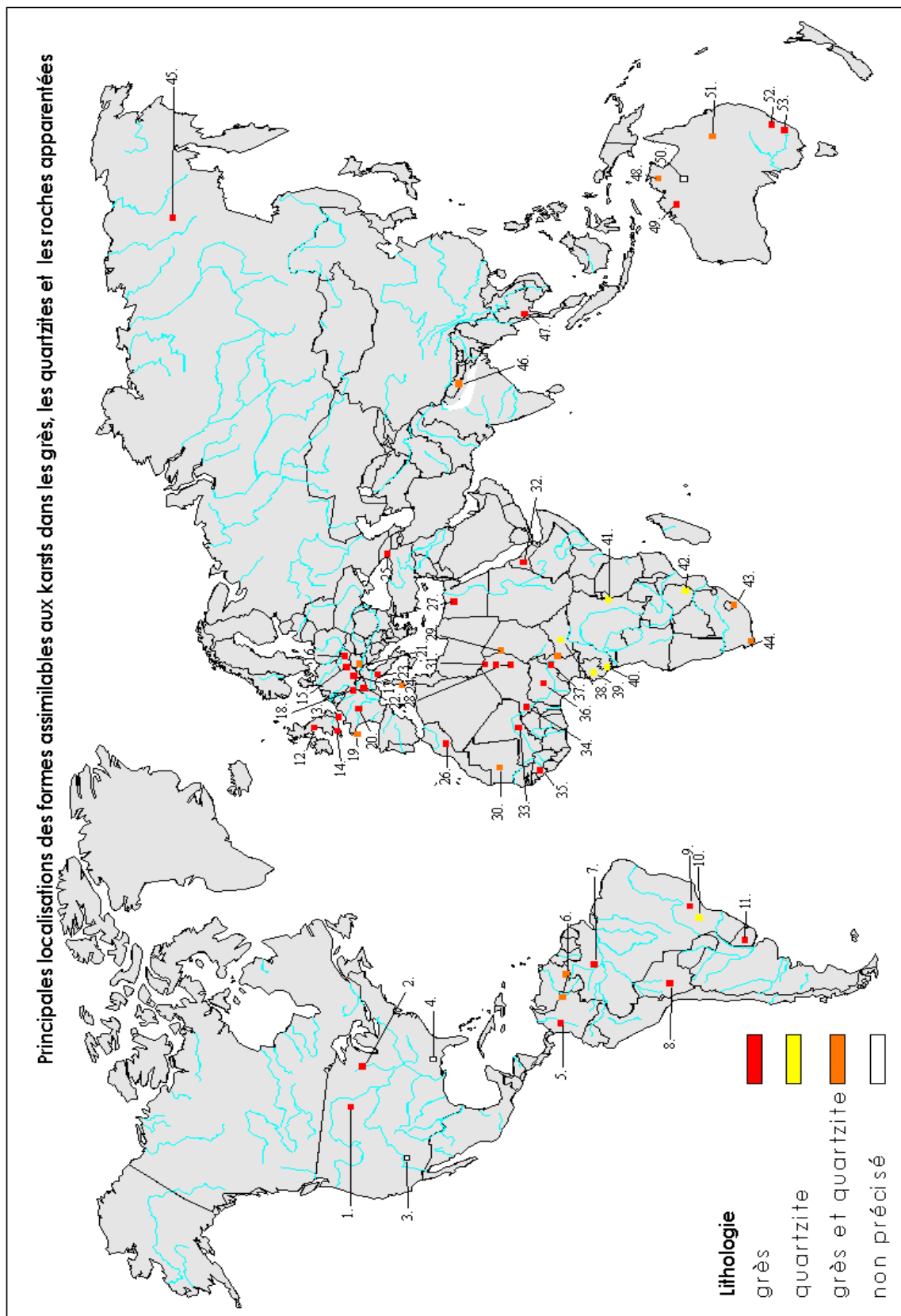


Fig. 1. Localisation des principales formes assimilables au karst dans les grès non-carbonatés, les quartzites et les roches apparentées répertoriées à ce jour à la surface du globe.

Outre les grandes formes de l'Amérique du Sud, un grand nombre de phénomènes est répertorié sur le continent africain. En Afrique du Sud (MARKER, 1976; MARTINI, 1981, 1987; GARTZ, 1990; TRULUCK, 1992), on trouve notamment des colonnes plurimétriques dans les parois d'une grotte dans les quartzites (MARKER et SWART, 1995). Au Zimbabwe, des gouffres profonds sont explorés (par ex. : Mawenge Mwena, Chimanimani, -305 m, Jungle Pot, -204 m) (SWEETMAN, 1990; AUCAMP et SWART, 1992; TRULUCK, 1994; TRULUCK *et al.*, 1994). En Afrique équatoriale, plusieurs cavités sont connues dans les quartzites, notamment au Gabon (MARESCAUX, 1973), au Cameroun (LIPS, 1995; VICAT *et al.*, 1996, 1998; WILLEMS *et al.*, 1996, 1998) et au Burundi (WALEFFE, 1966; CLOSSON, 1991; PEYROT, 1997) où des dolines sont également trouvées. Au Sahara et dans la bande sahélienne, un des premiers auteurs à signaler des *karsts gréseux* est RENAULT (1953) qui, parcourant la bordure saharienne de la Mauritanie au Tchad, répertorie une dizaine de grottes dans différents massifs. Ses découvertes marquent le début d'études karstiques dans les grès dans cette partie de l'Afrique (GAVRILOVIC, 1969; CONRAD *et al.*, 1967; BUSCHE et ERBE, 1987) notamment au Niger oriental (SPONHOLZ, 1987; BUSCHE et ERBE, 1987; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992, 1994 ; WILLEMS *et al.*, 1998 a et b), au Niger occidental (WILLEMS *et al.*, 1993, 1996) ainsi que dans les états voisins du Nigeria (SZENTES, 1989). Le continent australien abrite également un certain nombre de formes de type karstique (JOYCE, 1974; CRAFT, 1987; YOUNG, 1986, 1988).

En Europe, seules quelques morphologies sont trouvées (CALLOT, 1981; MASOTTI, 1979). Dès 1930, E. Martel mentionne de petites cavernes proches de Brive et ouvertes dans des grès du Trias. Il s'attarde également aux formes trouvées dans les grès de Fontainebleau que des études postérieures viendront également reprendre (par ex. : BIGOT, 1990; BEAUX et WAGNEUR, 1991). Dans le reste de l'Europe, différentes formes caractéristiques sont trouvées en Allemagne, en Pologne, en République Tchèque et en Angleterre (WEBER, 1987; VITEK, 1982, 1983, 1987, 1989; CALLOT, 1981; REEVE, 1982; MULLAN, 1989; BIGOT, 1990; CHOPPY, 1990; DUBLIANSKY *et al.*, 1991; CHABERT et BIGOT, 1993).

2.2 Mécanismes de formation proposés

Pour expliquer la genèse des différentes cavités et autres formes répertoriées dans les grès et les quartzites, de nombreux auteurs citent des phénomènes d'altération chimique sans autre détail (RENAULT, 1953; WHITE *et al.*, 1966; GAVRILOVIC, 1969; URBANI, 1981; BUSCHE et ERBE, 1987; BUSCHE ET SPONHOLZ, 1992; INGLESE et TOGNINI, 1993; WILLEMS *et al.*, 1993; SPONHOLZ, 1994). Les processus sont parfois précisés. Ainsi, des altérations hydrothermales (URBANI, 1981; GALAN et LAGARDE, 1988), de la dissolution de la silice en grains ou sous forme de ciment (POUYLLAU et SEURIN, 1985; GARNIER, 1986; GALAN et LAGARDE, 1988; CHOPPY, 1990) et des processus d'hydrolyse alcaline (MARKER, 1976) sont avancés.

Les principaux facteurs favorisant l'apparition des formes dans les grès sont généralement litho-structuraux : joints de stratification, fractures, failles et diaclases, joints de décompression sont classiquement avancés (MARTEL, 1930, RENAULT, 1953; WHITE *et al.*, 1966; CONRAD *et al.*, 1967; GAVRILOVIC, 1969; JOYCE, 1974; VITEK, 1978; URBANI, 1981; REEVE, 1982; GARNIER, 1986; KARMANN, 1986; CRAFT, 1987; SZENTES, 1989; BIGOT, 1990; CHOPPY, 1990; CHABERT et BIGOT, 1993; INGLESE et TOGNINI, 1993; WILLEMS *et al.*, 1993).

La présence d'une couche plus résistante (de quartzite par ex.) (CONRAD *et al.*, 1967; CALLOT, 1981; POUYLLAU et SEURIN, 1985; VITEK, 1987; BIGOT, 1990) ou plus imperméable (schiste) (CALLOT, 1981; CRAFT, 1987) peut provoquer une érosion différentielle à l'origine des formes souterraines (grottes, conduits, ..).

D'autres processus peuvent jouer :

- l'érosion par des cours d'eau souterrains (MARTEL, 1930) ou des eaux de surface (GALAN et LAGARDE, 1988; SZENTES, 1989; REEVE, 1982; GARNIER, 1986),
- la gélifraction (VITEK, 1978; CHOPPY, 1990; BIGOT, 1990),
- la solifluxion (GALAN et LAGARDE, 1988),
- la déflation ou éolisation (VITEK, 1978, 1987; JOYCE, 1974),
- l'exfoliation (GALAN et LAGARDE, 1988),
- la suffosion (*piping*) (RENAULT, 1953; VITEK, 1978, 1987; KARMANN, 1986; GALAN et LAGARDE, 1988; WILLEMS *et al.*, 1996),
- la désagrégation granulaire (JOYCE, 1974).

Pour Ford et Williams (1989) trois conditions favorisent l'apparition des karsts dans les grès et les quartzites :

- une grande pureté minérale pour que les phénomènes karstiques ne soient pas bloqués par des résidus insolubles tels que des aluminosilicates,
- une stratification épaisse, massive mais avec une fracturation bien marquée et largement espacée,
- l'absence de processus géomorphologiques compétents comme ceux développés par le froid ou par une forte attaque de vagues.

Les environnements dans lesquels ces différentes formes ont pris place sont parfois précisés :

- développement le long d'une ligne de chute (REEVE, 1982),
- genèse dans des aquifères (par ex. : MARTEL, 1930; BUSCHE et ERBE, 1987; SPONHOLZ, 1987; GALAN et LAGARDE, 1988; SPONHOLZ, 1989, 1994a; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992; WILLEMS *et al.*, 1996).

Les facteurs et processus favorisant la genèse de *karsts quartzitiques* sont similaires à ceux responsables des *karsts gréseux* (WHITE *et al.*, 1966; CONRAD *et al.*, 1967, MARESCAUX, 1973; JOYCE, 1974; MUNTHE, 1975; ZAWIDZKI *et al.*, 1976; MARTINI, 1981; GALAN et

LAGARDE, 1988; AUCAMP et SWART, 1992; GORI *et al.*, 1993; INGLESE et TOGNINI, 1993). Des altérations hydrothermales et météoriques (pluies, humidité...) pourraient être à la base de certaines formes karstiques (ZAWIDZKI *et al.*, 1976; URBANI, 1978; MARTINI, 1987; GALAN et LAGARDE, 1988). Des études menées sur la nature des eaux de surface et de percolation ont montré l'influence de leur caractère acide sur les karstifications (ZAWIDZKI *et al.*, 1976 ; GORI *et al.*, 1993). Dans le cas des eaux de percolation, des quantités de 65 mg/l d'acide humique ont été mesurées dans des eaux dont le pH varie de 3,3 à 4,3. Les pH bas inhiberaient la formation d'Al(OH)₃ provenant de la faible quantité de feldspaths que l'on retrouve à certains niveaux dans les quartzites. Cette inhibition entretiendrait donc la corrosion des roches. Les modifications chimiques de ces eaux peuvent aussi résulter de la présence d'algues ou de guano (MARESCAUX, 1973; GORI *et al.*, 1993). Les fortes variations de température sont également mentionnées comme facteur de formation de ces gouffres, grottes et autres formes géantes trouvées en Amérique du Sud (GORI *et al.*, 1993). Par ailleurs, même si les teneurs de silice dans les eaux se sont révélées très faibles (4ppm/l), la forte pluviosité de cette région (4 m/an) entraîne malgré tout un départ de 4 g/m².an de silice en solution (GORI *et al.*, 1993). Ainsi, les importantes précipitations pallieraient-elles aux faibles taux de dissolution de la silice dans des conditions acides. Nous reviendrons plus en détail sur le rôle de la matière organique au chapitre III.7. En dehors d'un développement des formes souterraines liées à d'anciens systèmes phréatiques (GALAN et LAGARDE, 1988), l'hypothèse d'une genèse sous couverture pédologique est également proposée (MARKER, 1976).

II.3 Formes assimilables au karst dans les granites

3.1 Localisation

1.	Canada : Lac Saint Jean	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
2.	Canada : Ontario, Thunder Bay	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
3.	USA : Californie	Grotte(s) (Bunnel et Richard, 1977)
4.	USA : Texas, Llano région	Grotte(s), gnamas ("puits d'altération"), beignet de roche (altération en nid d'abeilles), taffonis, lapiés (<i>granitrillen</i>) et chenaux, arches et piédestal (Kastning, 1977; Smith et Veni, 1996)
4b.	Porto Rico	Lapiés (Beck et Cram, 1977)
5.	Venezuela - Guyane : Makatau Monutai, partie sud de la savane Rupununi - Plateau de Sarisarinama	Grotte(s), gouffres, puits (Urbani, 1978; Shaw, 1980)
6.	Venezuela : Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie	Abri(s) sous roche, grotte(s), chenaux (Urbani et Szczerban, 1975)
7.	Equateur	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
8.	Suède	Grotte(s) (Tell, 1974; Sjöberg, 1985)

9.	Allemagne : Fichtelgebirge - Nord de la Bavière, région de Bayreut	Grotte(s), bassins, lapiés (Rasmusson, 1959; Striebel, 1991, 1996 a et b)
10.	Pologne : Massif des Tatras, sud de la Pologne	Grotte(s) (Wojcik, 1961a, b)
11.	République tchèque : Bohème	Grotte(s), alvéoles (niches) (Vitek, 1978)
12.	France : Finistère	Grotte(s), lapiés (Martel, 1930; Twidale, 1997; Chabert et Courbon, 1997)
13.	France : Tarn - Haute Vienne	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
14.	France : Ardèche	Grotte(s) (Bouquet, 1955)
15.	Espagne : Folon	Grotte(s), gours, marmites, lapiés (cannelures) (Rodriguez, 1992)
15b.	Bulgarie	Dolines (Chanov <i>et al.</i> , 1986)
16.	Algérie : Hoggar	Abris sous roches, grotte(s), taffoni(s), exsurgence, reliefs ruiniformes, vallées sèches, (Conrad <i>et al.</i> , 1967)
17.	Tchad : Tibesti, Adrar Adafar	Abris sous roches, grotte(s), taffoni(s), exsurgence, reliefs ruiniformes, vallées sèches, (Conrad <i>et al.</i> , 1967)
18.	Tchad : Lac Tchad	Grotte(s) (Conrad <i>et al.</i> , 1967)
19.	Nigéria : Etats d'Anambra et d'Imo, Kano	Abris sous roche, grotte(s) (Szentes, 1989, Chabert et Courbon, 1997))
20.	Cameroun	Grotte(s), alvéoles de paroi, concrétions, bassins, lapiés, (Lips, 1995; Vicat <i>et al.</i> , 1996; Willems <i>et al.</i> , 1999 a et b)
21.	Guinée équatoriale	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
22.	Madagascar	Lapiés (Nédélec <i>et al.</i> , 1996)
23.	Swaziland	Grotte(s) Watson et Pye, 1985
24.	Népal	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
25.	Inde : Madhya Pradesh	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
26.	Sri Lanka :	Grotte(s) (Keller, 1982)
27.	Malaysia : Ouest de Sarawak	Lapiés(?) (Wall et Wilford, 1966)
28.	Australie : Centre et sud du Queensland	Grotte(s), concrétions, planchers stalacmitiques (Shannon, 1975; Finlayson, 1982)
29.	Australie : Eyre Peninsule	Bassins, lapiés, taffonis (Twidale, 1984)
30.	Australie : Labertouche Creek, Victoria	Grotte(s) (Ollier, 1965)

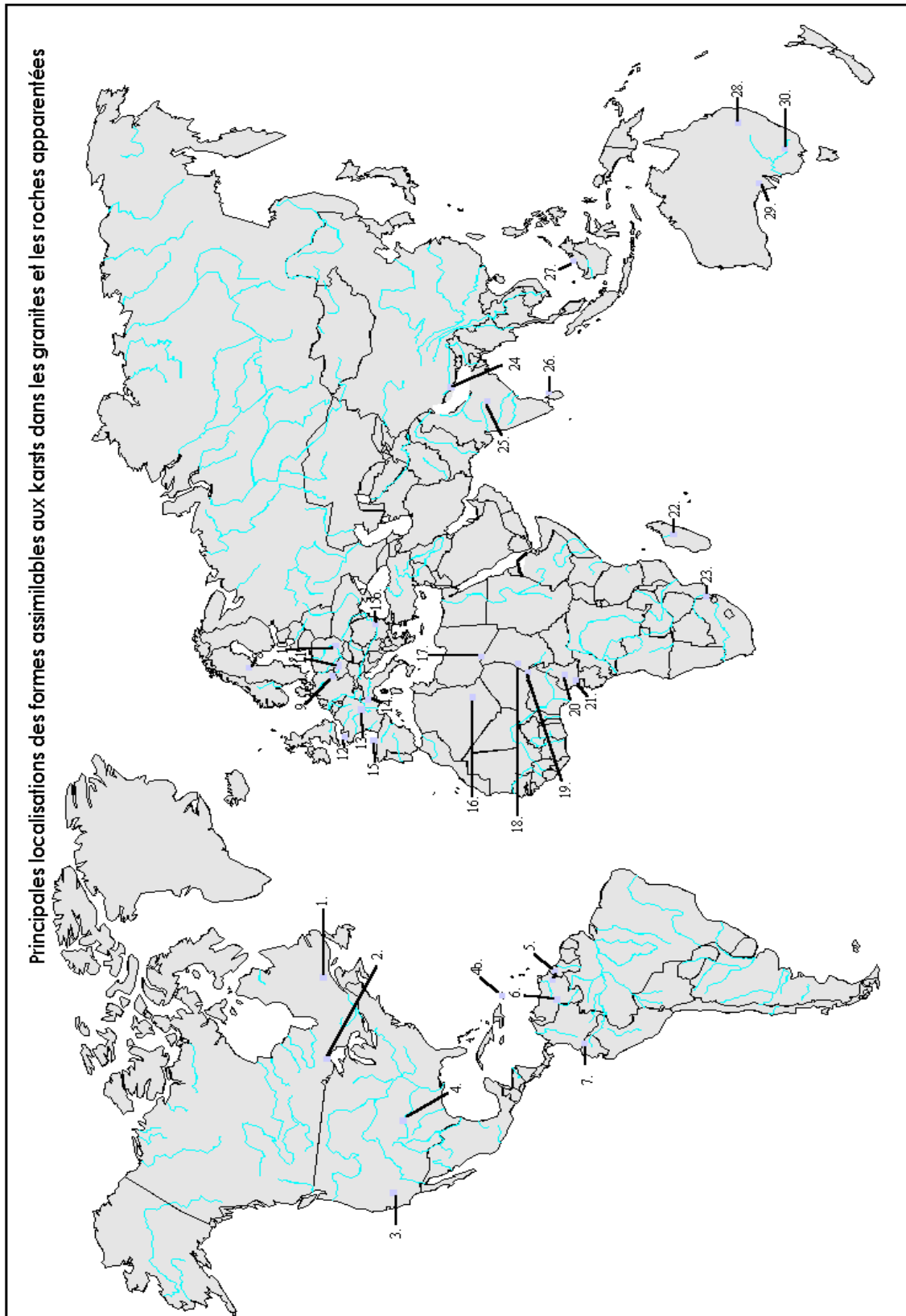


Fig. 2. Légende-Localisation des principaux karsts ou formes assimilées au karst dans les granites et les roches apparentées à travers le monde

Des formes associées au karst dans des roches granitiques se rencontrent un peu partout dans le monde, des zones tempérées aux zones tropicales en passant par les régions désertiques (Fig. 2). Grottes et lapiés sont les objets de la suite karstique qui semblent dominer dans ce type de lithologie.

Des morphologies de type karstique sont trouvées en Californie, au Texas, en Guyane, dans les territoires de l'Amazonie, au Sahara, au Swaziland, en Australie. Sur le continent européen, elles sont connues en Suède, en Bulgarie, en Allemagne, en Espagne et en France. Les cavités trouvées peuvent dépasser plusieurs centaines de mètres de longueur. Ainsi, les grottes d'*Enchanted Rock* au Texas atteignent 365 m de développement (KASTNING, 1977), celle de Skallebergsgrottorna en Suède, 220 m (SJOGREN, 1965). Ces formes sont-elles l'héritage des seuls climats chauds et humides, actuels ou passés, sont-elles indépendantes des climats de surfaces ? Sont-elles le résultat d'actions physico-chimiques qui se passent en profondeur ? Autant de questions qui, à ce jour, restent sans réponse.

Si les karsts des granites sont peu répertoriés à la surface du globe, leur signalement est relativement ancien. Ainsi, en 1930, Martel, parlant de phénomènes observés en Bretagne, disait : *"Il faut dire toutefois qu'on y connaît comme gouffres quelques pertes absorbant des ruisseaux; or elles n'ont rien de commun avec les abîmes des calcaires. Ce sont de simples écoulements sous des amas de blocs granitiques, vraies "rivières de rochers" comme celles du Sidobre dans le Tarn en même terrain. Les interstices des blocs parmi les puissants chaos de cette roche, et la réduction de ses éléments en menus sables colmateurs (arènes) peuvent donner l'illusion de vraies cavernes : ce n'est qu'une apparence. Pareil phénomène se montre là aussi (à propos du ruisseau de Pont-de-Pierre) à la simili-grotte dite le "Ménage de la Vierge" célèbre entassement de granites disloqués. (...) D'autres grottes en milieu granitique sont également répertoriées, ainsi, dans le Gard ou l'Hérault le Sidobre et ses granites abritent la Grotte de Saint Dominique, comportant trois ou quatre "salles" et dont l'origine ne serait que les vides (exagérés) d'un écroulement de blocs granitiques (longueur de plusieurs centaines de mètres mais pas de mesure précise sauf une exagération datant de 1773 et mentionnant un maximum de 1559,2 m soit 800 toises)"* (MARTEL, p. 167). Martel mentionne encore la mission Corni-Calciati-Bracciani qui, en février 1923, découvrit en Erythrée occidentale, à la frontière de l'Abyssinie, des phénomènes d'érosion dans la vallée de la Seti, pareils à ceux de la Cèze, du Pont des Oules... développés dans des granites et des roches cristallines (gorges formées par des chapelets de marmites, accompagnées d'excavations de toutes sortes, arcades perforées, véritable lapié de rivière...).

3.2 Mécanismes de formation proposés

En 1930, Martel souligne, à propos de pierres granitiques supposées être des mégalithes, que *"ces blocs gigantesques sont simplement dus à la désagrégation météorique du granite, par érosion, corrosion, déflation, exfoliation et délitement (...) Absolument naturelles aussi sont les incisions en*

creux, alvéoles, rainures, trous, .. Tout cela est purement physico-chimique ..." (MARTEL, p. 118, 1930).

Les processus et facteurs généralement évoqués dans la genèse des morphologies associées au karst dans les granites peuvent être séparés en deux grandes catégories : les processus chimiques et les processus physiques.

Les processus d'érosion physique ou les facteurs les favorisant seraient :

- l'action corrasive de courant d'eau (Millerton Lakes, Californie) (BUNNEL *et al.*, 1977), l'abrasion (Girraween National Park, sud-est du Queensland, Australie) (FINLAYSON, 1982),
- la différence de dureté des roches (Sahara) (CONRAD *et al.*, 1967),
- l'ouverture des joints suivant la décharge de pression (Girraween Park, sud-est du Queensland, Australie) (FINLAYSON, 1982) ou l'exfoliation (Texas) (KASTNING, 1977) (Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie) (URBANI *et al.*, 1975),
- la thermoclastie (Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie) (URBANI *et al.*, 1975),
- la dislocation due aux glaciers (Suède) (TELL, 1974),
- la gélifraction (Suède) (TELL, 1974),
- le piping (suffosion) (Texas) (KASTNING, 1977).

Le rôle de la fracturation sous différentes formes (joints de décompression, failles, ..) est souvent mentionné comme étant un élément premier de l'apparition des phénomènes karstiques ou pseudokarstiques (Stara Planina, Bulgarie) (CHANOV *et al.*, 1986.; CONRAD *et al.*, 1967), Llano County, Texas (KASTNING, 1977), Mzimba Hills, Swaziland (WATSON *et al.*, 1985).

D'une façon générale, la dissolution est supposée (Girraween National Park, sud-est du Queensland, Australie) (FINLAYSON, 1982) (Makatau Monutai, Guyane) (SHAW, 1980) et les conditions de son action parfois précisées :

- corrosion par dégagement de CO₂ due à une importante activité biologique (Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie) (URBANI et SZCZERBAN, 1975).
- *grusification*⁴ (élargissement physico-chimique) (Texas) (KASTNING, 1977) notamment par hydrolyse : altération des feldspaths en kaolinite (Texas) (KASTNING, 1977), (Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie) (URBANI *et al.*, 1975), dissolution de l'orthose (Lozère et Ardèche, France) (BOUQUET, 1955), altération de la biotite en vermiculite (Texas) (KASTNING, 1977), départ mécanique de la muscovite (KELLER, 1982).

⁴ Grusification : terme qui proviendrait de l'anglais *grus* désignant une variété d'arène granitique en climat aride (d'après Michel et Fairbridge, 1992).

L'influence de la végétation est soulignée dans certains cas : influence des lichens (Texas) (KASTNING, 1977), influence biologique (Puerto Ayacucho-Samariapo, Territoire Fédéral d'Amazonie) (URBANI et SZCZERBAN, 1975), dissolution sous couverture de végétation (montagne moyenne allemande) (RASMUSSEN, 1959)

II.4 Formes assimilables au karst observées dans les gneiss et les schistes

4.1 Localisation

Nous terminerons cet inventaire en nous penchant sur deux types de roches très peu répertoriées en terme de karst : les gneiss et les schistes (et micaschistes).

Les gneiss peuvent être des para-gneiss ou des orthogneiss ce qui va influencer sur leur chimie et donc, indirectement sur leur comportement face à l'altération. Seules des grottes et leurs formes associées (colonnes, alvéoles) sont trouvées et aucune morphologie de surface ne semble connue à ce jour (TELL, 1974; SELLA, 1976; GAVAZZI, 1977; KELLER, 1982; MUNTHE, 1975; LIPS, 1995; VICAT *et al.* 1996). D'un point de vue spatial, nous n'avons répertorié qu'une quinzaine de pays "hôtes" : le Venezuela⁵ (URBANI, 1978; INGLESE et TOGNINI, 1993), le Brésil (CELSO EILIO et KARMANN, 1975; LE BRET, 1976; Espeleo Tema, 1978), l'Argentine (CHABERT et COURBON, 1997), la Suède (TELL, 1974), la Suisse, l'Autriche, la Roumanie (CHABERT et COURBON, 1997), l'Italie (SELLA, 1976; GAVAZZI, 1977), le Tchad (GAVRILOVIC, 1969), l'Inde (CHABERT et COURBON, 1997), le Sri Lanka (KELLER, 1982), le Népal (MUNTHE, 1975) et tout dernièrement le Cameroun (LIPS, 1995; VICAT *et al.* 1996; WILLEMS *et al.* 1996) (Fig. 3).

1.	Venezuela : Etat de Bolivar, Sima Aonda	Grotte(s), gouffres, puits verticaux, colonnes, concrétions (Urbani, 1978; Inglese et Tognini, 1993)
2.	Brésil : District fédéral - Sao Paulo Corumba, Etat de Goias	Grotte(s) (Zilio et Karmann, 1975; Le Bret, 1962; Espeleo Tema, 1978n; Chabert et Courbon, 1997)
3.	Argentine : Punilla, Cordoba	Grotte (Chabert et Courbon, 1997)
4.	Suède	Grottes (Tell, 1974)
5.	France : Haute Loire	Grotte(s), abris sous roche (Meyssonier, 1982)
6.	France : Haute Vienne	Grotte(s) (Mouret, 1981)
7.	Suisse	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
8.	Autriche	Grotte (Chabert et Courbon, 1997)

⁵ Pour le Venezuela, un doute subsiste quant à la roche dans laquelle se développent les phénomènes, certains articles étant relativement imprécis.

9.	Italie : Monte Rosso Région de Turin	Grotte(s) (Sella, 1976; Gavazzi 1977; Chabert et Courbon, 1997))
10.	Roumanie	Grotte(s) (Chabert et Courbon, 1997)
11.	Tchad:Tibesti	Grotte(s) (Gavrilovic, 1969)
12.	Cameroun	Grottes, trous dans les parois, colonnes. (Lips, 1995; Vicat <i>et al.</i> 1996; Willems <i>et al.</i> , 1999)
13.	Népal	Grotte(s) (Munthe, 1975; Chabert et Courbon, 1997))
14.	Inde : Garhwal	Grotte (Chabert et Courbon, 1997)
15.	Sri Lanka	Grottes (Keller, 1982)

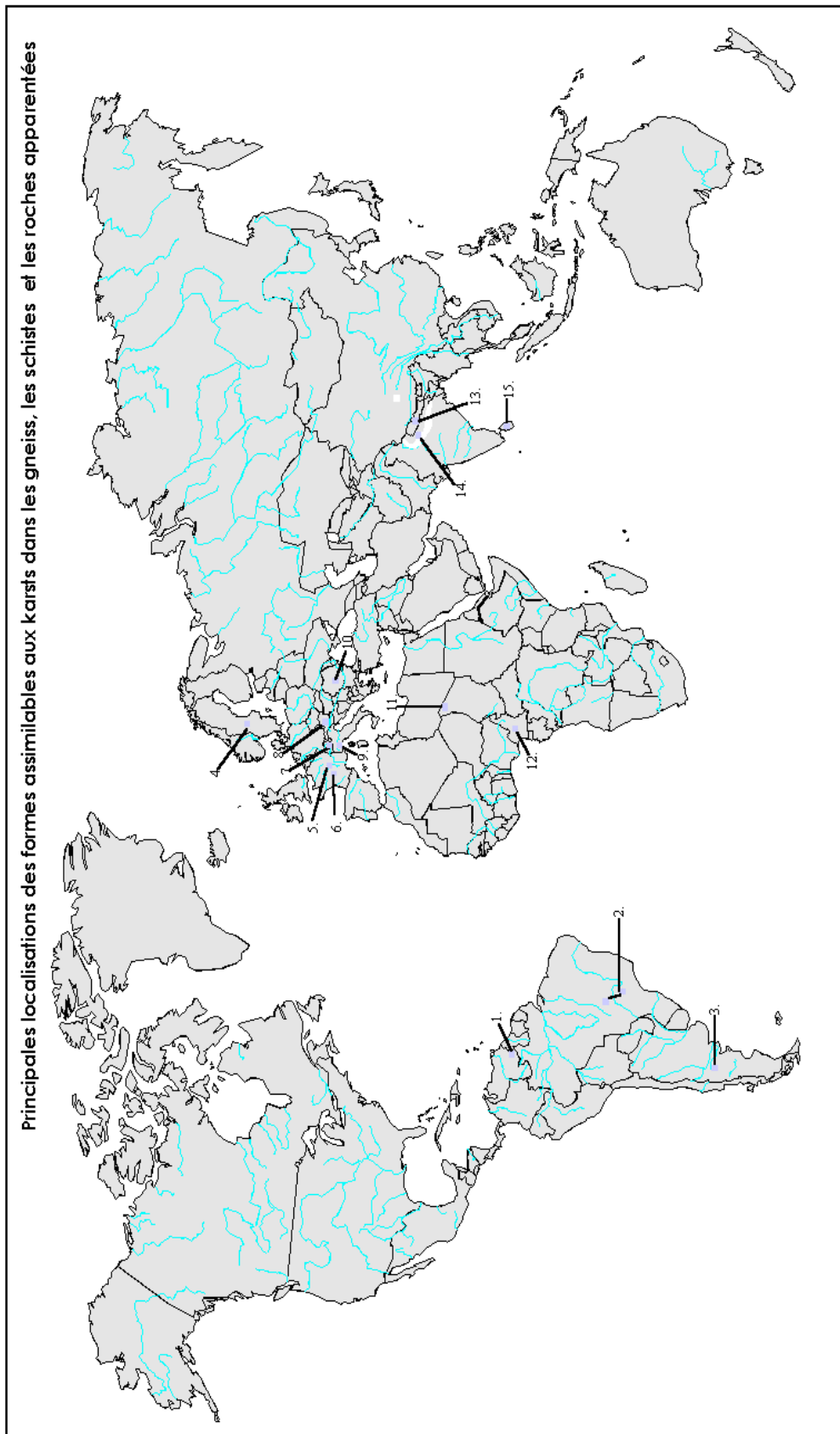


Fig. 3. Localisation des principales formes assimilables au karst dans les gneiss, les schistes et les roches apparentées répertoriées à ce jour à la surface du globe

Les cavités peuvent atteindre des dimensions relativement importantes. Ainsi, la “gruta dos Ecos” (Brésil) ouverte dans des micaschistes aurait 2 km de développement (ESPELEO TEMA, 1978).

4.2 Mécanismes de formation proposés

Nous n’avons répertorié que deux études mentionnant des formes ou des phénomènes impliquant l’action de processus chimiques : au Cameroun, l’observation de colonnes et de vasques de dissolution (VICAT *et al.* 1996) et au Sri Lanka, des grottes issues du départ de la muscovite des granites et des gneiss (KELLER, 1982). Les autres cavités observées sont apparemment le fruit d’érosions mécaniques liées à la tectonique (TELL, 1974; MUNTHER, 1975; GAVAZZI, 1977) ou à la dislocation due aux glaciers et à la gélifraction (TELL, 1974).

II.5 Les bases du problème

Ce rapide inventaire des formes et processus répertoriés dans des roches silicatées souffre de plusieurs défauts. Beaucoup de références consultées sont assez lacunaires quant aux contextes lithologiques et structuraux dans lesquels les formes se développent. De plus, les phénomènes physico-chimiques avancés restent le plus souvent à l’état d’hypothèses.

La plupart des auteurs consultés parlent de karst ou de pseudokarst sans prendre position quant à la signification de ce terme. Or, si au départ le karst désigne un plateau calcaire à cheval sur la Croatie et la Slovénie, actuellement le terme englobe au moins un des quatre concepts suivants : le paysage, les formes, la lithologie ou les processus (GRIMES, 1997) (voir VIII.). Aussi, le karst des uns peut-il être considéré comme le pseudokarst des autres. Outre les facteurs physiques favorisant l’apparition de karsts ou assimilés, les mécanismes chimiques proposés peuvent être répartis en deux catégories; ceux appartenant d’une part à la dissolution congruente⁶ et d’autre part à l’hydrolyse. Une des bases du problème est de savoir quels rôles ont pu jouer ces mécanismes dans l’apparition et la genèse de formes souterraines ou de surfaces identiques à celles que l’on retrouve dans les karsts classiques. Comme nous le verrons à la fin de ce travail (VIII), la réponse à cette question est un des axes sur lequel s’appuient de nombreux auteurs pour qualifier ou non de karstique telle forme, tel paysage ou tel phénomène.

Notons que de nombreux chercheurs considèrent que le karst ne peut s’envisager sans érosion chimique au départ des formes. Certains, comme Gunn (1986), considérant le drainage souterrain comme une des caractéristiques de nombreuses régions karstiques, vont même jusqu’à considérer

⁶ Dissolution congruente : mise en solution, dans leurs proportions d’origine, de tous les éléments constituant un minéral. La dissolution incongruente est la mise en solution de tous les éléments constituant un minéral; départ de tout ou partie des éléments les plus mobiles et précipitation *in situ* de tout ou partie des éléments les moins mobiles. La dissolution incongruente est une hydrolyse. Le degré de congruence ou d’incongruence d’une réaction dépend d’un niveau d’observation (d’après Tardy, 1993).

que seule une dissolution complète d'un matériau peut amener la formation d'un karst alors qu'une hydrolyse (ou dissolution incongruente) entraîne la formation de résidus insolubles censés inhiber le drainage souterrain. *«Silicate rocks are quite soluble, particularly under humid tropical conditions, but the weathering process produces insoluble clays and hydroxides. As the residues accumulate they block the solutionally widened interstices and inhibit the development of secondary permeability and underground drainage which is characteristic of most karst regions outside of the permafrost zone. (...) karst rocks are far from being the only lithologies on which solutional denudation is significant. However, they differ from other lithologies in that solutional erosion occurs beneath the surface and results in a marked enlargement of the secondary permeability.»* (GUNN, 1986, pp. 364 et 379).

Les différents cas que nous aborderons au Niger et au Cameroun montreront que cette position doit être nuancée et ne peut être considérée comme postulat de base tant la complexité des systèmes peut être grande.

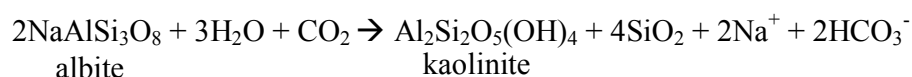
III. Etat de la question sur les données physico-chimiques du silicium, de l'aluminium et du fer

III.1 Introduction

En roches silicatées non carbonatées, différentes morphologies de surface et souterraines ainsi que l'étude de concrétions montrent une genèse impliquant des processus chimiques prépondérants. Si dans certains cas, notamment au Niger occidental, une grande part des formes observées est développée dans un matériau peu consolidé qui semble propice aux phénomènes de suffosion, certaines morphologies semblent indiquer qu'elles sont issues d'une altération chimique. Au Cameroun, la plupart des grottes se trouvent dans des roches peu ou non altérées et les processus physiques semblent bien insuffisants pour expliquer leur genèse. En raison de la nature des roches considérées dans ce travail, un bref rappel des principales données physico-chimiques concernant l'altération des roches silicatées est donc nécessaire. Le mécanisme communément admis comme prépondérant dans l'altération des roches silicatées est l'hydrolyse. Les différents aspects de cette hydrolyse nous serviront de base à ce rappel et nous nous intéresserons essentiellement à trois éléments réputés les moins solubles à savoir, le silicium, l'aluminium et le fer. Deux ouvrages nous ont servi de références : « *Géologie des Argiles* » de G. Millot (1964) et « *Geomorphology in the Tropics* » de Thomas (1994). Millot pose les bases du problème de la mobilisation du silicium, de l'aluminium et du fer. Thomas présente une synthèse actualisée des connaissances sur le même sujet, notamment en développant les contextes pédologiques dans lesquels ces processus prennent place.

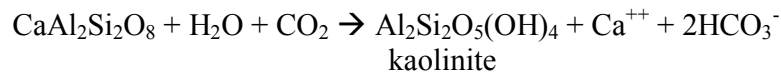
III.2 Hydrolyse des silicates

L'hydrolyse des silicates nécessite la présence de CO_2 : chaque cation métallique est remplacé par un vide cristallin. Elle peut être assimilée à une dissolution incongruente des minéraux silicatés alumineux. Les cations les plus mobiles (Na^+ , K^+) sont perdus en premier lieu et sont suivis par les cations bivalents tels que Ca^{++} , Mg^{++} , suivis par les ions polyvalents tels que Si^{4+} , Fe^{3+} et Al^{3+} . Les silicates sont parmi les minéraux les plus abondants de l'écorce terrestre, notamment les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens. Les plagioclases encore appelés feldspaths calcosodiques caractérisent ce groupe. Comme exemple, prenons l'hydrolyse de l'albite qui peut s'écrire sous la forme suivante :

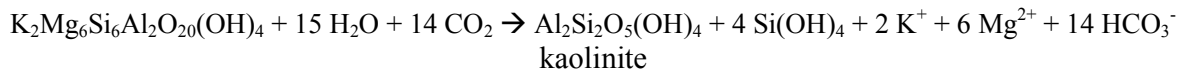


Dans cet exemple, la forte mobilité de l'ion Na^+ fait qu'il est perdu en solution simultanément à une partie de la silice qui se recombine pour former de la kaolinite ou reste sous forme de SiO_2 .

L'hydrolyse de l'anorthite suit un mécanisme similaire à celle de l'albite, excepté la présence de silice résiduelle.

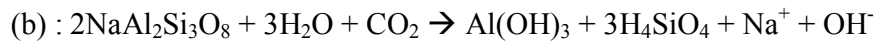
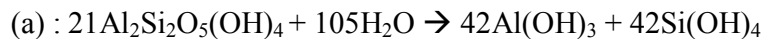


Pour la biotite par contre nous aurons la réaction suivante :



Dans cette réaction la silice non combinée dans la kaolinite va en solution sous la forme d'acide silicique.

Sous des conditions faiblement acides et dans un drainage libre, beaucoup de silice peut être évacuée et permet à la gibbsite de se former, soit à partir de la kaolinite par dissolution incongruente d'Al et de Si suivant la réaction (a), ou directement à partir des plagioclases suivant la réaction (b) :

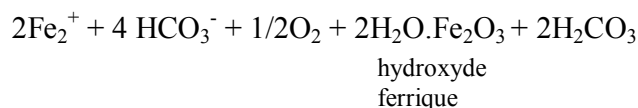


La formation de gibbsite est généralement considérée comme l'aboutissement du processus d'hydrolyse.

Thomas (1994) en accord avec Kronberg *et al.*, (1982) considère que la formation de gibbsite est très souvent accompagnée d'une grande augmentation de la porosité due à la perte d'un volume approchant les 70 %.

Par contraste, là où l'eau est rare, la réaction d'hydrolyse peut être retardée et des argiles intermédiaires se formeront, retenant une partie des cations métalliques normalement libérés (formation de smectite ou d'illite). La formation de smectite s'accompagnera d'une libération de silice sous forme d'acide silicique (a), alors que la formation d'illite donnera un résidu solide de silice sous forme de SiO₂

En outre, en présence d'acide carbonique, le fer ferreux Fe²⁺ est libéré dans le système d'altération par hydrolyse et se transforme alors en Fe₂O₃. D'après Krauskopf (1967), on peut écrire les réactions suivantes :



A nouveau, on peut noter la dissolution de la silice sous forme d'acide silicique lors de la réaction de libération du fer par hydrolyse.

III.3 Données physico-chimiques générales sur la silice

Si, au début du XXème siècle, de nombreux scientifiques pensaient que la silice dans l'eau était à l'état colloïdal, plusieurs travaux dont ceux de Corens *et al.* (1938,1939, 1940 et 1941), ainsi que ceux de Roy (1945) ont montré que la solubilité de la silice est régie par les lois de la polymérisation et de la dépolymérisation.

Lorsqu'une saturation en silice monomoléculaire se produit pour un pH donné, la solution devient instable et il se forme des composés polycondensés (par ex. acides oligosiliciques, gels, polymères solides) jusqu'à ce que la teneur en Si(OH)_4 en solution retombe à 140 ppm. Cette évolution est réversible : par dilution du liquide ou par relèvement de son pH, on provoque l'hydrolyse des composés condensés avec retour à l'état monosilicique (WYART, 1995) (Fig. 4a).

A l'équilibre, pour une teneur inférieure de l'ordre de 100-140 ppm et à 25 °C, la silice se trouve dispersée en solution sous forme d'acide monosilicique Si(OH)_4 . La solubilité est de 0,140 g/l (140 ppm) à 25 °C et dépend peu du pH tant que celui-ci reste inférieur à 9 (WYART, 1995). Au-delà de pH 9, la molécule Si(OH)_4 se dissocie en ions tels que $(\text{SiO(OH)}_3)^-$, $(\text{SiO}_2(\text{OH})_2)^{2-}$ et H^+ . L'équilibre de dépolymérisation est déplacé et la solubilité croît de façon exponentielle. Les équilibres de la silice en solution s'établissent très lentement. Les différentes expériences menées par Krauskopf (1959) montrent que plusieurs dizaines de jours sont nécessaires pour atteindre l'équilibre (Fig. 5). En outre, les expériences menées par Bennett *et al.* (1988) montrent qu'une diminution du pH des solutions baisse la vitesse de dissolution du quartz (Fig. 4b).

Quelles que soient les formes de la silice, on constate que, d'une façon générale, cette solubilité est très faible (par ex. : 22 ppm de silice en solution après avoir plongé une poudre d'opale dans l'eau pendant deux ans (MILLOT, 1964)) (Fig. 6). Pour les gels de silice partiellement déshydratés, on obtient une solubilité comparable à celle de la silice amorphe. Pour le quartz, les mesures montrent une solubilité de l'ordre de 7 à 14 ppm à 25 °C. Il semblerait également que, pour la calcédoine, les chiffres se rapprocheraient de ceux du quartz.

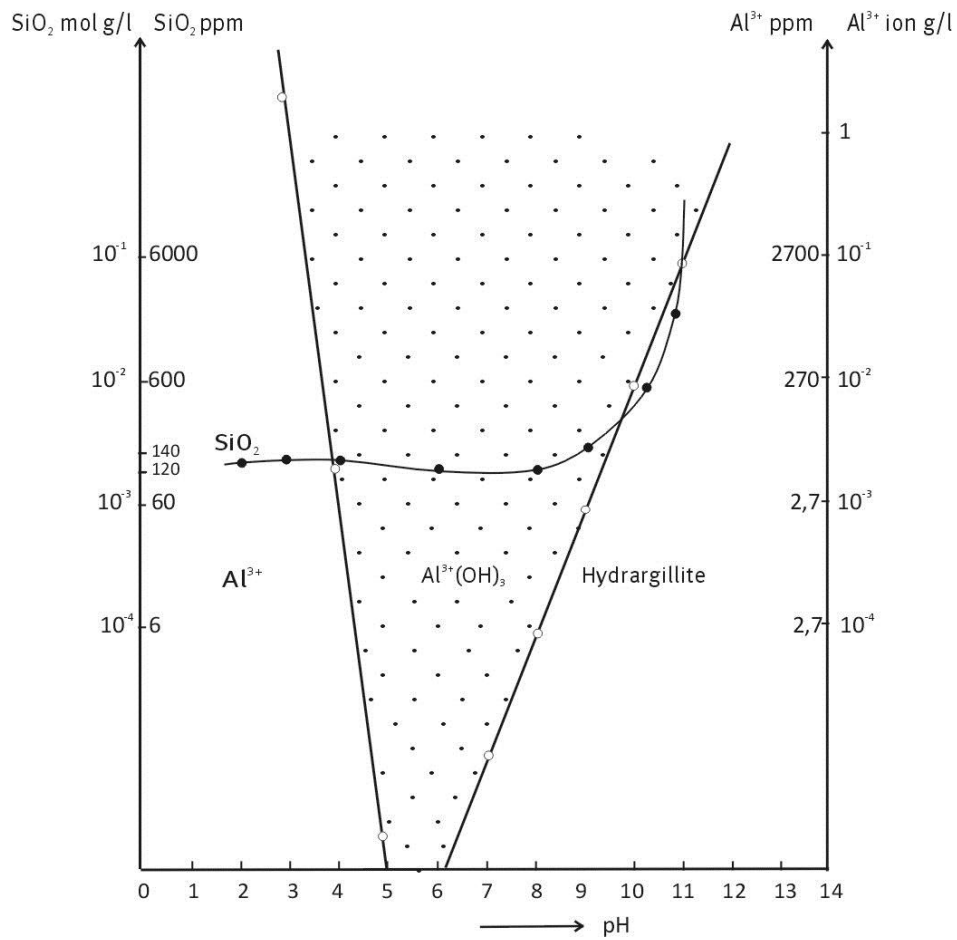


Fig. 4a. Courbe de la solubilité de la silice en fonction du pH (d'après KRAUSKOPF, 1956 in Millot, 1964)

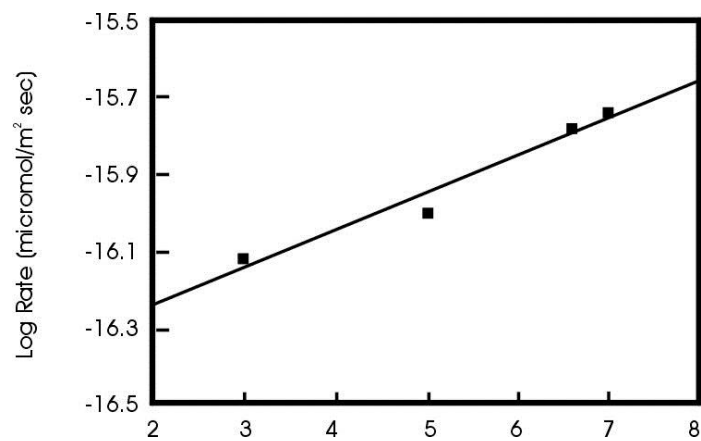


Fig. 4b. Comparaison entre la vitesse de dissolution en log 10 du quartz par rapport au pH dans de l'eau à pH 7,-6,6- 5 et 3 (d'après Bennett et al., 1988) .

Il apparaît également que la solubilité des formes cristallines de la silice est de six à douze fois plus faible que celle de la silice amorphe.

Une augmentation de la température des solutions a pour effet d'augmenter la solubilité de la silice. Pour la silice amorphe, la solubilité dépasse les 200 ppm à des températures supérieures à 50 °C, tandis que pour le quartz, elle n'atteint cette même valeur qu'au-delà de 170 °C (Fig. 7). Notons que de telles conditions de température ne se rencontrent que dans des milieux hydrothermaux. Cependant, aucune trace de tels environnements n'a été trouvée dans les endroits que nous avons étudiés. L'ensemble de ces observations repose principalement sur des données physico-chimiques accessibles.

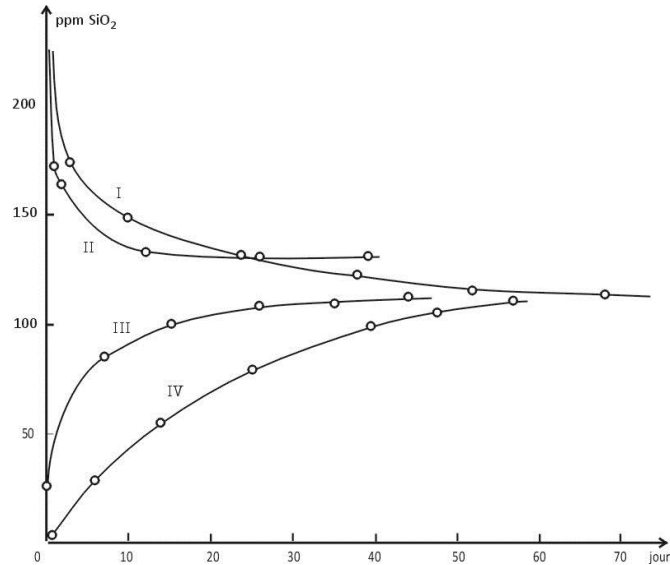


Fig. 5. Courbes représentatives de l'approche de la solubilité limitée de la silice monomère, par divers essais (d'après Krauskopf, 1959)

Courbe I : De l'eau d'une source chaude a été bouillie pour dissoudre le maximum de silice. On la refroidit et on étudie son évolution.

pH voisin de 8.

Quantité totale de SiO ₂	320	ppm
Quantité de silice monomère		
— initiale	284	ppm
— après 40 jours	120	ppm

COURBE II : On acidifie par HCl une solution de Na₂SiO₃. On étudie son évolution.

pH = 8.

Quantité totale de SiO ₂	975	ppm
Quantité de silice monomère		
— initiale	541	ppm
— après 40 jours	130	ppm

COURBE III : On acidifie par HCl une solution concentrée en Na₂SiO₃. On la laisse vieillir (la silice polymérise), puis on la dilue et on étudie son évolution.

pH=8.

Quantité totale de SiO ₂	187	ppm
Quantité de silice monomère		
— initiale	25	ppm
— après 40 jours	120	ppm

Remarque La solution concentrée et vieillie contient toujours des polymères de silice et environ 120 ppm de silice monomère. Après dilution de la solution initiale acidifiée, la teneur en silice monomère tombe à 25 ppm; elle va

progressivement augmenter au détriment des polymères présents.

COURBE IV : Gel de silice en présence d'eau distillée. pH=5; la quantité de silice monomérique initiale est nulle.

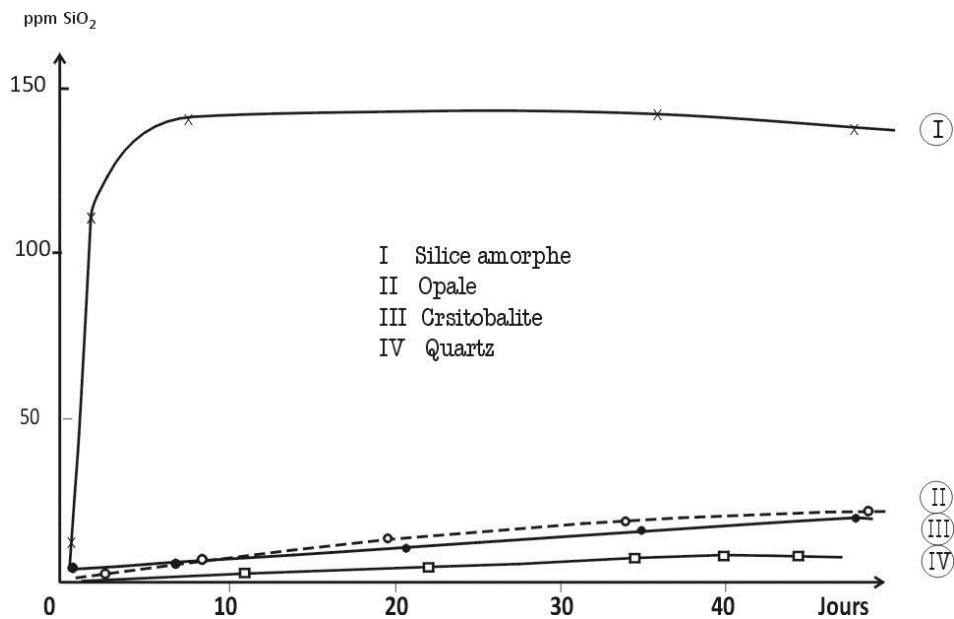


Fig. 6. Solubilité de la silice amorphe, de l'opale, de la cristobalite et du quartz (d'après WEY et SIFFERT, 1961 in Millot, 1964)

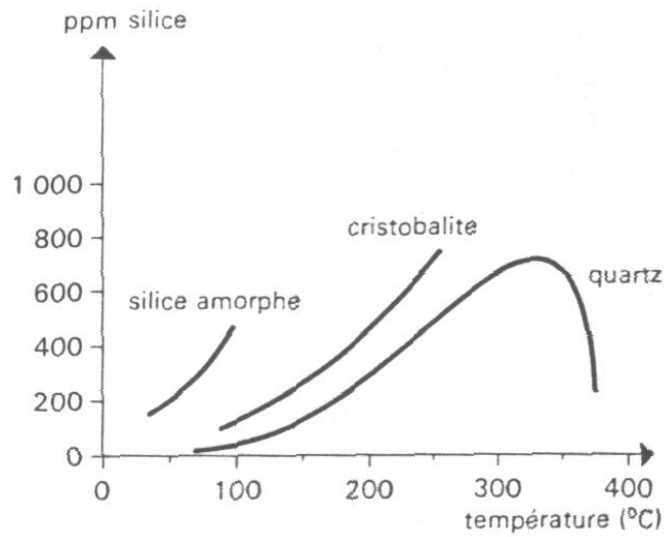


Fig. 7. Influence de la température sur la solubilité de différentes formes de silice (d'après WYART, 1995)

Cependant, comme nous le verrons au chapitre III.7, la présence de composés organiques peut modifier considérablement la capacité de la silice à être mobilisée ou non.

III.4 Solubilité de l'alumine

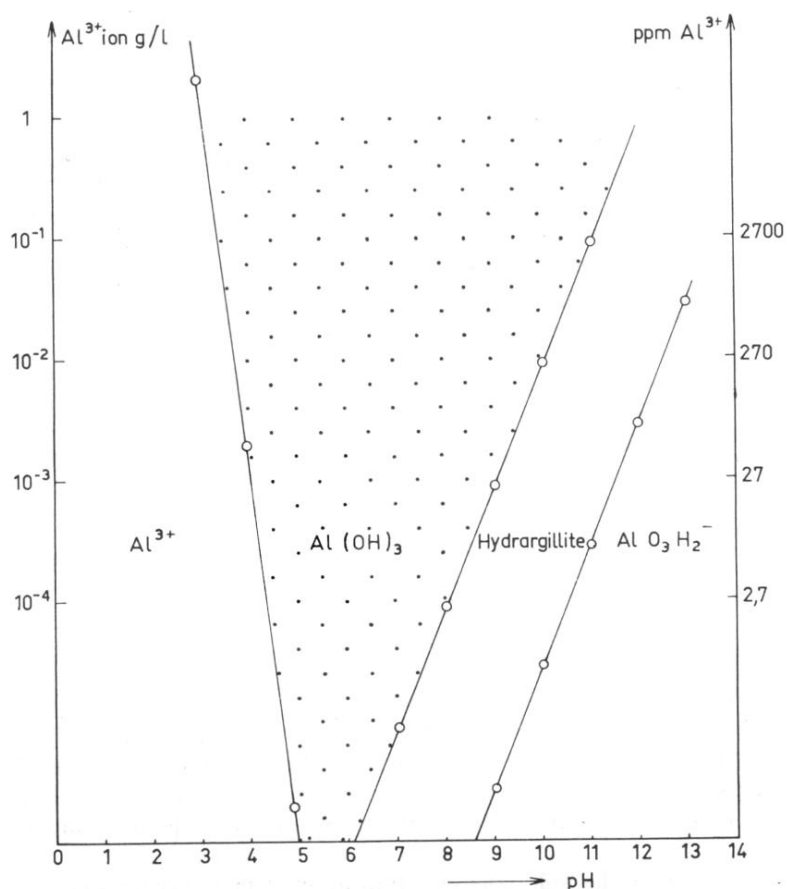


Fig. 8. Solubilité de l'alumine en fonction du pH (d'après WEY, 1962 in Millot, 1964)

L'alumine hydratée $\text{Al}(\text{OH})_3$ est soluble en milieu acide, donnant naissance à des cations Al^{3+} , et soluble en milieu alcalin, formant alors des anions AlO_3H_2^- (Fig. 8). La figure 8 montre les domaines de solubilité de l'alumine hydratée en fonction du pH, en relation avec la concentration ionique. La partie ponctuée représente le domaine d'insolubilité de l'hydroxyde, lorsque son degré d'organisation est faible : alumine amorphe ou encore pseudoboehmite⁷. Si le précipité vieillit, il subit en général une réorganisation cristalline et sa solubilité diminue. Ceci se traduit surtout vis-à-vis des bases : le domaine d'insolubilité s'élargit vers des plus hautes valeurs de pH.

⁷ Boehmite : Hydroxyde $\text{AlO}(\text{OH})$ du syst. orthorhombique (Foucault et Raoult, 1992).

III.5 Solubilité du fer

D'une manière générale le fer est soluble principalement à pH acide et à l'état de fer ferreux Fe^{2+} , et il précipite sous la forme de fer ferrique Fe^{3+} (Fig. 9a).

Cependant, le comportement du fer en solution dépend également de potentiel redox de son environnement (Eh) (Fig. 9b). Pour des pH compris entre 4 et 8, si le milieu est réducteur, le fer pourra être mobilisé sous forme de Fe^{2+} . Inversement, si le milieu est oxydant, le fer sera rapidement précipité sous forme Fe^{3+} .

Pour des pH très acides ($\text{pH} < 4$), généralement associés à des conditions réductrices, la solubilisation du fer est favorisée sous forme de fer ferreux. Notons cependant que dans de telles conditions d'acidité, même le fer ferrique peut être présent en solution.

A des valeurs de pH très alcalins ($\text{pH} > 8$), le fer ne sera pas mobilisé même à l'état de fer ferreux. Comme nous le verrons plus loin (III.7), son comportement sera fortement influencé par la présence de matières organiques.

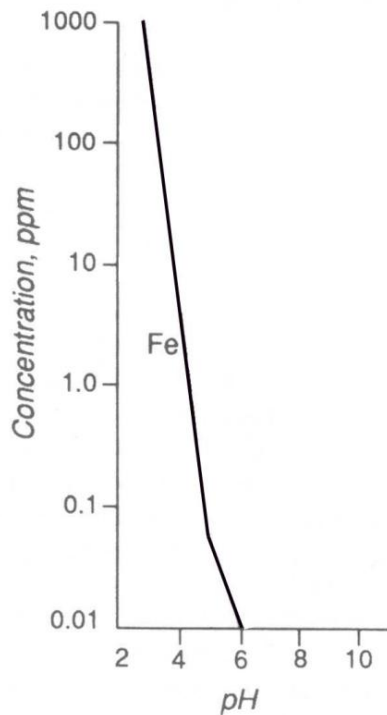


Fig. 9a

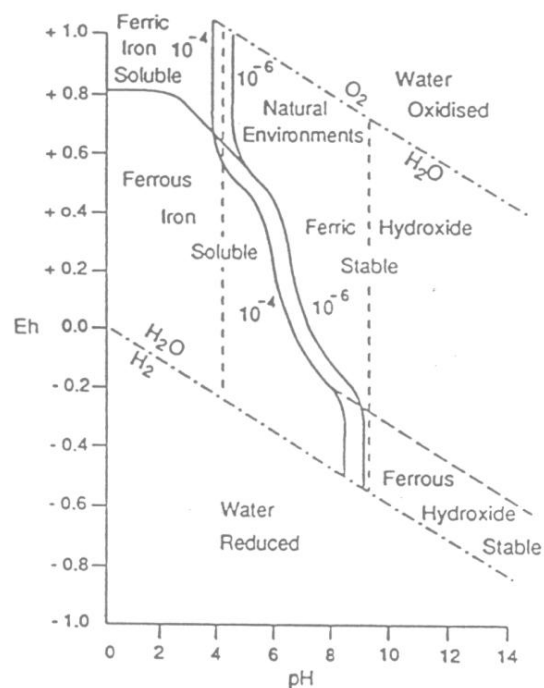


Fig. 9b

Figs. 9a. Relation entre le pH et la solubilité du fer (d'après BLACK, 1957 in Thomas, 1994). b : Relation entre les formes solubles et insolubles du fer et les conditions de pH et d'Eh (d'après DOUGLAS, 1976 in Thomas, 1994.).

III.6 Comparaison des solubilités de la silice, de l'aluminium et du fer

La figure 10 superpose les courbes de solubilité du fer, de l'aluminium et de la silice (amorphe et cristallisée sous forme de quartz).

En milieu acide, il apparaît que l'aluminium est plus soluble que la silice. Il en est de même pour le fer comparativement à la silice. En milieu neutre, l'aluminium précipitera alors que la silice reste en solution. Le fer précipite à partir d'un pH 6 (pour $Eh \geq 0$). En milieu alcalin, les solubilités de l'aluminium et de la silice, qu'elle soit amorphe ou cristallisée, sont comparables. Notons qu'à des pH élevés, une mobilisation simultanée de la silice et de l'aluminium conduit à leur recombinaison immédiate (DEMOULIN, 1997) ce qui limite leur mobilité en solution.

Cependant, ces schémas de solubilité peuvent être influencés par toute une série d'ions présents en solution. Ainsi, Okamoto *et al.* (1957) ont montré que la présence d'ions Al^{3+} provoque une baisse de solubilité considérable de la silice (Fig. 10). Pour 20 ppm de Al^{3+} présents dans l'eau, la solubilité de la silice est réduite à 15 ppm pour des pH compris entre 8 et 9 (MILLOT, 1964). Wey et Siffert (1962) ont également montré que l'ion Mg^{2+} agissait de manière analogue mais à des pH plus élevés (entre 10 et 12) (Figs. 11 a et b).

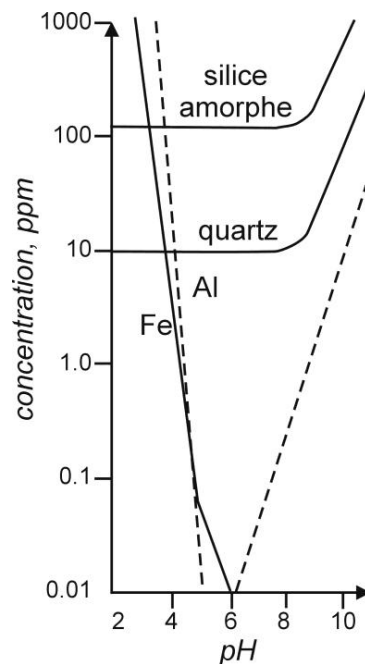


Fig. 10. Relation entre le pH et la solubilité de l'aluminium, du fer, de la silice amorphe et du quartz. Les données pour la silice amorphe et le quartz proviennent de Krauskopf (1967), celles pour le fer et l'aluminium proviennent de Black (1957) (d'après THOMAS, 1994).

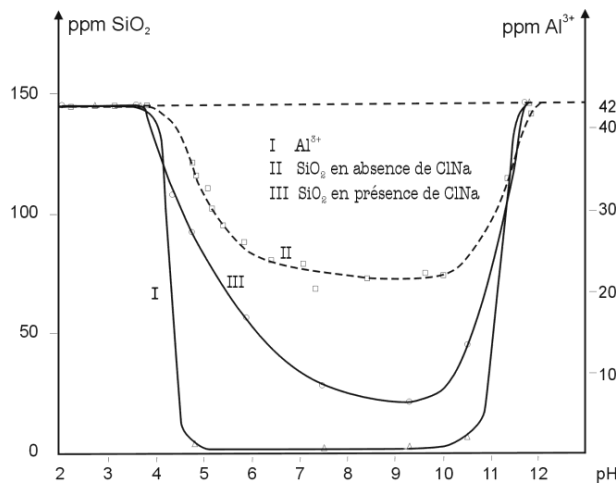


Fig. 11a

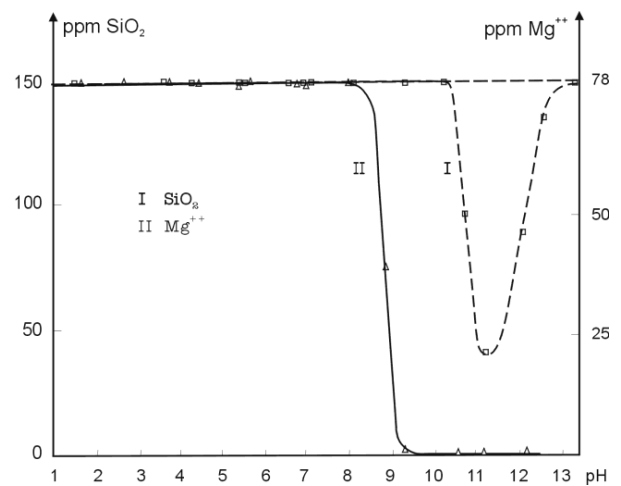


Fig. 11b

Figs. 11. (a) : variation, en fonction du pH, de la teneur en SiO₂ et en Al³⁺ d'une solution saturée en silice monomérique et contenant des ions Al³⁺ introduit sous forme de sulfate (d'après Wey et Siffert, 1961 in Millot, 1964). (b) : variation, en fonction du pH, de la teneur en SiO₂ et en Mg²⁺ d'une solution, saturée en silice monomérique et contenant une quantité équimoléculaire d'ions Mg²⁺ introduits sous forme de chlorure (d'après Wey et Siffert, 1961 in Millot, 1964).

Ces solubilités sont également fortement influencées par la présence de matières organiques et des produits de décomposition qui en dérivent.

Comme le souligne Thomas (1994), la présence de ces constituants modifie considérablement le comportement du silicium, du fer et de l'aluminium en solution.

III.7 Influence des gaz et des acides issus de la décomposition de la matière organique sur la solubilité de la silice, de l'aluminium et du fer

Nous reprendrons ici de larges extraits de la discussion menée par Thomas (pp. 34-37, 1994) qui pose les bases du problème principalement par le biais d'études menées sur les manteaux d'altération en zone intertropicale.

«Bien que l'acide carbonique soit pris en compte presque universellement dans les textes sur l'altération pour illustrer l'hydrolyse dans les réactions d'altération, il n'est pas la seule source de protons présente dans les systèmes d'altération. Ugolini et Sletten (1991) répertorient ce qui suit comme sources de protons : eau, acide carbonique, composants biochimiques, acide nitrique, acide sulfurique et hydrolyse de métaux polyvalents. De ceux-ci, les composants biochimiques sont peut-être le groupe le plus important, et aussi celui dont l'impact est le moins bien compris. ...

Dans les environnements tropicaux, il est clair que toute discussion sur la mobilité du fer ou de l'aluminium et l'absence de précision dans les discussions sur ces sujets sont responsables de désaccords majeurs sur la compréhension des latérites et des bauxites.

Les forêts tropicales et sub-tropicales sont similaires par beaucoup de caractéristiques. Toutes deux ont une biomasse totale élevée, et présentent une production de litière annuelle élevée. Rodin et Basilevic (1967) donnent des chiffres de 517 000 (51 700 ?), 34 200 et 27 500 kg par ha et par

an pour des forêts tropicales pluvieuses, alors que pour les forêts subtropicales, ces chiffres tombent à 80 % de leur valeur. Par contraste, on estime que la biomasse de nos forêts tempérées n'est que de 50 à 60 % de celles des forêts pluviales tropicales.

Rappelons que la décomposition rapide de la litière dans les forêts pluviales équatoriales est au centre du recyclage efficace des nutriments et il n'est pas étonnant de trouver en quantité des acides organiques issus du lessivage et de la décomposition de grandes quantités de litières (...)

De plus, l'activité métabolique des plantes vivantes et des micro-organismes (champignons, lichens, bactéries) intervient également. Les éléments biochimiques trouvés dans les sols incluent des acides aliphatiques, des sucres, des acides aminés, des acides aromatiques et des phénols. La plupart d'entre eux sont instables et donc éphémères et il reste un doute quant à leur intervention dans l'altération minérale par rapport à la pédogenèse subséquente. Cependant, dans la liste des acides organiques, les acides humiques et fulviques apparaissent être les composants majeurs de la matière organique dissoute. La dissociation ou la constante d'acidité (pK_{a1}) pour les acides fulviques n'est pas connue précisément mais une valeur proche de 4,5 est souvent acceptée (UGOLINI et SLETTEN, 1991). Par ailleurs, Ugoli et Sletten (1991) considèrent que l'acide fulvique est 100 fois plus puissant que l'acide carbonique» (THOMAS, 1994).

Pour Ong *et al.* (1970), plusieurs possibilités existent pour un mécanisme de fixation ou de liaison entre les métaux et les acides organiques :

- les ions métalliques peuvent avoir été apportés en solution par réduction dans l'état de valence le plus bas et le plus soluble, par exemple de l'état de fer ferrique à l'état de fer ferreux, en présence d'acides organiques,
- les ions métalliques peuvent avoir formé un complexe chimique soluble avec des acides organiques,
- les ions métalliques peuvent avoir formé une suspension colloïdale avec des acides organiques.

Ugoli et Sletten (1991) soulignent par ailleurs que l'importance fonctionnelle des acides est liée à leur capacité à former des complexes de chélates⁸ avec des métaux polyvalents tels que le fer et l'aluminium, et aussi avec la silice, par le biais des groupes carboxyliques et phényliques des acides organiques (BIRKELAND, 1984, LEHMAN, 1963; HUANG et KELLER, 1970).

Pour Thomas (1994), la chélation est importante car elle permet la dissolution congruente de métaux polyvalents pour des valeurs de pH de sols communément rencontrées. Dans une gamme normale de pH (4-8) et dans des conditions oxydantes (Eh habituellement positif), les oxydes de fer

⁸ Chélate : composé organo-métallique dans lequel un atome de métal est complexé par des électronégatifs liés à un radical organique.

et d'aluminium n'ont aucune tendance à être remobilisés comme résidus insolubles de l'altération, mais leur mobilité, néanmoins réduite, serait liée à la formation de complexes solubles.

« En accord avec Ugolini et Sletten (1991), ceci doit se faire grâce aux groupes fonctionnels des carboxyles et des phénols qui sont des « ligands » (complexants) pour l'Al et le Fe. De même, la solubilité des « fulvates » Al et Fe dépend du rapport C/métaux complexés ... De plus, l'efficacité plus grande des acides carboxyles en comparaison avec l'acide silicique permet le remplacement de la silice adsorbée et une augmentation de la mobilité de la silice.

Parce que la dissociation des complexes organiques est plus rapide à de hautes températures, à 25 °C, le taux de mobilité des cations métalliques complexés est généralement bas. En d'autres termes, beaucoup de chélates sont métastables. Cependant, dans les zones tropicales humides ou dans les zones sub-tropicales, il y a une production massive d'acides organiques due à la grande biomasse disponible, mais aussi à la décomposition rapide des acides fulviques (ou autres) produits, de sorte que Fe et Al sont néanmoins précipités près de leur site de départ » (THOMAS, 1994).

Cette dernière conclusion doit cependant être nuancée car elle ne tient pas compte des nombreux micro-organismes que l'on retrouve à proximité de la surface et qui peuvent entretenir, à différents niveaux, une production d'acides organiques et inorganiques compensant la dissociation annoncée des complexes.

Ong *et al.* (1970) ont conduit une série d'expériences portant sur les variations de solubilité de certains métaux par rapport à la présence d'acides organiques (expériences de coagulation en laboratoire et en utilisant des acides organiques obtenus par l'intermédiaire de tourbe) (Fig. 12a). Ils s'intéressèrent notamment à l'aluminium et au fer et obtinrent les résultats suivants.

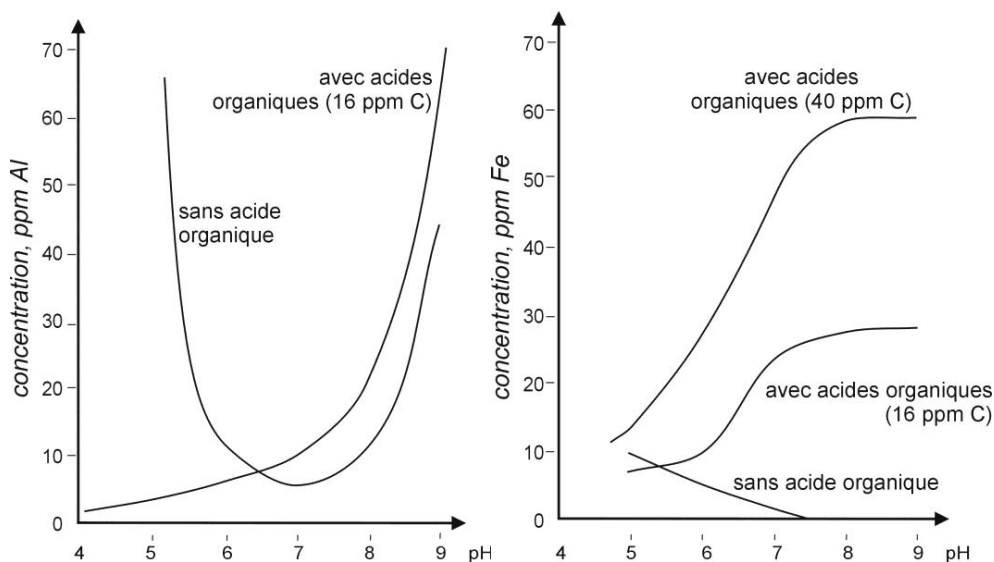


Fig. 12a. Solubilité de l'aluminium (graphique de gauche) et du fer (graphique de droite) en fonction du pH et en présence et en absence d'acides organiques (d'après Ong *et al.*, 1970 in Thomas, 1994))

Pour des pH acides, la solubilité de l'aluminium et du fer diminue fortement lorsque ces deux éléments sont en présence d'acides organiques, alors que pour des pH basiques, leur solubilité augmente considérablement, au-delà des valeurs généralement obtenues en l'absence d'acides organiques.

Cependant, nous ne connaissons pas les conditions du potentiel redox (Eh) sous lequel ont été menées ces expériences. Aussi peut-on se demander si le rôle de la matière organique sur la solubilité du fer est directe ou indirecte, notamment via des modifications d'Eh. Ong *et al.* (1970) pensent que si la réduction joue un rôle dans la solubilisation des ions métalliques, ce rôle est probablement mineur et, seul, il ne peut s'appliquer à tous les métaux étudiés dans leurs expériences. Ainsi, Ong *et al.* (1970) ne sont pas arrivés à réduire l'aluminium à l'origine sous forme trivalent et sous les conditions expérimentales décrites ci-dessus. Dans les expériences avec le fer, de l'eau oxygénée fut ajoutée dans les solutions tests pour s'assurer que le fer était sous forme de fer ferrique : aucune modification ne fut observée dans les valeurs de coagulation. Cette constatation complète celle de Shapiro (1963) qui nota que les acides organiques dans les eaux naturelles étaient capables de maintenir le fer, le cuivre, et d'autres métaux dans un état filtrable (c'est-à-dire en solution) à des pH et des Eh élevés. Ces deux dernières observations sont extrêmement importantes et sont manifestement ignorées par de nombreux auteurs. Elles signifient que les différentes courbes reprises sur la figure 9b ne sont plus applicables en tant que telles, de sorte que le domaine de solubilité du fer pour des pH supérieurs à 5 est nettement plus important, alors que pour les pH inférieurs, le domaine de solubilité serait diminué.

L'augmentation de solubilité du fer, en présence d'acides organiques et pour un pH supérieur à 5, permettrait donc d'expliquer partiellement une importante mobilité du fer dans des environnements considérés généralement comme défavorable à la solubilisation du métal.

Thomas (1994) relève également toute une série d'études réalisées sur la mobilité du fer. « Skrynnikova (in BUSHINSKY, 1975) donne le tableau suivant montrant la solubilité variable du fer en présence d'acides organiques :

Matière organique (mg/l)	5	5-10	35
Fer total (exprimé comme Fe ₂ O ₃) (mg/l)	0,6-1,4	4,1	12-27

Tableau 1a. Solubilité du fer en présence d'acides organiques (d'après Bushinsky, 1975 in Thomas, 1994.)

Mais ces valeurs sont bien en dessous des 1700 mg/l de Fe²⁺ enregistrés dans des sols en marge de marais en Sierra Leone par Iita (1975). Les observations d'écoulement en nappe sortant des conduits saturés qui coulent dans les alluvions des rivières montrent clairement que la précipitation de gels à partir de complexes organiques métastables doit avoir lieu. Donc, il est probable qu'un transport sur de longues distances du fer sous des conditions hydromorphiques se réalise.

Concernant l'aluminium, certains auteurs ont estimé la perte d'Al₂O₃ importante au sein du profil d'altération (où il était présumé que la formation de la saprolite était isovolumétrique). La perte

moléculaire exprimée par le rapport Si/Al (Gardner, 1992) : mesure des concentrations volumétriques d' Al_2O_3 et de SiO_2) a donné des chiffres allant de 2,90 à 34,4 avec une moyenne de 8,34. Le problème de cette étude est donc de réconcilier la perte d' Al de la saprolite avec les concentrations très basses d' Al^{3+} dans les courants d'eau.

Plusieurs explications peuvent être avancées :

1. si l'altération a une expansion limitée, alors les calculs effectués sont erronés, mais ceci est fortement improbable,
2. Al est précipité dans des eaux souterraines avant d'arriver dans la rivière et ce consécutivement au dégazage de CO_2 ,
3. des complexes organiques contenant Al se décomposent avant d'entrer dans la rivière,
4. si le taux Si/Al dans les eaux de rivière est plus haut que dans la saprolite, alors les conditions hydrochimiques qui ont produit la saprolite sont relictuelles.

Les implications majeures des processus de chélation sont revues par Butty et Chapallaz (1984) :

- limitation des néoformations des minéraux argileux par désactivation d' Al^{3+}
- décompositions des minéraux argileux par « protonation » et remplacement de la silice adsorbée,
- promotion de la mobilité du fer et de l' Al sous forme de complexes organométalliques »

(THOMAS, 1994).

La solubilité du quartz est également modifiée par les acides organiques. Bennett *et al.* (1988) confirment que la solubilité du quartz augmente dans des solutions aqueuses diluées d'acides organiques à 25°C. Ces auteurs observent également des concentrations de silice dissoute dépassant 1000 μ moles par kg dans des eaux contaminées par du pétrole dans le Minnesota. En théorie, la concentration en silice ne devrait pas dépasser 75 μ moles par kg.

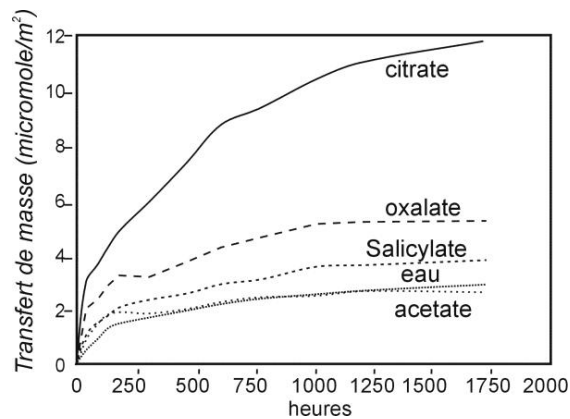


Fig. 12b. Transferts de masse de silice à partir de quartz en relation avec des solutions contenant 20 mmoles/Kg de différents acides organiques à pH 7, comparés au transfert de masse de silice à partir du quartz dans une eau pure à pH 6,6. Le transfert de masse est exprimé en micromoles de silice par m² de quartz (d'après BENNETT *et al.*, 1988).

Les grains de quartz ont été fortement attaqués dans ces eaux contaminées, ce qui suggère également une interaction entre les composés organiques et le quartz à un pH de 7.

Solution	Acid Conc. ^a	pH ^b	I ^c	Bulk Rate ^d	Final SiO ₂ ^e	ppm SiO ₂
Water	•	7,0	0,53	-15,72	51,7	3,1
	•	6,6	1,60	-15,72	45,0	2,7
	•	5,0	2,17	-16,06	25,5	1,5
	•	3,0	2,40	-16,12	15,3	1,5
NaCl	1	7,0	1,50	-15,75	52,0	3,1
	2	7,0	2,00	-15,70	52,5	3,1
	5	7,0	6,00	-15,73	51,3	3,1
Citrate	2	3,0	3,00	-16,12	14,8	0,9
	1	7,0	3,35	-15,09	86,0	5,2
	2	7,0	7,60	-14,95	106,0	6,4
	5	7,0	17,00	-14,89	132,0	7,9
	20 5	7,0	59,00	-14,54	167,0	10,2
Oxalate	2	5,0	5,30	-15,52	41,7	2,5
	2	3,0	4,15	-15,83	23,5	1,4
	20 5	3,0	60,00	-15,75	43,3	2,6
	1	7,0	3,70	-15,72	43,3	2,6
	2	7,0	5,90	-15,58	47,5	2,8
Salicylate	20 5	7,0	28,60	-15,17	56,7	3,4
	2	3,0	4,80	-16,00	23,3	1,4
	10	7,0	2,40	-15,60	48,3	2,9
Acetate	20	7,0	2,20	-15,07	68,3	4,1
	20	3,0	1,16	-16,10	18,3	1,1
	1	7,0	3,06	-15,53	49,5	2,3
EDTA	2	7,0	4,20	-15,56	47,7	2,9
	5	7,0	7,20	-15,65	45,0	2,7
	20f	7,0	20,30	-15,80	43,3	2,6
	2	3,0	4,30	-16,13	15,0	0,9

Solution	Acid Conc ^a	pH ^b	Bulk Rate ^c	Final SiO ₂ ^d	ppm SiO ₂
Lactate	20	7,0	-15,90	40,00	2,4
Pyruvate	20	7,0	-15,70	45,00	2,7
Fumarate	20	7,0	-15,70	49,20	2,9
Tartarate	20	7,0	-15,75	51,70	3,1
EDTA	20	7,0	-15,50	54,20	3,3
Humics	(e)	7,0	-15,41	90,00	5,4

<p>1. Experimental run time=1750 hours</p> <p>a) acid concentration in mmole/kg</p> <p>b) pH of solution during experiment.</p> <p>c) Ionic strength of solution I_o mole/Kg.</p> <p>d) Dissolution rate as $\mu\text{mole m}^{-2} \text{sec}^{-1}$ mass transfer of silica.</p> <p>e) Final concentration of silica as $\mu\text{mole/Kg SiO}_2$.</p> <p>f) Starting (A/M) ratio was 0,4 m²/Kg.</p>	<p>1. Experimental run time=1000 hours.</p> <p>Only one concentration of each of these acids was used.</p> <p>a) Acid concentration in mmole/kg</p> <p>b) Solution pH.</p> <p>c) Dissolution rate as $\mu\text{mole m}^{-2} \text{sec}^{-1}$ mass transfer of silica.</p> <p>d) Final concentration of silica as $\mu\text{mole/Kg SiO}_2$.</p> <p>e) Concentration of Humic acids was 100 mg/Kg Carbon.</p>
---	--

Tableaux 1b et c. Résultats des différentes expériences menées sur le quartz par Bennett et al., 1988, montrant les variations de solubilité du quartz en présence de différents acides.

Bennet *et al.* (1988) ont mené des investigations en laboratoire qui ont confirmé des vitesses de dissolution du quartz 8 à 10 fois plus rapides en solution de citrate par rapport à l'eau pure (des acides salicyliques, oxaliques et humiques donne des résultats similaires) (Fig. 12b).

Les résultats obtenus par Bennett *et al.* (1988) montrent que des solubilités du quartz en présence d'acides organiques peuvent être 50 % supérieures à celles observées avec l'eau, notamment pour des pH de 3 (Tableau 1a). Ainsi les valeurs de solubilité du quartz dans des solutions riches en acides organiques pourraient atteindre des valeurs supérieures à 21 ppm/l (en considérant une augmentation de la solubilité de 50 % par rapport aux 14 ppm enregistrés dans l'eau pure). Si on extrapole ces résultats à la silice amorphe, on peut donc supposer que les teneurs obtenues à 25 °C

pour des pH inférieurs à 9 passent de 110-140 ppm/l à 165-210 ppm/l (si on considère une augmentation de la solubilité de 50 %). On remarquera que les résultats en ppm de SiO₂ (résultats exprimés en $\mu\text{mole/kg SiO}_2 \times \text{la masse molaire de la molécule}/1000$) pour l'eau pure sont nettement moindres que ceux mentionnés habituellement dans la littérature pour les mêmes conditions. Aucune n'explication de cet état de fait n'a été trouvée.

Comme le souligne Thiry (1997), « différentes expériences montrent que les acides organiques ordinaires dans des concentrations trouvées dans la nature et dans des conditions d'oxydoréduction habituelles, sont capables d'augmenter de façon notable la solubilité du quartz et sa vitesse de dissolution. De tels mécanismes complexes peuvent fournir des quantités significatives de Si dans certains sols et sont vraisemblables pour expliquer la corrosion des grains de quartz, même dans les environnements où des silicifications se développent » (THIRY, 1997, p.211).

Outre l'influence importante que peuvent avoir les acides organiques sur la solubilité de Fe, d'Al et de la silice, des interactions sont également constatées entre le fer et la silice pure. Ainsi, Morris et Fletcher (1987) ont montré qu'en présence de fer ferreux et d'acides organiques, le quartz n'était pas dissout. Ceci s'expliquerait par la formation de complexes de Fe²⁺/silice à la surface des grains de quartz. Cette complexation inhiberait la dissolution.

L'ensemble des observations faites par Ong *et al.* (1970), et par Bennett *et al.* (1988) montre que les bases physico-chimiques sur lesquelles reposent les discussions menées sur les altérations de surface sont biaisées si on n'y intègre pas l'influence des matières organiques. D'importantes mobilisations de Si, Fe et d'Al ont été constatées dans des environnements réputés peu favorables à leur transport en solution. Si les évidences d'une dissolution de la silice existent, les champs des conditions sous lesquelles cette mobilisation peut prendre place sont encore mal connus.

III.8 Rôles des micro-organismes dans l'altération des roches en profondeur – Etat des connaissances

8.1 Introduction

Si Thomas (1994) souligne bien l'importance de la biomasse en zone intertropicale et l'influence des quantités importantes d'acides organiques qui peut en découler, il se cantonne principalement au domaine des manteaux ferrallitiques. Or, depuis quelques décennies, des micro-organismes capables de produire des acides organiques sont trouvés tant dans des roches en surface qu'à plusieurs centaines de mètres de profondeur. Aussi, une synthèse des connaissances actuelles les concernant s'avère nécessaire afin de compléter le tour d'horizon des différents facteurs pouvant intervenir dans la mise en place des formes assimilables aux karsts.

En 1998, Ehrlich, dans un article intitulé « *Geomicrobiology : its significance for geology* », fait le point sur ces micro-organismes et reprend les principales propriétés qui leur sont connues à ce jour. Son texte nous servira de base à la présentation ci-dessous.

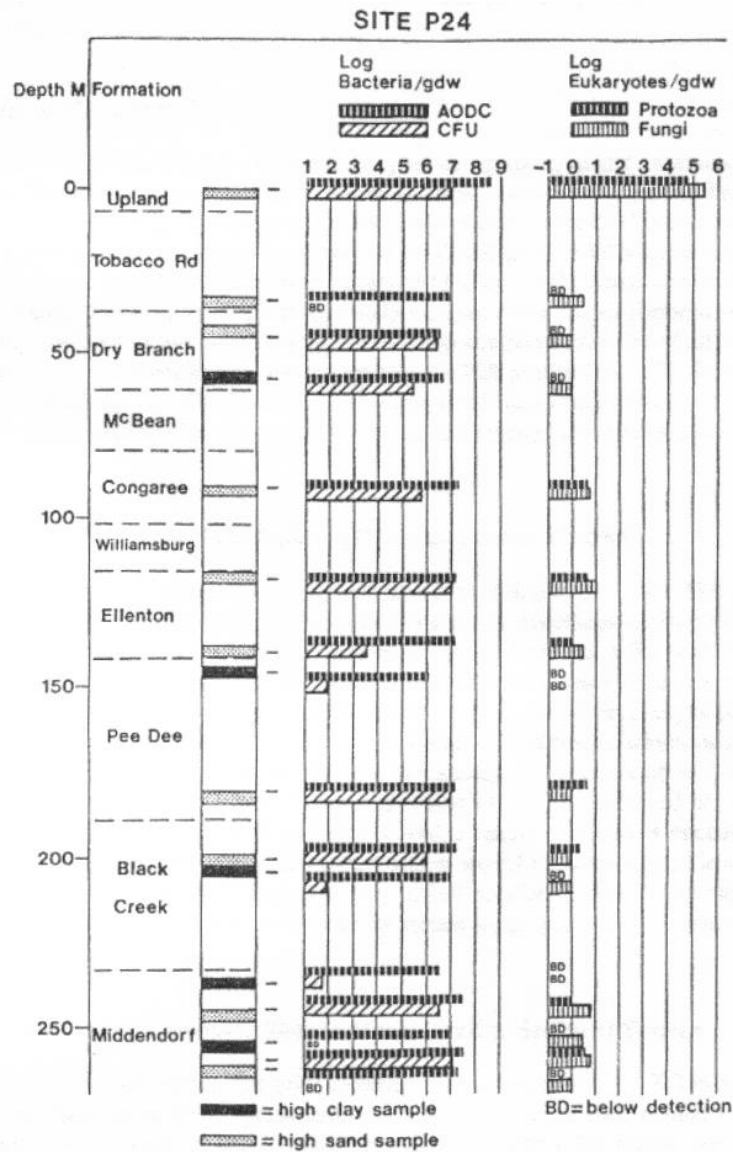
8.2 Localisations des micro-organismes

En dehors des micro-organismes connus à proximité de la surface, différentes études les ont découverts à plus ou moins grande profondeur dans différents types de roches. Ainsi Sinclair et Ghiorse (1989) étudient des bactéries aérobies, des protozoaires, des algues et des champignons dans des sédiments sablo-argileux à 210-260 mètres de profondeur dans la plaine de la Savannah River (Caroline du Sud, USA). En Floride, White *et al.* (1983) trouvent des colonies bactériennes à plus de 400 m de profondeur dans des argiles, alors que Weirich et Schweisfurth (1985) en localisent à 405 mètres de profondeur dans des grès près de Kaiserslautern. En 1995, Stevens et McKinley (1995) mettent en évidence des écosystèmes microbiens localisés dans des basaltes profonds. D'autres populations bactériennes sont également identifiées en roche granitique, notamment en Suède et au Canada (PEDERSEN et EKENDAHL, 1992; BROWN *et al.*, 1994)⁹.

La plupart des colonies bactériennes répertoriées à plus ou moins grande profondeur se localise dans des aquifères. Le nombre de bactéries peut y atteindre 10^6 à 10^7 individus par gramme d'échantillon prélevé (WHITE *et al.*, 1983 ; CHAPELLE *et al.*, 1987 ; SINCLAIR et GHIORSE, 1989) et les espèces sont souvent variées (EHRlich, 1998). De plus, les études de Chapelle *et al.* (1987), de Balkwill (1989) et de Sinclair et Ghiorse (1989) montrent que le nombre de bactéries ne

⁹ Par comparaison avec les bactéries trouvées à près de 4000 mètres de profondeur dans les plaines abyssales à proximité de sources d'eau chaudes à des températures de 115 °C (par ex. : COWAN, 1995), on peut penser que des micro-organismes doivent vivre également à des profondeurs bien plus grandes dans les roches par rapport à ce qui est connu à l'heure actuelle.

décroit pas nécessairement avec la profondeur mais dépend principalement de la texture de la roche dans laquelle on les trouve (Fig. 12c). Dans le cas des sédiments dans la plaine de la Savannah River, les couches sableuses abritent un plus grand nombre d'individus que les couches argileuses.



Depth profile of borehole P24 comparing sand or clay content of the sediment with population densities of bacteria, protozoa, algae and fungi. In some instances the samples we received were from slightly different depth than the samples for texture analysis. The lines between the AODC and CFU bar graphs and the texture column indicate the location of our samples.

Fig. 12c. Exemple de profil montrant les densités de population de bactéries, de protozoaires, d'algues et de champignons dans les sédiments de la Savannah River (d'après SINCLAIR et GHIORSE, 1989). AODC : "Acridine orange direct counts", CFU : "aerobic spread plate counts", gdw : "gram dry weight".

Les micro-organismes procaryotes dont font partie les bactéries sont généralement repris en deux groupes principaux selon leur métabolisme. Le premier groupe comprend les hétérotrophes qui tirent leur carbone et leur énergie de la dégradation de la matière organique. Le second groupe est

constitué des autotrophes qui tirent leur énergie de la lumière solaire (autotrophes photosynthétiques, cas des cyanobactéries ou algues bleues) ou de processus chimiques et l'utilisent à la fixation du carbone (synthèse de molécules organiques à partir du CO₂). Dans ce dernier cas, certaines bactéries s'alimentent à partir de gaz natifs (chemoautotrophes), d'autres à partir de la matière minérale (chemolithotrophes).

Ehrlich (1998) considère que les hétérotrophes sont plus des bactéries des dépôts sédimentaires contenant du carbone organique piégé alors que les chemolithotrophes seraient plutôt des bactéries que l'on retrouverait dans des roches ignées (le carbone organique a dû être détruit lors de la formation de la roche mais des sources d'énergies inorganiques sont à disposition). Cependant, des chemolithotrophes doivent également se retrouver dans des terrains sédimentaires à faible teneur en carbone organique. L'observation de bactéries dans des aquifères en terrain basaltique profond (STEVENS et McKINLEY, 1995) semblent même indiquer que des bactéries sont capables de vivre dans des aquifères (litho-autotrophes), sans apport de carbone organique.

8.3 Propriétés des micro-organismes

D'après Ehrlich (1998), l'influence directe ou indirecte des micro-organismes sur les roches et en particulier des bactéries est due à plusieurs propriétés qui peuvent être résumées comme suit :

- capacité à produire des polymères extracellulaires (attachés à la cellule) au pouvoir complexant,
- capacité à oxyder,
- capacité à réduire,
- capacité à synthétiser des acides organiques et inorganiques
- capacité à dissocier des mélanges d'isotopes stables,
- capacité à former certains minéraux et certaines roches sédimentaires.

Les micro-organismes produisent des polymères extracellulaires (attachés à la cellule) de nature polysaccharidique ou protéique. Ces polymères ont généralement une nature anionique (groupes COO⁻, hydroxyles, phosphates, etc.), sont hydratés et sont capables de complexer différents métaux (Fe, Mn, Ca, etc.). On les appelle également 'gaine' ou 'capsule' (BEVERIDGE, 1989).

Le pouvoir oxydant ou réducteur des bactéries a été mis en évidence pour un certain nombre d'éléments chimiques. Cette oxydation ou cette réduction se réalise par l'intermédiaire d'enzymes.

Les formes réduites de H, C, P, S, V, Mn, Fe, Co, Cu, As, Se, Mo, Sn, Sb, W et U peuvent donc être oxydées (SILVERMAN et EHRLICH, 1964; EHRLICH, 1996) de même que des formes oxydées de P, S, V, Cr, Mn, Fe, Co, As, Se, Br, Mo, Sb, Bi, Te, Hg, W et U peuvent être réduites par des bactéries (WOOLFOLK et WHITELEY, 1962; SILVERMAN et EHRLICH, 1964; EHRLICH, 1993, 1996).

Dans certains cas, leur action d'altération doit être due à la formation de produits de leur métabolisme, spécialement quand les micro-organismes vivent en tapis sur la surface d'une roche ou d'un minéral.

Certains micro-organismes produisent des agents chimiques capables de corroder la roche. Ces agents chimiques sont notamment des acides inorganiques (par ex. : HNO_3 et H_2SO_4) et des acides organiques tels que les acides citrique, oxalique et gluconique, produits largement par les champignons, et les acides formique, acétique, lactique, pyruvique... synthétisés principalement par les bactéries. Certaines bactéries ne produisent parfois que des H^+ , ce qui fait varier le pH et donc la spéciation de tous les autres composants du milieu (BROCK *et al.*, 1994).

Une autre propriété des bactéries est leur capacité à fractionner certains mélanges d'isotopes stables (EHRLICH, 1996; MORTIMER et COLEMAN, 1997) comme par exemple $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$, H/D, $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$, $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ et $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$.

Les organismes vivants (bactéries, algues, lichens) qui provoquent l'altération de la roche peuvent grandir sur la surface de la roche pour former un biofilm ou une colonie. Quand la population microbienne produisant un agent d'altération n'est pas fixée ou collée à la roche, la production de cet agent doit être soutenue pour entretenir un taux d'altération élevé malgré une dilution possible de cet agent.

En plus des micro-organismes qui se retrouvent sur la surface des minéraux, d'autres micro-organismes peuvent se développer préférentiellement dans l'eau de porosité. Les bactéries trouvées à la surface de minéraux ou de roches sont habituellement liées à l'enduit (*slime*) qu'elles produisent. Leur détection et leur énumération dépendent des nouvelles techniques de biologie moléculaire que l'on développe à l'heure actuelle (WHITE et RINGELBERG, 1997; REEVES, 1997).

Une des inconnues encore à élucider est le taux de métabolisme microbien dans les zones profondes. Quelques observations et calculs (PHELPS *et al.*, 1989; CHAPELLE et LOVLEY, 1990; KIEFT et PHELPS, 1997) laissent penser que le taux est très faible comparé au métabolisme des micro-organismes en surface. Phelps *et al.* (1989) observent des taux de métabolisme 47 fois moindres pour une couche située à 97 mètres de profondeur par rapport aux taux observés en surface. En général, on présume que le taux de métabolisme en profondeur change avec le temps en

fonction de la disponibilité fluctuante de nutriments. Une telle disponibilité serait vraisemblablement limitée à des circonstances particulièrement favorables au sein de la roche (EHRlich, 1998).

Si l'altération des roches par les micro-organismes a été souvent sous-évaluée, les calcaires et les grès sont spécialement susceptibles de la subir. Dans le cas des calcaires, de telles dissolutions peuvent augmenter la porosité de la roche et contribuer de façon significative à la formation de vides et de cavernes. D'autres types de roches, sédimentaires ou ignées peuvent aussi être attaquées par les mêmes agents corrosifs et subir des effets analogues. La combinaison des différents modes d'altération des roches serait notamment responsable du développement d'une porosité secondaire constatée dans des grès abritant des gisements de pétrole (BENNETT *et al.*, 1988).

A l'heure actuelle, plusieurs éléments restent à préciser, notamment certaines propriétés des bactéries, leurs interrelations entre elles et avec leur milieu. Cependant, la diversité des sites dans lesquelles elles ont été trouvées, leurs concentrations, les mécanismes d'altération des roches qu'elles provoquent et déjà identifiés montrent qu'elles sont capables de créer des vides à plusieurs centaines de mètres sous la surface, soit par une attaque directe de la roche (par oxydation, réduction...), soit par une attaque indirecte de la roche (par production d'acides organiques ou inorganiques capables de former des complexes solubles, par la nature de leur gaine...).

IV. Karsts non-carbonatés au Niger occidental

IV.1 Introduction

La découverte et l'étude de différentes formes au Niger occidental posent le problème de leur nature karstique en roches non carbonatées. Des grottes, des dépressions ainsi que des effondrements sont trouvés. Par leur nombre et leurs dimensions, ils peuvent influencer de façon significative la géomorphologie de cette région. L'analyse des différentes formes permet de retracer l'histoire de leur mise en place et montre de nombreux traits communs avec les karsts siliceux étudiés au préalable dans l'est du pays par Busche, Erbe et Sponholz dans les années 80. Par des études géomorphologiques et l'analyse de concrétions provenant du Tchigai (NE du pays) (Fig. 13) nous préciserons quelque peu les environnements dans lesquels certains de ces phénomènes ont pris place.

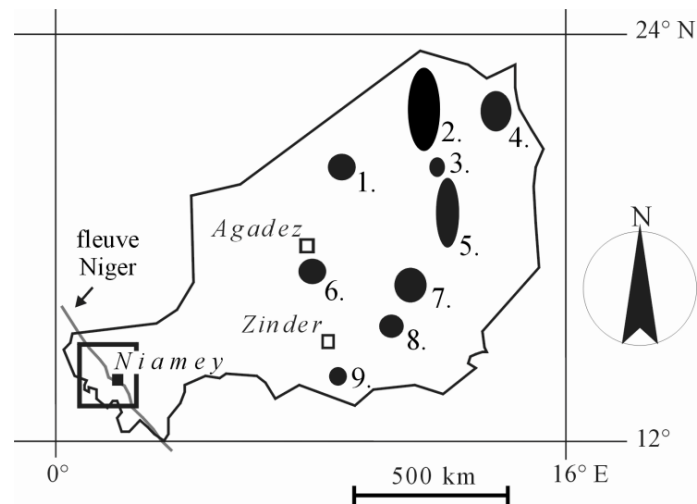


Fig. 13. Localisation des karsts connus à ce jour au Niger. 1. : Adrar Bous, 2. : plateau du Djado, 3. : col de Sara, 4. : plateau du Tchigai, 5. : erg de Bilma, 6. : erg de Tigidit, 7. : massif de Termit, 8. : massif de Koutous, 9. : Damagaram. Encadré : zone de la présente étude au Niger occidental. (modifié d'après SPONHOLZ, 1989).

IV.2 Le milieu physique - Géomorphologie et géologie de la région de Niamey

La zone d'étude couvre principalement le Liptako, région sahélienne située immédiatement à l'ouest de Niamey, entre le fleuve Niger et la frontière du Burkina Faso. Le paysage est constitué de grandes surfaces tabulaires disséquées par l'érosion, donnant naissance à de nombreuses buttes témoins et résiduelles (Photo 1). Entre ces reliefs, s'ouvrent des vallées sèches et de grandes dépressions (*oueds* ou *dallols*). Au climat (soudano-)sahélien (à Niamey : 500 mm/an et température moyenne de 29 °C (THEVOZ *et al.*, 1994)) s'associe une végétation clairsemée, fortement dégradée (savane arborée ou arbustive, steppe, "brousse tigrée"), qui occupe partiellement les plateaux ainsi que le fond des vallées et des dépressions.



Photo 1. Exemple de paysage au Niger occidental. (région de Niamey). A l'avant-plan, dépôt du Continental terminal. Sur la droite du cliché, exemple de grande dépression (dallol) (cliché N. Willems, janvier 93).

Dans la région de Niamey, le fleuve Niger entaille la bordure occidentale du bassin des Iullemeden (Figs. 14a et 14b) dont les dépôts les plus récents, appelés "*Continental terminal*" (Ct), sont constitués de formations détritiques fluvio-lacustres du Cénozoïque. Epaisse d'une cinquantaine de mètres, cette couverture repose en discordance majeure sur le socle précambrien constitué de massifs granitiques et de ceintures de roches vertes à métavolcanites basiques et métasédiments¹⁰ silico-alumineux (Fig. 14c).

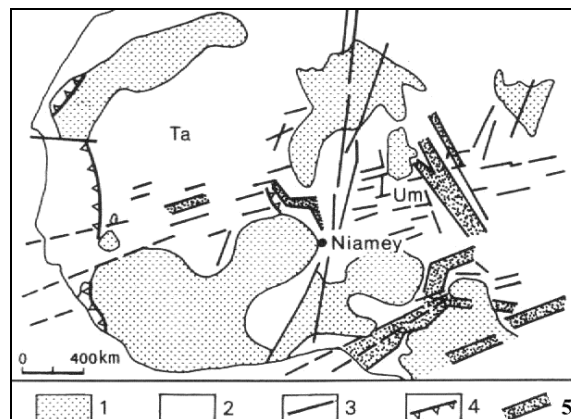


Fig. 14a. Schéma structural simplifié de l'Afrique de l'Ouest (d'après Bellion *et al.*, 1984, modifié) (VICAT *et al.*, 1994). 1 : socle précambrien métamorphique du craton ouest-africain et de la zone mobile panafricaine, 2 : couverture du Protérozoïque supérieur et du Phanérozoïque, 3 : failles majeures ayant joué au Mésozoïque, 4 : chevauchements panafricains ou paléozoïques, 5 : fossés crétacés et cénozoïques. Um : bassin des Iullemeden, Ta : bassin de Taoudenni.

¹⁰ Métasédiment : toute roche métamorphique dérivant d'une roche sédimentaire.

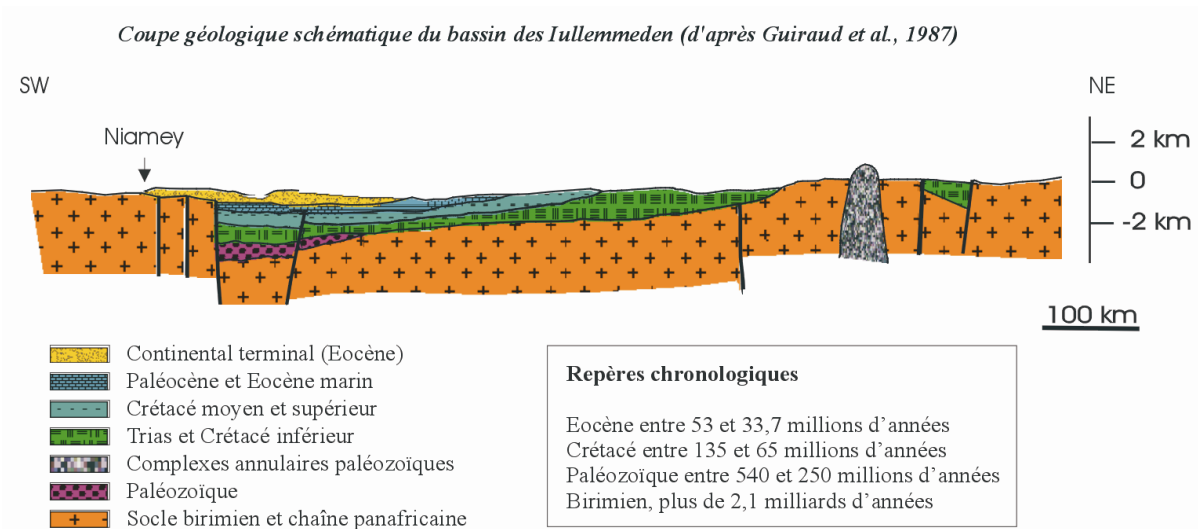


Fig. 14b. Coupe géologique schématique du bassin des Iullemmeden (d'après Guiraud *et al.*, 1987).
 1. : socle birimien et chaîne panafricaine, 2. : Paléozoïque, 3. : complexes annulaires paléozoïques, 4. : Trias et Crétacé inférieur, 5. : Crétacé moyen et supérieur, 6. : Paléocène et Eocène marin, 7. : Continental terminal (Ct)

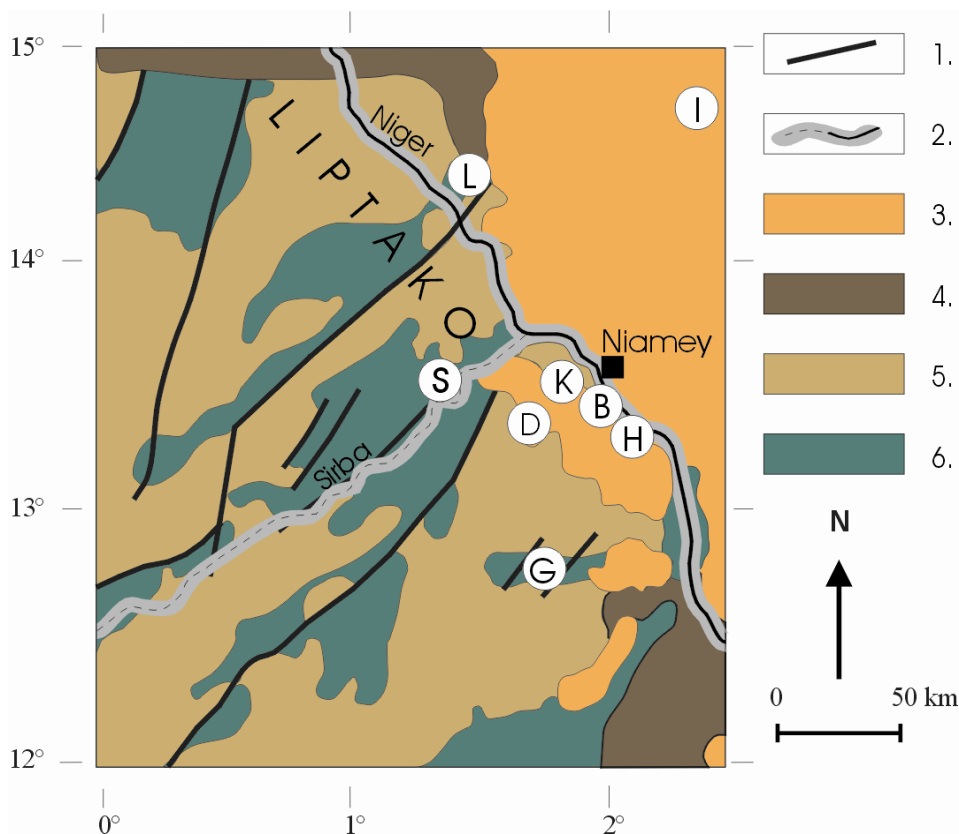


Fig. 15. Carte géologique simplifiée de la région et localisation des grottes étudiées. 1. : failles, 2. : vallées principales, 3. : Continental terminal (Ct) – bassin des Iullemmeden, 4. : Protérozoïque supérieur, 5. : granitoïdes birimiens, 6. : sillons volcanosédimentaires birimiens. B : grotte au contact Ct/socle, D : grotte de Diffa Doga, G : grotte de Guesséoundou, H : grotte de Kahé, K : grotte de Karey Gorou, L : grotte de Lossa, I : dépression de Fandou Kiangaré, S : zone de Guiddé (modifié d'après WILLEMS, VICAT et POUCKET, 1993).

2.1 Structuration du socle

Le Liptako (Fig. 15) est constitué de batholites granitiques séparant trois ceintures de roches volcano-sédimentaires d'orientation NE-SW (MACHENS, 1973). La structuration, lors de l'évènement éburnéen (2,1 Ga) (ABOUCAMI *et al.*, 1990), est marquée par le développement d'une schistosité N 50° et par une tectonique transcurrente senestre N-S et dextre ENE-WSW devenant ESE-WNW en bordure sud-est du craton (POUCLET *et al.*, 1990).

Entre 1,4 et 1,0 Ga, un important magmatisme tholéiitique¹¹ a généré la mise en place de filons doléritiques selon deux orientations majeures N 130°-140° et N 0°-20° (AMA-SALAH, 1991). Des vestiges d'une série de couverture sédimentaire faiblement plissée et supposée d'âge Protérozoïque supérieur, sont connus le long du fleuve (REICHELDT, 1972; MACHENS, 1973). Il s'agit notamment de grès-quartzites, exploités en carrière au nord de Niamey .

Au cours du Paléogène, le socle a subi une profonde altération de type quartzo-kaolinique dépassant, par endroits, 100 mètres d'épaisseur. Cette lithomarge¹² a ensuite été recouverte par les dépôts les plus récents du Continental terminal (Ct₁) attribués à l'Éocène (GREIGERT, 1966; LANG *et al.*, 1990).

Les directions de fracturation du substratum cristallin sont classées par systèmes chronologiques relatifs (Tableau 2).

Sb	schistosité birimienne	N 45°-55°
Pi 1	phases tectoniques éburnéennes	N 0-10°
Pi 2	phases tectoniques éburnéennes	N 70-80°
Ps 1	phases tectoniques tardi-éburnéennes	N 10°-20°
Ps 2	phases tectoniques tardi-éburnéennes	N 130°-140°
Pi 3	phases tectoniques tardi-éburnéennes	N 100°-110°
Ps 3	phases tectoniques post-éburnéennes	N 160°-175°

Tableau 2. Principales fracturations et schistosités du socle birimien au Niger occidental classées chronologiquement (d'après Vicat *et al.*, 1994 ; Willems *et al.*, 1996).

Aux phases tectoniques transcurrentes éburnéennes (Pi 1 et 2) succèdent des phases extensives ou compressives tardi-éburnéennes (Ps 1 et 2, Pi 3) à post-éburnéennes (Ps 3). Les grandes directions de fractures sont N 0°-10° (Pi 1), N 10°-20° (Ps 1), N 70°-80° (Pi 2), N 100°-110° (Pi 3), N 130°-140° (Ps 2) et N 160°-175° (Ps 3). Elles résultent des structurations successives du socle au Protérozoïque inférieur et moyen à supérieur. Toutes ces cassures ont été plus ou moins réactivées

¹¹ Tholéiites : basaltes saturés à sursaturés, à plagioclase calcique, augite, olivine absente ou très rare, et silice parfois exprimée sous forme de tridymite (A. Pouclet).

¹² Lithomarge : Faciès particulier de saprolite fine, à quartz, kaolinite, goethite et hématite. Faciès commun de la base des profils latéritiques développés sur les granito-gneiss. Véritable horizon C, généralement très épais (d'après Tardy, 1993)

lors de l'orogénèse panafricaine qui a débuté dès le Mésoprotérozoïque et dont l'axe passe plus à l'est, sous les sédiments cénozoïques. Les directions N-S, NNE-SSW et NE-SW (Pi 1, Ps 1 et Pi 2) prédominent près de la vallée du Niger en amont de Niamey où elles correspondent à la bordure du craton avec l'ancienne zone mobile panafricaine. Plus au sud, en aval de Niamey, cette limite prend une direction plus méridienne et l'on voit se manifester essentiellement la fracturation Ps 3. La direction N 45°-55° (Sb) de la schistosité birimienne peut engendrer une fracturation locale.

2.2 Dépôt d'une couverture récente

Les roches sédimentaires du Continental terminal (Ct) sont constituées de grès, sables, pélites, silts et argiles fluviolacustres (Tableau 3). Cette diversité lithologique a favorisé un système hydraulique multicouche dont la nappe supérieure peut être localement sous pression. Des sources de déversement sont trouvées de chaque côté du fleuve, au contact de la lithomarge birimienne ainsi que dans les alluvions du Niger (GREIGERT, 1979).

Les sédiments détritiques sont interstratifiés de passées, en nombre variable, d'oolites ferrugineuses sédimentaires. Indurés à l'affleurement, ces niveaux ferrugineux sous-tendent des replats morphologiques (MACHENS, 1973; DUBOIS *et al.*, 1984) et jouent un rôle majeur dans l'évolution morphologique des paysages.

A la suite de cette sédimentation détritique et ferrugineuse, un vaste glacis s'est installé au début du Pliocène, laissant au toit des différentes formations une surface d'aplanissement cuirassée. Vers la fin du Pliocène, des mouvements épeirogéniques se sont déclenchés et se sont poursuivis au Quaternaire (BELLION, 1989). Il en résulte une importante reprise de l'érosion qui va entailler profondément le Continental terminal et atteindre, par endroits, le socle.

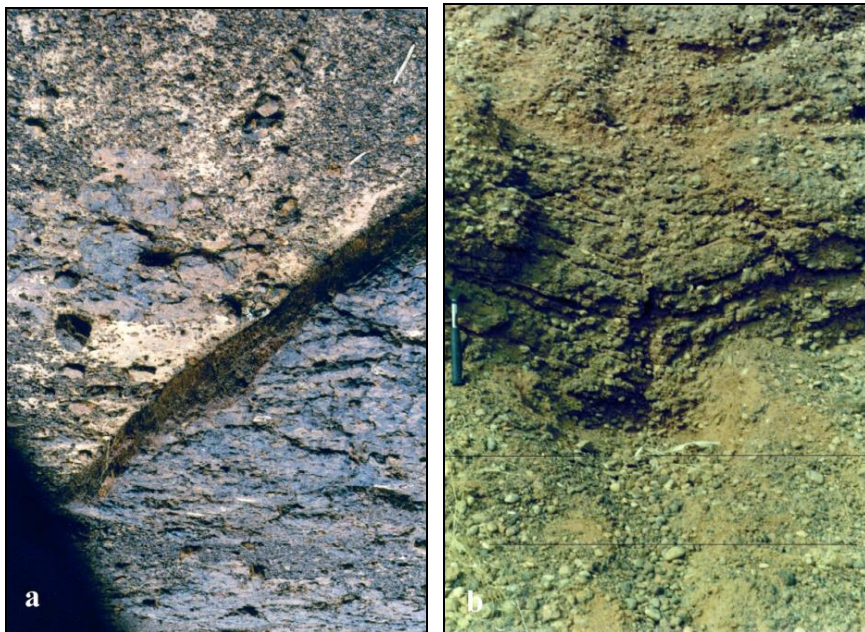
Une alternance de creusements et de comblements des vallées a façonné un paysage de plateaux séparés par des dépressions. Sur les plateaux, les horizons oolithiques peuvent être recouverts localement par plusieurs mètres de dépôts continentaux sablo-argileux, eux-mêmes coiffés de sables dunaires récents. Ces dépôts inhibent les processus de cimentation des niveaux oolithiques en drainant les eaux d'infiltration. Ainsi, un même horizon peut être meuble ou bien induré et riche en fer et plus ou moins siliceux suivant qu'il a été ou non recouvert de dunes (MACHENS, 1973).

Comme le montre le tableau 3, seuls les derniers mètres du Continental terminal ont subi une pédogenèse de type ferrallitique dans laquelle s'inscrit le cuirassement généralisé au sommet des formations du Tertiaire. Les restes de kaolin mélangés aux grès que l'on peut retrouver plus bas proviendraient de l'érosion de sols ferrallitiques (*latosol*) (Faure, 1966) en bordure du bassin des Iullemeden.

<ul style="list-style-type: none"> - 2 m carapace latéritique brun foncé avec nombreux débris anguleux de quartz - 5 m sables argileux latéritisés brun-rouges - 1,55 m grès bariolés à grain moyen, rubanés - 1 m grès argileux fins jaunâtres - 0,5 m argile sableuse rougeâtre - 1 m argile finement sableuse - 3,5 m oolithes ferrugineuses avec ciment sablo-argileux - 0,4 m sable argileux brun jaunâtre non consolidé, avec quelques oolithes libres - 4 m alternance de grès fins, clairs, contenant des galets de quartz anguleux, et de grès argileux contenant plus ou moins de kaolin - 1,2 m grès clair, à grain fin au sommet devenant grossier à la base - 0,2 m brèche de base avec morceaux de quartz anguleux ou à arêtes émoussées (de 1 à 3 cm en général) <p style="text-align: center;">-----DISCORDANCE-----</p> <ul style="list-style-type: none"> - 14,5 m socle fortement kaolinisé, redressé à verticale (schistes birimiens) <p style="text-align: center;">Fond de vallée</p>	<ul style="list-style-type: none"> - 1 m cuirasse latéritique à pisolithes et blocs de minéral oolithique ferrifère recimentés ? - 4 m argiles latéritisées - 2 m minéral oolithique ferrifère recimenté - 5,6 m argiles sableuses - 3 m oolithes ferrifères à ciment siliceux - 2e horizon oolithique - 7 m argiles sableuses - 4 m « horizon oolithique inférieur » pulvérulent, à oolithes libres dans une pâte sablo-argileuse - 3,5 m grès et grès fin argileux <p style="text-align: center;">-----DISCORDANCE-----</p> <ul style="list-style-type: none"> - socle kaolinisé
---	--

Tableau 3. Coupes lithostratigraphiques typiques à travers le Continental terminal dans la région de Niamey (d'après MACHENS, 1973)

2.3 Fracturation des dépôts sédimentaires, déformations et soutirages



Photos 2. a : Fracturation au sommet du Continental terminal (rejeu normal d'une dizaine de cm de hauteur) (surface cuirassée à proximité du village de Boubon, 20 km au NW de Niamey). b : Soutirage au sein d'une terrasse (T3) du fleuve Niger (Ndouga Tarey - Niamey).

Des manifestations tectoniques récentes sont décrites vers le fossé de Gao (\pm 360 km au nord-ouest de Niamey) où elles affectent les dépôts du Continental terminal (GREIGERT, 1966). Certaines observations montrent que le Quaternaire est également concerné par ces mouvements (RADIER, 1959; BLANCK, 1968). Dans la région de Niamey, plusieurs études (VICAT *et al.*, 1993; WILLEMS et BERGOEING, 1993) révèlent une importante fracturation affectant le Ct (Photo 2a) ainsi que les hautes terrasses du fleuve.

L'analyse de cartes photogéologiques de la zone de Niamey et les mesures de terrains effectuées par Vicat *et al.* (1994) montrent que ces fracturations sont orientées N-S, E-W et NW-SE. Les fracturations de la couverture seraient induites par des rejeux d'accidents du socle débutant au Pliocène et se poursuivant au Quaternaire. La mesure des directions de ces fractures permet de retrouver précisément celles du socle, Pi 1-3 et Ps 1-3 (VICAT *et al.*, 1994).

Dans les dépôts alluviaux sablo-graveleux, souvent indurés, de la terrasse moyenne du Niger, des diaclases prolongent souvent des failles du socle. Ces fractures peuvent provoquer des phénomènes de soutirage dans les dépôts alluviaux comme le montre l'exemple de Ndouga Tarey, dix kilomètres en aval de Niamey (Photo 2b) (rive gauche) (WILLEMS et BERGOEING, 1994). On y observe un affaissement des couches à l'aplomb de plusieurs fractures. L'affaissement, peu marqué au sommet de la terrasse, s'accroît vers le bas où il est souligné par la déformation de couches comprenant de nombreux quartz centimétriques enrobés dans une argile ferrugineuse.

Les failles et les fractures du socle fonctionnent donc comme axes de drainage préférentiel. Leur rôle dans la collecte des eaux souterraines, chargées par dissolution ou par érosion des particules fines, se traduit par des phénomènes de soutirage dans les altérites du socle et dans les formations tertiaires et quaternaires. Dans la vallée de la Sirba, une étude a montré des phénomènes semblables attribués à la dégradation interne du manteau kaolinique sus-jacent et à l'écoulement latéral de l'eau sous les cuirasses indurées (dolines, cavernes et avens) (Minis. Min. Energ. Indus. et Art., 1992). Comme nous le verrons par la suite, les dépressions développées dans les surfaces sommitales peuvent être assimilées à des dolines et nous mettrons en évidence le rôle fondamental de cette fracturation dans leur mise en place.

En résumé, la zone d'étude se caractérise par deux grands ensembles lithologiques, un socle cristallin ancien, pénéplané, recouvert de sédiments cénozoïques. Ces deux ensembles ont subi des pédogenèses plus ou moins poussées créant une lithomarge épaisse de plusieurs dizaines de mètres au sommet des dépôts birimiens et une saprolite de quelques mètres au sommet des formations tertiaires. Les roches sont essentiellement siliceuses à silico-alumineuses, ferrugineuses mais non carbonatées. L'ensemble est affecté par une fracturation du substratum cristallin prolongée dans la couverture à l'occasion de mouvements épeirogéniques récents.

2.4 Positionnement des grottes de la région de Niamey

Dans la région de Niamey, malgré l'absence de formations carbonatées, des grottes sont présentes tant dans le Continental terminal (Ct) que dans le socle. Celles-ci peuvent être classées en fonction de leur position dans les ensembles lithologiques :

- au sommet du Ct, sous cuirasse,
- au sein du Ct,
- au niveau de la discordance Ct/socle,
- dans la lithomarge et à la base du front d'altération développé sur le socle sain.

IV.3 Formes au sommet du Continental terminal et sous cuirasse latéritique

3.1 Dépressions au sommet du Continental terminal

Au Niger occidental, notamment dans la région de la Sirba, des dépressions sont décrites au centre des plateaux. Elles sont généralement attribuées à l'effondrement de voûtes de vides souterrains suffisamment grands pour laisser place en surface à des avens ou dolines (GREIGERT, 1966; Ministère des Mines du Niger, 1992). De dimensions métriques à kilométriques (Figs. 16a, b, photos 3 a, b et c), certaines ont leur rebord abrupt alors que d'autres présentent des bords en pente plus douce.

Des formes similaires sont répertoriées au Niger oriental par Busche, Erbe, Sponholz et Völkel (BUSCHE et ERBE, 1987; SPONHOLZ, 1989 et 1994; VÖLKEL, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). Une grande partie des dépressions décrites par ces auteurs se développe dans des silcrètes¹³ et dans des croûtes de fer appartenant au Continental terminal. D'autres s'ouvrent dans des grès profondément altérés et lessivés sous-jacents. Une similitude existe donc avec le contexte lithologique du Niger occidental (voir IV.2.2).

¹³ Silcrète : En pédologie, conglomérat cimenté par de la silice et, plus généralement, croûte siliceuse. (Foucault et Raoult, 1992)

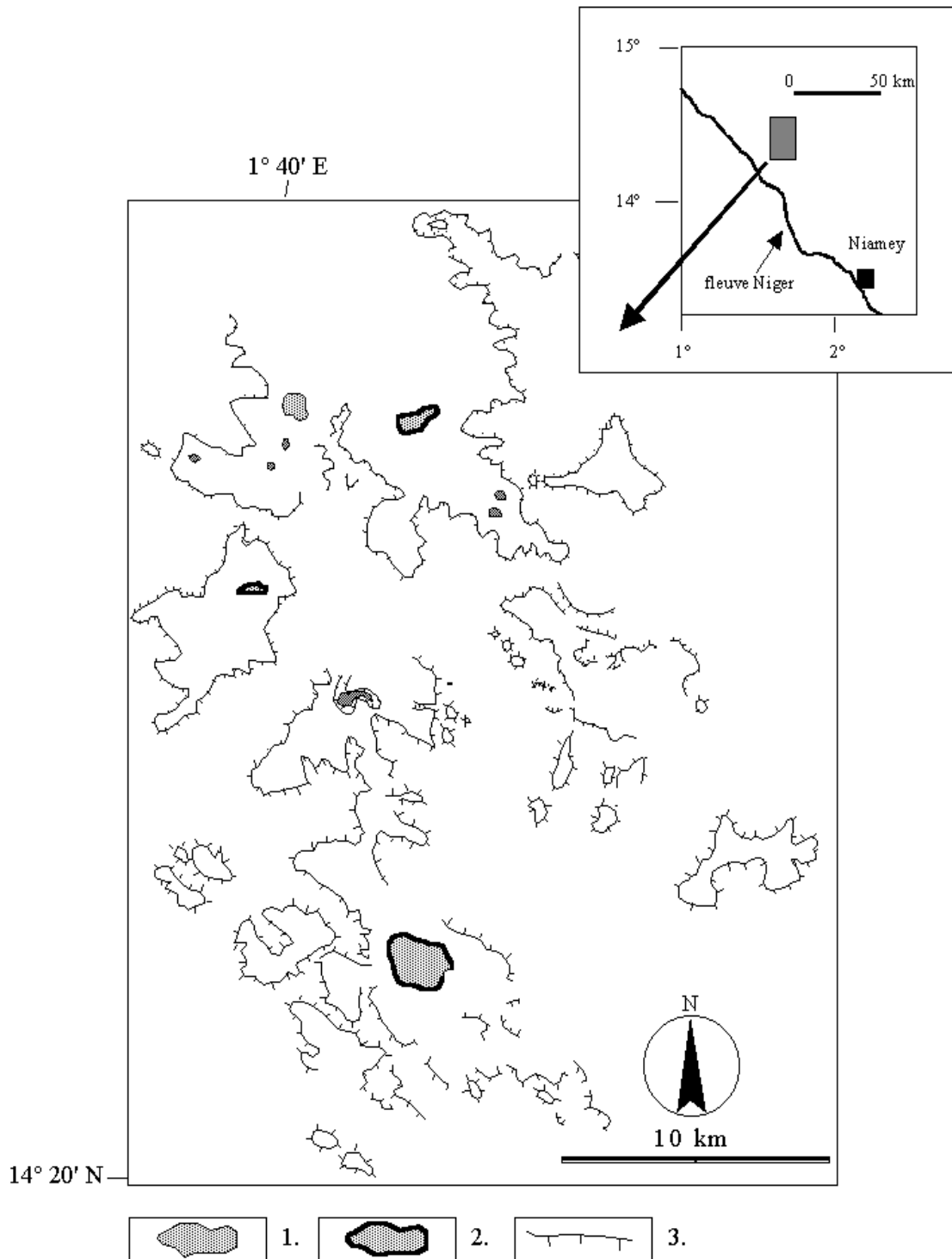


Fig. 16a. Exemple de dépressions dans la zone de Tillabéri (à une centaine de km au NW de Niamey). 1. : dépression limitée par un talus, 2. : dépression limitée par un abrupt, 3. : rebord escarpé de plateaux (d'après la carte I.G.N. Tillabéri 1/200 000, ND-31-XIV).

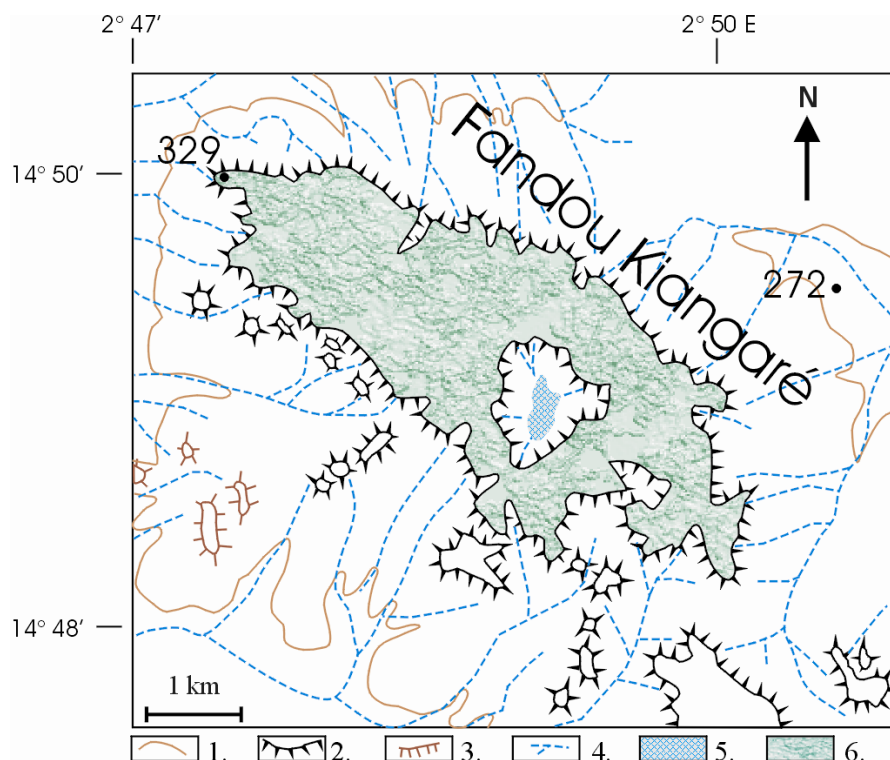


Fig. 16b. Dépression kilométrique au sommet de la butte résiduelle de Fandou Kiangaré, 14°48' L.N. - 2°49' L.E., à + 160 km NNE de Niamey). 1. courbe de niveau intercalaire ; 2. escarpement ; 3. talus ; 4. écoulement temporaire ; 5. zone centrale de la dépression visible sur les photos 3b et 3c ; 6. brousse tigrée (modifié d'après la carte de l'Afrique de l'Ouest au 1 :200 000, Ouallam, Feuille ND-31-XV – I.G.N. Paris).

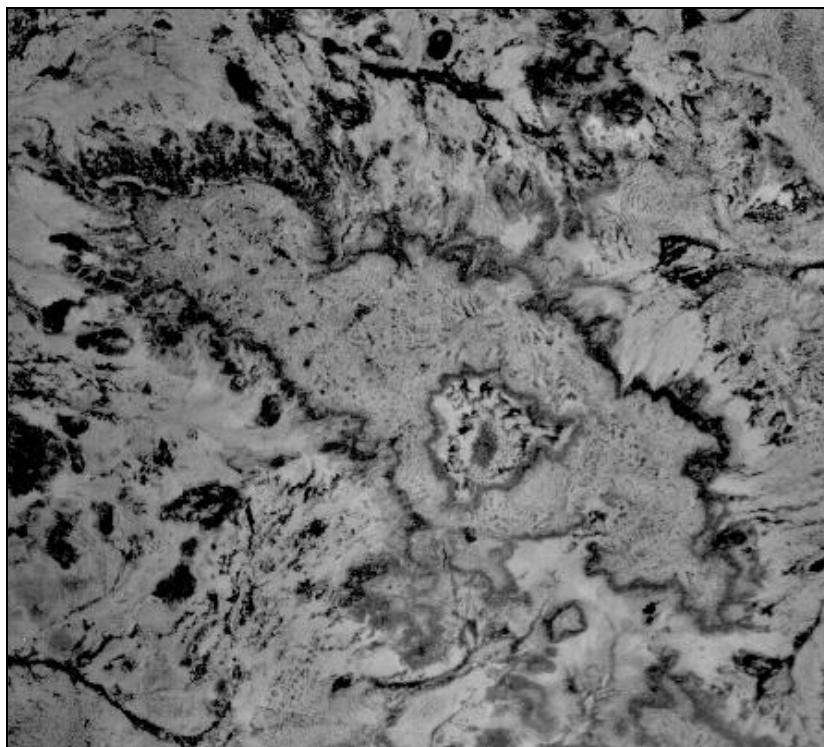


Photo 3a. Vue aérienne de la zone cartographiée de la fig. 15b (extrait de la photo 75-NIG-40/600-SagII 2039) (même échelle que la fig. 16b).

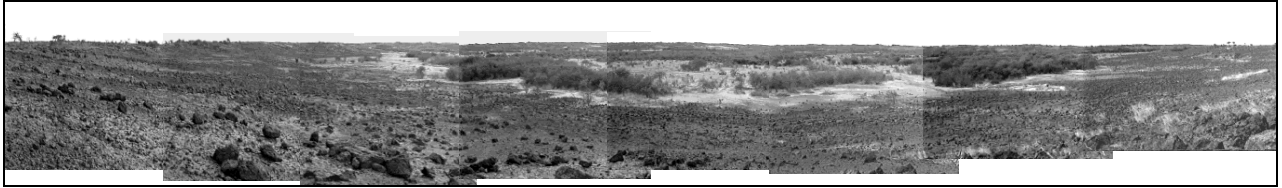


Photo 3b. Vue panoramique au sol (prise du sud) de la dépression principale de la fig.16 b et de la photo 3a.



Photo 3c. Détail de la partie occidentale de la dépression (Photos 3 a et b) vue de son rebord sud.



Photo 3d. Doline d'effondrement dans le Continental terminal (Ct), avec au centre, deux conduites forcées (flèche) (zone située à une vingtaine de km au nord de Niamey).

3.1.1 Caractéristiques des dépressions du Niger oriental

Les principales caractéristiques des dépressions du Niger oriental sont les suivantes (BUSCHE et ERBE, 1987; SPONHOLZ, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992) :

- Les dépressions se localisent fréquemment sur la surface des plateaux où il y a absence de trace d'écoulement d'eau.
- Les dépressions sont présentes sur des portions non disséquées de plateaux, loin des rebords escarpés.
- La taille de ces dépressions va de quelques m² à quelques km² et sont toutes endoréiques, les dépressions ne sont pas limitées à une formation spécifique. Elles sont aussi bien développées dans les grès de Nubie que dans des types variés de croûtes latéritiques du Continental terminal. et s'ouvrent dans différents types de croûtes latéritiques du Continental terminal.
- Certaines dépressions, recoupées par un escarpement, laissent apparaître un ou plusieurs avens.
- Les plus larges dépressions ont une couverture meuble éparpillée d'un pavement désertique en faible pente des bords des dépressions vers leur centre.
- Fréquemment, un réseau de drains qui convergent vers le centre des dépressions est visible,
- Le fond des dépressions est occupé par des sédiments d'origine diverse (éolien, couverture pédologique...) et affectés par des effondrements,
- Il n'y a pas de trace d'augmentation de la salinité des sols au cœur des dépressions.
- Il y a absence de drainage entre des dépressions voisines.
- Le contour des dépressions est irrégulier.
- Certaines dépressions ont des parois presque verticales.
- Une platitude extrême marque les couvertures de silcrètes dans lesquelles se développent les dépressions.
- Le plancher de certaines dépressions est occupé par des dépôts lacustres dont certains sont attribués à un âge allant du Pléistocène supérieur à l'Holocène inférieur.

Les différents auteurs tirent plusieurs conclusions de ces différentes observations :

- Les dépressions se sont mises en place dans un contexte de plaine de basse altitude.
- La présence d'avens au sein des dépressions recoupées par un escarpement, l'absence d'augmentation de salinité des sols au cœur des dépressions ainsi que celle de drainage entre dépressions voisines attestent d'une circulation rapide vers les profondeurs des massifs.
- Les contours irréguliers des dépressions, leur verticalité, l'absence de formes de déflation sur leur pourtour écartent l'hypothèse d'une action éolienne dans leur formation.
- La platitude extrême des couvertures de silcrètes dans lesquelles se développent certaines dépressions, leurs parois souvent verticales empêchent d'envisager l'hypothèse d'irrégularités d'un ancien front d'altération aujourd'hui décapé. Ceci est d'autant plus vrai que ces dépressions se développent également dans des grès lessivés et altérés sous-jacents.

3.1.2 Comparaison avec les dépressions du Niger occidental - Discussion

Les dépressions du Niger occidental sont généralement remplies d'un matériau sableux à limono-argileux (THEVOZ *et al.*, 1994) et s'ouvrent principalement dans le sommet cuirassé du Continental terminal. Les traits morphologiques des dépressions trouvées à l'est du pays se retrouvent dans notre zone d'étude (cfr. IV.3.1). Outre l'absence de salinité également constatée au cœur de certaines dépressions du Niger occidental, leur possible rôle en tant que perte est confirmée par une étude menée par Estève et Lenoir (1994). Ces chercheurs ont analysé le fonctionnement hydrologique du bassin de Sama Dey, dépression située sur le « Site Central Est » de Hapex-Sahel, à une quarantaine de kilomètres à l'est de Niamey (entre 13°29' et 13°40' L.N. et 2°36' et 2°48' L.E.). Le bassin se développe dans les dépôts argilo-sableux du Continental terminal et les eaux doivent traverser une épaisseur de quelques 45 mètres de cette formation avant d'atteindre l'aquifère sous-jacent. Lors de la crue du 19 juillet 1993, Estève et Lenoir ont déterminé que cette tranche du Continental terminal était traversée par les eaux de surface en trois heures environ. De plus, ils ont calculé que la plus forte crue enregistrée durant cette année a contribué pour 32 % de l'alimentation annuelle de la nappe.

Ces temps de transfert de l'eau de surface vers la nappe à travers des terrains à priori défavorables à une infiltration rapide sont comparables à ceux répertoriés dans de nombreux massifs calcaires. Si des vitesses de l'ordre de 500 m/h ont été relevées dans un affluent souterrain du Lac de Thoune (Suisse) (BÖGLI, 1980), Schoeller note des vitesses allant de 1 km à 24 km par jour pour des calcaires fissurés ou à chenaux (SCHOELLER, 1962, p. 154). A titre de comparaison, cet auteur donne le chiffre de 35,3 mètres par jour pour des circulations d'eau à travers des grès ou des sables moyens, vitesse qui diminue à 1,98 m/jour pour des silts, des sables fins et des loess. et ce pour des circulations verticales (SCHOELLER, 1962, p. 138).

Tout comme au Niger oriental et pour des raisons similaires, l'hypothèse d'une formation par des processus éoliens peut être écartée

La présence d'un chenal d'écoulement (cfr. IV.3.2.3), au sein du Continental terminal, laisse présager d'une genèse initiale des grottes au sommet des formations du Cénozoïque dans un environnement beaucoup plus humide que le contexte climatique actuel. Il en est certainement de même pour les dépressions. Ceci est conforme aux interprétations faites au Niger oriental où la formation des dépressions et des formes proches de la surface est rattachée à un climat tropical à saison humide (BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). L'absence de formes de déflation pourrait être due à une couverture végétale plus dense et continue qui aurait inhibé tout processus éolien de grande ampleur. L'absence de trace d'écoulement linéaire sur le plateau à proximité du chenal induré trouvé au sommet du Continental terminal prouverait que ce dernier s'est formé dans un contexte de plaine, avant l'incision des dépôts du Continental terminal. Cette genèse serait donc antérieure à la fin du Pliocène, période correspondant au déclenchement des mouvements

épeirogéniques qui vont se poursuivre au Quaternaire et provoquer l'érosion du vaste glacis installé au début du Pliocène (BELLION, 1989). Les études menées à l'est du pays (BUSCHE et ERBE; 1987 ; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992), sur base notamment des sédiments lacustres plus récents trouvés dans une des dépressions et par corrélation avec les phénomènes volcaniques du Hoggar et du Tibesti (qui permettent de déterminer l'âge de dissection des plateaux et la formation des escarpements), datent la mise en place des dépressions du Miocène inférieur ou du Miocène moyen.

Les dépressions du Niger occidental se présentent selon deux morphologies principales. Soit leur rebord est en pente douce, soit il présente une certaine verticalité (Fig. 16a). Tout comme au Niger oriental, l'abrupt des parois et le développement de dépressions sur des surfaces bien régulières rendent difficile l'idée de leur mise en place par un front d'altération.

S'il semble admis qu'une variation d'un front d'altération ne puisse donc être à l'origine de ces dépressions, il nous faut donc envisager d'autres mécanismes. Des phénomènes de suffosion ont-ils pu jouer ? De nouveau, si nous admettons un environnement de plaine non disséquée par l'érosion, en l'absence d'un réseau hydrographique, il semble difficile de comprendre la mise en place de tels processus. Cependant, comme nous le verrons plus loin, ces mécanismes ont pu se dérouler une fois l'entaille des surfaces commencée (IV.6.3).

Dans le cas de la dépression de Fandou Kiangaré (Fig. 16b, photos 3 a, b et c), on voit clairement plusieurs directions de développement guidant la morphologie de la dépression ou de la butte résiduelle. Ces dernières sont conformes aux directions de fracturation ou de schistosité du socle sous le Continental terminal (N130-140° : Ps 2, N100-110° : Pi 3 et N45-55° : Sb). Ainsi, la dépression se situerait-elle, comme la plupart des formes analogues à la surface du Continental terminal, à un nœud de fracturation, prolongement des failles et fractures du socle sous-jacent. L'observation de Fandou Kiangaré montre que les restes démantelés de la cuirasse ferrugineuse indurée diminuent en taille et en abondance des rebords vers le cœur de la dépression où ils semblent absents (Photo 3c). Ceci suggère que la cuirasse ferrugineuse qui s'y trouvait a subi un processus de dissolution ou que sa formation a été inhibée à cet endroit.

La première hypothèse est celle envisagée par Busche, Erbe et Sponholz (1987) pour expliquer la formation des dépressions développées tant dans les croûtes ferrugineuses que dans les grès altérés et lessivés au Niger oriental.

Des études pédologiques en contexte équatorial montrent des cas analogues d'absence de fer au sein de plateaux. Ainsi, en Amérique du Sud, les recherches de Lucas *et al.* (1987) ont porté sur la transformation de sols ferrallitiques en podzols. Deux sites y ont été examinés, l'un sur le bouclier cristallin précambrien de Guyane et l'autre sur la plaine côtière quaternaire de la Guyane française. Dans les deux cas, un manteau ferrallitique a été trouvé intact sur les bords de bas plateaux, laissant place à des sols podzoliques au centre de dépressions. Des argiles ferrallitiques (40-50 % < 2µm) contenant *in situ* des restes de roche sont trouvés sur les marges des plateaux. Cette situation est interprétée comme indiquant une perte de la surface altérée, par remplacement de la saprolite en

profondeur et par transformation du sol ferrallitique en sable blanc, premièrement dans l'horizon le plus bas (hydromorphique), puis latéralement, au fur et à mesure de l'incision du relief. (Fig. 17). Lucas *et al.* (1987, 1988) pensent que la transformation de résidus ferrallitiques en podzols se fait sous des conditions hydromorphiques dans le profil en profondeur ou aux niveaux les plus bas d'une toposéquence. Ceci impliquerait l'abaissement de la surface du sol par effondrement de sa structure et évacuation de l'aluminium. Comme le souligne Thomas (1994) « Ces processus sont d'une importance majeure pour la dénudation chimique des continents, parce qu'elles sont capables de réduire le volume important des autres produits de l'altération en remobilisant au moins les ions mobiles Si^4 , Al^{3+} et Fe^{2+} qui dans d'autres circonstances se recombinaient immédiatement dans les environnements altérés où ils sont produits, pour former des argiles et des oxydes hydratés ».

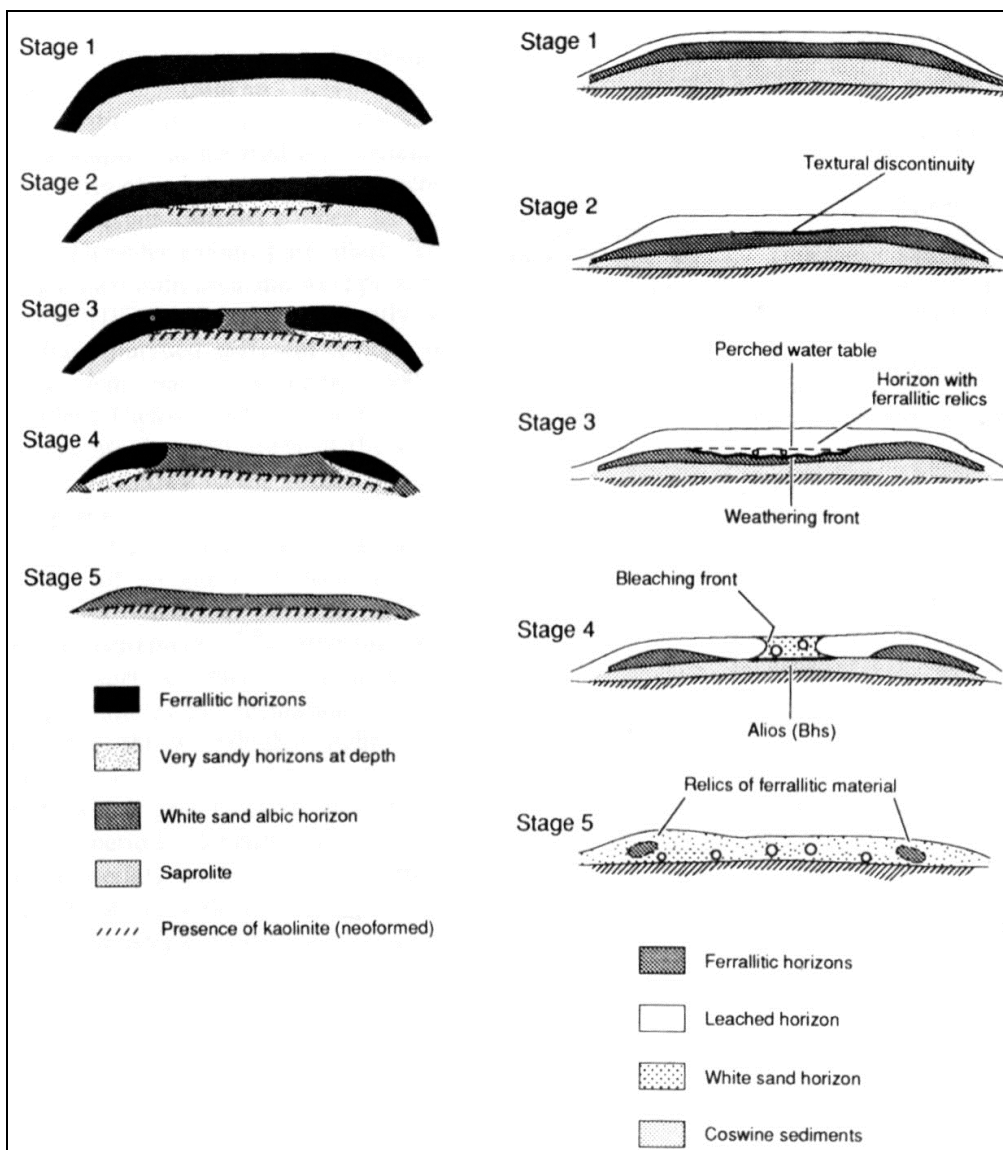


Fig. 17. Etapes dans l'évolution de manteaux d'altération sur un socle cristallin (colonne de gauche) et sur des sédiments côtiers en Guyane française (d'après Lucas *et al.*, 1987).

Le modèle établi par Lucas *et al.* (1987) pourrait expliquer partiellement l'origine des dépressions si on admet que le processus de podzolisation s'est arrêté parallèlement à l'assèchement du climat (stade 3, Fig. 17) et que des phénomènes de remobilisation des sédiments meubles (les sols podzolisés) au cœur des plateaux se sont déroulés. De plus, ce modèle ne nécessite pas la présence d'irrégularités du front d'altération dont la présence est improbable tant au Niger occidental qu'au Niger oriental.

Cependant, l'hypothèse proposée par Lucas *et al.* (1987) implique des transferts latéraux de matières qui ne peuvent prendre place dans le cadre d'une plaine continue avant dissection par l'érosion (pour rappel, on retrouve également des dépressions à l'intérieur des plateaux, loin de toutes marges).

Si des transferts latéraux ou verticaux de matériaux n'ont pu avoir lieu, la mise en solution de matériaux résiduels tels que la silice, l'alumine et le fer au sein d'une couverture ferrallitique est à envisager. Comme nous l'avons vu au chapitre III.6, l'influence de la matière organique peut être grande et des mobilisations importantes sont trouvées dans la nature. Un transport sur de longues distances du fer sous des conditions hydromorphiques peut se réaliser. Ces conditions sont notamment rencontrées dans des environnements marécageux. Ce sont de tels environnements durant des paléoclimats plus humides qui ont été envisagés au Niger oriental pour expliquer la mise en place des karsts qui y ont été répertoriés (SPONHOLZ, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). L'étude de concrétions en provenance de cette partie du pays (voir V.) montre une importante mobilisation du fer et appuie cette hypothèse.

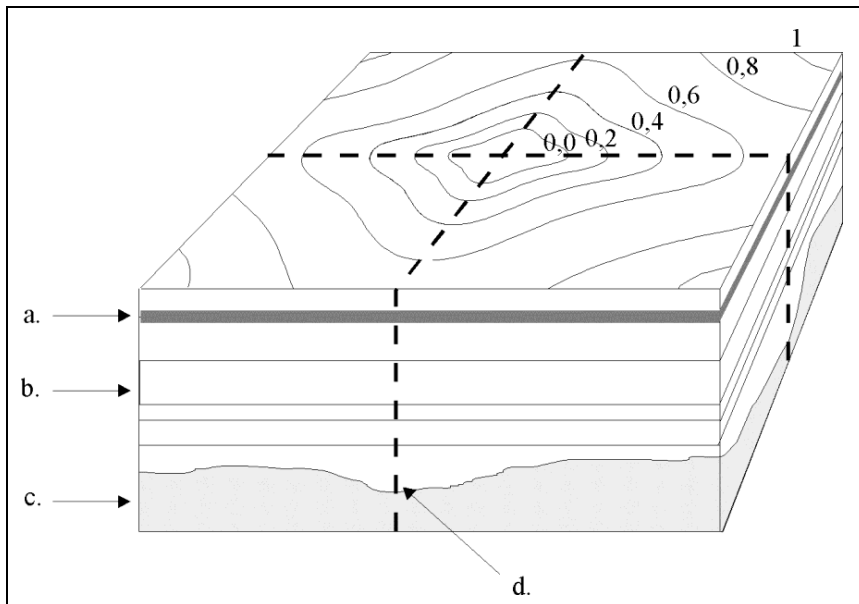


Fig.. 18. Hypothèse de diminution du battement supérieur d'un aquifère en relation avec un nœud de fracturation servant de drain. a. : aquifère, b. : Continental terminal, c. : lithomarge du socle birimien, d. : fracturation et plan de drainage. Les chiffres représentent la diminution du battement de la nappe par rapport à une zone où ce battement est maximal (1).

La seconde hypothèse envisagée pour expliquer l'origine des dépressions est basée sur l'absence de formation d'une croûte ferrugineuse indurée à certains endroits. Ceci impliquerait en surface des zones de matériaux moins consolidés et capables d'être remobilisés plus facilement par d'autres processus. Un des modes de formation des latérites communément admis est celui de l'accumulation de fer résultant de l'oscillation d'un aquifère. Si nous nous replaçons dans un environnement intertropical plus humide et au moment où le Niger occidental n'est qu'une vaste plaine, les aquifères superficiels devaient fonctionner en relation avec de plus fortes précipitations. Les fracturations du socle, prolongées à travers les couvertures sédimentaires du Continental terminal, par des rejeux des accidents du socle au Tertiaire (GREIGERT, 1966) et au Quaternaire (VICAT *et al.*, 1994), ont dû guider l'apparition et le comportement des aquifères (Fig. 18). Les nœuds de fracturation du socle peuvent également se prolonger verticalement sous forme de drains au sein du Continental terminal. Dès lors, ces drains ont pu temporiser l'oscillation des nappes superficielles en assurant un transfert des eaux vers la profondeur. Ce contrôle de l'oscillation de l'aquifère par des réseaux de drains ou de fracturations a donc pu limiter l'accumulation de fer responsable des croûtes indurées coiffant le sommet du Continental terminal. Lors de l'assèchement du climat et de l'érosion de la couverture d'altération, la surface cuirassée se serait donc formée là où l'accumulation de fer aurait été suffisamment importante. A proximité des nœuds de drainage, seuls des blocs ferrugineux, épars et de plus en plus petits vers le centre actuel des dépressions se seraient formés. Les matériaux en place non indurés ont dû être ensuite évacués. L'absence significative de traces d'action éolienne ou d'écoulement en surface dans la genèse des dépressions (voir IV.3.1.1) implique un départ vers le bas des sables, argiles et pélites constituant le sommet du Continental terminal. En accord avec McFarlane et Twidale (1987), nous pensons qu'un départ sous forme solide de particules implique la préexistence et la persistance de passages souterrains suffisamment larges permettant notamment l'évacuation de sable. De plus, on pourrait penser que des matériaux argileux viendraient vite colmater le système. Cependant, les études des écoulements à travers le Continental terminal menées par Estève et Lenoir (1994) (début de la discussion) montrent qu'il n'en est rien. Par ailleurs, dans un contexte de plaine, l'eau qui va circuler dans les strates supérieures du sol et du sous-sol présente une basse énergie rendant improbable une érosion mécanique et un transport de particules sous forme solide. Aussi, seul un départ en solution des particules est-il envisageable.

Les rejeux des accidents du socle au Tertiaire et au Quaternaire ont dû pérenniser les plans de drainage à l'intérieur du Continental terminal, assurant ainsi un comportement de perte aux dépressions développées à la verticale des nœuds de fracturation.

Dès le début du Pliocène, le vaste glacis est attaqué par l'érosion, favorisant l'apparition de buttes témoins dans les dépôts du Continental terminal au Niger occidental. Les différences d'altitude entre le sommet des reliefs créés et les thalwegs vont générer un gradient hydraulique suffisamment important pour permettre le transport solide de particules et provoquer l'apparition de phénomènes de suffosion. Ces derniers semblent prédominants dans la morphologie actuelle de nombreuses cavités au sein du Continental terminal que nous allons examiner ci-après.

3.2 Grottes au sommet du Continental terminal

3.2.1 La grotte de Karey Gorou

Au Niger occidental, les cavités développées sous cuirasse latéritique sont fréquentes et peuvent atteindre de grandes dimensions. Certaines ont une longueur accessible dépassant les cinquante mètres comme la grotte de Karey Gorou.

A. Contexte géomorphologique

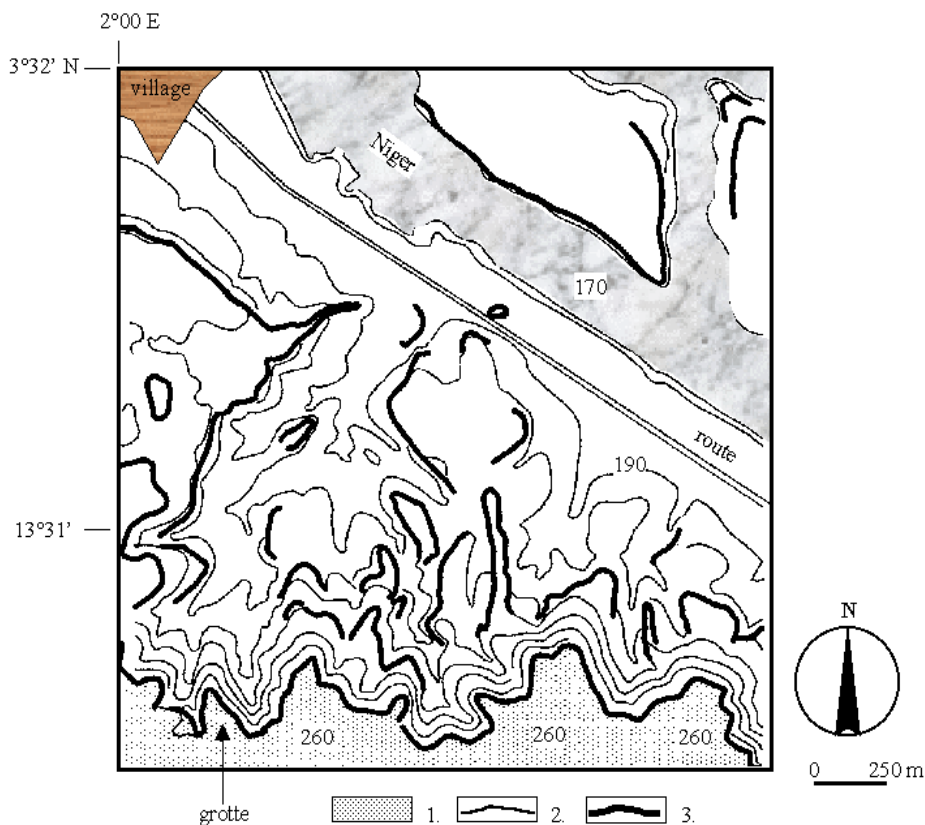


Fig. 19. Localisation de la grotte de Karey Gorou. 1. : plateau sommital, 2. : isohypse (équidistance de 10 m) ; 3. : abrupt (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

La cavité de Karey Gorou se localise à une dizaine de kilomètres en amont de Niamey ($13^{\circ} 31' 39''$ N, $2^{\circ} 00' 29''$ E), sur la rive droite du fleuve Niger (Figs. 15 et 19). Cette grotte surplombe le fleuve d'une centaine de mètres et se développe dans les dernières strates subhorizontales du Continental terminal. Elle est coiffée par une cuirasse ferrugineuse nodulaire d'épaisseur métrique. Cette dernière, formant l'essentiel de la surface supérieure des reliefs tabulaires de la région de Niamey, s'est formée par transformations texturales et minéralogiques des sédiments du Continental terminal qui sont altérés sur une dizaine de mètres d'épaisseur (voir IV.2.2). Ces transformations consistent en une forte dissolution du quartz, en une destruction de la moitié du stock de kaolinite, en une accumulation des (hydro)oxydes de fer et en une légère accumulation d'aluminium (NAHON,

1976; GAVAUD, 1977). La grotte, creusée dans un éperon, est bordée par deux canyons orientés NNE et NNW qui débouchent sur la vallée du Niger (Photos 4, Fig. 19). Vers l'amont, ces canyons se terminent en abrupts d'une vingtaine de mètres de hauteur dans le plateau. Le bord de ce dernier est à peine entaillé par des vallons secs qui se perdent rapidement sur la surface cuirassée. Les directions régionales des canyons et des entailles du plateau sont toujours rectilignes et clairement contrôlées par la fracturation. Elles correspondent aux directions structurales du socle : Ps 1, Sb ou Pi 2, Ps 2 et Ps 3 (Fig. 20).

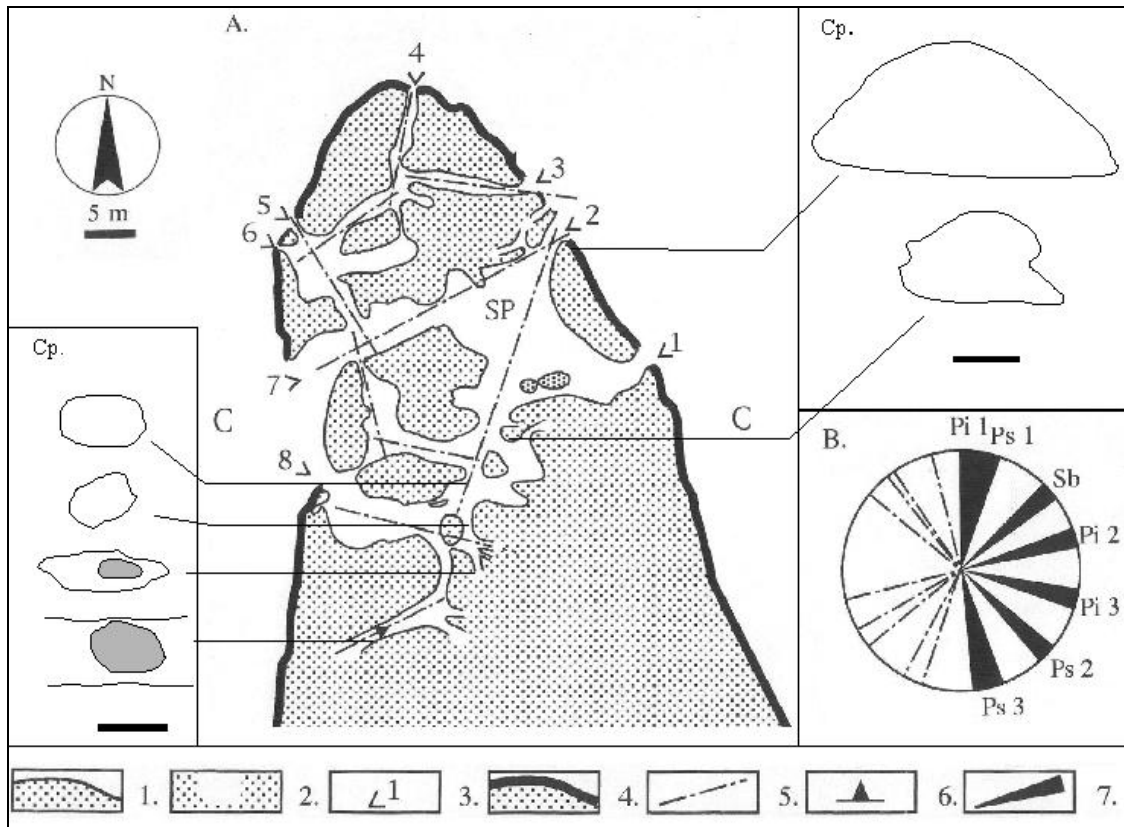


Fig. 20. Plan de la grotte de Karey Gorou (A) et rose d'orientation (B) comparant les directions de développement de la grotte avec celles des fracturations du socle birimien. A : 1. : Continental terminal, zone explorée, 2. : Continental terminal, zone inexplorée, 3. : entrée, 4. : rebords du plateau, 5. : directions principales de développement de la grotte, 6. : directions de fracturation et de schistosité du socle, C : canyon. B : en trait interrompu : principales directions de développement de la grotte; zones noires : principales orientations des fracturations du socle birimien. Cp. : coupes transversales à travers la grotte. Les parties pleines indiquent le conduit en arrière-plan. (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

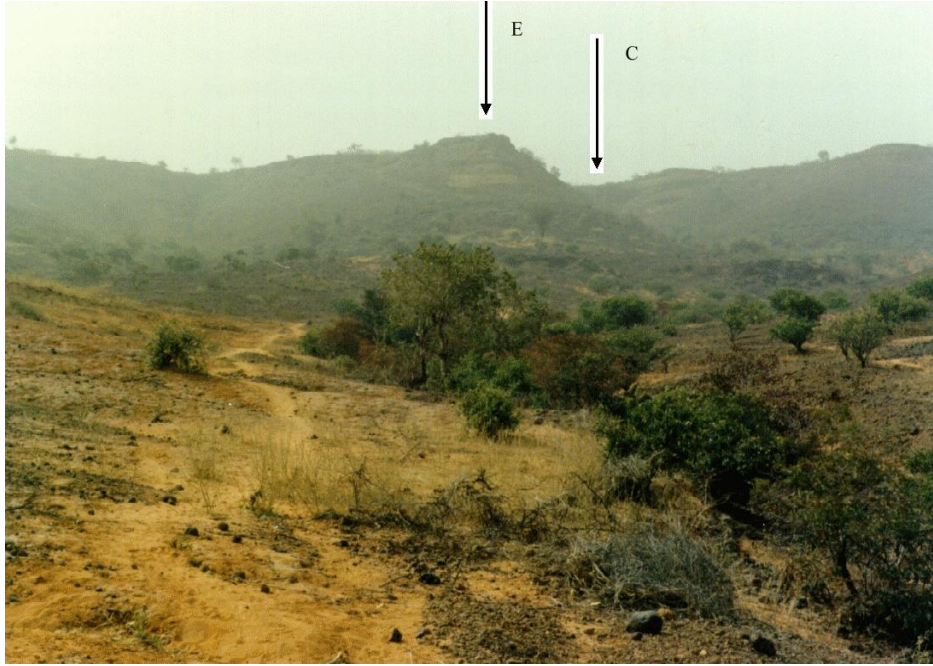


Photo 4a. Vue générale du site de Karey Gorou prise de la vallée du Niger. E. : éperon dans lequel se développe la grotte, c. : canyon occidental.



Photo 4b. Vue sur le canyon occidental de Karey Gorou (falaise d'une vingtaine de mètres de hauteur)

B. Description des conduits

La longueur reconnue et accessible de cette cavité dépasse cinquante mètres. Mais le réseau est d'extension bien plus grande, se prolongeant par des galeries de faible ouverture qui deviennent rapidement impraticables. La grotte comporte huit entrées connues, s'ouvrant sur les deux canyons. L'entrée principale (Fig. 19, n° 2, photo 5a) fait trois mètres de largeur sur deux de hauteur. Elle débouche sur une première salle de 200 m² environ (Photo 5b) (SP, Fig. 19) et atteignant par endroits cinq mètres de hauteur. Les autres entrées n'ont pas la même ampleur; elles accèdent à des salles (n° 1, 5, 6, 7 et 8) (Photo 5c) ou donnent directement sur des couloirs étroits, rectilignes et au plafond bas (n° 3 et 4). Les différentes salles sont reliées par un réseau de galeries à section transversale elliptique dont le grand axe correspond à la largeur du couloir (Photo 5d, Fig. 20).

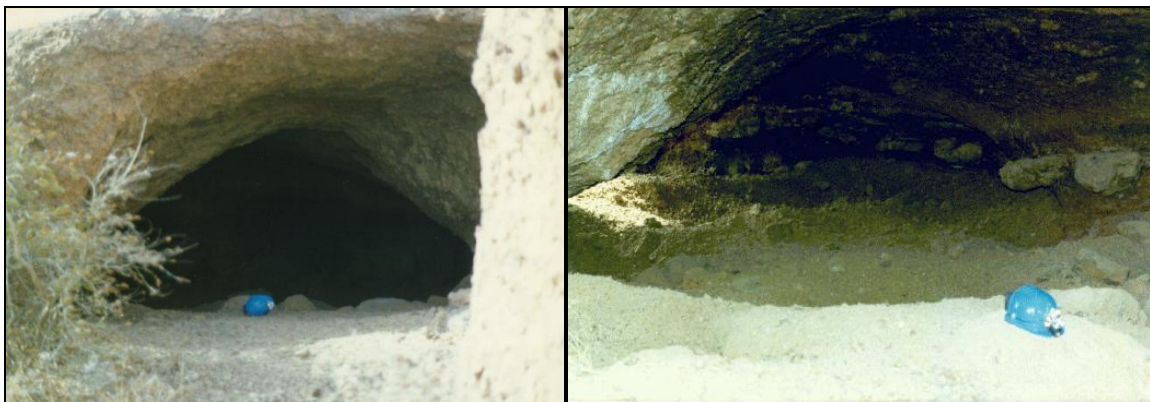


Photo 5a. Vue sur l'entrée principale de la grotte de Karey Gorou. Photo 5b. Salle principale (SP, Fig. 19) de la grotte de Karey Gorou. La lumière du jour au fond à gauche du cliché provient de l'entrée n° 1.



Photo 5 c. Entrée secondaire (1, Fig. 19) de la grotte de Karey Gorou donnant sur la salle principale (SP, Fig. 19) (largeur approximative 1,5 m). Photo 5d. Exemple de couloir à l'intérieur de la grotte de Karey Gorou au départ de la salle principale (largeur approximative : 3 mètres).

En amont de ces galeries, un brutal changement de taille va réduire la plus grande largeur de plusieurs mètres à quelques dizaines de centimètres, le conduit le plus réduit débouchant dans la partie haute du couloir principal. Cette disposition en escalier se retrouve à plusieurs reprises dans

le profil longitudinal des conduits. Ainsi le développement de la cavité montre des passages étroits et rectilignes qui débouchent sur des ensembles plus vastes, moins réguliers.

C. Observations morphologiques

Le sol de la grotte est en grande partie recouvert de débris lithiques (Photos 3, c) anguleux centimétriques provenant de la dislocation du plafond. Cette dislocation est peut-être due aux variations d'humidité qui se produisent à l'intérieur des grottes en relation avec la saison des pluies et la saison sèche. Ces gravats consistent essentiellement en fragments d'hydroxydes de fer et d'argilites mélangés aux déjections de l'importante faune cavernicole (chauve-souris). Ils tendent à diminuer plus on s'avance dans les réseaux plus petits. Le long des parois de la plus grande salle, un banc limono-argileux se marque en saillie pratiquement continue, à une cinquantaine de centimètres au-dessus du plancher.

D. Discussion

Deux facteurs structuraux ont guidé le développement de la grotte. Le premier est la stratification subhorizontale du Continental terminal (Ct) sur laquelle se calque le développement de la cavité. Le second est la fracturation du socle sous-jacent au Ct. Ceci est démontré par les orientations des conduits rectilignes mesurées dans cette grotte (N 12°-15°, N 70°, N 100°-110° et accessoirement, N 160°) (Fig. 19). Les directions NNE, NE et SSE correspondent aux fracturations majeures Ps 1, Pi 2 et Ps 3 du socle. Ces dernières contrôlent également l'orientation des canyons. La direction ESE est la Pi 3 qui caractérise le socle à l'ouest et au sud de Niamey.

Les grandes salles résultent de la jonction des différentes mailles d'un réseau développé à plusieurs niveaux. Ce dernier fonctionne horizontalement sur certaines portions en suivant les strates et se raccorde par une chute brutale aux étages inférieurs par le biais de pans verticaux calqués sur les failles du socle.

La section transversale elliptique des passages les plus étroits suggère un fonctionnement en conduites forcées et donc dans un milieu semi-noyé. Dans la plus grande salle de la grotte de Karey Gorou, le banc limono-argileux en saillie serait la marque d'une érosion différentielle due à un transit latéral d'eau lors d'une mise en charge des cavités lors de saisons des pluies. Des pertes se seraient formées au croisement de fractures majeures. Ces croisements se seraient peu à peu déprimés et élargis donnant naissance aux grandes salles actuelles.

Le développement de ce type de grotte, directement sous la cuirasse, semble résulter d'une dégradation physico-chimique interne de la roche non indurée sous-jacente à la cuirasse. Une différence de perméabilité au contact entre la cuirasse et les altérites ou toute autre formation meuble sous-jacente provoque des écoulements d'eau latéraux. Le transfert vertical de l'eau de la surface à travers la cuirasse est facilité par la présence de nombreuses galeries fossilisées ou de fractures la traversant de part en part. Ces galeries seraient principalement dues aux termites avant le cuirassement sommital du Continental terminal ou avant le dégagement de niveaux ferrugineux

qui s'indurent à l'affleurement (voir IV.2). La zone de circulation des eaux, sous la cuirasse, est le siège d'une érosion différentielle par agrandissement des pores et des vides. Des canaux s'individualisent et localement un soutirage intense peut se développer. Le processus se poursuivant, la réunion de ces différents conduits aboutit à un réseau de cavités qui va finalement évoluer en grottes. Celles-ci s'ouvrent sous le rebord cuirassé, à l'aplomb d'une vallée. Des chenaux d'écoulement ont été observés dans des cavités similaires, mais de plus petites dimensions, témoignant de processus tardifs d'érosion mécanique très certainement postérieurs à la genèse initiale de la grotte (cfr. IV.3.1.2.3). En saison des pluies, certaines d'entre-elles abritent des flaques d'eau plus ou moins stagnantes qui peuvent, au moment d'une nouvelle pluie, déborder et provoquer un écoulement temporaire vers l'extérieur (Photo 6c).

3.2.2 Grotte de Kahé

La grotte de Kahé se localise à une quinzaine de kilomètres au sud de Niamey, à proximité du village du même nom. La cavité s'ouvre dans une petite butte résiduelle à proximité de la route de Say, sur la rive droite du Niger (Fig. 15). Surmontant le paysage environnant d'une vingtaine de mètres, la butte est coiffée d'une cuirasse latéritique d'épaisseur métrique.

L'entrée de la cavité est une ouverture étroite de quelques décimètres de hauteur et de plusieurs mètres de largeur (Photo 6). Elle correspond à une ancienne portion de strate sous la couche sommitale (Fig. 21).



Photo 6. Entrée de la grotte de Kahé (au centre de l'entrée, un personnage donne l'échelle)

Au bout de quelques mètres de progression, on arrive directement dans une salle dont le fond est surbaissé de plusieurs mètres par rapport à l'entrée. Si le toit de la cavité est régulier, son sol se constitue d'un amoncellement de blocs décimétriques à métriques anguleux. Leur nature est

identique à celle des strates en place sous la couche cuirassée sommitale. Seule une morphologie d'effondrement prédomine et aucun conduit prolongeant la cavité n'a été trouvé.

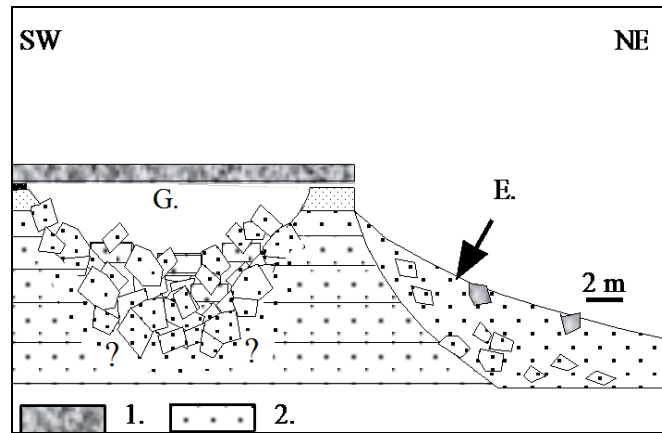
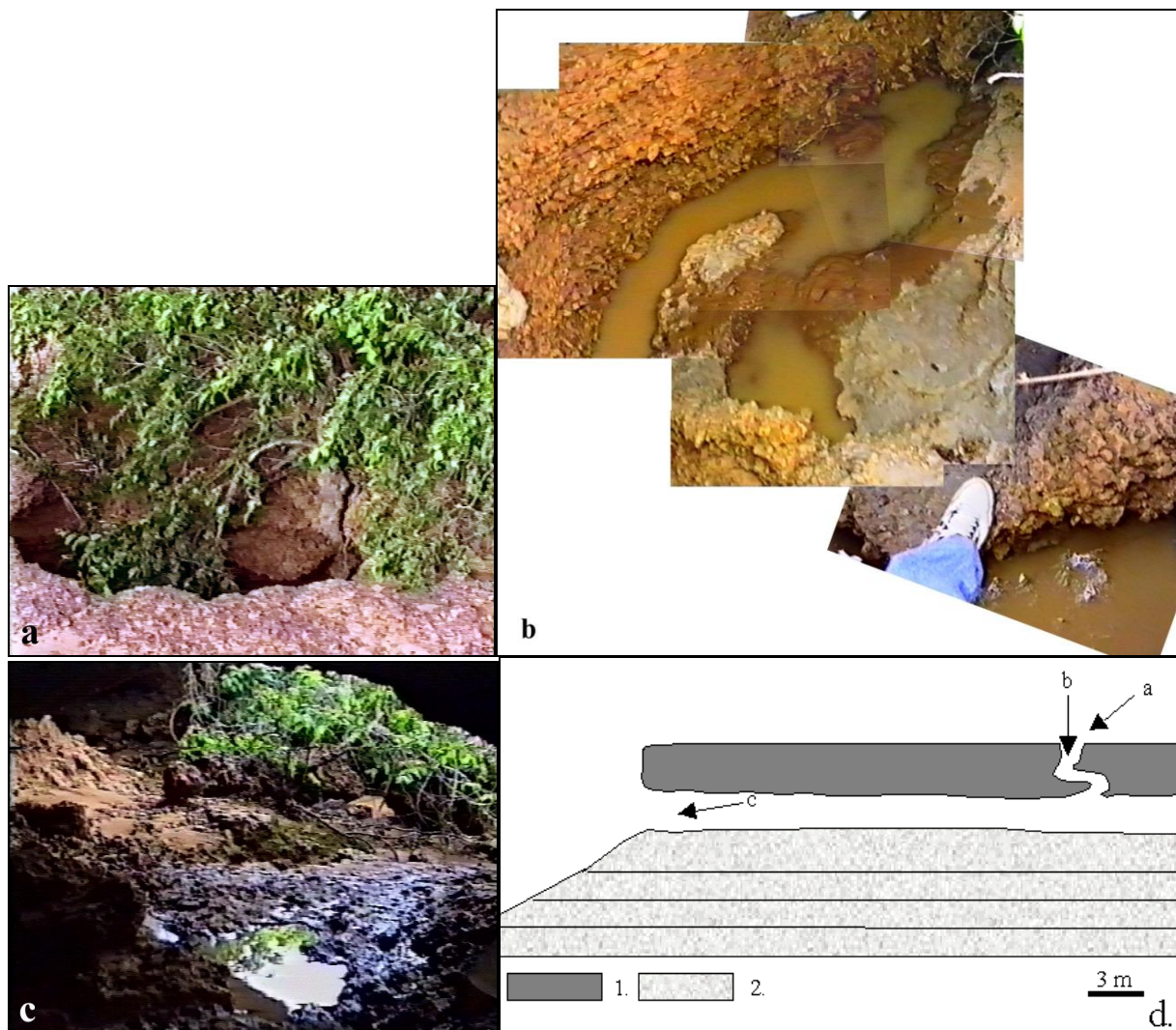


Fig. 21. Coupe transversale de la grotte de Kahé. 1. : strate indurée du Continental terminal , 2. : strates plus ou moins indurées du Continental terminal, E. : éboulis, G. : grotte.

Contrairement à la grotte de Karey Gorou, la cavité de Kahé ne présente pas de gravats provenant du plafond et recouvrant le sol. Les blocs résiduels de strates qui occupent le fond de la salle prouvent que cette dernière est due à l'effondrement d'une cavité plus profonde, dans l'épaisseur du Continental terminal ou même, dans le socle sous-jacent, l'épaisseur du Continental terminal n'étant que de quelques dizaines de mètres à cet endroit. On peut donc également penser que certaines grandes dépressions détectées à la surface des plateaux de la région de Niamey sont dues à l'effondrement de vides plus profonds comme ceux que nous examinerons aux chapitre IV.3.3. et IV.4.3.

3.2.3 Chenal d'écoulement au sein de la cuirasse sommitale du Continental terminal

L'entrée supérieure d'une petite grotte (à proximité du village de Nordiré, rive droite du fleuve Niger, en face de Niamey) (Photo 7a) montre un véritable chenal d'écoulement induré dans la cuirasse sommitale du Continental terminal (Photo 7b). L'absence d'écoulement de surface sur le plateau montre que la forme s'est créée avant induration de la cuirasse sommitale du Continental terminal. Sa genèse marque une période climatique plus humide et avant le découpage du relief en plateau résiduel. Cette situation doit être comparable à celle que l'on connaît à l'heure actuelle dans la zone équatoriale. La grotte de Mbilibekon, au Cameroun, dont nous reparlerons dans la suite de ce travail (chap. V.3) présente un environnement analogue à celui qui a dû exister au Niger il y a plusieurs millions d'années. Son étude nous permettra de proposer un schéma évolutif général des grottes nigériennes au sommet du Continental terminal.



Photos 7. Exemple d'une grotte (à proximité du village de Nordiré, en rive droite du fleuve Niger, en face de Niamey) au sommet du Continental terminal en période des pluies. a. : entrée supérieure/aven (1,50 m de diamètre), b. : chenal induré (l'eau descend de la droite de la photo pour s'enfoncer sur la gauche du cliché), c. : entrée inférieure donnant sur le versant avec à l'avant-plan le reste d'eau d'un écoulement temporaire durant la saison des pluies (largeur approximative de 4 m). d. : Coupe schématique de la grotte avec la localisation des différentes photos (a, b, c). 1. : sommet cuirassé du Continental terminal ; 2. : Continental terminal non induré.

3.3 Karst au sein du Continental terminal - l'exemple de la grotte de Diffa Doga

Certaines bordures de plateaux et de buttes témoins du Continental terminal de la région de Niamey montrent, par endroits, des réseaux étagés de grottes plus ou moins importantes, conférant à ces buttes l'aspect d'un véritable "gruyère". Un tel exemple est visible à la sortie de la capitale (Photo 8), sur la route du Burkina-Faso, en rive droite du fleuve.



Photo 8. Vue de détail du versant d'une butte résiduelle en rive droite du fleuve Niger, sur la route du Burkina Faso à la sortie de Niamey, montrant un réseau étagé de cavités métriques à plurimétriques.

Trois buttes témoins présentent des flancs parcourus de conduits et cavités de formes et de dimensions diverses, et ce, à plusieurs niveaux. Un peu plus à l'ouest, la grotte de Diffa Doga (13° 27' 26" N, 1° 56' 54" E) permet de préciser quelques caractéristiques de ce type de karst (Fig. 13).

3.3.1 Contexte géomorphologique

La grotte de Diffa Doga s'ouvre dans un paysage de plateaux découpés par un réseau de vallées qui emprunte les directions tectoniques du substratum NNE (Ps 1), NE (Sb ou Pi 2), ESE (Pi 3) et SSE (Ps3) (Fig. 22). Elle se situe en tête d'une vallée NNW-SSE (Photo 9, Fig. 22a).

Cette cavité diffère de celle de Karey Gorou par l'absence d'un niveau ferrugineux induré la coiffant directement et ayant joué un rôle prépondérant dans sa genèse. Le plateau présente un niveau ferrugineux induré épais d'une cinquantaine de centimètres, plus ou moins disloqué. La zone à l'aplomb de la grotte ne présente que quelques blocs isolés alors que les sommets des versants, à l'amont de la grotte, montrent ce même niveau mais plus continu et moins démantelé. Cette situation est due en partie à l'homme qui a utilisé les blocs épars à l'aplomb de la grotte pour constituer un mur de défense (BOUBE GADO, 1980).



Photo 9. Vue générale du site de Diffa Doga (personnages dans le cercle). Notez l'absence de cuirasse ferrugineuse à l'aplomb de la grotte et la présence de blocs démantelé de cuirasse sur le haut du versant (à droite sur le cliché). Il en est de même pour le versant opposé non visible sur la photo.

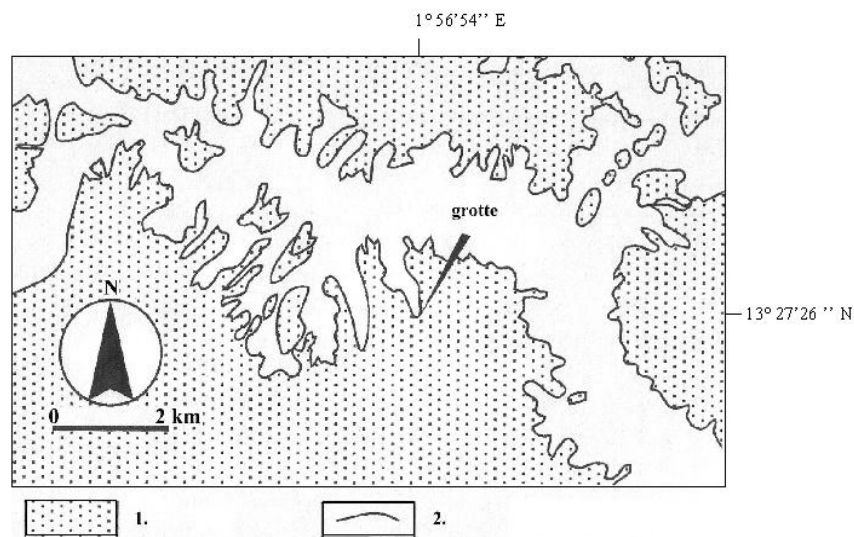
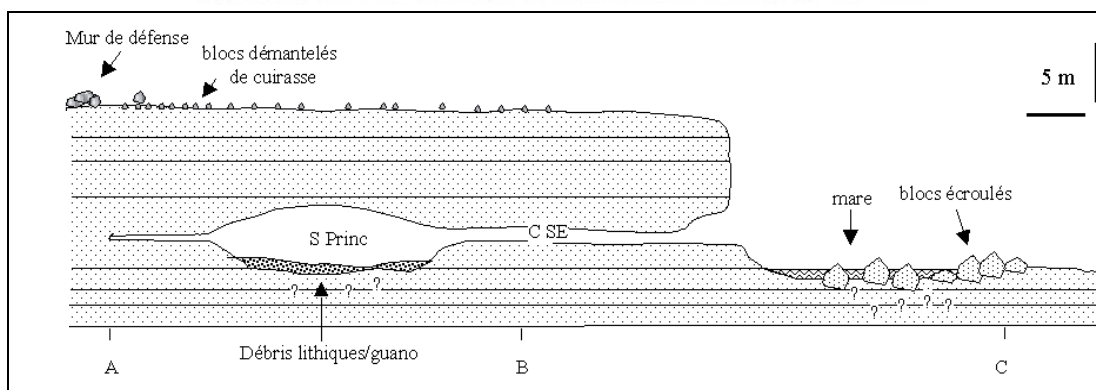
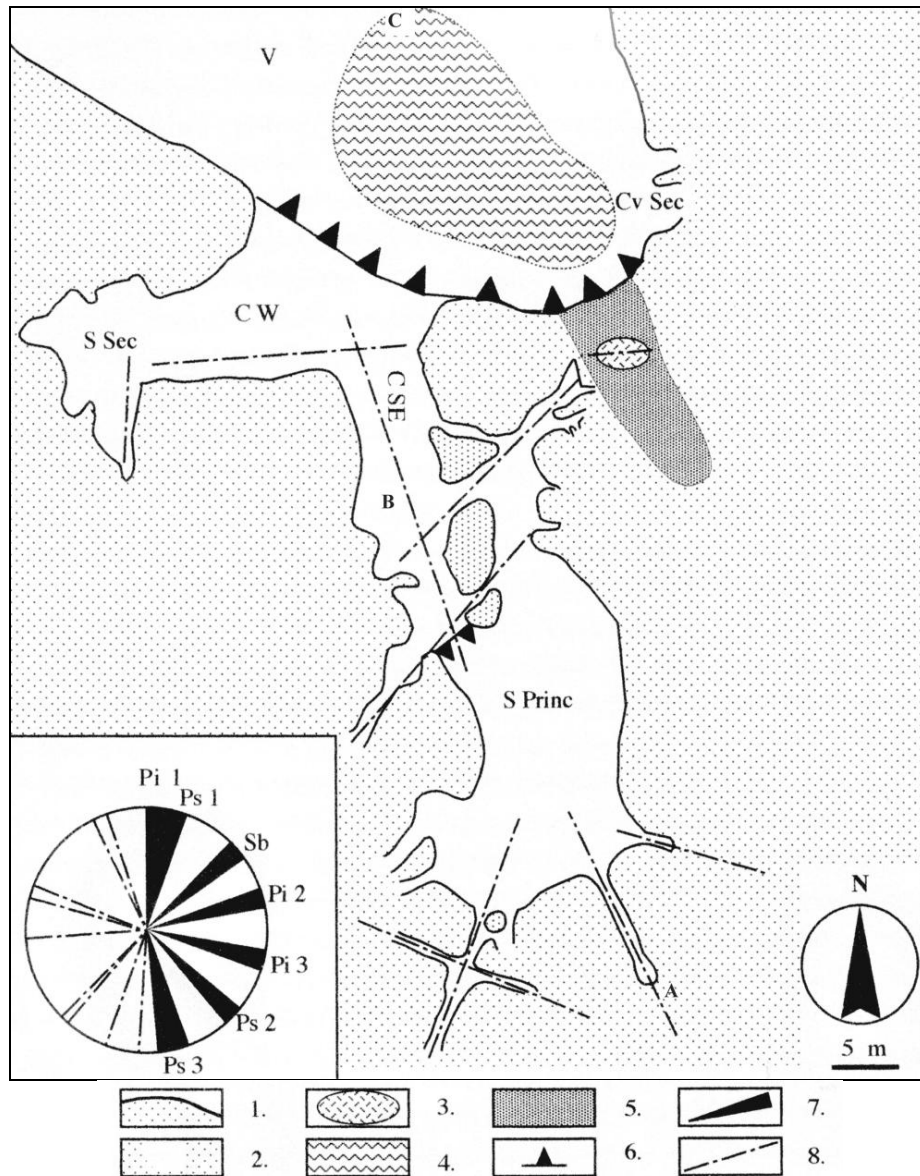


Fig. 22a. Localisation de la grotte de Diffa Doga. 1. : plateau sommital, 2. : principaux rebords du plateau (modifié d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

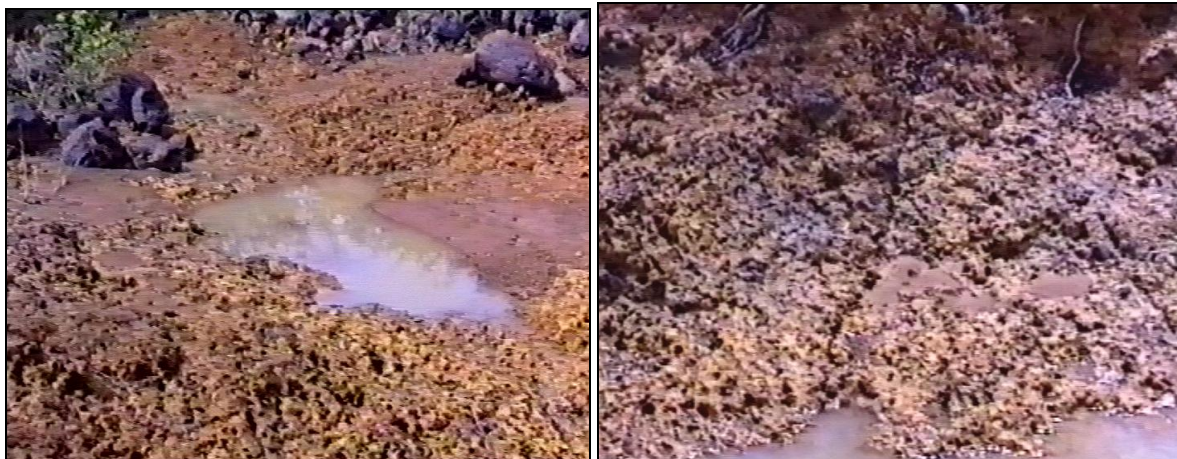
L'entrée principale de la cavité surplombe de deux mètres le fond de la vallée occupé par une dépression elliptique encombrée de blocs écroulés depuis la cuirasse ferrugineuse du plateau que l'on retrouve au sommet du versant de rive droite de la vallée, en aval de la grotte. En saison des pluies, cette cuvette se remplit et s'assèche rapidement, offrant un comportement assimilable à celui



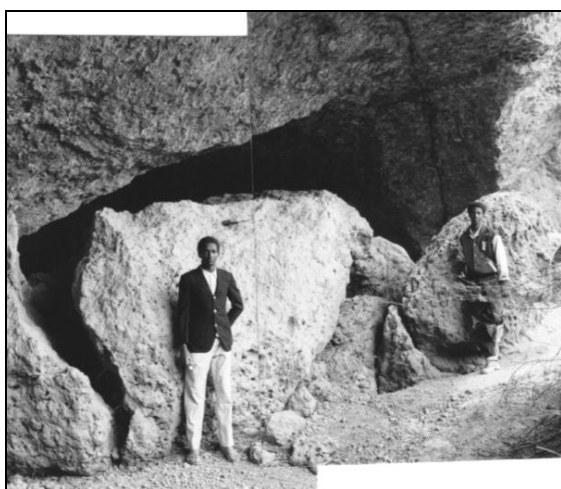
Figs. 22b. Plan et coupe de la grotte de Diffa Doga et rose d'orientation. CW, C SE, S Princ, Cv Sec, V : voir texte. 1. : Continental terminal exploré, 2. : Continental terminal inexploré, 3. : doline, 4. : perte, 5. : vallon suspendu, 6. : ressaut descendant, 7. : directions de fracturation et de schistosité du socle, 8. : directions principales de développement de la grotte. A, B, C : tracé de la coupe verticale (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).



Photo 10a. Vue en saison des pluies sur le vallon suspendu et abrupt donnant sur la mare temporaire au pied de la grotte de Diffa Doga



Photos 10b. Vue sur une des dolines dans le vallon suspendu et sur la fracturation qui traverse l'une d'elles.



a.



b.

Photos 11 a, b. a : Entrée secondaire de la grotte de Diffa Doga. b. : Alvéole dans une parois de la salle secondaire de Diffa Doga.

d'une perte. Sur le bord oriental de l'entrée de la grotte et donnant sur cette dépression, un abrupt de quatre mètres de hauteur donne lieu à une chute d'eau temporaire. En amont, un petit vallon suspendu orienté NNW (Photo 10a), prolongeant la vallée, se perd rapidement sur la surface du plateau. Son fond est occupé par de petites dolines métriques dont certaines sont parcourues par une fracturation N 80° (Photos 10b). Sur le flanc subvertical oriental de la vallée principale, à proximité de cette rupture de pente, s'ouvrent également quelques cavités de faible développement (Cv sec, Fig. 22b).

3.3.2 Description des conduits

La grotte présente une entrée d'une vingtaine de mètres de largeur et une voûte dépassant par endroit plus de quatre mètres de hauteur. Elle est développée principalement dans des terrains argilo-sableux. Cette entrée donne accès à deux couloirs. Le premier (CW, Fig. 22b; photo 11a), à l'ouest, large d'environ 5 mètres, est parsemé de blocs métriques provenant du démantèlement de la voûte.

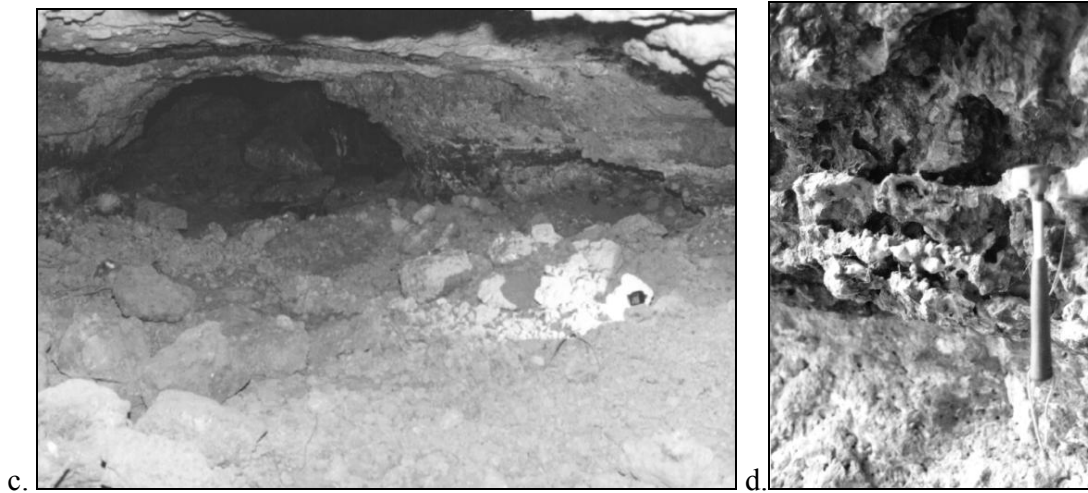
Cette dernière est parcourue de fissures N 80-90°, dans l'axe du conduit. Ce couloir mène à une salle (S Sec, Fig. 22b) dont le plancher est recouvert d'un amas métrique de débris anguleux de toutes tailles provenant de la dislocation du plafond. On y retrouve également des morceaux d'ossements humains et des bois, la salle ayant servi de sépulture. La hauteur effective de cette salle est de deux mètres, là où le plancher a été dégagé par les agriculteurs (qui collectent les déjections des chauves-souris pour amender les champs). La salle présente une élongation transverse subméridienne et sa paroi sud est occupée par une alvéole pluridécimétrique subcirculaire (Photo 11b).

Le couloir principal (C SE, Fig. 22b, photos 11 c et d), ouvert au sud-est en direction N 160°, débouche sur une salle (S Princ) (Photos 11 e, f et g) d'une vingtaine de mètres de longueur, d'une dizaine de mètres de largeur et dont la hauteur avoisine les cinq mètres. Le plancher de cette salle est surbaissé d'environ 1,50 m. par rapport à celui du couloir dont il est séparé par un seuil (Photo 11f). Il est recouvert par un dépôt identique à celui décrit dans la première salle. Une galerie secondaire, de faible hauteur (1 à 1,50 m), part du second couloir en direction nord-est et passe sous la vallée sèche avant de s'arrêter brusquement en cul-de-sac. Cette terminaison brutale d'un conduit, en forme de demi-sphère incurvée au milieu d'une strate, similaire à l'alvéole observée dans la première salle décrite (S Sec) et s'observe également dans plusieurs autres cavités.

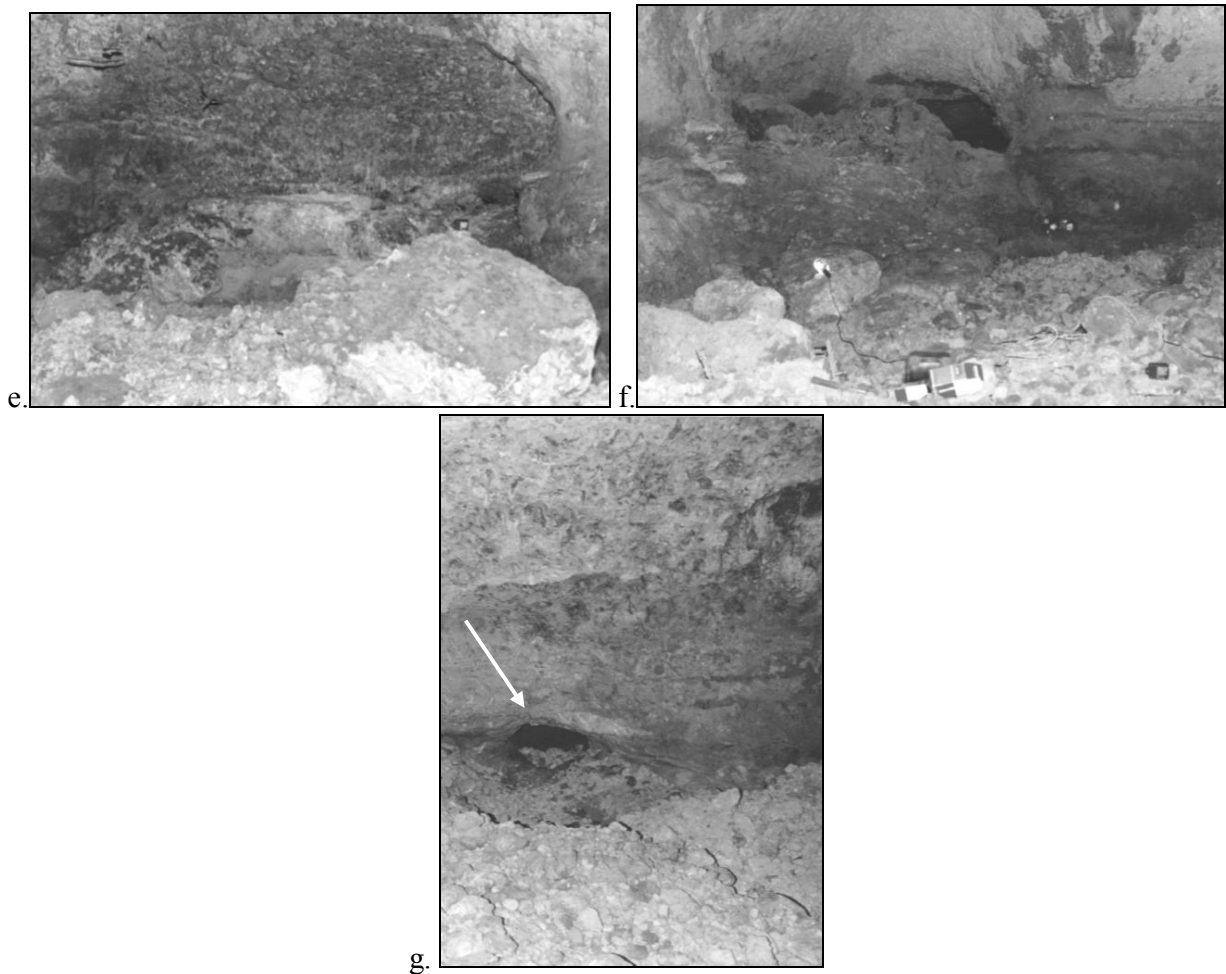
De la salle principale et du couloir d'accès partent plusieurs boyaux de dimensions réduites (Photo 11g). Leur section plus ou moins ovale se développe parallèlement aux strates plus ou moins indurées. Ces galeries sont relativement rectilignes et présentent les orientations suivantes : N 20°, N 60°, N 65°, N 70°, N 110°, N 150° et N 165°. Ces différentes directions reportées sur la figure 14 sont celles de la fracturation régionale.

L'exploration plus poussée de cette grotte n'a pas été possible. L'abondance de chauves-souris limitant la progression, de véritables bouchons vivants se formant dans les passages les plus étroits.

Notons qu'aucun conduit vertical n'a été trouvé à l'intérieur de la cavité contrairement aux observations effectuées au Niger oriental (BUSCHE et ERBE, 1987; SPONHOLZ, 1989).



Photos 11 c, d. Vues sur le couloir principal (c) et détail de la paroi (d) montrant un niveau ferrugineux induré en saillie.



Photos 11 e, f et g. Intérieur de la grotte de Diffa Doga. e. : Vue générale de la salle, f. : Vue en direction du couloir principal avec au fond seuil séparant la salle du couloir principal, g. : Vue de la salle vers l'intérieur du massif avec au fond conduit prolongeant la grotte.

3.3.3 Observations sédimentologiques et hydrologiques

La stratification subhorizontale des dépôts du Continental terminal est bien marquée avec des bancs métriques argilo-pélimitiques plus ou moins sableux (Tableau 4). Un banc de nodules ferrugineux est visible à une cinquantaine de centimètres du sol sur les parois du couloir central (C SE) et se marque légèrement en relief.

	Diffa-1 : pélite sableuse	Diffa-2 : oolithe ferrugineuse	Diffa-3 : oolithe ferrugineuse cimentée
SiO ₂	42,92	34,65	10,62
TiO ₂	0,86	0,5	0,09
Al ₂ O ₃	12,82	7,02	2,9
Fe ₂ O ₃	25,8	44,97	69,94
MnO	0,05	0,19	0,23
MgO	0,00	0,00	0,00
CaO	0,02	0,05	0,00
Na ₂ O	0,26	0,36	0,00
K ₂ O	1,10	1,08	0,68
P ₂ O ₅	0,44	0,48	1,22
P.F.	15,63	11,52	12,73
Total	99,9	100,82	98,41

Tableau 4. Composition lithologique de trois strates de la salle principale à l'intérieur de la grotte de Diffa Doga. Diffa1 : strate supérieure, Diffa 2 : strate moyenne, Diffa 3, strate inférieure (analyses par spectrométrie I.C.P. (Inductively Coupled Plasma), Service d'analyses de l'Université d'Orléans).

IV.3.3.4 Discussion

Si ce n'est l'absence d'un toit constitué d'une strate indurée, la grotte de Diffa Doga présente un mécanisme de formation influencé, comme à Karey Gorou, à la fois par les fracturations du socle et par la stratification du Continental terminal. La présence de conduits circulaires atteste également une genèse en milieu noyé. Le niveau induré de nodules ferrugineux dans le couloir central pourrait avoir joué un rôle dans l'apparition et l'évolution du réseau de Diffa Doga. Cependant, il s'amenuise vers l'intérieur de la cavité et ne se retrouve pas dans la grande salle. Par ailleurs, des forages effectués dans le Continental terminal ont montré que les niveaux ferrugineux ne s'indurent que lors de la mise à l'affleurement, créant alors une couche résistante (MACHENS, 1973). L'érosion différentielle des parois est donc postérieure à l'ouverture de la grotte et à son exondation.

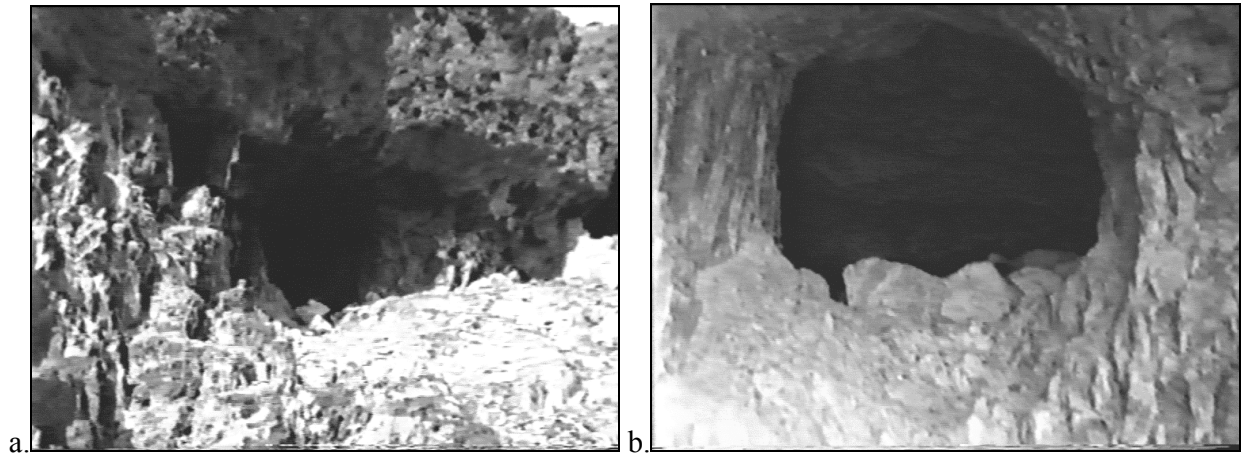
Le mélange d'ossements, de bois aux gravats trouvés dans la salle secondaire (C Sec) confirme la mise en place à l'air libre de ces derniers, qui continuent à se former à l'heure actuelle.

La salle principale correspond bien à l'intersection de plusieurs plans de fracturation du socle (Ps 1, Pi 3 et Ps 3). Son sol surbaissé par rapport à celui du couloir d'accès montre qu'elle s'est formée par

soutirage/effondrement et non par transport de matériaux vers l'extérieur par le couloir. Ce cas est similaire à ceux de la grotte de Kahé et de la salle principale de la cavité de Karey Gorou. Un phénomène identique serait à l'origine de la perte située au pied de la grotte, en amont de la vallée.

3.4 Karst au niveau de la discordance Continental terminal/socle

3.4.1 Contexte géomorphologique



Photos 12. Exemple d'une grotte au contact du Continental terminal et du socle. a. : Vue générale sur l'entrée, b. : Détail de la structuration verticale du socle, c. : Vue sur le conduit principal avec au fond une petite salle de deux mètres de diamètre.

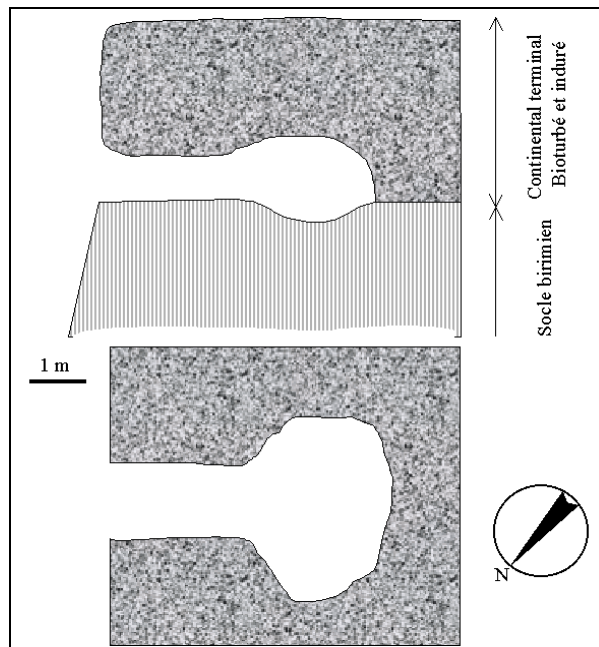


Fig. 22c : Coupe verticale et plan d'une grotte au contact entre le Continental terminal et le socle.

Un troisième ensemble de cavités se trouve à la base du Continental terminal, au contact du socle.

La grotte située à une dizaine de kilomètres en amont de Niamey, sur la rive droite du fleuve (13° 30' 44" N, 2° 02' 13" E), en est un exemple typique (Fig. 15). Elle s'ouvre dans le versant abrupt de la vallée, à la fois dans la base d'une couche sédimentaire ferruginisée, indurée et bioturbée d'environ trois mètres d'épaisseur, et dans les bancs les plus altérés du socle (Photos 12).

La cuirasse latéritique forme le rebord du plateau lui-même recouvert de dépôts éoliens de quelques mètres d'épaisseur. A la base, le socle est fortement altéré et montre une structuration subverticale NE-SW. Le contact subhorizontal entre la lithomarge et les premiers dépôts du Continental terminal est très net.

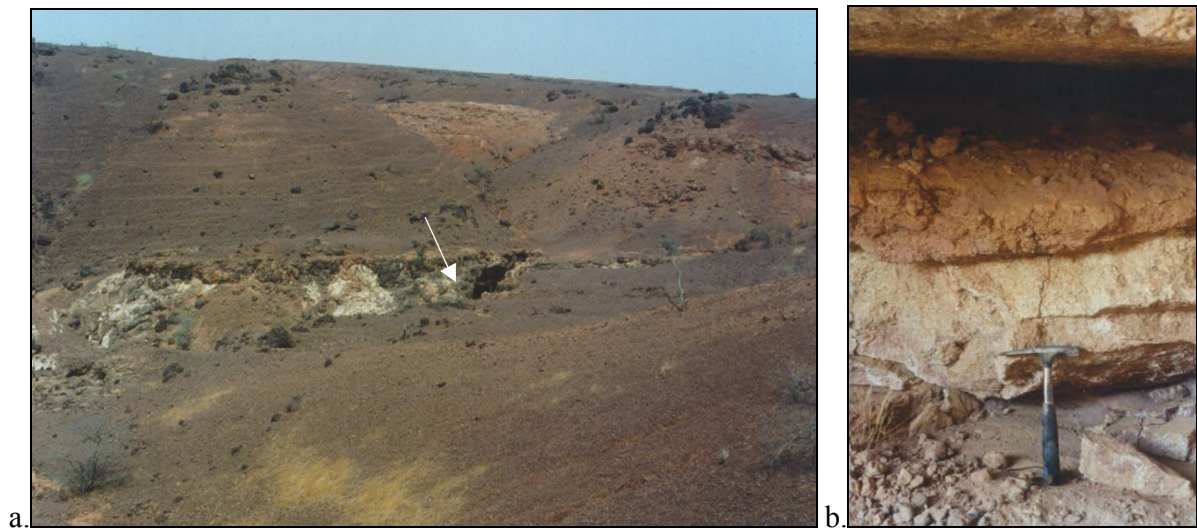
3.4.2 Description des conduits et aspects hydrologiques

La cavité se présente sous forme d'un conduit subhorizontal d'orientation générale NE-SW conforme à la structuration du socle (Fig. 22c). Ses dimensions sont réduites, la section subcirculaire ne dépassant pas un mètre. Le conduit aboutit à une salle de 2 m x 3 m. On y trouve très peu de gravats ce qui peut être dû à une évolution tardive à l'air. L'ensemble de ces caractéristiques témoigne d'un façonnement en conduite forcée subcirculaire, trace d'eau sous pression, ce qui est conforme aux observations hydrogéologiques actuelles (aquifères au contact Continental terminal/socle) (GREIGERT, 1979).

IV.4 Karst au sein de la lithomarge et dans le socle

4.1 La grotte de Lossa- grotte dans des granitoïdes

A 80 km au NW de Niamey (Fig.14), à proximité de la route de Tillabery, des dépôts résiduels du Continental terminal reposent sur un socle fortement altéré dans lequel des cavités métriques se sont développées suivant des fractures. L'une d'elles, située dans le socle, près de la base du Continental terminal, occupe la tête d'une vallée creusée dans les altérites et son ouverture a environ 3 mètres de largeur et une hauteur de 2 mètres qui se réduit rapidement à un passage de 20 centimètres (Photo 13b).



Photos 13. a. : Site de la grotte de Lossa. Les roches blanchâtres sont la partie supérieure de la lithomarge du socle birimien. Le contact Continental terminal/socle est matérialisé par un léger replat juste au-dessus de la lithomarge. La flèche indique l'emplacement de la grotte. L'épaisseur des dépôts du Continental terminal à cet endroit avoisine les 60 mètres. b. : Détail à l'intérieur de la cavité (b)

Elle semble s'être ouverte le long d'une diaclase subhorizontale. Cette cavité montre l'existence de phénomènes de dissolution ou d'érosion par la circulation des eaux souterraines au sommet de la lithomarge. Aucune trace d'écoulement n'y est visible.

4.2 La grotte de Guéssédoundou – grotte dans des métagabbros

La grotte a été découverte au fond d'un effondrement, à une quinzaine de kilomètres au nord-est de Makalondi (SSW de Niamey, (Fig. 15) et à un kilomètre au nord du village de Guéssédoundou.

4.2.1 Contexte géomorphologique

Au sommet d'une colline surplombant d'une dizaine de mètres la plaine environnante, s'ouvre une dépression ovale orientée NNE-SSW, longue d'une vingtaine de mètres et profonde de trois à quatre mètres (Photo 14, Fig. 23).



Photo 14. Vue du site de Guéssédoundou

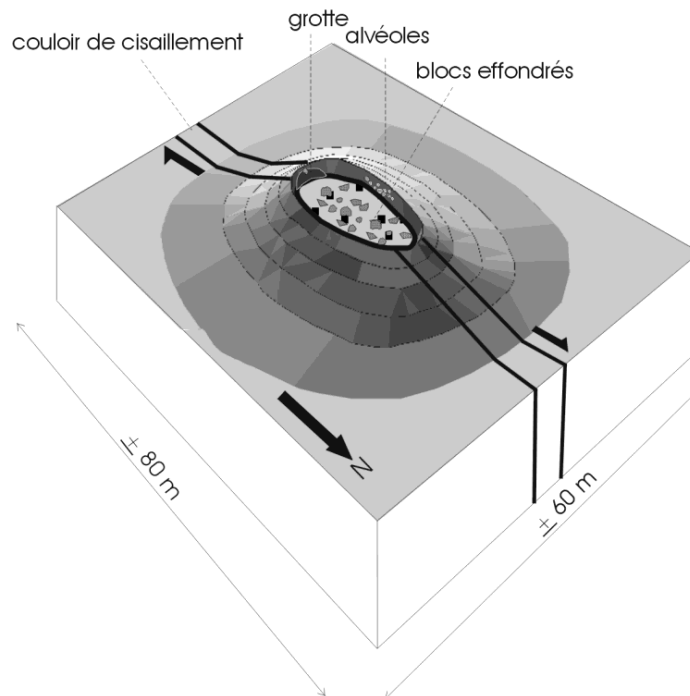
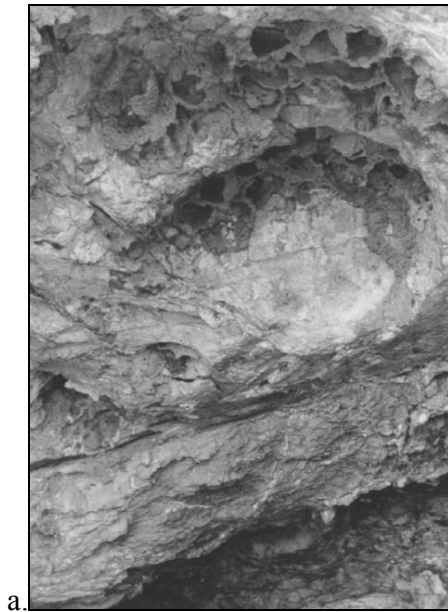


Fig. 23. Schéma général du site de Guéssédoundou (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

Le fond est occupé par un amas de blocs anguleux pluridécimétriques. Dans le flanc sud et dans l'axe de la dépression s'ouvre une grotte sur une longueur de deux à trois mètres. Son plafond, haut de 1,80 m à l'entrée, s'abaisse rapidement. Aucune trace d'exploitation humaine n'a été décelée dans ce site, qui est donc totalement naturel. Il n'y a aux alentours aucun débris rocheux ou déblais éventuels provenant de la dépression.

4.2.2 Observations lithologiques et hydrologiques



a.



b.

Photos 15. Alvéoles à l'aplomb de la grotte (a) (les structures plus sombres sur le haut des alvéoles sont des constructions dues aux termites) et sur les flancs verticaux de la dépression (b).

La roche est un métagabbro à grains fins, fortement altéré et traversé par des filons quartzeux de largeur décimétrique. De nombreux minéraux primaires sont encore présents bien que fortement altérés. L'ensemble de la roche est affecté par une intense fracturation subverticale suivant le grand axe de la dépression. Cette fracturation est due à la présence d'un important couloir de cisaillement N 10° à décrochement dextre (présence de fentes de tension N 50°). Le long de ce couloir, les roches ont subi une silicification et une ferruginisation importantes. En outre, une schistosité est-ouest antérieure au cisaillement structure le gabbro. Elle marque l'aplomb de l'entrée de la grotte qui s'enfonce dans la direction précise N 10° de la zone de cisaillement.

A l'entrée de la grotte et sur les parois subverticales de la dépression se sont formés des creux subcirculaires dont le diamètre varie de quelques centimètres à quelques décimètres (Photos 15).

4.2.3 Discussion

La présence de blocs anguleux, irréguliers, et l'absence de trace d'activité humaine sur le site de Guéssédoundou montrent que la dépression s'est formée par effondrement du toit d'une vaste cavité dont la grotte actuelle serait le prolongement résiduel visible. L'absence de traces d'écoulement et d'abrasion mécanique laisse supposer que cette cavité est due uniquement à des phénomènes d'érosion chimique. Les alvéoles de paroi sur le flanc de la dépression, à l'abri d'éventuels phénomènes éoliens, seraient également une trace de cette activité chimique passée. Elles sont à rapprocher des formes hémisphériques d'altération décrites dans les cavités du Continental terminal. Elles seraient également formées en milieu noyé. La position topographique en hauteur du site peut s'expliquer par une plus faible érosion du socle, rendu plus résistant à cet endroit par l'armature des filons de quartz et par la ferruginisation des roches le long du couloir de cisaillement. En contrepartie, les roches broyées, devenues poreuses, ont drainé les infiltrations des eaux météoriques, facilitant les processus de dissolution.

La position de la grotte au sein d'un couloir de cisaillement et la présence de nombreux minéraux primaires plus ou moins bien conservés dans la roche montre que nous sommes dans la partie inférieure d'un front d'altération. Une des questions qui reste posée est de savoir si les phénomènes de dissolution ont pris place dans la roche saine ou dans les métagabbros déjà altérés. Les différents phénomènes examinés dans la lithomarge birimienne (voir IV.4.1 et 4.3) ainsi que la grotte de Mfoula développée dans des gneiss non-altérés (au Sud Cameroun, voir chapitre VII.4) montrent que les deux scénarios sont possibles.

La grotte de Guéssédoundou s'est donc développée dans un ensemble de roches soit saines, soit altérées et très fracturées, grâce à une circulation hydrique le long d'un couloir de cisaillement, entraînant notamment une forte mobilisation de la silice et du fer. Elle atteste l'existence de grottes soit dans le socle birimien soit à la base du manteau d'altération.

4.3 Autres observations au niveau du socle

4.3.1 L'effondrement de Guiddéré

Dans la vallée de la Sirba, à proximité du village de Guiddéré (Fig. 15), une dépression à parois subverticales de 3 mètres, de 290 mètres de longueur et 17 mètres de largeur moyenne (Fig. 24), s'est formée en quelques jours au cours de la saison des pluies de 1992. Son allongement suit un axe méridien. De haut en bas, trois niveaux servent de repères : le sol actuel (70 cm) reposant sur un horizon bioturbé et induré (70 cm), lui-même recouvrant la lithomarge (Photo 16 a).

De l'amont vers l'aval, trois parties peuvent être distinguées (Fig. 24):

- un tronçon amont (Photo 16b), un tronçon aval (Photo 16c) et un seuil qui débouche sur un tributaire de la Sirba . Le tronçon amont a une centaine de mètres de longueur et sa tête évasée est occupée par une mare temporaire (Photo 16d). De nombreux blocs effondrés avec

leur végétation en place occupent le fond de ce tronçon (Photo 16e). Il n'y a pas de trace d'érosion linéaire par écoulement ni à l'extérieur ni à l'intérieur de ce secteur amont.

- un tronçon aval, approchant 170 mètres, est tapissé de débris végétaux recouverts d'une pellicule argileuse (Photo 16f). Des traces de rivage marquant les retraits successifs d'une flaqué sont visibles sur les flancs de la dépression et signalent une vidange rapide.
- un seuil, d'une vingtaine de mètres de longueur (Photo 16g), correspond au toit de l'horizon bioturbé en place et ferme le tronçon aval à mi-pente des versants. Il sépare la dépression observée du lit de l'oued actuel, tributaire de la Sirba, dont la tête de vallée est occupée par une mare temporaire. De petits chenaux et l'orientation des touffes herbacées indiquent le sens de l'écoulement qui a décapé le sol actuel.

La présence d'un seuil séparant l'oued de la dépression exclut l'hypothèse d'une érosion régressive.

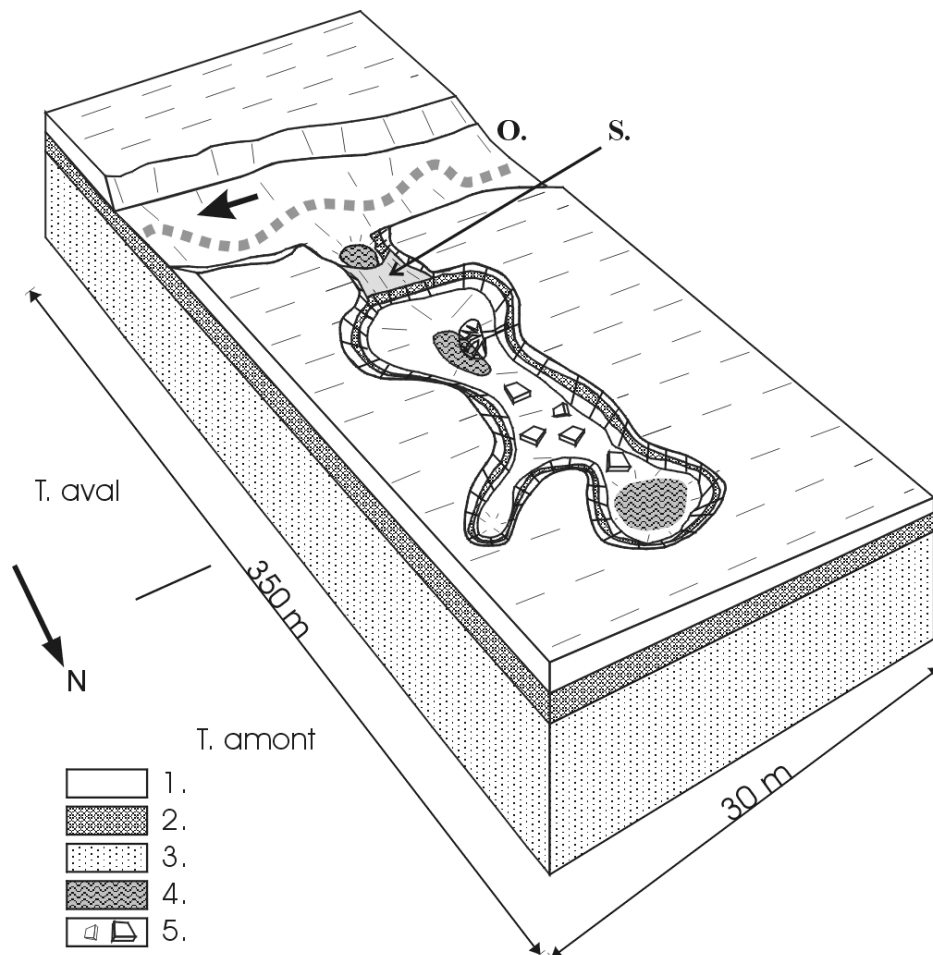


Fig. 24. Schéma général de l'effondrement de Guiddé. 1. : sol actuel, 2. : horizon induré et bioturbé, 3. : lithomarge, 4. : mare temporaire, 5. : blocs effondrés, O. : oued, S. : seuil (d'après WILLEMS *et al.*, 1993).



Photo 16a. Mise en évidence de la structure verticale du sol et du sous-sol de Guiddéré dans un tronçon amont secondaire de la dépression. Du haut en bas de la coupe, on distingue le sol actuel, un horizon induré et bioturbé puis le haut de la lithomarge birimienne.



b.



c.

Photos 16 b, c et d. Vues sur le tronçon amont (b), le tronçon aval (c)



d.



e.

Photos 16 d et e. Détails de la partie amont. d : mare à la tête de l'effondrement, e : Vue du tronçon amont avec par endroits des blocs effondrés recouverts d'une végétation en place.



f.



g.

Photo 16f . Détail dans l'effondrement de Guiddéré dans la partie aval. Photo 16g : Vue sur le seuil et des restes végétaux (tiges, racines) orientées par l'écoulement temporaire qui a décapé le sol sus-jacent



h.

Photo 16h. Exemple de racines (centimétriques à décimétriques) cassées par l'effondrement.

Des villageois nous ont affirmé qu'il s'agissait d'un effondrement apparu en une semaine durant la saison des pluies de 1992. Les blocs éboulés, les racines sectionnées (Photo 16h), l'observation de niveaux repères, l'existence d'un seuil en place confirment ces déclarations. Son allongement méridien est conforme à l'orientation des fractures du socle sous-jacent.

L'affaissement d'une cavité sous-jacente de dimensions plus importantes que l'effondrement de surface est probable. La libération d'une poche d'eau occupant la grotte a pu la déstabiliser et provoquer son effondrement.

4.3.2 Incident de forage

La présence de grottes à plus ou moins grande profondeur dans la lithomarge est également attestée par l'incident de forage qui a eu lieu à quelques kilomètres en amont de l'effondrement de Guiddéré, dans la vallée de la Sirba. Durant une campagne de prospection des potentiels aurifères financée par la Communauté européenne, la tête de forage fut perdue à 85 m de fond (Comm. pers. de M J.-M. LEVECQ, directeur du projet Or CEE). Cet incident ne peut s'expliquer que par la présence d'une cavité à cette profondeur et développée dans des schistes armés de filons quartzeux.

IV.5 Anomalies dans le réseau hydrographique

Outre la formation de dolines de grandes dimensions à la surface des plateaux, on peut se demander quel(s) rôle(s) jouent ces phénomènes dans la géomorphologie générale de la région. L'observation du réseau hydrographique apporte une réponse à cette question.

Le lit des oueds présente souvent, tant sur le socle que sur le Continental terminal, une nette variation des sections transversale et longitudinale, marquée à la fois par un rétrécissement et un approfondissement sans commune mesure avec les écoulements annuels qui s'y produisent (Fig.25).

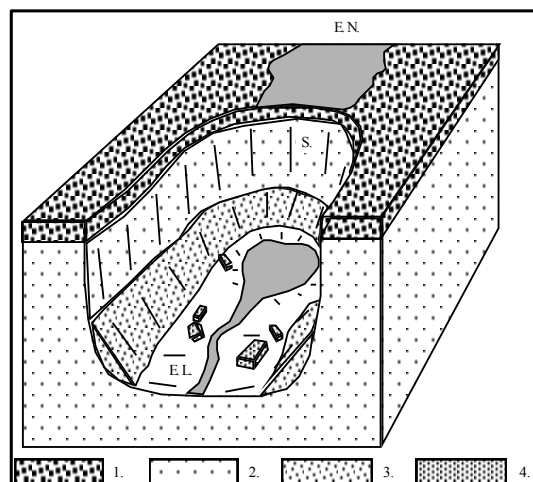


Fig. 25. Changement dans les sections transversales des oueds. 1 : cuirasse latéritique. blocs effondrés. 2. : socle. E.N. : écoulement en nappe. E.L. : écoulement linéaire. S. : surplomb. b. : exemple de rupture de pente à l'amont d'une vallée. L'abrupt fait une quarantaine de mètres de hauteur (d'après WILLEMS *et al.*, 1993).



Photos 17. Exemple de changement de section transversale d'une vallée dans le flanc occidental d'une butte témoin, zone de Banizongou, (80 km NE de Niamey). Vue sur le paysage à la sortie du canyon (au centre du cliché) (a) et tête du canyon (b) (personnage sur la droite du cliché). On remarquera l'aspect plus sombre de la parois à la tête du défilé, matérialisant le rôle de drain que joueraient les failles associées au socle birimien sous-jacent.

Ces ruptures morphologiques dans la section longitudinale atteignant parfois plusieurs mètres de hauteur et pouvant s'apparenter à des chutes, marquent un net changement dans le type d'écoulement observé et dans l'aspect de la vallée (Photos 17). A l'amont des ruptures, les vallées sont fortement évasées avec un écoulement en nappe. A l'aval, elles deviennent encaissées et avec un écoulement linéaire de surface qui s'épuise très vite.

Le changement brusque de la section transversale des cours d'eau, la hauteur des ruptures de pente par rapport à la circulation annuelle des eaux de surfaces, le changement net du type d'écoulement et la disparition fréquente de la vallée vers l'amont montrent le rôle mineur joué par l'érosion régressive dans la morphogénèse. Ces observations témoignent d'affaissements ou d'effondrements sous-jacents. Les oueds pourraient former, par assimilation aux réseaux karstiques, un système de pertes ; ils seraient donc le lieu de disparition partielle ou totale des cours d'eau temporaires de surface, par infiltration ou dérivation vers les zones aérées et les nappes souterraines.

IV.6 Caractéristiques des grottes du Niger occidental

Comme nous venons de le voir au Niger occidental, il existe un nombre important de formes de surface ou souterraines qui se développent dans des terrains essentiellement siliceux ou silico-alumineuses. Les cavités rencontrées se forment dans différents sites topographiques et contextes lithologiques, mais il est possible de dégager des points communs en vue d'interpréter leur mode de formation.

6.1 Contexte lithologique et contrôle tectonique du drainage dans la région de Niamey

Les roches présentent souvent une macroporosité interconnectée. Cette porosité est soit originelle, comme dans les sédiments fortement bioturbés (notamment par les termites¹⁴) du Continental terminal, soit héritée de la fracturation. Les roches sédimentaires sont meubles à modérément indurées. Les roches cristallines ont été plus ou moins ameublées par la fracturation et l'altération. Dans tous les cas, la fracturation et la stratification jouent un rôle fondamental dans le développement des cavités. La description des différentes grottes démontre amplement un contrôle structural. Dans la lithomarge et le socle, les axes de drainage des eaux correspondent aux fracturations intenses des couloirs de cisaillement. Dans le Continental terminal, ils correspondent systématiquement aux directions de fracture du substratum. Ce sont, d'une part, les zones de cisaillement N 0-10°, N 70-80° et N 100-110° originellement verticales, et, d'autre part, les plans des failles N 10-20°, N 130-140° et N 160-175° verticalisés dans la couverture par les tensions épeirogéniques.

6.2 Dimensions et morphologie des cavités

Les grottes rencontrées dans le Continental terminal présentent une suite de passages plus ou moins étroits, subrectilignes, développés suivant la stratification et constituant un réseau orienté par la fracturation. Aux nœuds des réseaux de fracture se forment des salles pouvant atteindre de grandes dimensions : plusieurs dizaines de mètres de longueur sur 4 à 5 mètres de hauteur. L'extension verticale résulte principalement d'une dislocation des plafonds, avec accumulation de gravats, et d'un effondrement des planchers. Les conduits ont le plus souvent une section elliptique à subcirculaire dont le plus grand axe est subparallèle à la stratification. Des écoulements sous pression sont à l'origine de ce façonnement en conduites forcées et ont été plus ou moins contrôlés par la perméabilité variable des couches sédimentaires et du contact de la lithomarge. L'extension horizontale des couloirs montre des réductions brutales de hauteur donnant un profil longitudinal en marches d'escalier. Le conduit métrique devient centimétrique. Au-delà, se développent des ramifications multiples de dimensions infra-centimétriques. Ceci marque la confluence de réseaux secondaires d'infiltration et des réseaux principaux de circulation.

Toutefois, les galeries peuvent également se terminer brusquement en culs-de-sac hémisphériques. C'est notamment le cas dans la grotte de Diffa Doga où un couloir s'arrête sous le vallon suspendu, axe de drainage subvertical dans l'épaisseur du Continental terminal. Des formes similaires en alvéoles se retrouvent également sur les parois des salles, sans que des traces d'écoulement et d'érosion mécanique y soient visibles. Ces creux sont les traces de fronts d'altérations chimiques développés en milieu aqueux.

¹⁴ Des terriers descendant jusqu'à 30 mètres de profondeur sont répertoriés à travers les profonds profils blanchis liés à la paléosurface tertiaire de l'intérieur de l'Australie (THIRY *et al.*, 1995)

6.3 Transferts de matières et processus impliqués

Au vu des volumes que représentent les cavités visitées et des dépressions recensées en surface, d'importants transports de matière doivent être envisagés. Ils avoisinent 500 m³ pour la salle principale de Diffa Doga et dépassent 14 000 m³ pour la cavité responsable de l'effondrement de Guiddéré, dans la vallée de la Sirba (WILLEMS *et al.*, 1993).

Un des problèmes majeurs des formes et processus répertoriés au Niger occidental est de savoir quelles sont la nature et la succession des processus ayant conduit à leur formation et quels sont les mécanismes dominants dans leur genèse. De nombreuses morphologies du Niger occidental, qu'elles soient en surface ou enfouies en profondeur, rappellent les conduits et cavités trouvés dans des couvertures latéritiques ou sédimentaires meubles et généralement attribuées au phénomène de suffosion (*piping ou tunneling*). Il est généralement admis que ces profils latéritiques, largement lessivés, sont constitués de minéraux peu propices à l'altération chimique. Ceci explique en grande partie pourquoi la plupart des grottes et tunnels trouvés dans ce type d'environnement sont qualifiés de formes "pseudo"karstiques car attribués à l'érosion physique tels que la suffosion (par ex. : TRICART, 1972; GUNN, 1986; THOMAS, 1994.).

6.3.1 La suffosion

D'une façon générale, les phénomènes de suffosion et de soutirage sont caractéristiques des zones semi-arides et sont spécifiquement mentionnés en présence de smectite (PARKER, 1963). Parker et Jenne (1967) et Jones (1981) considèrent trois stades dans la formation des conduits.

- Le premier stade est une fissuration due à la dessiccation, dominante dans beaucoup de climats secs, qui implique des entrées d'eau dans les fissures du sol (ou les autres conduits tels que les passages de racines et les terriers d'animaux). Ces eaux peuvent alors éroder les conduits préexistants, érosion liée à un gradient hydraulique augmentant de l'amont vers l'aval du passage ou sur les côtés.
- Le second stade est une suffosion par le biais de consolidations et de perméabilités variables, et qui se développent dans le haut des pentes des têtes des conduits, des ravins (*gully*), là où ces pentes recoupent des horizons ou des lits de plus grande perméabilité intercalés entre des matériaux de plus basse perméabilité.
- Le troisième stade est une suffosion par entraînement qui crée de nouvelles pressions hydrauliques et provoque des écoulements canalisés de subsurface avec entraînement de matériaux saturés en eau, souvent guidée par de la subsidence.

En accord avec Goldsmith et Smith (1985), les macropores qui peuvent devenir des conduits doivent se développer à partir de fractures de contrainte, de réseaux de racines, de l'activité biologique, de contrastes de texture conduisant à des réductions marquées de la perméabilité à certaines profondeurs dans le sol, et la présence d'une zone de sol potentiellement dispersée.

Thomas (1994) répertorie également des entrées de conduits dans les argiles fissurées dans les planchers des *dambos*¹⁵ (ou *dembos*), où aucune incision n'a pris place. Ces formes sont nombreuses au Shaba (Katanga, République Démocratique du Congo), et se trouvent légèrement perchées souvent à proximité de vallées. Leur position topographique permet donc l'apparition de phénomènes de soutirage (Comm. pers. du Prof. ALEXANDRE). La suffosion semble aussi caractéristique des régions à forte pluviosité où des contrastes texturaux apparaissent toujours dans les sols ou dans les matériaux proches (habituellement si ce sont des sédiments). La formation de couches humifères sous la zone lessivée et les sables podzoliques éluviaux dans les sédiments alluviaux induisent des écoulements latéraux et la formation de conduits sous climat humide à Kalimantan (sud de l'île de Bornéo) (THOMAS, 1994).

Löffler (1974,1978) observe également des conduits analogues dans les zones tropicales humides de Papouasie-Nouvelle Guinée. Ces conduits y sont développés dans des sédiments peu consolidés et habituellement associés à des fortes pentes ou à des murs de ravin. Löffler les répertorie apparemment en bas de pente jusque dans des dolines ou des dépressions similaires. Généralement ces conduits ont de 5 à 10 mètres de diamètre et de 4 à 6 mètres de profondeur. Les sédiments y étaient habituellement à forte teneur en argile mais aussi perméables et dominés par des halloysites¹⁶. La suffosion est commune dans les alluvions et dans les colluvions, probablement parce que les contrastes texturaux apparaissent souvent près de la surface. La suffosion a été aussi identifiée par Baillie (1975) comme un processus important (de surface) dans la province de Sarawak (partie nord-ouest de l'île de Bornéo, Malaisie).

Outre des conduits, de très larges grottes, formant des systèmes de cavités, ont été observées sous les cuirasses ferrugineuses indurées. Elles ont été notamment décrites dans la zone des Kasewe Hills en Sierra Leone par Bowden (1980). Les grottes ont la forme de tunnels d'écoulement vadose. De nombreuses dépressions de surface dans les terrains indurés attestent probablement l'efficacité de ces processus de suffosion dans la remobilisation de la saprolite et des sédiments, causant des subsidences et des fracturations dans la croûte de couverture.

En résumé, de nombreux auteurs considèrent que, dans des matériaux fortement altérés et peu solubles ou dans des matériaux peu consolidés, les phénomènes de soutirage et de suffosion seraient les principaux processus responsables de la formation de conduits et de cavités, favorisées dans leur formation par des alternances de niveaux ou d'horizons plus ou moins indurés et plus ou moins perméables. En raison de la nature des matériaux dans lesquels ces cavités et passages se développeraient, on ne les retrouve qu'à proximité de la surface. En effet, la non-induration semble un facteur décisif pour l'inexistence de cavités à plus grande profondeur en roche compacte.

¹⁵Dambo : qualifié de bas-fond par les géomorphologues français, il porte aussi de nombreux noms locaux en Afrique (*boli, fadama, vlei...*) et en Amérique du Sud (*baixa*). Les dambos sont en général associés aux régions de savane à saisons contrastées (d'après DEMOULIN, 1997)

¹⁶Halloysites : matériau proche de la kaolinite mais hydraté et à feuillets épais de 10 Å (FOUCAULT et RAOULT, 1992)

Cependant McFarlane et Twidale (1987) ainsi que Thomas (1994) soulignent qu'il doit exister une lacune d'observation des phénomènes. En effet, la littérature mentionne surtout des conduits en association avec des pentes presque verticales. De plus, Thomas note que c'est grâce aux systèmes de ravinement développés dans des matériaux non-consolidés que l'on peut trouver de nombreux sites où les conduits peuvent être examinés. La description de conduits et cavités dans les profils latéritiques au cœur des plateaux résulterait donc d'un manque d'accès ou d'un manque de sites favorables et ne préjugerait en rien de l'existence éventuelle de passages souterrains.

6.3.2 Suffosion au Niger occidental

Comme nous l'avons vu précédemment, la plupart des grottes observées dans le Continental terminal semblent résulter principalement de processus de suffosion. Le contexte lithologique relativement meuble et l'alternance d'horizons de perméabilité variable semblent extrêmement favorables à la suffosion. Morphologiquement parlant, plusieurs arguments appuient l'influence de ce mécanisme sur la morphologie des grottes, notamment :

- l'aspect régulier des conduits qui, comme à Karey Gorou, montre une diminution de diamètre vers l'intérieur du massif ;
- les conduits qui s'ouvrent en bordure de versants escarpés, sous une cuirasse latéritique ou un horizon indurés (grotte de Karey Gorou, grotte au contact Continental terminal/lithomarge) ;
- la présence d'un chenal induré au sommet du Continental terminal montrant manifestement une formation en climat plus humide plus propice à la formation du phénomène de suffosion, avant le cuirassement généralisé des formations.

Plusieurs problèmes restent cependant posés. Dans le cas de Diffa Doga (IV.3.3), comme dans celui de l'effondrement de Guiddéré (IV.4.3.1), le niveau des thalwegs est pratiquement le même que celui des phénomènes décrits. Pour Guiddéré, le fleuve Niger se trouve à plusieurs dizaines de kilomètres écartant la possibilité d'une quelconque influence. En accord avec McFarlane et Twidale (1987) on peut alors se demander par quel moyen la suffosion pourrait prendre place en l'absence d'un gradient hydraulique. Dans le cas de Guiddéré comme dans celui de Diffa Doga, le thalweg doit-il être pris comme niveau de référence pour un éventuel gradient hydraulique ? Les cours d'eau de cette partie du Niger sont à sec une grande partie de l'année et des puits de plusieurs mètres de profondeur sous le niveau des vallées sont souvent nécessaires pour atteindre l'aquifère. Au sein du Continental terminal, ces profondeurs peuvent dépasser les 60 mètres (Comm. pers. du Dr ABELKADER DODO). Rappelons qu'une épaisseur de 45 m de dépôts du Tertiaire doit être traversée pour atteindre la nappe au cœur de la dépression de Sama Dey (ESTEVE et LENOIR, 1994) (IV.3.1.2). Il n'est pas rare que ces épaisseurs soient également atteintes dans les zones où la lithomarge birimienne affleure. Des profondeurs allant de 30 à 76 m sont répertoriées pour 43 puits du Liptako (OUSMANE *et al.*, 1984). Par ailleurs, les analyses chimiques et isotopiques réalisées par Ousmane *et al* (1984) montrent, tout comme les études d'Estève et Lenoir (1994) pour le Continental terminal, que les aquifères sont alimentés par une infiltration rapide en dehors de toute

évaporation. Ces auteurs soulignent l'importance de ce constat en raison de la morphologie subhorizontale qui engendre la stagnation des eaux dans les cours d'eau temporaires et disséqués (*koris*).

On peut donc supposer que l'aridification du climat associée à une infiltration rapide des eaux à travers de grandes épaisseurs de roche provoquent un déplacement du gradient hydraulique anciennement au niveau des thalwegs vers le toit des nappes les « moins » profondes. Dans le cas des dépôts du Continental terminal, l'importance de ce gradient hydraulique sera limitée par la présence de niveaux argileux à différentes profondeurs, donnant naissance à un système d'aquifères multicouches (GREIGERT, 1979). Une grande partie des vallées du Niger occidental pourrait donc être assimilée à des vallées sèches.

Si un gradient hydraulique existe, il faut alors pouvoir expliquer l'évacuation sous forme solide des matériaux à travers des roches dont la taille des pores est trop petite par rapport aux particules susceptibles d'être évacuées mécaniquement. De même, il faut également envisager la pérennité des circulations malgré la présence de particules argileuses qui auraient tendance à colmater les vides.

Ceci suppose donc que ces derniers doivent préexister aux éventuels phénomènes de suffosion, sur des épaisseurs importantes. De plus, ils doivent être « entretenus » puisque l'on constate des circulations rapides à travers des épaisseurs de roche très importantes. L'existence de ces vides au sein du substratum cristallin est probable comme le montre la grotte de Guéssédoundou. L'incident de forage survenu à proximité de la Sirba et l'effondrement de Guiddéré attestent la présence de cavités au sein de la lithomarge. Et pourtant, nous sommes là dans un matériau réputé extrêmement peu sensible à la dissolution, puisqu'il est lui-même un résidu d'une pédogenèse poussée. Si les mécanismes chimiques sont encore en grande partie inconnus, l'action de la dissolution apparaît indispensable pour pouvoir expliquer nombres de formes et de phénomènes répertoriés.

6.3.3 Phénomènes de dissolution au sein du Continental terminal, dans la lithomarge et dans le socle

Comme nous l'avons dit précédemment (IV.6.2), les alvéoles retrouvées tant à Diffa Doga qu'à Guéssédoundou attestent d'une action chimique. Celles-ci impliquent notamment le départ de la silice, de l'alumine et du fer en solution. Or, si on s'en tient à l'aspect uniquement physico-chimique, il est extrêmement difficile d'expliquer le départ simultané de ces trois éléments (voir III.6).

Une première origine des vides au sein de la lithomarge peut résulter de la transformation isovolumétrique de la roche mère en kaolinite, goéthite et hématite avec conservation du fer et de l'aluminium. La porosité ainsi créée serait de 36 à 40 % environ et correspondrait à la lixiviation¹⁷ de la totalité des éléments alcalins et alcalinoterreux et à la fraction de silice non consommée lors

¹⁷ Lixiviation : Processus de soustraction de matière par dissolution congruente (Tardy, 1993).

de la formation de la kaolinite. Au sommet de cette lithomarge, là où se réalisent des phénomènes importants de lixiviation, d'éluviation et de lessivage s'observent la formation de fins canalicules, de tubules ou de véritables poches karstiques (TARDY, 1993). Mais nous sommes toujours ici durant la phase de pédogenèse et ceci ne permet pas de comprendre l'existence de vides dans le socle, ni la pérennité de vides au sein de la lithomarge.

Plusieurs études montrent l'existence de mise en solution de l'alumine, de la silice au sein de saprolites. Ainsi, les mesures effectuées par Gardner (1992) (IV. 4) mettent en évidence un départ important de l'alumine au sein de profils d'altérations. D'autres observations suggèrent également une mobilité de la silice ou de l'alumine plus importante que ce qui est communément admise. En 1976, McFarlane proposa un modèle d'accumulation de pisolites au départ d'une latérite à pisolites espacées. Son modèle fut confronté à la difficulté majeure d'expliquer l'évacuation de matériaux tel que la kaolinite et le quartz. Les différents mécanismes d'érosion physique envisagés ne se révélèrent pas satisfaisants et en 1985, l'auteur proposa l'hypothèse d'une remobilisation par dissolution (McFARLANE, 1985).

L'analyse de différents forages réalisés en 1961 en Ouganda montrent une dissolution de la kaolinite (McFARLANE et TWIDALE, 1997). Les forages furent effectués au cœur d'une surface couverte d'une cuirasse latéritique et ont été l'objet d'incidents significatifs. Un premier forage traversa une carapace latéritique pisolitique compacte. Au percement de celle-ci, l'eau de circulation fut perdue et tomba dans un vide d'une profondeur de 9 m. Lorsque le forage repris, on ne tomba sur aucune cavité sous-jacente à la première.

Un second forage effectué pour la réalisation d'un puits cimenté dans la même région échoua. Le ciment injecté tomba dans un vide qui s'avéra de grandes dimensions (non précisée par les auteurs) et l'examen du plancher de ce vide montra qu'il était formé de la saprolite non perturbée.

Toujours dans la même région, un troisième forage mis en évidence la fragilité de la saprolite. La barre de forage se détacha accidentellement du câble et alla traverser une cavité interne dans la kaolinite. Aucun passage latéral ou sous-jacent n'a été trouvé. Des processus de dissolution au sein de la kaolinite sont donc nécessaires pour expliquer ces phénomènes.

Les exemples de mobilité importante de silice au sein de roches, notamment des grès, sont plus nombreux. Ainsi Millot (1964) rapporte d'importantes silicifications souterraines au sein d'un aquifère dans la boucle du Niger (bassin du Gondo). *« Celle-ci (la silicification) est particulièrement importante dans la zone du battement de la nappe; elle peut se poursuivre en profondeur, mais elle n'atteint jamais les horizons secs. (...) Il arrive parfois que le toit de la nappe baigne les faciès détritiques de la base du Continental terminal qui recouvre la série dolomitique du Gondo. Dans ce cas, les argiles et les sables de cette série sont abondamment silicifiés. »* (MILLOT, 1964, p. 341).

D'autres études faites sur les sables et grès de Fontainebleau (France) par Thiry et ses collaborateurs (THIRY *et al.*, 1988; THIRY et BERTRAND-AYRAULT, 1988; THIRY, 1997, 1999) montrent des silicifications associées aux zones de décharge des aquifères. Ces silicifications

sont notamment caractérisées par la mise en place de lentilles siliceuses superposées et par la conservation des structures originelles de la roche (stratification...). Les différentes études menées sur les silicifications montrent clairement qu'elles sont distinctes du mécanisme des silicifications pédologiques décrites dans d'autres formations du bassin de Paris, en particulier celles qui affectent les formations élastiques continentales de l'Eocène. On ne trouve aucune figure d'illuviation-éluviation typique de percolations dans les sols, ni aucun horizon différencié minéralogiquement (THIRY *et al.*, 1983).

L'observation des silcrètes dans le sud de l'Australie montre bien qu'elles peuvent résulter de deux environnements différents (THIRY et MILNES, 1991). Ainsi, on peut distinguer les silcrètes pédogéniques, formés près de la surface sous l'influence directe du climat (présence de figure d'illuviation...), impliquant une alternance de saisons sèches et humides. Les silcrètes « d'aquifère » représentent le second type. Ils se forment en profondeur dans les sédiments et fixent les structures sédimentaires initiales. Des conditions fortement acides ont détruit les minéraux argileux, entraînant la perte de tous les cations à l'exception de Si et Ti, et provoquant, *in situ*, la formation d'opale. Les conditions acides du milieu sont notamment attestées par la présence de profils blanchis avec alunite¹⁸ (RAYOT *et al.*, 1992) que l'on trouve en Australie et dans la boucle du Niger (Comm. pers. du Pr. THIRY).

Une des questions qui se pose alors est de savoir pourquoi les silicifications n'affecteraient que les zones de battement des nappes et non l'ensemble de l'aquifère. Le Professeur Thiry (Comm. pers.), fait une analogie avec le bassin de Paris. Il y observe que la nappe de Beauce est sursaturée en silice et ne dépose pas de silice alors qu'au voisinage des exutoires, la nappe est diluée par les eaux d'infiltration et précipite du quartz et de l'opale. Pour lui, ce comportement surprenant de la silice est vraisemblablement une question de cristallogénèse. Les propriétés électriques des surfaces des grains de quartz ou de la silice complexée inhiberaient la cristallisation au sein de la nappe. Ces mêmes propriétés seraient modifiées dans le haut de la nappe, là où des eaux de surface arrivent, chargées de matière organique et acides, provoquant la précipitation de la silice notamment par destruction des complexes (MARECHAL, 1996). Comme le souligne le Professeur Thiry, il n'existe que peu ou pas de données concernant ces mécanismes pour le quartz et pour d'autres minéraux.

On ne peut s'empêcher de faire un certain parallélisme entre les observations faites dans la boucle du Niger, dans le bassin parisien et dans le sud de l'Australie avec les enduits siliceux trouvés sur les parois des grottes dans certains grès du Niger oriental. Ceux-ci sont constitués exclusivement de silice amorphe ou de quartz emprisonnant un matériau clastique non orienté. Leur étude a clairement montré que leur genèse s'accompagnait d'un mécanisme de corrosion des grains de quartz progressant vers l'intérieur des roches supports (BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). (Notons que c'est cette même corrosion des grains de quartz qui est observée et retenue comme source

¹⁸ Alunite : $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$

principale des silicifications au sein des sables de Fontainebleau (THIRY, 1988)). Ainsi, ces enduits seraient donc la marque de l'exondation de systèmes noyés. Cela signifierait également que les différents vides souterrains ont pris naissance avant ces silicifications, quand la roche était entièrement noyée.

Au Niger occidental, en l'absence d'hydrothermalisme, et si on considère les données physico-chimiques classiques de solubilité de Si, Al et Fe (voir IV.3), celle-ci devrait directement dépendre du pH. Or, dans la région de Niamey, les eaux au sein du Continental terminal et de la lithomarge ont des valeurs voisines de 7. Un forage effectué à Kouré (\pm 50 km au sud est de Niamey) dans le Continental terminal a révélé des eaux légèrement alcalines (pH de 7,4) (GREIGERT, 1979) alors que les eaux de la lithomarge sont faiblement acides à légèrement alcalines (pH allant de 6,2 à 7,7) (OUSMANE *et al.*, 1984). Ces conditions sont peu favorables à une solubilisation de la silice (Fig. 8, IV.3). Un pH supérieur à 9 est nécessaire pour augmenter significativement la solubilité de la silice.

Cependant, l'environnement marécageux qui pourrait avoir prévalu lors de la mise en place des grandes dépressions au sommet du Continental terminal et la rapidité des écoulements constatée à travers les formations permet de penser que les eaux arrivant au sein de la lithomarge étaient plus acides qu'actuellement. Comme pour les pH neutres, les pH acides ne permettent pas d'expliquer les mobilisations importantes de la silice nécessaire à la mise en place de cavités au sein de la lithomarge.

Une des solutions pourrait venir de la présence de matériaux d'origine organique et de la présence de micro-organismes à l'intérieur à plus ou moins grande profondeur (III.7 et III.8). C'est notamment l'action de ces derniers qui est avancée pour expliquer l'apparition des karsts au Niger oriental (SPONHOLZ, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992) où des pseudomorphoses de bactéries sont trouvées dans les enduits siliceux.

Comme nous l'avons vu précédemment, des micro-organismes, en particulier des bactéries, ont été retrouvés à plusieurs centaines de mètres sous la surface aussi bien dans des roches sédimentaires (sable, grès, argile) que dans des roches magmatiques (granite, basalte). Les populations bactériennes les plus nombreuses sont principalement localisées dans des niveaux aquifères. Cependant certaines se retrouvent également, en plus petit nombre, dans des niveaux argileux. Il existe donc une grande probabilité que ces micro-organismes se retrouvent également dans les aquifères du Continental terminal et du socle birimien.

L'augmentation de porosité constatée notamment dans des grès (Bennett *et al.*, 1988) indique que la quantité d'éléments solubilisés doit être plus importante que les résidus « insolubles » qui seraient issus de l'attaque de la roche. Ceci semble donc indiquer que tous les constituants du milieu souterrain doivent être soumis à une dissolution. Les espèces diverses de bactéries trouvées dans un même milieu laissent penser qu'elles sont complémentaires dans l'attaque des roches. La diversité des propriétés reconnues des bactéries (oxydation, réduction, synthèse d'acides organiques

et inorganiques, variation du pH du milieu...) permet aisément d'envisager cette hypothèse. En accord avec Ehrlich (1998), nous pensons que cette dissolution totale de la roche est capable de former de véritables grottes en profondeur, à l'abri des conditions de surface, même dans des roches non carbonatées.

On sait que certaines bactéries du genre *bacillus* réduisent les hydroxydes de fer en fer ferreux qui devient alors soluble (BERTHELIN et BOYMOND, 1978). Or ces hydroxydes sont le ciment des niveaux indurés de la couverture sédimentaire. Le ciment détruit, ces niveaux deviennent poreux et meubles. Les silicates d'alumine, notamment les phyllites, sont aussi détruits par des bactéries ou par les produits du métabolisme de bactéries ou d'autres micro-organismes (BERTHELIN et TOUTAIN, 1979).

Une partie des formes souterraines trouvées tant au Niger oriental qu'occidental peut donc avoir été générée en profondeur, avant d'être dégagée par l'érosion de surface suivant le figure 26a.

La zone a est la couverture ferrallitique qui subit l'influence directe du climat et des écosystèmes. On y observe notamment :

1. la mise en place d'une porosité pédologique (jusqu'à 40 % du volume du manteau) par dissolution incongruente des minéraux les moins résistants à l'altération ;
2. des bioturbations et perforations importantes liées à la faune (termites et autres animaux fouisseurs) et à la flore (systèmes racinaires), augmentant la percolation des solutions à travers le manteau ferrallitique ;
3. la synthèse importante d'acides organiques capables de former des complexes solubles de Si, Al et Fe, pouvant entraîner une augmentation de la porosité pédologique (1.) ou mise en place dans le sous-sol ayant subi une pédogenèse ;
4. la synthèse importante d'acides organiques et inorganiques produits par des micro-organismes, capables de diverses altérations et complexations, pouvant entraîner une augmentation de la porosité pédologique (1) ou mise en place dans le sous-sol.

La zone b est la limite entre le front d'altération pédologique et le sous-sol. Dans le cas illustré ici, la partie supérieure du sous-sol est un aquifère développé dans un niveau sableux et entrant en contact avec un aquifère au front d'altération pédologique. Sous l'influence directe des conditions météorologiques, l'aquifère est marquée par une zone de battement. Les eaux arrivant de la surface sont plus ou moins chargées en complexes solubles organiques, dépendant de la porosité de l'horizon ferrallitique. A ce niveau, les complexes les moins stables, notamment ceux avec le silicium sont détruits. Ce processus est peut-être lié aux conditions physico-chimiques de la zone vadose, plus propice à l'hydrolyse des complexes. C'est à ce niveau que précipiterait la silice sous

forme d'enduits qui vont recouvrir les parois des vides préexistants et formés précédemment à plus grande profondeur.

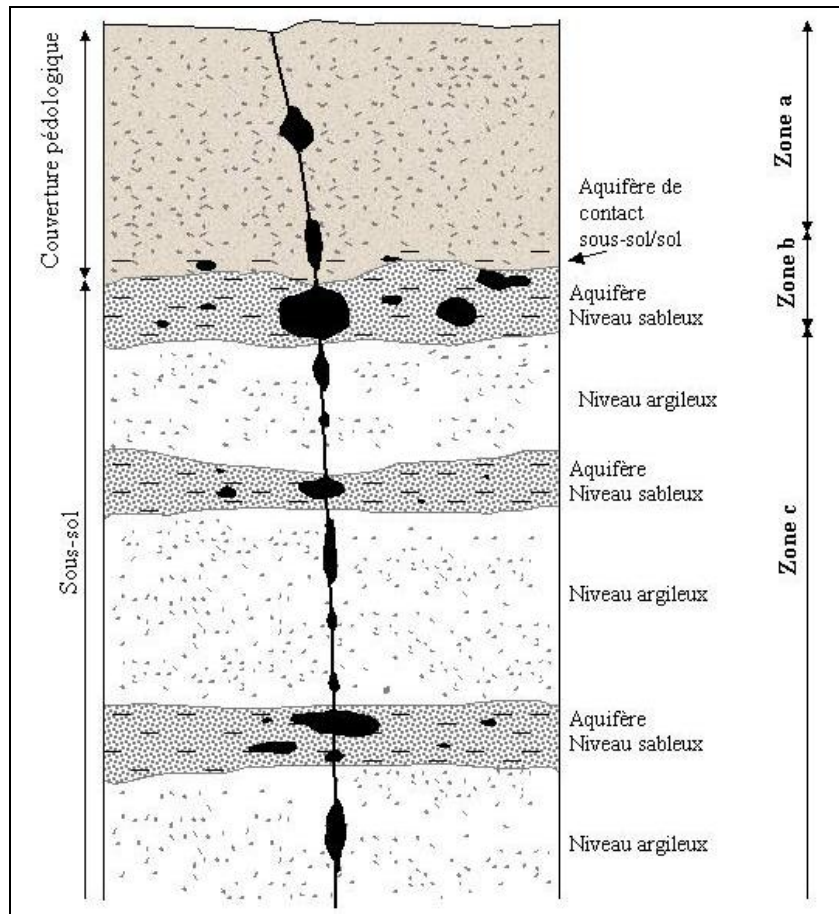


Fig. 26a. Mise en place de grottes en profondeur en relation avec des aquifères et des micro-organismes. Zones a, b et c : voir texte.

La zone b est la limite entre le front d'altération pédologique et le sous-sol. Dans le cas illustré ici, la partie supérieure du sous-sol est un aquifère développé dans un niveau sableux et entrant en contact avec un aquifère au front d'altération pédologique. Sous l'influence directe des conditions météorologiques, l'aquifère est marquée par une zone de battement. Les eaux arrivant de la surface sont plus ou moins chargées en complexes solubles organiques, dépendant de la porosité de l'horizon ferrallitique. A ce niveau, les complexes les moins stables, notamment ceux avec le silicium sont détruits. Ce processus est peut-être lié aux conditions physico-chimiques de la zone vadose, plus propice à l'hydrolyse des complexes. C'est à ce niveau que précipiterait la silice sous forme d'enduits qui vont recouvrir les parois des vides préexistants et formés précédemment à plus grande profondeur.

La zone c est la roche sédimentaire composée d'une alternance de niveaux sableux et argileux plus ou moins indurés. Cette zone est largement indépendante des conditions de surface. Les niveaux sableux abritent les aquifères propices aux développements d'une population bactérienne

importante qui va augmenter la porosité de la roche par dissolution de tous ces constituants. Des cavités peuvent s'y former. C'est un tel système qui expliquerait les grottes étagées visibles sur la photo 8. Une dissolution limitée aux fractures apparaît dans les niveaux les moins poreux initialement.

Lors du dégagement des cavités supérieures par l'érosion de surface, celles-ci peuvent être colonisées par une faune cavernicole parfois importante, principalement constituée par des chauves-souris. Leurs déjections nitrées, associées à des bactéries et à l'humidité ambiante qui s'accroît à la saison des pluies, jouent certainement un rôle dans l'évolution actuelle des parois tout comme cela avait été suggéré dans les cavités développées dans les quartzites du Gabon (MARESCAUX, 1973).

En dehors des matières organiques et de leurs dérivés, nous reviendrons plus en détail sur le rôle éventuel des bactéries dans la formation de concrétions siliceuses trouvées au Cameroun (chapitres VII.4 et VII. 6).

IV.7 Mise en place des formes au Niger occidental et incidence sur la géomorphologie du Niger occidental

Les différentes analyses au Niger occidental montrent que les processus de dissolution, que ce soit au sein des formations gréseuses du Continental terminal, à l'intérieur d'une lithomarge kaolinisée ou dans le socle, ont joué un rôle prépondérant dans la genèse de nombreuses formes de surface ou de profondeur. Si les mécanismes exacts de l'action chimique sont encore largement inconnus, eux seuls présentent une explication satisfaisante dans l'apparition de vides de grandes dimensions dans des contextes lithologiques réputés peu solubles. Les processus mécaniques dominent les morphologies actuelles des grottes rencontrées au sein du Continental terminal seraient postérieures à cette action chimique. Ils n'ont pu se développer qu'à la faveur de l'entaille de la surface cuirassée mise en place au sommet des formations du Tertiaire. Tout comme dans les karsts carbonatés, la dissolution joue un rôle primordial en préparant des vides permettant à la suffosion de s'exercer. Cette dissolution a manifestement été capable d'attaquer l'ensemble des matériaux kaolinisés même ceux qui sont réputés insolubles (voir IV.6.3.2). Le rôle important de la dissolution, la vitesse de transfert des eaux vers la profondeur sont autant d'éléments significatifs retenus par de nombreux auteurs pour définir le karst. Une discussion sur la signification de ce terme sera menée à la fin de ce travail.

Même si l'étude des phénomènes de surface ou souterrains en roches siliceuses dans la région de Niamey est encore très incomplète, les résultats obtenus font apparaître deux systèmes connectés et d'âge différent. Le premier système est celui du Continental terminal où les phénomènes de dissolution semblent avoir été guidés à la fois par la stratification et par une fracturation intense. Le second système est celui du socle birimien où les grands phénomènes sont surtout guidés par les différentes fracturations. Dans les deux cas, les roches présentent une porosité élevée comme en

témoignent les transferts rapides d'eau de la surface vers les profondeurs. Plusieurs formes observées au Niger oriental telles que des dolines, des conduits horizontaux interconnectés et recoupés par des falaises récentes, des poches de dissolution latérale se retrouvent également au Niger occidental. D'autres, par contre, n'ont pas été répertoriées dans la région de Niamey. Il s'agit notamment des conduites forcées verticales. Leur absence peut s'expliquer par la nature très meuble des terrains du Continental terminal dans lesquels ont été trouvés les phénomènes (à l'exception des cavités sous cuirasse indurée) et la présence sous-jacente d'une lithomarge très développée peu favorable à la conservation de telles morphologies.

Au sein des cavités du Continental terminal, la dislocation importante des parois provoque une accumulation de gravats qui pourrait également masquer une partie des phénomènes. Il n'est pas exclu que des recherches ultérieures permettent de trouver de telles formes bien conservées. Au Niger oriental, la présence de salles surbaissées par rapport aux entrées actuelles est interprétée comme la trace d'un karst noyé (ou phréatique) à l'origine (SPONHOLZ, 1987). La grotte de Diffa Doga présente un tel contexte et correspondrait donc à ce type de karst en relation avec le système hydraulique multicouche répertorié dans le Continental terminal. C'est dans ce contexte que se serait façonnée l'alvéole répertoriée dans la salle secondaire de la grotte. Cependant, on ne peut écarter la possibilité d'un gradient hydraulique en relation avec un aquifère sous le thalweg de la vallée de Diffa Doga. Aussi, le surbaissement observé dans la salle principale de la grotte pourrait-il correspondre à un phénomène de soutirage localisé.

Les silicifications constatées sur les parois des grottes du Niger oriental (SPONHOLZ, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992) sont attribuées à la phase finale d'assèchement des systèmes phréatiques (zone b, fig. 26a). Cette interprétation est en accord avec les importantes silicifications répertoriées à la base du Continental terminal dans la boucle du Niger. Celles-ci correspondent à la zone de battement d'un aquifère (MILLOT, 1964). Des silicifications similaires associées au même contexte ont également été observées dans les sables et grès de Fontainebleau (THIRY, 1997) (voir IV.6.3.2). Le rôle morphologique de ces silicifications peut être considérable puisqu'elles sont capables de préserver les structures de la roche-mère (stratification...) (THIRY, 1997, 1999). Ce mécanisme pourrait expliquer notamment la conservation de certains vides développés dans des matériaux peu consolidés. Lors de l'assèchement des aquifères supérieurs, les horizons correspondant au battement de nappe se sont déshydratés et indurés par le biais des silicifications. Il en est de même pour les parois des vides qui s'y seraient développés.

Les niveaux silicifiés indurés peuvent également préserver les plans de drainage correspondant à des failles et assurer la pérennité des écoulements verticaux au sein des différentes strates du Continental terminal. De ce fait, ils ont donc favorisé la mise en place de phénomènes de suffosion lors de l'abaissement des thalwegs.

Les similitudes entre les phénomènes du Niger occidental et les karsts du Niger oriental, tant dans les formes que dans les stratigraphies, laissent supposer des évolutions chronologiquement comparables. A l'est du pays, une première phase de karstification est datée du Tertiaire inférieur,

avant le dépôt du Continental terminal. Cette datation est basée sur des sédiments de cet âge retrouvés dans des cuvettes karstiques. Une deuxième période de karstification se réalise après le dépôt du Continental terminal (BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). Ces deux phases de karstification peuvent également être reprise au Niger occidental même si, à l'heure actuelle, aucun dépôt permettant de dater les formes n'a été trouvé dans la lithomarge birimienne et dans le socle.

Des karsts se seraient développés au sein de la lithomarge avant l'Eocène, période antérieure au dépôt du Continental terminal dans la région de Niamey. Comme nous l'avons vu au chapitre IV.7, une deuxième phase de karstification se serait développée dès le Pliocène, période de mise en place d'un vaste glaciais au sommet des formations sédimentaires du Tertiaire. Cette karstification aurait toujours lieu à l'heure actuelle. Là où l'aquifère a disparu, les morphologies dues à des processus mécaniques vont devenir dominantes, point ultime d'une évolution en relation avec la dissection et l'assèchement progressif des systèmes d'aquifères multicouches au sein du Continental terminal.

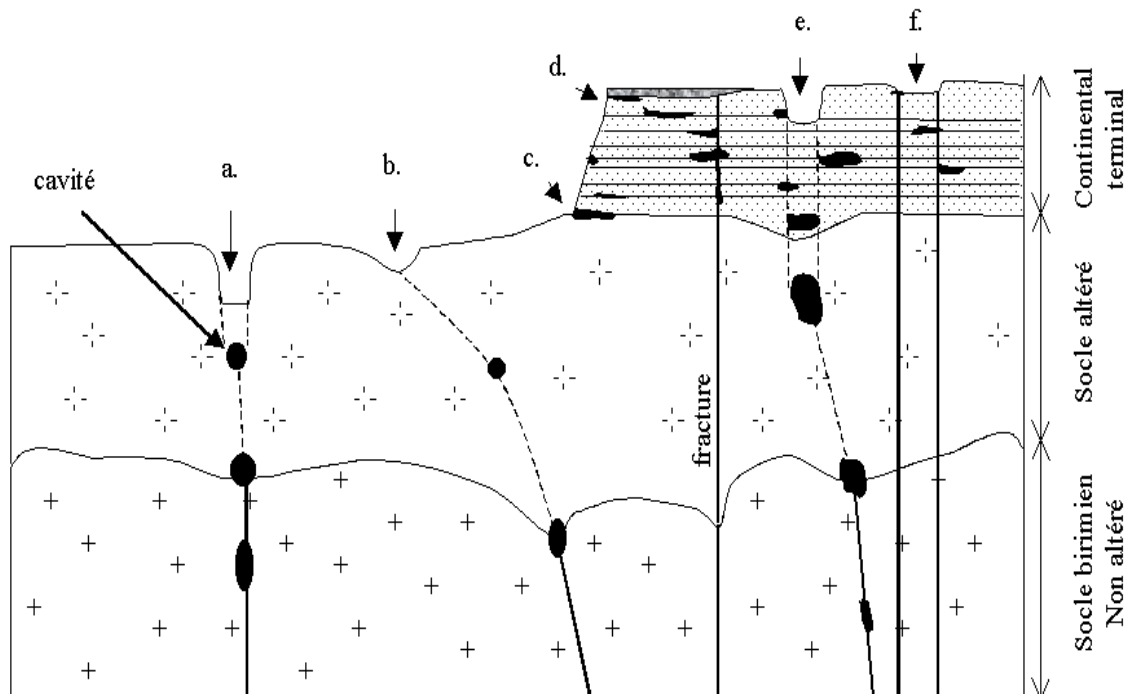


Fig. 26b. Schéma des réseaux souterrains au Niger occidental. . a., b. : anomalies dans le réseau hydrographique : a. liées à des affaissements au sein de la lithomarge birimienne, b. : à une zone de drainage préférentielle sur faille du socle . c. : cavités à la base du Continental terminal, d : cavités sous le rebord sommital induré des formations du Continental terminal. e. : affaissements dans les dépôts néogènes (doline, ouvala, aven), f. : doline de dissolution au sommet du Continental terminal (modifié d'après WILLEMS *et al.*, 1993).

L'ensemble des observations réalisées au Niger occidental permet d'établir un modèle général de mise en place des réseaux souterrains au Niger occidental (Fig. 26b). Dans le Continental terminal, un système multicouches de nappes libres et captives s'organise, plus ou moins en voie d'assèchement. La disposition des strates silico-pélicites ou ferrugineuses et plus ou moins imperméables détermine une circulation des eaux phréatiques en niveaux superposés. En

profondeur, des niveaux sableux peuvent former des drains naturels de grande extension horizontale et de forte perméabilité. Le contact avec la lithomarge birimienne est le siège de sources temporaires (GREIGERT, 1979; PNUD, 1990).

Ces différents drains horizontaux sont compartimentés et sont raccordés par l'intermédiaire de drains subverticaux que sont les fractures ou leurs prolongements. Les eaux infiltrées rejoignent la nappe de la lithomarge puis les réseaux aquifères discontinus du socle. Ainsi les eaux contenues dans les séries sédimentaires du Continental terminal sont-elles plus ou moins rapidement évacuées en profondeur. Cela explique la relative sécheresse de ces formations à l'heure actuelle (ESTEVEZ et LENOIR, 1994). Aussi, les réseaux souterrains reconnus vont-ils s'organiser le long des différentes nappes horizontales et drains verticaux parcourant l'ensemble des roches. Ces réseaux noyés vont peu à peu évoluer tels que des karsts vadoses au fur et à mesure de l'abaissement des thalwegs. L'érosion creuse les vallées, guidée par les directions de fracturation et de structure du socle.

Les plateaux se façonnent, montrant souvent des parois et des défilés nettement orientés. Les nappes les plus hautes s'assèchent progressivement trouvant des exutoires aux flancs des vallées. En régime climatique contrasté, l'alternance de saisons sèches et humides provoque, dans les réseaux supérieurs, des vidanges et des recharges successives. Des écoulements sous pression peuvent apparaître et façonner des conduites forcées. Ces dernières peuvent être en relation avec l'induration à l'air libre des niveaux ferrugineux synsédimentaires. Les phénomènes de suffosion liés à la mise en place de gradients hydrauliques prennent place de façon prédominante. Le stade ultime de l'évolution des réseaux se déroule lors de l'abandon quasi total des réseaux supérieurs par les eaux, laissant alors des cavités qui évoluent par dislocation des parois. Des gravats s'accumulent sur les planchers et certaines voûtes s'effondrent. Là où une surface cuirassée coiffe l'ensemble, des avens apparaissent. Une colonisation par une faune cavernicole importante crée des dépôts nitrés. Ceux-ci, associés en saison des pluies à une forte humidité réactivent éventuellement des processus de dissolution. Le long des drains subverticaux, des vides délaissés peu à peu par l'eau s'affaissent. En surface, ils peuvent être à l'origine de ruptures de pente parfois très importantes, rompant notamment le profil en long des cours d'eau déliquescents.

V. Micro-analyses par M.E.B. et rayons X de spéléothèmes en provenance du Niger oriental

V.1 Introduction - le milieu physique

Comme nous venons de le voir, la similitude des phénomènes souterrains et de surface trouvés tant à l'est qu'à l'ouest du Niger (chapitre IV) (Fig. 22) laisse penser que leurs conditions de genèse ont été similaires. Partant de ce constat, le but de la présente étude est de préciser les conditions de développement des réseaux souterrains par observation microscopique (optique et électronique), par micro-analyses qualitatives aux rayons X (EDX) et par diffraction des rayons X de spéléothèmes présents dans les grottes de ces régions du nord-est du pays.

La zone où ont été prélevées les concrétions est aujourd'hui aride. Les précipitations annuelles y sont généralement inférieures à 30 mm (Station météorologique de Bilma : 19,8 mm/an (Annuaire Météorologique du Niger, 1985) et augmentent légèrement à l'approche du massif du Tibesti (environ 50 mm/an (GAVRILOVIC, 1969)). Malgré ce climat, un système de drainage bien développé existe autour de ce massif. Véritable réseau fluvial, il est l'héritage d'époques plus humides du Quaternaire, tout comme les sédiments paléolacustres holocènes (SPHONHOLZ, 1987).

Des analyses de cavités développées dans des grès non-carbonatés du nord-est du Niger démontrent la prépondérance des phénomènes de dissolution dans la formation des formes souterraines étudiées. Des enduits siliceux, une forte corrosion des grains de quartz les plus externes de la roche-mère, des reprécipitations de la silice, notamment par des processus de substitution des cristaux originels de la roche, ont été observés. Les dépôts siliceux à la surface des grains de quartz se présentent sous deux formes, l'une néocristalline, l'autre amorphe. Suivant l'endroit du prélèvement, on observe ainsi soit une prédominance des néocristallisations des grains de quartz, soit une précipitation amorphe caractérisée par des globules de silice. Les néocristallisations indiquent une précipitation lente à partir de solutions peu concentrées favorisant la cristallisation. Des solutions plus concentrées en fer et en aluminium seraient, quant à elles, à l'origine des globules. Dans les couches de silice amorphe, des bactéries, des spores et de la matière organique non identifiées ont été piégées et conservées sous forme de pseudomorphoses siliceuses. Cette présence est également attestée par le phosphore que l'on retrouve dans le ciment siliceux. L'ensemble de ces observations permet de supposer que la karstification prit place, dans sa phase finale, dans un aquifère proche de la surface. L'analyse des parois de certains conduits et de cavités recouverts d'un enduit siliceux a mis en évidence des contenus en phosphore élevés (20 % de la matrice) et des types variés de spores et de bactéries silicifiées. Ces observations suggèrent donc que la mise en place des cavités s'est réalisée à un moment où existait un environnement marécageux (SPONHOLZ, 1989; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992; SPONHOLZ, 1994).

V.2 Matériels et méthodes

Les concrétions étudiées proviennent du karst siliceux du plateau du Tchigaï (Fig.13), massif situé au nord-ouest du Tibesti. Il s'agit de concrétions millimétriques de type "cave popcorn" (THRAILKILL, 1976) ou corralloïdes (HILL et FORTI, 1986) prélevées sur les parois d'une grotte développée dans des grès cambriens à proximité du col de Gobo. Sept mètres en contrebas de l'entrée s'ouvre une dépression fermée comblée de sédiments paléolacustres de l'Holocène (Comm. Pers. du Pr. Baumhauer).

Des lames minces des concrétions récoltées ont été réalisées et polies à partir d'abrasifs libres de carbure de silicium¹⁹. Celles-ci ont d'abord été observées en lumière polarisée à l'aide d'un microscope optique. Ensuite, certaines d'entre elles, ainsi qu'un échantillon brut préalablement fracturé, ont été examinées à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) (JEOL JSM-840A) après métallisation Au/Pd (Balzers sputtering unit) et sous une tension d'accélération de 20 kV²⁰.



Photo 18. Photographie de la surface des concrétions montrant un réseau de crêtes. Barre d'échelle = 1 mm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché B. Sponholz).

L'identification et la distribution des éléments chimiques formant ces concrétions ont été réalisées par micro-analyse aux rayons X en dispersion d'énergie. L'appareillage utilisé se compose d'un détecteur de marque et de type LINK Pentafet et d'un analyseur LINK eXI-10 montés sur le microscope électronique à balayage précité. Les micro-analyses ont été réalisées sous une tension

¹⁹ Réalisation des lames minces par Monsieur C. Blanchet, C.N.R.S. Centre de Géomorphologie – UPR A 4501, Rue des Tilleuls, F-14000 Caen – France.

²⁰ Les microanalyses ont été réalisées par le Dr. Ph. Compère et l'auteur au Laboratoire de Biologie Générale et de Morphologie Ultrastructurale du Professeur Goffinet, Université de Liège, Institut de Zoologie, 22 Quai van Beneden, B-4020 Liège-Belgique. Les interprétations ont été effectuées par le Dr B. Sponholz (Université de Würzburg, Allemagne), le Dr Ph. Compère et l'auteur.

d'accélération de 10 ou de 15 kV et avec le détecteur en fenêtre ouverte ou muni d'une fenêtre fine de Be afin de permettre la détection des éléments légers.

Une partie des concrétions a été réduite en poudre afin de subir une diffraction par rayons X permettant de déterminer la nature minérale des spéléothèmes. L'identification des minéraux par diffraction des rayons X a été effectuée à l'aide d'un diffractomètre équipé d'un monochromateur au graphite et utilisant la radiation FeK_{α} ($= 1,9373 \text{ \AA}$).

V.3 Résultats

3.1 Observations morphologiques

D'un point de vue structural, l'observation macroscopique des concrétions brutes (Photo 18) montre une surface extérieure fortement irrégulière et un réseau de crêtes semblable à celui produit par des fentes de dessiccation.

L'examen microscopique d'une lame mince en lumière polarisée (Photo 19) indique une roche-mère gréseuse constituée de grains de quartz détritiques, anguleux, corrodés et englobés dans un ciment.

Dans la concrétion "pop-corn" elle-même, deux zones de concrétionnement successives sont visibles. La première, la plus ancienne, en contact avec la roche-mère, est formée d'une alternance de strates respectivement rouge sombre et ocre jaune. L'épaisseur apparente de ces strates varie de 5 à 20 μm . Elles suivent exactement les contours de la roche-mère. La seconde zone, la plus récente, se distingue de la première par une structure en sphérule d'aspect stromatolithique. Cela se marque par des strates concentriques aux multiples replis indépendants de la forme de la roche-mère et responsables de la morphologie en pop-corn.

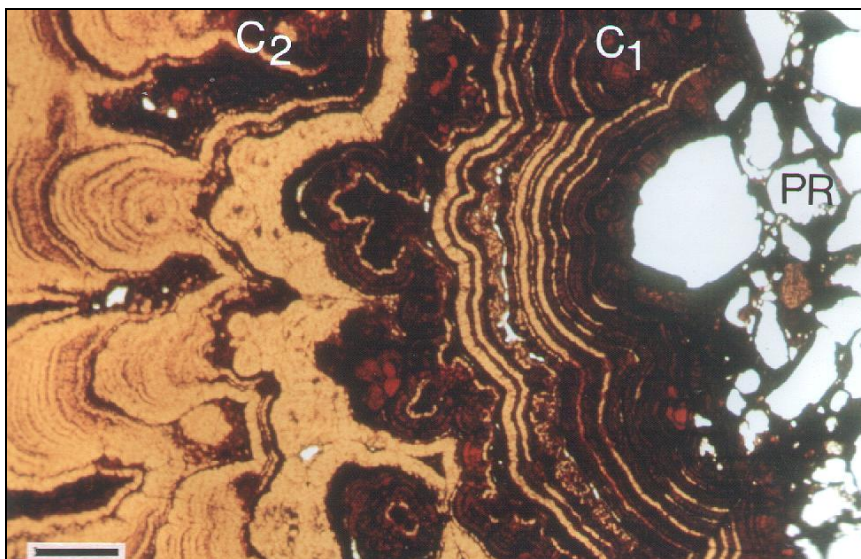
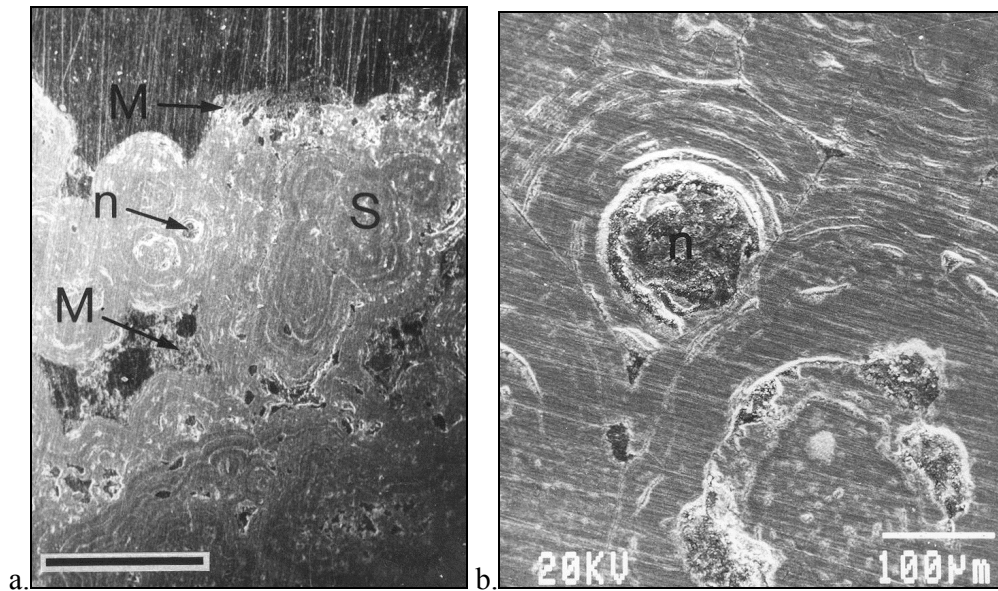


Photo 19. Lame mince vue en lumière polarisée. PR. : grès - roche-mère; C1 : première zone de concrétionnement, C2 : deuxième zone de concrétionnement. Barre d'échelle = 100 μm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché B. SPONHOLZ).

L'observation au MEB de la surface des lames minces (Figs. 27 a et b) et des concrétions brutes préalablement fracturées (Fig. 28) confirme la structure stratifiée des deux zones de concrétionnement telle qu'elle apparaît au microscope optique en lumière polarisée. Elle montre aussi la présence de noyaux secondaires au niveau de la seconde zone de concrétionnement (Figs. 27).



Figs. 27. a : Vue d'une zone de concrétionnement secondaire montrant une structure en sphérules (s) autour de noyaux de concrétionnement (N) et du matériel non-structuré entre les sphérules (M). Barre d'échelle = 100 µm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998). b : Détail d'une sphérule autour d'un noyau de concrétionnement secondaire (n). Barre d'échelle = 100 µm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché COMPERE et WILLEMS).



Fig. 28. Zone de concrétionnement secondaire ("cave popcorn") d'un échantillon brut. La surface de fracture interstrate (if) montre un relief en coussinet. Le plan de fracture perpendiculaire à la strate (vf) met bien en évidence la microstratification et la structure fibroradiée. Barre d'échelle = 10 µm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché COMPERE et WILLEMS).

De plus, les strates des *cave popcorns* observées au microscope optique apparaissent en réalité comme un ensemble de microstrates et montrent une structure fibroradiée (Figs 28 et 29).

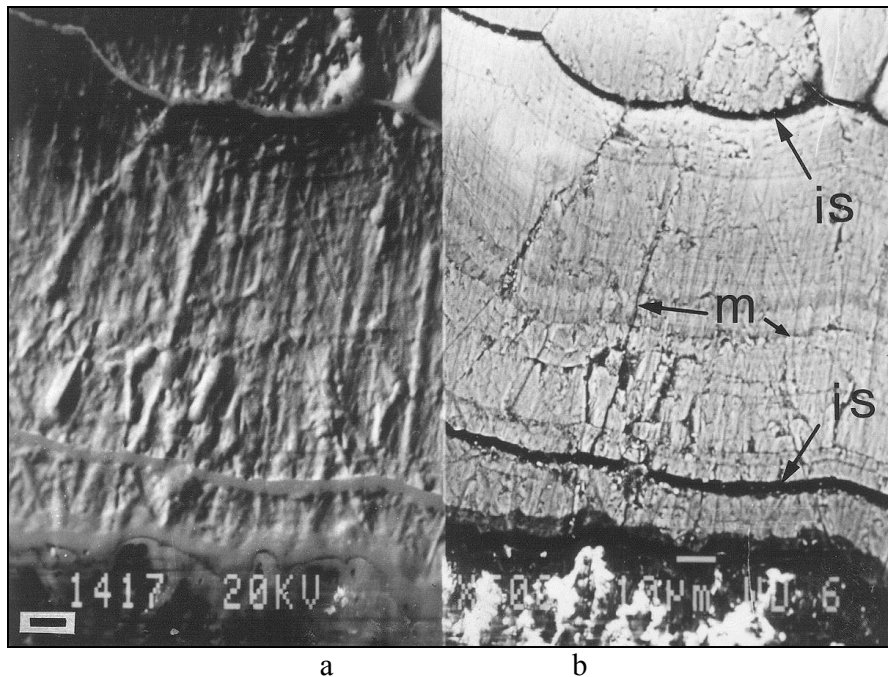


Fig. 29. Image obtenue par observation des électrons secondaires (a) et par électrons rétrodiffusés (b) d'une zone de sphérule dans la partie de concrétionnement secondaire sans métallisation préalable. Ces images montrent la microstratification et la structure fibroradiée des strates. Des vides interstratifiés (is) et des microfissures (m) entre les microstrates ou dans la structure fibroradiée sont comblées par la résine organique et apparaissent en noir. A l'inverse, le matériel minéral se marque par des couleurs claires. Barre d'échelle = 10 μm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, , cliché COMPERE et WILLEMS).

Les fractures des *cave popcorns* se produisent selon deux orientations préférentielles, parallèlement soit à la structure fibroradiée, soit aux joints de stratification. Dans ce dernier cas, la surface extérieure des strates révèle une structure en coussinet. Cette dernière est parfois recouverte par des cristaux en forme d'aiguille d'environ 10 μm de longueur (Fig. 30). Ces cristaux se localisent donc dans des joints interstratifiés de sphérules. Ils s'observent également à la jonction de sphérules voisines. Du matériau non structuré tapisse également la surface externe des sphérules et s'accumule dans les vides intersphérules (Figs. 26, 31 et 32).

L'examen des lames minces au MEB en électrons rétrodiffusés (Fig. 29b) permet de bien distinguer le corps de la concrétion des vides interstitiels envahis par la résine. Cette dernière, composée d'éléments de masse atomique faible (H, C et O), ne rétrodiffuse que peu d'électrons et se marque donc de manière sombre. Par contre, le minéral de la concrétion, composés d'éléments de masse atomique plus élevée, apparaît en couleur claire. Les espaces interstitiels correspondant aux joints de stratification et aux microfractures dans la structure fibroradiée sont également bien mis en évidence.



Fig. 30. Cristaux couvrant localement les surfaces en coussinet des strates. Barre d'échelle = 10 μ m (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché COMPERE et WILLEMS).

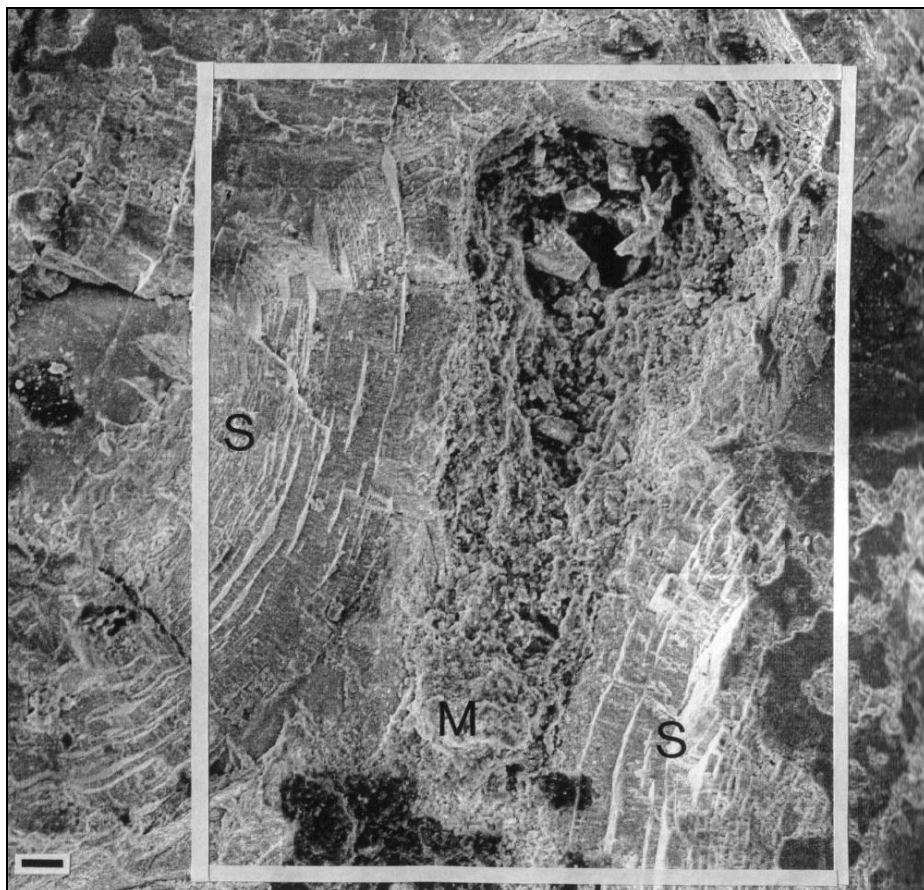


Fig. 31. Image en MEB d'un secteur entre deux sphérules voisines (S) et du matériau non structuré (M) présent entre elles (concrétion brute). La fenêtre délimite l'aire d'acquisition des cartographies élémentaires aux rX de la Fig. 29. Barre d'échelle = 10 μ m (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché COMPERE et WILLEMS).

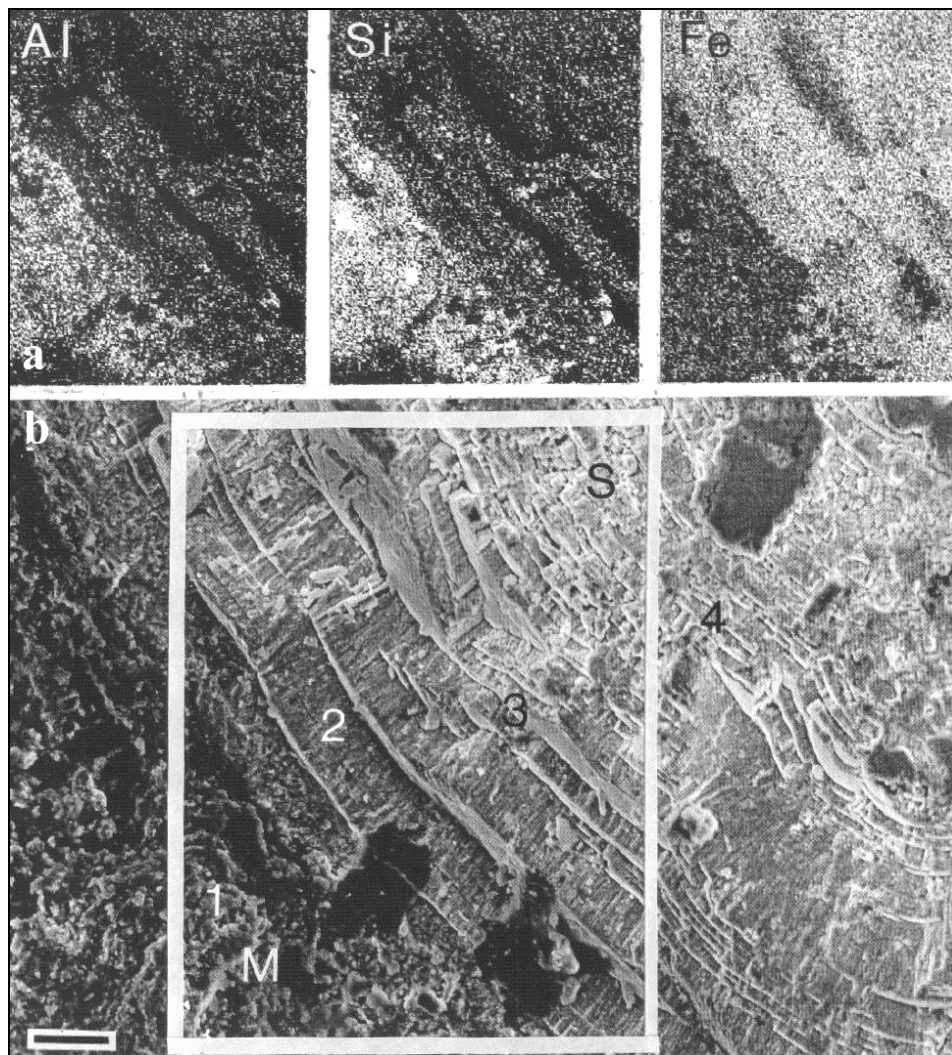


Fig. 32. a. : Cartographie élémentaire aux rayons X de la zone encadrée de l'image b. : Image en MEB d'un secteur d'une sphérule d'une concrétion brute cassée manuellement. La fenêtre délimite l'aire cartographiée en a. Les points 1 à 4 marquent respectivement les places d'acquisition des spectres des figures 36 à 39. M : matériel non structuré présent à la surface de concrétion et entre les sphérules. S : sphérule. Barre d'échelle = 10 μm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché COMPERE et WILLEMS).

3.2 Micro-analyse aux rayons X

La carte de répartition des éléments chimiques (Fig. 33) et les spectres RX (Figs. 34 et 35) confirment que la roche-mère se constitue de grains de quartz montrant une prédominance des pics de Si (K_{α} à 1,740 keV, Si K_{β} à 1,838 keV) et de O (K_{α} à 0,523 keV). Le ciment entre les grains est caractérisé par des pics majeurs de Si et Al (K_{α} à 1,487 keV) et par plusieurs pics mineurs : P (K_{α} 2,015, K_{β} à 2,142), K (K_{α} 3,312 keV, K_{β} 3,582 keV), Ca (K_{α} 3,690 keV, K_{β} 4,012 keV), Fe (K_{α} 6,400 keV, K_{β} à 7,050 keV) et Ni (K_{α} 7,742 keV).

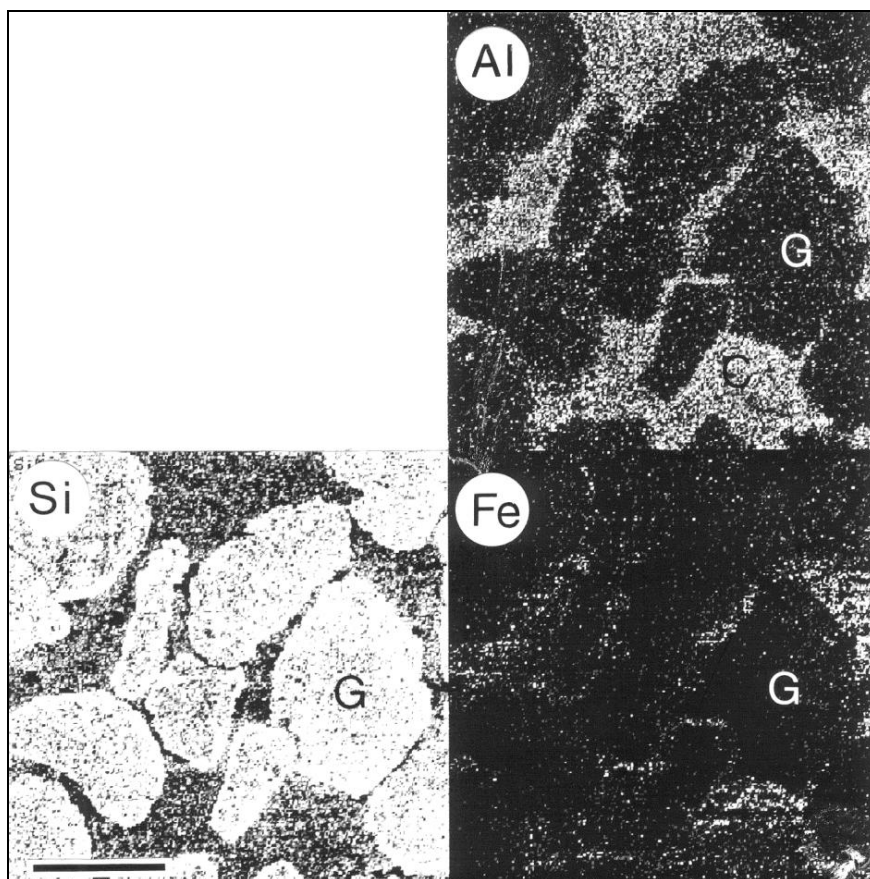
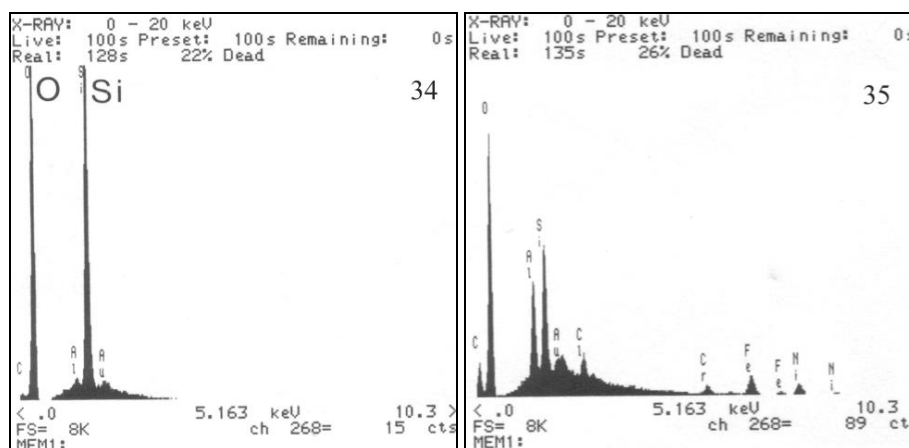
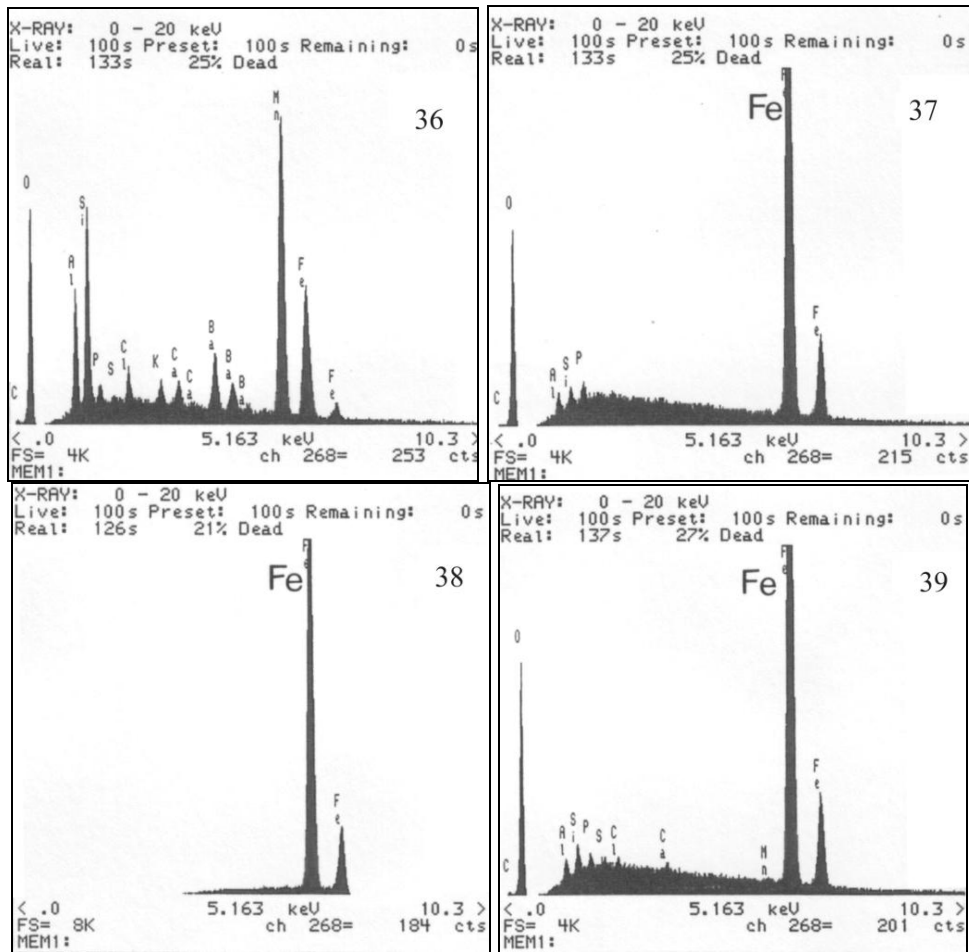


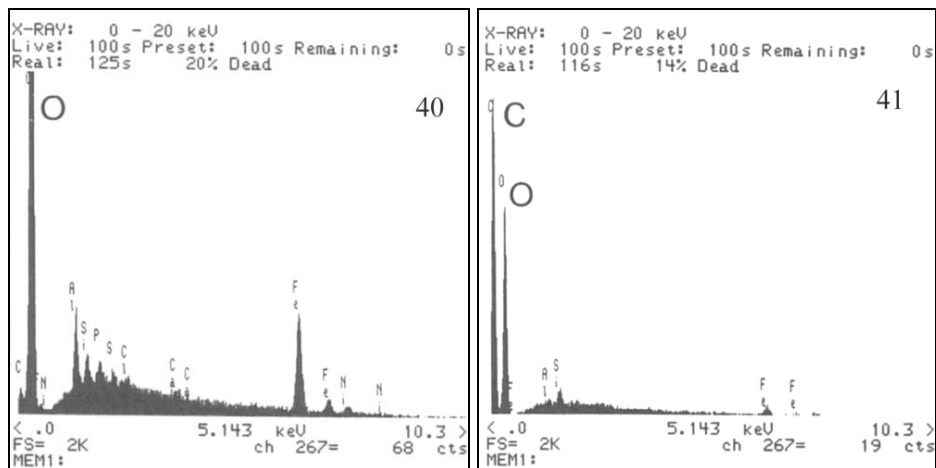
Fig. 33. Cartographies élémentaires aux rayons X de la roche-mère (à partir d'une lame mince) acquises avec le détecteur en fenêtre ouverte. Voltage d'accélération : 10 kV. Répartition d'Al (pic ka), de Si (pic Ka) et de Fe (pic Ka). C, ciment. G, grains de quartz. Barre d'échelle : 100 μ m (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).



Figs 34 et 35. Spectres obtenus en micro-analyse élémentaire aux rayons X de la roche-mère (lame mince) acquis avec le détecteur en fenêtre ouverte. Tension d'accélération : 10 kV. Fig. 35 : Spectre d'un grain de quartz montrant des pics importants de Si et de O (Ka). Echelle 8 K : 8000 coups. Fig. 36 : Spectre du ciment de la roche-mère caractérisé par des pics importants d'Al, Si et O (Ka) ainsi que certains pics mineurs tels que Cl Ka), Fe(Ka et Kb) et Ni (Ka). C (Ka) est du à la résine et les pics d'Au sont dus à la contamination d'une couche Au/Pb sur une partie de la lame mince. Echelle 8k : 8000 coups (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).



Figs. 36 à 39. Spectres rX acquis respectivement aux points 1 (Fig. 36, ciment entre les sphérules), 2, 3 et 4 (Figs. 37, 38 et 39, différentes strates de la concrétion) reportés sur la figure 32b (Vue au MEB d'une concrétion brute fracturée). Acquisition par le détecteur muni d'une fenêtre fine de Be. Tension d'accélération 15 kV. Fig. 38 : échelle 8 k = 8 000 coups. Fig. 39 : échelle 4 k = 4000 coups. (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).



Figs. 40 et 41. Spectre rX acquis d'une strate (Fig. 41) et d'un espace interstratifié envahi de résine (Fig. 42) d'une lame mince. Acquisition avec détecteur en fenêtre ouverte. Tension d'accélération : 10 kV. Echelle : 2000 coups (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).

La micro-analyse des concrétions brutes après fracture (Fig. 36 à 40) et de celles préparées en lames minces (Fig. 46) montre que la composition élémentaire des strates successives de "cave popcorn" est relativement homogène.

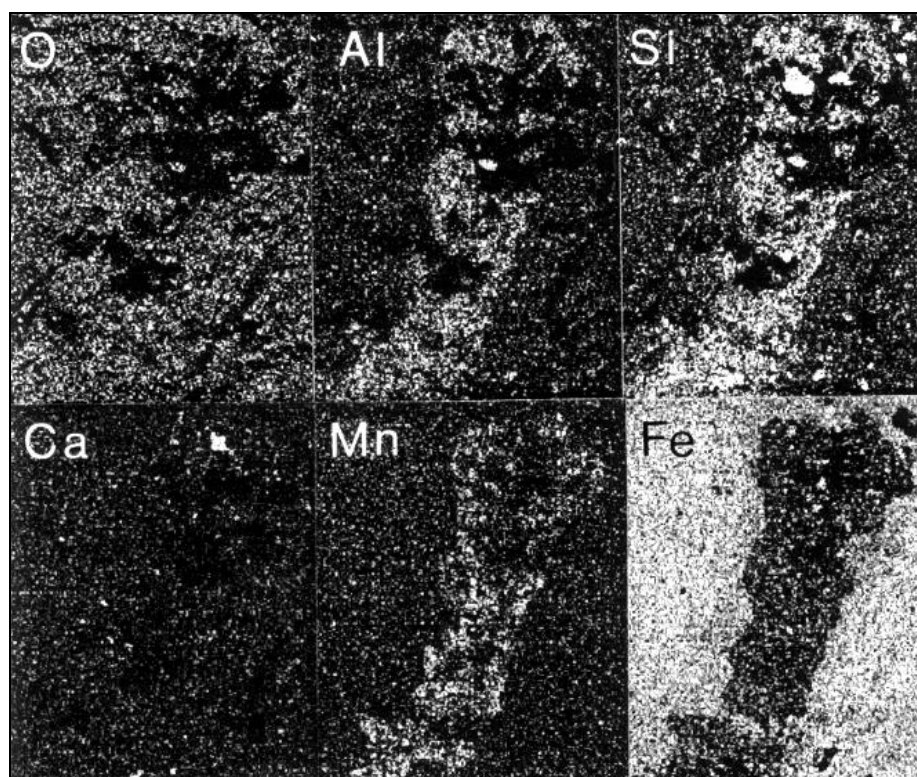


Fig. 42. Cartographie élémentaire aux rayons X de O, Al, Si, Ca, Mn et Fe (pics K_{α}) acquise dans la zone délimitée par la fenêtre de la Fig. 31 (concrétion brute). Acquisition par détecteur en fenêtre fine de Be. Tension d'accélération : 15 kV. Pour rappel, plus une zone apparaît claire, plus elle contient l'élément chimique recherché.(d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).

Toutes les strates contiennent deux éléments majeurs, O et Fe. Cependant, les spectres montrent aussi différents pics mineurs de Al, Si, P, S (K_{α} à 2,307 keV), Cl (K_{α} à 2,622 keV), Ca, Mn et Ni (K_{α} à 7,742), les cinq derniers n'étant présents qu'au niveau des strates les plus internes des sphérules (Figs. 37, 40 et 41).

Localement, les spectres obtenus, ne sont constitués que de deux pics très importants correspondant à Fe (Fig. 38). Les spectres des lames minces montrent un petit pic de C (K_{α} : 0,282), absent des spectres obtenus sur les échantillons bruts. Il marque la présence de résine dans les microfissures des concrétions (Fig. 41) et les fait apparaître en surbrillance dans les cartes de répartition des éléments obtenues par rX (Fig. 44). Ces espaces envahis de résine prouvent l'existence de fissures dans les concrétions avant manipulation.

Le matériau non-structuré couvrant les sphérules a une composition qui diffère des sphérules elles-mêmes (Figs. 36, 41, 42 et 43). Il consiste essentiellement en O, Al, Si, Fe et de Mn, ce qui suggère une couverture alumino-siliceuse. De plus, il contient également quelques éléments mineurs (P, K,

Ca et par endroits Ba (L_{a1} à 4,467 keV, L_{a2} à 4,828 keV, et $L_{\beta 2}$ à 5,516 keV) qui ont une distribution ponctuelle. Comparant l'aspect visuel et la composition chimique, il s'agirait d'argile. Les spectres réalisés au niveau des cristaux observés entre certaines sphérules montrent trois pics principaux, O, S et Ca (Fig. 44).

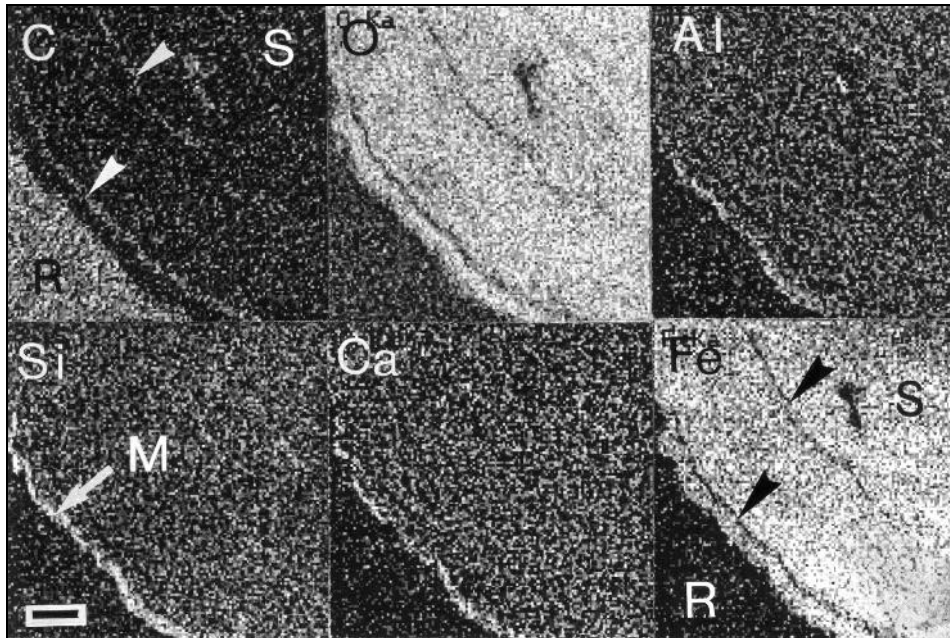


Fig. 43. Cartographie élémentaire aux rX de C, O, Al, Si, Ca et Fe (pics Ka) d'un secteur de sphérules d'une concrétion en lame mince. M : matériel non-structuré couvrant la surface de la sphérule. R : résine entourant la sphérule. S : sphérule. La flèche indique des joints interstratifiés comblés de résine. Acquisition avec le détecteur en fenêtre ouverte. Tension d'accélération : 10 kV. Barre d'échelle = 10 μ m (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).

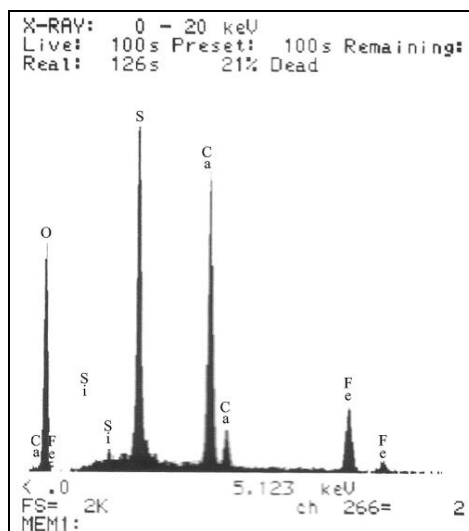


Fig. 44 . Spectre rX acquis d'un des cristaux visible sur la fig. 30. Acquisition avec détecteur en fenêtre ouverte. Tension d'accélération : 10 kV. Echelle : 2000 coups (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).

Il s'agirait donc d'anhydrite ou de gypse (l'hydrogène n'apparaît pas sur les spectres avec la méthode utilisée). La présence de pics de Si et de Fe serait due à une contamination par le reste de la concrétion.

3.3 Diffraction aux rayons X

Le spectre de diffraction obtenu montre les pics suivants (Fig. 45) :

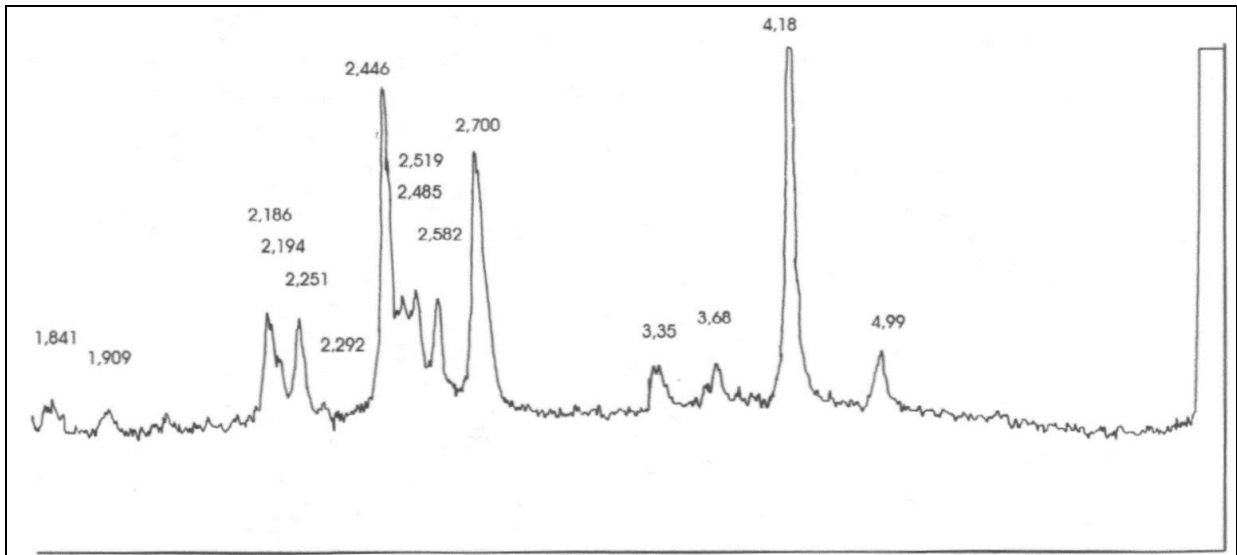


Fig. 45. Diffractogramme obtenu pour les concrétions du Tchigaï. (réalisation F. HATTERT, Dpt. de Minéralogie, service du Prof. FRANSOLETT, Université de Liège).

Les pics à 4,99, 4,18, 2,582, 2,485, 2,446, 2,251, 2,186, 1,909 sont caractéristiques de la goethite, les pics à 2,700, 2,519, 2,292 et 2,194 peuvent être dus soit à la goethite, soit à l'hématite. Les pics 3,68 et 1,841 sont propres à l'hématite et le pic 3,35 marque soit la présence de quartz, soit encore celle de la goethite.

La présence de fer à la fois sous forme de goethite et d'hématite est donc confirmée au sein des concrétions et la présence de silice cristallisée est probable.

3.4 Discussion

Les phases de concrétionnement primaire et secondaire montrent des compositions chimiques semblables. Toutes les strates sont riches en Fe et O. L'alternance de couches ocre rouge et ocre jaune repérée par microscope en lumière polarisée peut s'expliquer par la présence du fer sous deux formes minérales identifiées par diffraction aux rayons X : la goethite et l'hématite. Les strates ocres jaunes seraient constituées principalement de goethite, les couches ocres rouges d'hématite. La goethite ne précipite qu'en milieu aqueux (besoin d'OH pour se former FeO-OH) alors que l'hématite ne nécessite pas d'eau pour minéraliser (COMM. PERS . F. Hattert). Ceci atteste une genèse des concrétions à la limite supérieure d'un aquifère, dans la zone de battement.

Les morphologies des différentes phases de concrétionnement reflètent une évolution du système. A la phase initiale de dépôt correspond un milieu peu agité. Les mouvements latéraux d'eau sont suffisamment lents pour permettre un dépôt régulier des couches sur la roche en place. Par contraste, la phase de concrétionnement la plus récente, à l'origine des morphologies en "popcorn" marque un milieu plus agité. Des mouvements d'eau mettent en suspension des particules détritiques. Ces dernières, en partie piégées sur les concrétions, constituent des noyaux de concrétionnement secondaires. Ils vont être en partie à l'origine de la morphologie plus tourmentée des strates.

L'absence de C dans les concrétions exclut la présence de composants carbonatés. Par contraste, la présence de Si suggère sa mobilisation et sa reprécipitation dans les concrétions. Le calcium, quant à lui, pourrait provenir des apports météoritiques tels que les pluies ou les poussières en suspension, le massif du Tibesti, plus à l'est, se trouvant en amont des alizés soufflant dans la région étudiée. Sous le climat actuel, un tel transport des poussières par l'Harmattan et l'impact géochimique de celles-ci dans les régions d'accumulation est attesté par des études de HERRMANN *et al.* (1994). P et S, qui se retrouvent sur toutes les strates, peuvent avoir plusieurs origines, par exemple les précipitations atmosphériques, une mobilisation à partir de la roche ou une activité volcanique.

Cependant, il nous faut également envisager la possibilité que ces éléments soient les produits dérivés de micro-organismes comme le suggère les pseudomorphoses de bactéries trouvées par BUSCHE et SPONHOLZ (1991). Ces organismes ont peut-être aussi contribué à la dissolution de Si.

La couverture argileuse des concrétions et le remplissage des espaces entre les sphérules des cave pop-corns sont similaires à la croûte siliceuse étudiée par BUSCHE et SPONHOLZ (1992). Cette dernière recouvre certains parois de grottes et abrite de nombreuses pseudomorphoses siliceuses de matériaux biologiques (bactéries, spores). Suivant ces auteurs, la formation d'une telle croûte siliceuse est due à une phase d'immersion finale du système souterrain lorsque l'aquifère était proche de la surface. Il pourrait s'agir de même pour l'argile recouvrant les concrétions étudiées.

Les crêtes semblables à un réseau de fentes de dessiccation en négatif que l'on retrouve à la surface des concrétions marquent une rupture totale avec l'environnement ayant conduit à la formation des concrétions. Elles témoignent d'un assèchement important du système et appuient donc l'hypothèse d'une croissance dans un aquifère en voie de disparition. Durant cette période, les *cave popcorns* émergent et leur croissance s'arrête peu à peu. L'assèchement des concrétions provoque des fentes microscopiques de dessiccation dans la couverture argileuse. Lors de remontées temporaires de la nappe, ces fissures sont le lieu de dépôts plus résistants. Une érosion ultérieure de la surface des spéléothèmes serait responsable de l'inversion de microrelief. L'hypothèse avancée par Busche et Sponholz est donc confirmée. Les vides interstratifiés que l'on retrouve au sein des concrétions ont dû se mettre en place par dessiccation des spéléothèmes. La présence d'aiguilles d'anhydrite ou de gypse en leur sein doit donc être postérieure à l'exondation complète et définitive des vides.

L'humidité de l'air des grottes et des phénomènes de condensation/évaporation ont dû conduire à leur formation.

L'alternance relativement régulière des couches de goethite et d'hématite rappelle sans conteste les lamines de croissance trouvées dans les stalagmites carbonatées. Pour ces dernières, il est clairement démontré que leur croissance est saisonnière en relation directe avec les conditions climatiques de surface (GENTY, 1993; GENTY *et al.*, 1995). Au Niger, les strates de goethite et d'hématite auraient une signification analogue. Comme nous l'avons dit plus haut, la goethite se forme en milieu noyé alors que l'hématite est signe d'une formation à l'air libre. Les dépôts de goethite correspondraient donc à une recharge de l'aquifère en saison des pluies alors que ceux d'hématite marqueraient une mise en décharge de l'aquifère. Partant de cette hypothèse, nous avons donc compté le nombre d'alternances goethite/hématite visibles sur une zone déterminée, où les strates apparaissent finement et régulièrement (ce qui laisse supposer qu'elles ont été bien coupées perpendiculairement par la lame mince réalisée). Nous avons dénombré une trentaine d'alternances pour une longueur de 400 μm . Si on admet cette proportion pour l'ensemble des concrétions et sachant qu'elles ont de 1 à 2mm d'épaisseur, on arrive à un temps de formation compris entre 100 et 200 ans.

Un des problèmes qui se pose est de savoir dans quel environnement chimique se sont édifiées ces concrétions principalement constituées de fer. Si on s'en réfère au comportement du fer par rapport au pH (voir III.5, Fig. 9), celui-ci ne précipite que dans des milieux basiques. A l'inverse, il est fortement solubilisé pour les pH très bas, correspondant généralement à des environnements hydromorphes et réducteurs. Or, c'est précisément un environnement marécageux qui est proposé pour la mise en place des formes souterraines au Niger oriental. Cependant, Ong *et al.* (1970) ont clairement montré, qu'en présence d'acides organiques, le comportement du fer s'inversait (voir III.7, Fig. 12). Pour des pH bas, la solubilité du fer tend à diminuer et peut donc provoquer sa précipitation. Ainsi, la formation de concrétions marquerait-elle la phase finale d'ouverture du système souterrain, moment où les eaux de surfaces qui arrivent dans la cavité sont fortement chargées en matière organique. On peut se demander également si les enduits siliceux retrouvés sur un grand nombre de parois des conduits souterrains au Niger oriental sont antérieurs à la formation des concrétions. Comme nous l'avons vu précédemment (III.7), la présence de matières organiques augmente considérablement la solubilité de la silice sous toutes ses formes. Les enduits auraient donc pris place avant que le système ne soit suffisamment ouvert et ne laisse arriver de l'eau fortement chargée en matières organiques. Si cette hypothèse est retenue, comment les enduits ont-ils pu résister à une dissolution ultérieure ? On peut supposer que le laps de temps durant lequel les conditions ont été défavorables à la conservation des enduits a été suffisamment court. Ceci aurait donc permis à la plupart d'entre eux d'être conservés jusqu'à nos jours.

L'ensemble des observations et interprétations réalisées sur les concrétions permet de proposer un scénario général de mise en place. Un aquifère en voie d'assèchement est le siège de fluctuation

d'abord lentes de son niveau piézométrique. Périodiquement, lors des saisons sèches, une partie du réseau souterrain occupée par l'aquifère est exondé, puis remis en charge lors de la saison des pluies. Au fur et à mesure de l'abaissement des thalwegs et de l'agrandissement des exurgences liées à la nappe, les mouvements d'eau au sein du réseau deviennent plus importants, entraînant des particules détritiques en suspension qui vont se greffer sur les concrétions existantes. Les concrétionnements deviennent plus irréguliers et attrapent une morphologie de "*pop-corn*". L'aquifère s'assèche presque totalement et les concrétions deviennent fossiles. Des phénomènes de dessiccation apparaissent, provoquant l'apparition de vides interstratifiés et de réseaux de fentes de dessiccation en surface. Une inondation ponctuelle du système, à l'occasion d'une pluie exceptionnellement importante par exemple, noie à nouveau les concrétions, provoque le dépôt superficiel d'argile et le comblement des fentes de dessiccation. Par la suite, plus aucun épisode d'inondation ne survient et les concrétions sont définitivement à l'air libre. Seule l'humidité contenue dans les cavités provoque des phénomènes de cristallisation secondaire aux seins des vides interstratifiés des concrétions.

Ainsi, les concrétions sont-elles le témoin de la période finale de l'assèchement d'un aquifère qui se serait déroulé sur quelques centaines d'années.

Les différents résultats d'analyses des *cave popcorns* confirment et spécifient quelque peu une genèse du réseau souterrain du Niger Oriental en association avec des aquifères (SPONHOLZ, 1989; 1994; BUSCHE et SPONHOLZ, 1992). Les concrétions et les enduits siliceux des parois des grottes du Niger oriental ainsi que les silicifications trouvées en association avec les zones de battement de nappes (IV.6.3.2) corroborent un tel environnement génétique. La genèse en milieu noyé ou semi-noyé peut être raisonnablement envisagée pour les formes trouvées à l'ouest du pays. La recherche et la découverte au Niger occidental de spéléothèmes analogues à ceux étudiés ci-dessus devraient confirmer cette hypothèse.

VI. Conclusion générale sur les formes du Niger

L'importance des formes de surface ou souterraines rencontrées tant au Niger occidental qu'oriental influence fortement la morphologie des paysages de cette partie de l'Afrique. Une grande partie de ces formes doit son existence à une dissolution initiale au sein de roches silicatées et non carbonatées. Cette érosion chimique a généré des vides suffisamment importants pour permettre une circulation rapide des eaux dans des contextes lithologiques réputés peu favorables à ce type d'écoulement. Même si les mécanismes de cette dissolution sont encore partiellement inconnus, nous pouvons parler ici de véritables karsts, marqués par une solubilisation d'éléments tels que la silice l'aluminium et le fer. Aussi l'appellation de karst en roches silicatées nous paraît-il justifié pour désigner une grande partie des formes rencontrées tant au Niger occidental qu'au Niger oriental. Mais nous reprendrons cette discussion à la fin de ce travail.

Lors de la surrection de l'immense glacis façonné au début du Pliocène, l'érosion de surface entaille les plateaux ainsi formés. Certains vides initiaux sont repris par des mécanismes physiques (voir IV.6.3), notamment par des processus de suffosion. Ces derniers, postérieurs à la dissolution, vont contribuer à la mise en place de vastes grottes, principalement sous les rebords indurés des plateaux. Les circulations rapides observées tant au sein du Continental terminal, qu'à travers la lithomarge birimienne et l'aridification du climat, entraînent l'abandon de tout écoulement en surface. Bien plus que l'évaporation, ce drainage souterrain donne donc naissance à de véritables vallées sèches au sens karstique du terme.

Une des originalités du système de l'Ouest nigérien est le développement d'un réseau souterrain à travers des contextes lithologiques variés. Ce système influence de façon considérable l'hydrologie et l'hydrogéologie du Niger occidental. Les différentes découvertes laissent supposer que les importantes formations grés-argilo-pélicites (tant en puissance qu'en étendue) de la bordure sud du Sahara abritent d'autres réseaux souterrains encore inconnus à ce jour. Région soumise à des pénuries d'eau chronique en surface, son approche en tant que zone karstique devrait orienter les recherches hydrogéologiques et contribuer à trouver des solutions notamment par la découverte de nouveaux réservoirs aquifères.

VII. Karsts ou formes associées au karst en roches non carbonatées au Cameroun méridional

VII.1 Introduction

Les formes trouvées au Sud Cameroun diffèrent des karsts du Niger par leur plus grande diversité et par les lithologies dans lesquelles elles se développent. La grotte de Mbilibekon, ouverte dans une couverture latéritique, présente une genèse proche de celle des grottes nigériennes sous le sommet cuirassé du Continental terminal (voir chap. IV.3.2.1). Son étude permet d'envisager un schéma général d'évolution en relation avec un assèchement des climats. Différentes cavités trouvées au sein des gneiss de la zone de Mfoula illustrent des morphologies d'origine profonde ou de surface de grandes dimensions. Des aiguilles trouvées sur une falaise de Nkongmeyos montrent un dépôt rapide de Si au sein des gneiss. Les grottes et autres phénomènes développés dans les micaschistes de la zone d'Akok Bekoé montrent vraisemblablement un ancien karst noyé aujourd'hui partiellement démantelé. Enfin, les différentes formes des granites d'Ako Akas et de Mezesse (grottes, lapiés, tubes) ainsi que des concrétions trouvées au fond d'une cavité précisent la mise en place de phénomènes assimilables au karst en roche granitique.

VII.2 Contextes géomorphologique et géologique général

Le climat actuel du Sud Cameroun est de type équatorial guinéen. Des précipitations annuelles comprises entre 1500 et 2000 mm assurent une humidité relative constamment élevée (80 % en moyenne). Deux périodes plus sèches se marquent durant les mois de décembre-janvier et de juillet-août. La température moyenne annuelle est d'environ 25 °C (SIGHA-NKAMDJOU *et al.*, 1998; NDAM *et al.*, 1998). Le relief se constitue d'un plateau dont l'altitude varie entre 600 et 800 m. Par endroits, la présence de reliefs "en demi-orange" rompt la monotonie du paysage. Certains sommets atteignent 1000 m et sont séparés par de vastes vallons ou des cuvettes marécageuses. Une forêt plus ou moins dégradée de type atlantique toujours verte à Césalpiniacées (Domaine nigéro-camerouno-gabonais) recouvre le paysage.

Le Cameroun méridional comprend trois ensembles géologiques principaux (Fig. 46b). Le premier, le plus ancien, est l'unité du Ntem dans le Groupe du Ntem. Il est constitué de ceintures de roches vertes et de plutons charnockitiques et granitiques datés de l'Archéen, entre 2,9 et 2,6 Ga (TOTEU *et al.*, 1994; TCHAMENI, 1997; TCHAMENI et NSIFA, 1998; TCHAMENI *et al.*, 2000). Le second est l'unité du Bas-Nyong dans le groupe du Ntem. On y trouve les mêmes formations affectées d'un métamorphisme au Paléoprotérozoïque (TCHAMENI, 1997; TCHAMENI *et al.*,

2000). Le troisième est le Groupe de Yaoundé formé de différentes roches métamorphiques, gneiss, micaschistes et chloritoschistes²¹.

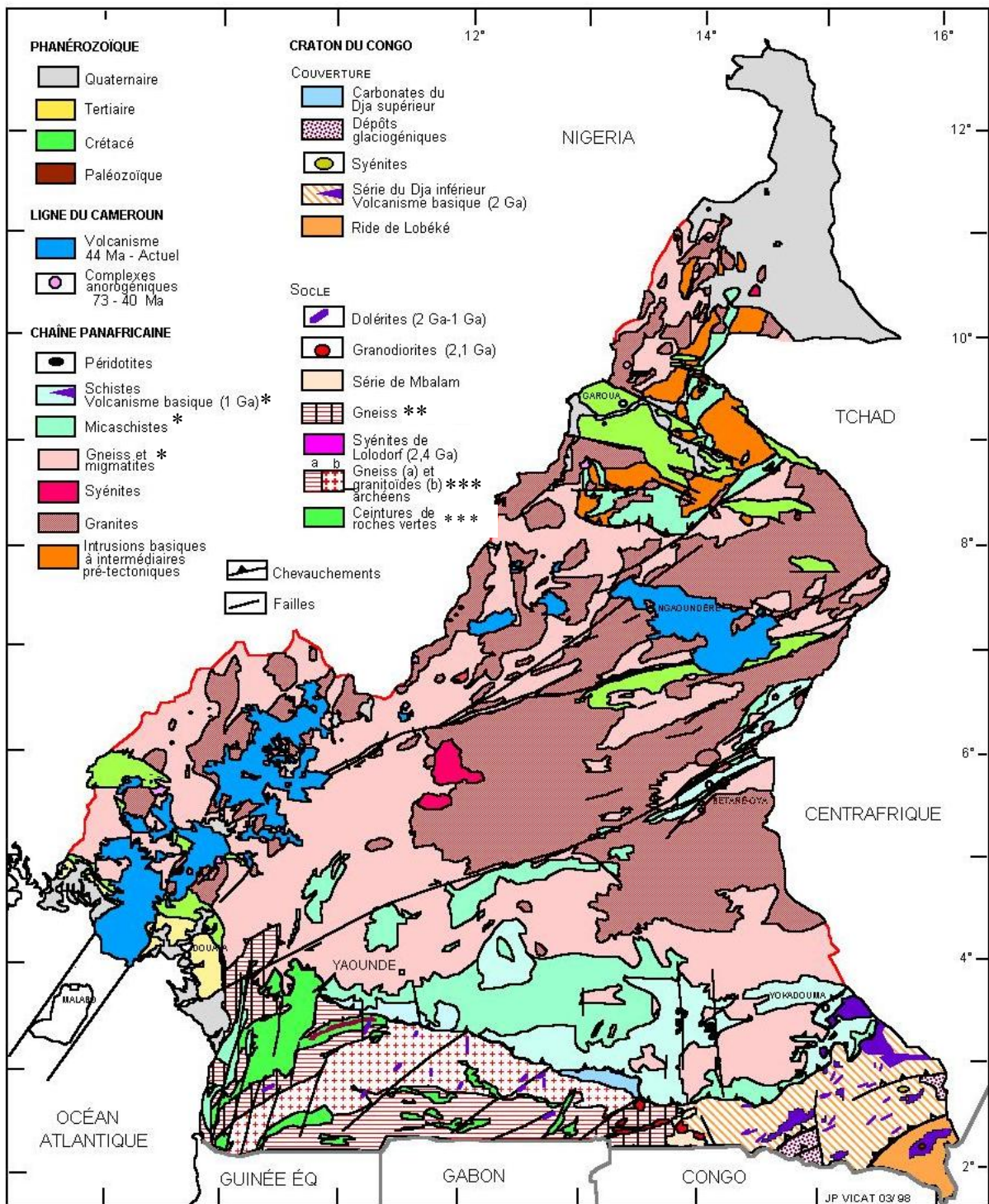


Fig. 46a. Géologie générale du Cameroun (d'après VICAT, 1998). (*) Groupe de Yaoundé, (**) Unité du Bas Nyong, (***) Groupe du Ntem.

²¹Schistes riches en chlorite avec fréquemment des amphiboles vert pâle et des granules microscopiques d'épidote (Foucault et Raoult, 1992).

Ces formations appartiennent à une nappe de chevauchement (nappe de Yaoundé) déversée vers le sud sur le Groupe du Ntem, lors de l'orogénèse panafricaine au Néoprotérozoïque (PENAYE *et al.*, 1993; TOTEU *et al.*, 1994). Une couverture de sols ferrallitiques masque en grande partie les roches qui n'affleurent que sur des collines résiduelles ou au fond de certaines vallées.

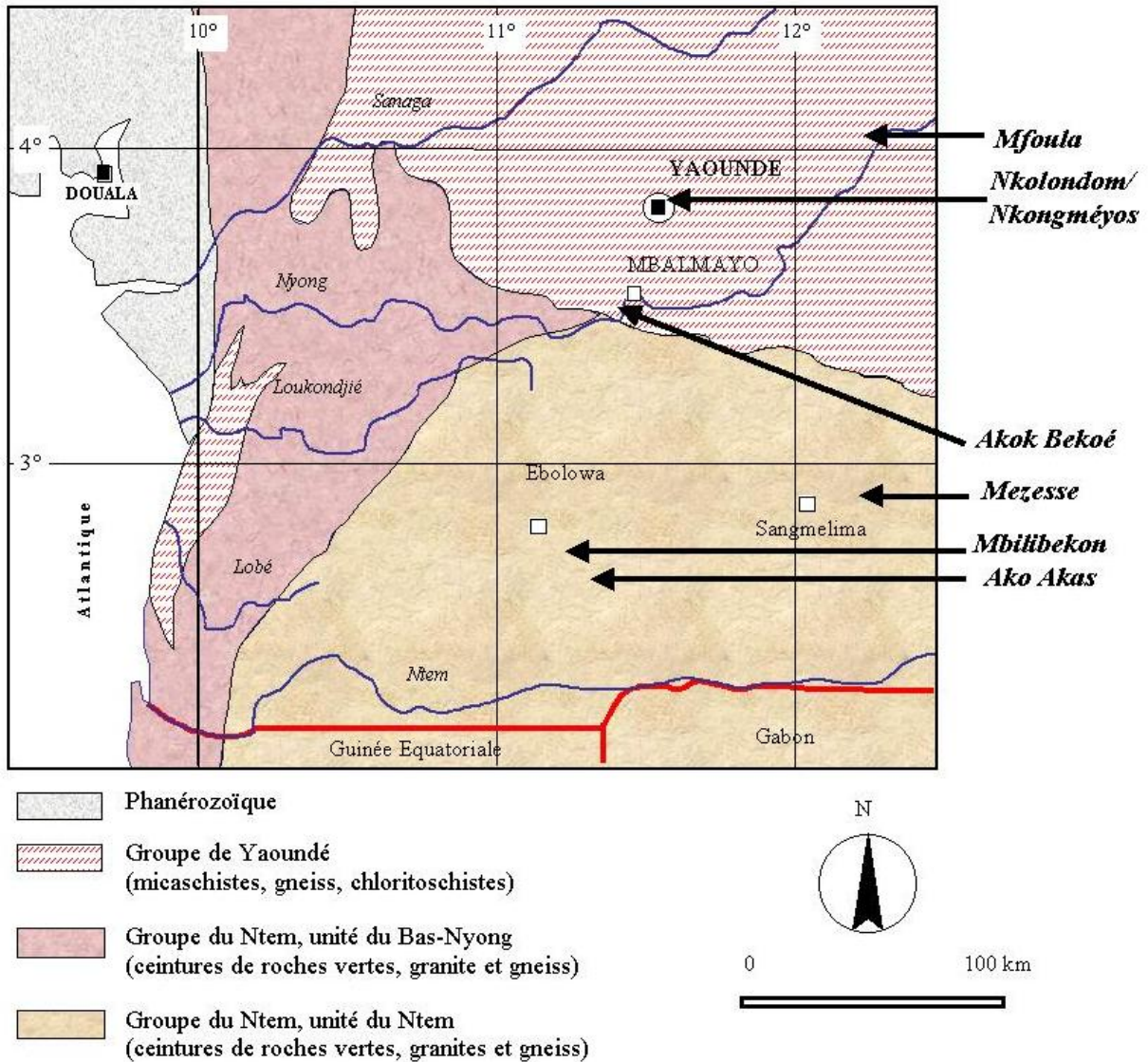


Fig. 46b. Carte géologique simplifiée de la zone prospectée au sud du pays avec la localisation des sites étudiés. Les sites d'Angoula et de Mbasbekon (§ VII.4) correspondent à celui de Mfoula (modifié d'après VICAT *et al.*, 1998).

VII.3 Grotte au sein d'une couverture latéritique, le cas de Mbilibekon

3.1 Contexte géomorphologique

N'ayant pas eu d'accès direct à cette cavité, nous nous sommes basé sur l'article publié par Vicat, Willems et Pouclet (1998) consacré entre autres à ce type de forme.

Située à 20 km au sud-est d'Ebolowa, la cavité de Mbilibekon ou "Trou des Fantômes" s'ouvre au sein de la forêt équatoriale, près du village de Nko'Etyé, dans un paysage dominé par quelques collines en demi-orange (LIPS, 1995a).

3.2 Description de la grotte

La grotte est une succession de galeries développées au contact du socle (Figs. 47 et 48), dans la couverture latéritique dont l'épaisseur est d'environ 5m. Cette couverture se compose d'une argile rouge brique légèrement indurée qui ne présente pas de niveaux particulièrement résistants ni de croûte ferrugineuse en surface.

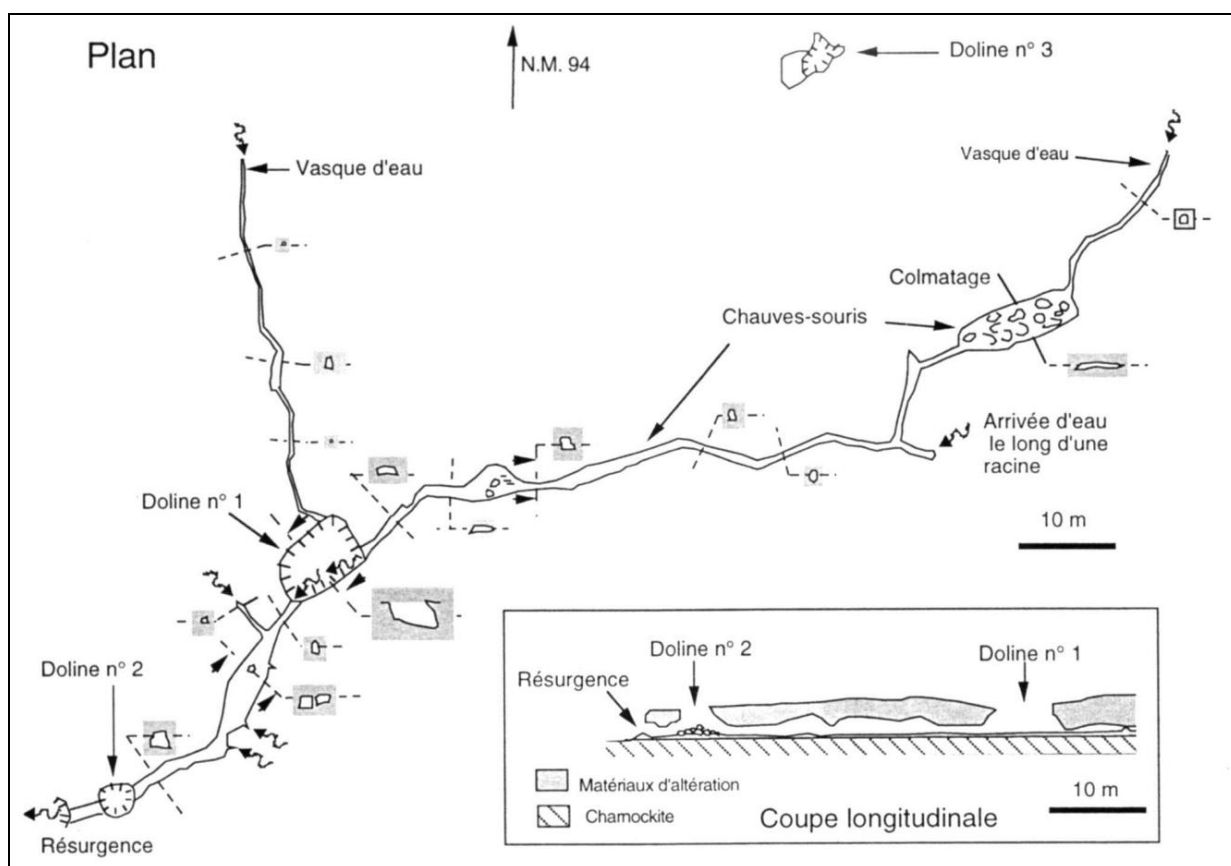


Fig. 47. Plan et coupe longitudinale (en cartouche) de la grotte de Mbilibekon (d'après Lips, 1995b; Vicat *et al.*, 1995; Lips *et al.*, 1996 in Vicat *et al.*, 1998).

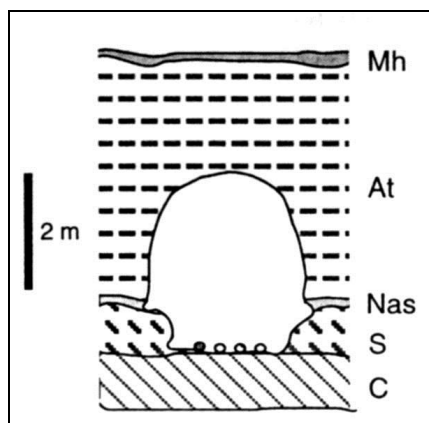


Fig. 48. Coupe géologique transversale de la partie aval de la grotte de Mbilibekon. Mh : matériaux humifères. At : argile tachetée. Nas : niveau argilo-sableux. S : saprolite. C : charnockite saine (VICAT *et al.*, 1998).

Outre la résurgence, entrée naturelle de la grotte, la cavité possède deux autres accès secondaires plus récents. Il s'agit de puits issus de l'effondrement de la voûte de la galerie principale (dolines n° 1 et 2, Fig. 47). L'entrée n°2 est apparue il y a quelques années. L'entièreté de la grotte est parcourue par un petit ruisseau (Photo 20). En décembre, quelques jours après des pluies assez violentes, le débit était seulement de quelques décilitres par seconde.

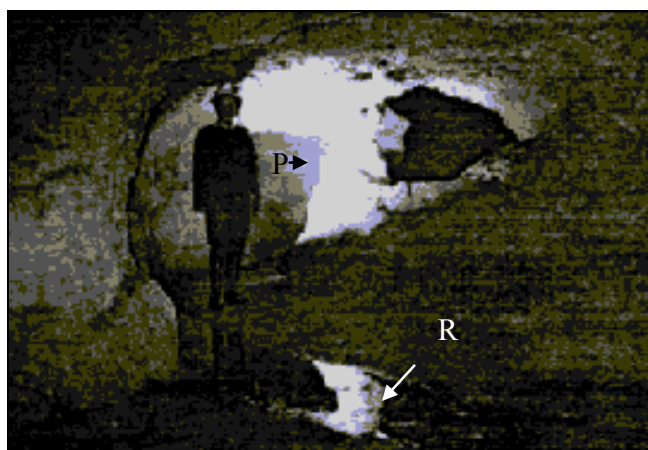


Photo 20. Ruisseau (R) et pilier résiduel (P) dans la partie aval de la grotte de Mbilibekon (vue depuis l'aval) (in Vicat *et al.*, 1998)

Par rapport à l'entrée n° 1, la grotte peut être subdivisée en trois parties : un premier tronçon vers l'aval, long d'une quarantaine de mètres, un second tronçon vers l'amont, se développant sur une centaine de mètres et enfin un troisième tronçon, constitué d'une petite galerie secondaire nord-sud et aboutissant à l'entrée n° 1. La partie vers l'aval est une galerie de 1 à 2 m de largeur pour 1,5 à 2 m de hauteur. Elle passe par l'entrée n° 2 et de poursuit jusqu'à la résurgence. La galerie principale vers l'amont présente une hauteur réduite du plafond. A 75 m en amont de l'entrée n° 1, une amorce de galerie secondaire, longue de 4 m, se termine sur une arrivée d'eau. Cette dernière se fait le long d'une racine perçant la voûte. Quinze mètres plus loin, la galerie aboutit à une salle en partie colmatée qui présente une hauteur de plafond réduite à 40 cm. Un boyau circulaire d'un

mètre de diamètre et long de 25 m prolonge cette salle vers l'amont. Plus loin, l'étranglement du passage bloque toute progression. Une importante colonie de chauves-souris du genre *Rhinolophus* occupe cette partie de la grotte. La galerie secondaire débouchant dans l'entrée n° 1 est un petit passage de 40 cm de diamètre pénétrable sur une cinquantaine de mètres.

Le réseau topographié atteint 220 m. La grotte de Mbilibekon est le second plus grand réseau souterrain reconnu à ce jour au Cameroun après la grotte Gaskin, tunnel de lave du Mont Cameroun.

Une perte (doline n° 3, Fig. 47) à 40 m au nord de la galerie et la présence de nombreux griffons²² montrent que le réseau est beaucoup plus important que les seuls passages reconnus. Cette perte est l'illustration de la forme initiale des entrées 1 et 2, qui sont des dolines d'effondrement.

3.3 Discussion

D'un point de vue hydrogéologique, l'eau météorique s'infiltré à travers la couche latéritique jusqu'au socle sous-jacent au niveau duquel elle circule. Cette infiltration est rendue possible par la porosité de la couche latéritique et la pénétration de l'eau le long des racines qui percent la voûte. La présence d'un lit sablonneux (Nas, Fig. 48) à la base de la couche latéritique favorise la circulation de l'eau.

La galerie présente une section d'équilibre en ogive plus ou moins régulière (Fig. 48). L'augmentation de la taille moyenne de la galerie depuis l'amont principal jusqu'à la résurgence et la relative constance du rapport de la hauteur à la largeur traduisent probablement un processus de formation purement mécanique. La circulation des eaux en période de forte crue a sapé le matériel homogène à la base des parois de la galerie. L'augmentation du débit de la rivière souterraine, depuis l'amont jusqu'à l'aval, du fait de la présence de nombreux griffons, explique la croissance de la section de la galerie. Les premières études photogéologiques montrent que l'orientation des galeries de la grotte Mbilibekon est contrôlée par le réseau de fractures du socle, comme cela est souvent le cas en pays cristallin où les failles de socle drainent la nappe phréatique de la couche d'altération. Si le climat actuel du Cameroun favorise une pédogenèse de type ferrallitique, l'étude des profils d'altération au sud du pays montre qu'il n'en a pas toujours été ainsi (BILONG *et al.*, ENO BELINGA et KABEYENE BAYALA, 1982). Les travaux menés sur le domaine forestier d'Afrique Centrale (MALEY, 1987, 1990, 1991 et 1992; ELENGA *et al.*, 1992; SCHWARTZ, 1992) mettent en évidence un assèchement du climat entre -3000 et -2000 ans BP. C'est probablement à cette époque que doit être rattachée la légère induration de la couche latéritique au sein de laquelle s'est ensuite installé le système de Mbilibekon.

Comme nous l'avons dit précédemment (voir IV.3.2.3), la genèse de cette cavité et l'environnement dans lequel elle s'est développée doivent être très proches de ceux qui ont présidé

²²Orifice de sortie visible et localisé d'une source (Foucault et Raoult, 1992)

à la création de grottes au sommet du Continental terminal nigérien. Au Niger, les nombreuses bioturbations et le chenal d'écoulement induré trouvés dans la surface cuirassée sommitale du Continental terminal (Photo 7b, IV.3.2.3) sont reliés à une phase climatique ancienne plus humide. Mbilibekon présente d'autres similitudes avec les grottes nigériennes : le développement de la cavité à la limite d'une couche plus imperméable (que ce soit une strate ou le contact d'une couche latéritique avec le socle moins altéré) et l'influence d'une fracturation sous-jacente dans l'orientation de ses galeries.

Un scénario général de mise en place et d'évolution des grottes au sommet des formations tertiaires du Continental terminal nigérien peut donc être envisagé, lié aux différents changements climatiques qui sont intervenus dans cette partie de l'Afrique (Fig. 49).

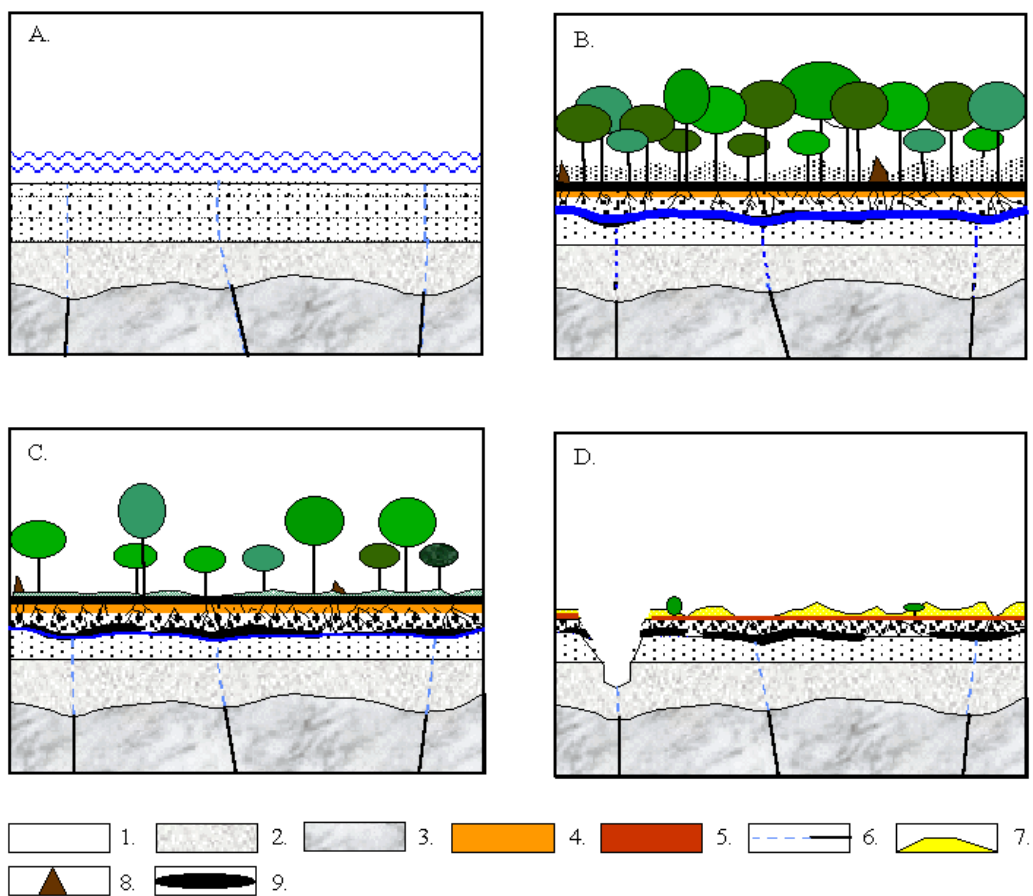


Fig. 49. Hypothèse générale de formation des grottes au sommet du Continental terminal nigérien en relation avec les observations réalisées à Mbilibekon. A. : mise en place de dépôts fluviolacustres et prolongement des failles du socle sous forme de plans de drainage ou de rejeux dans le Continental terminal. B., C., D. : voir texte. 1. : dépôts fluviolacustres du Continental terminal, 2. : lithomarge, 3. : socle non-altéré, 4. : horizon ferruginisé, 5. : cuirassement ferrugineux, 6. : fracturation et plan de drainage, 7. : dépôts dunaires, 8. : termitières, 9. : cavités plus ou moins noyées.

Lors d'un climat chaud et humide, des précipitations abondantes assurent une infiltration des solutions à travers les altérites. Cette infiltration est favorisée par une végétation et une

(micro)faune abondantes (Fig. 49B). Les animaux fouisseurs et les systèmes racinaires augmentent la circulation des eaux à travers le manteau d'altération. Les acides synthétisés par les différents organismes assurent une dissolution partielle du matériau et accroissent la porosité de la couverture pédologique.

L'importance du couvert végétal et du système racinaire en particulier assure une armature à ces altérites. Elle va permettre la conservation de vides souterrains de relativement grande importance. Lors de l'assèchement du climat (Fig. 49C) et de l'apparition d'une saison sèche de plus en plus marquée, des phénomènes d'induration des couches superficielles des altérites peuvent se mettre en place (se substituant au rôle des racines qui disparaissent peu à peu), notamment par concentration du fer. Ce faisant, des bioturbations (perforations) et des chenaux d'écoulement sont fossilisés peu à peu (Fig. 49D). L'entaille des reliefs crée des gradients hydrauliques suffisants pour l'apparition et le développement de phénomènes de suffosion. Les écoulements assurent une érosion mécanique des vides initiaux sous les niveaux indurés. Ces vides s'agrandissent et donnent naissance à des grottes similaires à celles rencontrées sous le sommet cuirassé du Continental nigérien.

VII.4 Morphologies assimilables au karst dans des gneiss – L'exemple des grottes de Mfoula

4.1 Contexte géomorphologique

La région de Mfoula se situe à 80 km au nord-est de Yaoundé, dans le département de la Haute Sanaga (Fig. 47). Un ensemble de collines culmine vers 900 mètres et domine les vallées de plusieurs centaines de mètres. A l'est de cette zone de reliefs s'étale un plateau mollement ondulé dont l'altitude avoisine les 600 mètres. Seule une partie des sommets et quelques flancs abrupts laissent apparaître la roche en place (Photo 21).



Photo 21. Vue de la zone de Mfoula (ou Mfouda)



Photos 22 et 23. Vues du site de la grotte de Mfoula. Photo 22. Vue du bas de la colline de Mfoula avec au fond à gauche, le haut de la falaise dans laquelle s'enfonce la grotte. Photo 23. Paysage pris du haut de la falaise (qui se trouve à quelques mètres en avant de la limite visible sur le cliché).

4.2 Description des sites



Photos 24 et 25. Vue à proximité du site de Mbasbekon (23) et détail de la roche, de sa couverture de lichen (en noir) et autres plantes (24). Comme le montre la photo 23, le matin, il n'est pas rare que le sommet des collines soit dans les nuages. Ceci a pour conséquence d'humidifier la surface des rochers et explique la présence d'un tapis de lichen extrêmement répandu sur les surfaces sommitales. Il devient alors extrêmement dangereux de marcher à proximité des rebords supérieurs des falaises, ceux-ci étant très glissants. L'après-midi, lorsque le plafond nuageux s'est élevé et que le soleil apparaît, les surfaces noirâtres des lichens provoquent un réchauffement rapide de la surface des rochers et un assèchement de celle-ci. Cette alternance thermique et d'humidification-séchage en association avec le tapis végétal doit jouer un rôle non négligeable dans l'altération des roches en surface.

Trois grottes ont été étudiées : Mfoula (ou Mfouda), Mbasbekon et Angoula. Les deux premières s'ouvrent dans la même colline, la troisième à quelques kilomètres plus à l'est, à proximité du village d'Ebolboumou.



Photo 26. Vue sur la grotte de Mfoula, avec au centre, le pilier central séparant les deux entrées. La hauteur du porche de droite atteint près de 20 mètres (photo A. POUCKET).

Le site de Mfoula est constitué d'une colline arrondie aux flancs plus ou moins escarpés et au sommet rocheux dénudé à peine recouvert de mousses et de lichens (Photos 22 et 23). Le flanc méridional forme une falaise allongée ESE-WNW. Cette orientation est parallèle à l'axe d'une large vallée s'ouvrant en contrebas. Cette dernière n'est occupée que par un écoulement temporaire.

La grotte de Mfoula a été sommairement cartographiée et étudiée (VICAT *et al.*, 1996). Son volume ($> 5000 \text{ m}^3$) en fait la deuxième grotte en importance connue à ce jour au Cameroun. Elle s'ouvre au bas de la falaise (Photo 26). Son entrée domine d'une cinquantaine de mètres le fond de la vallée (d'autres porches décimétriques sont également visibles quelques dizaines de mètres plus haut dans la falaise mais sont inaccessibles). Le site de Mbasbekon ("grotte des fantômes") se situe presque à l'aplomb de celui de Mfoula, environ 60 mètres plus haut (Photo 24).

La grotte d'Angoula se localise à proximité du sommet d'une autre colline résiduelle proche du site de Mfoula. Elle s'ouvre sur le rebord ouest d'un canyon aux parois subverticales et se développe principalement le long d'une grande fracture subhorizontale (Photo 35).

4.3 Géologie et géomorphologie des grottes de Mfoula

4.3.1 La grotte de Mfoula

			Norme CIPW		
	MF - S	MF - 4		MF - S	MF - 4
SiO ₂	62,51	56,39			
TiO ₂	1,58	0,26			
Al ₂ O ₃	16,41	9,87	Quartz	23,71	31,28
Fe ₂ O ₃	1,32	1,36	Orthose	6,94	12,29
FeO	5,86	5,93	Albite	20,56	14,98
MnO	0,11	0,02	Anorthite	27,42	2,94
MgO	3,21	0,88	Hypersthène	15,20	11,57
CaO	5,68	1,02	Magnétite	1,90	1,97
Na ₂ O	2,44	1,77	Ilménite	2,99	0,49
K ₂ O	1,18	2,08	Corindon	1,02	3,63
P ₂ O ₅	0,11	0,36	Apatite	0,24	0,79
TOTAL	100,41	79,94	TOTAL	100,00	79,94
P.F.	0,10	18,02			
S		3,66 *			
TOTAL + PF	100,51	97,96			

Tableau 5. Analyses chimiques de Mfoula (Analyses par ICP, Service d'analyses de l'Université d'Orléans, Programme A. POUCKET, Orléans). MF-S, gneiss granulitique sain; MF-4, gneiss granulitique altéré prélevé dans une fissure. * Le soufre analysé est compris dans la perte au feu (P.F.). Il n'a pas été trouvé de carbone ni d'azote. La norme est calculée sur la base du rapport Fe₂O₃/FeO de 0.23.

La grotte de Mfoula s'ouvre dans des formations orthométamorphiques résultant de la transformation de granitoïdes divers aux confins de la catazone. Une foliation des roches en légère pente vers le sud-est se marque dans toute la grotte. Les analyses pétrographiques (Tableau 5) montrent que les roches de la partie inférieure de la cavité sont constituées d'une formation orthogneissique à amphibole, biotite et grenat, injectée de passées migmatitiques dans le plan de la foliation et accompagnées d'un cortège de filons pegmatitiques et aplitiques.

Les roches de la partie supérieure de la grotte ont un faciès granulitique avec prédominance de granulites à grenat, amphiboles, biotites, orthopyroxènes, feldspaths potassiques, plagioclases sodiques et quartz. La transition entre ces deux faciès principaux se fait par une formation orthogneissique plus franchement litée à lits quartzo-feldspathiques à texture en mosaïque et lits à amphibole, biotite et pyroxène. Toutes ces formations métamorphiques présentent une foliation majeure subhorizontale en faible pente vers le sud-est (WILLEMS *et al.*, 1997).

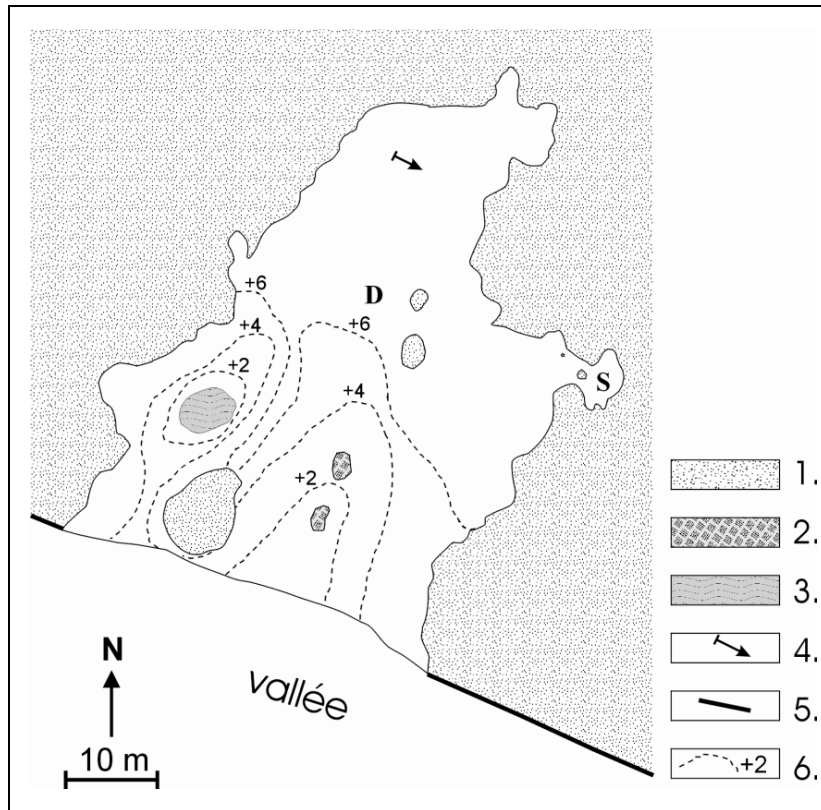


Fig. 50. Plan de la grotte de Mfoula. 1. : roche en place, 2. : blocs effondrés, 3. : eau, 4. : direction de la pente et de la foliation, 5. : falaise, 6. : courbe de niveau approximative par rapport au point le plus bas de la grotte, D. : dôme développé au plafond de la grotte, S. : salle secondaire (modifié d'après Willems *et al.*, 1997).

D'une longueur d'une soixantaine de mètres pour une trentaine de largeur, la cavité atteint par endroits une hauteur de près de 10 mètres (Fig. 50, photos 27 et 28).

Ses deux porches d'entrée présentent une forme légèrement étirée horizontalement (Photo 27), parallèlement à la foliation de la roche. L'orientation générale de la grotte est SSW-NNE, soit perpendiculaire à la falaise. La cavité est caractérisée par la quasi-absence de blocs effondrés hormis quelques débris décimétriques près de l'entrée (Photo 27, Fig. 50). Le plancher, taillé dans les gneiss, a un aspect relativement lisse alors que le plafond, au niveau des granulites, présente une surface plus irrégulière avec, par endroits, une coloration brun foncé due aux oxydes de fer provenant de l'altération des grenats (Photo 29).



Photo 27. Vue des porches d'entrée de la grotte de Mfoula et du pilier central (les personnages à gauche du cliché donnent l'échelle)



Photo 28. Vue de l'intérieur de la grotte, avec un des piliers centraux résiduels (photo JP VICAT).



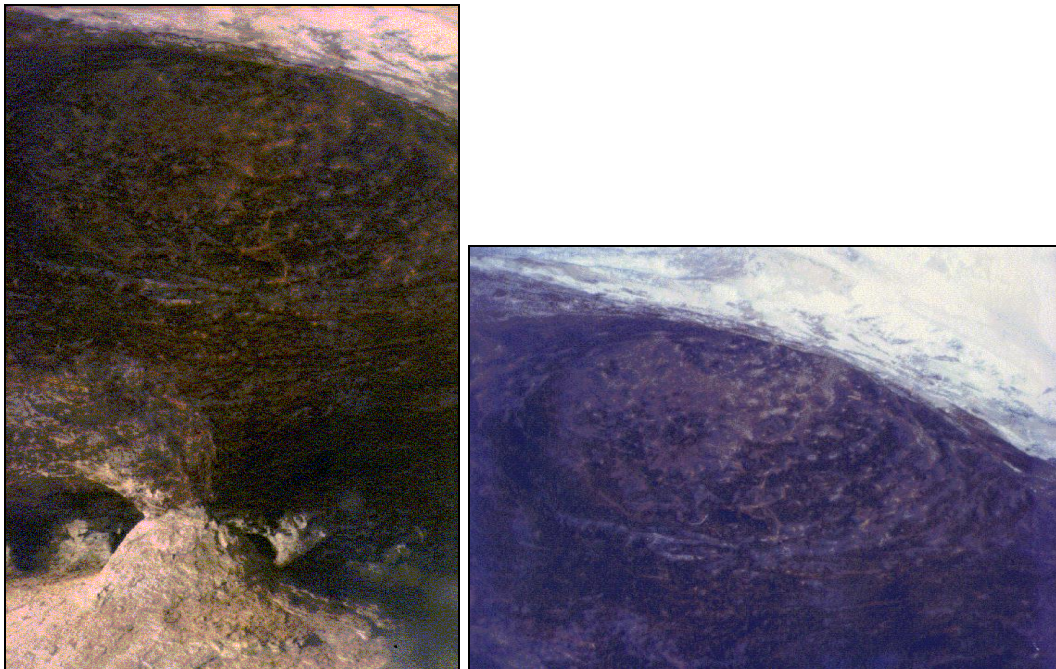
Photo 29. Détail de la roche à l'intérieur de la cavité (photo JP VICAT)

Les caractéristiques morphologiques majeures sont les suivantes :

- des piliers résiduels, de section décimétrique à plurimétrique,
- des alvéoles hémisphériques sur les parois subverticales (Photo 30),
- une voûte en dôme de ± 6 mètres de diamètre au plafond de la grotte (Photos 31),
- une dépression fermée d'environ 2 mètres de diamètre, développée dans un replat surélevé par rapport au niveau de l'entrée de la grotte. L'eau suinte le long de la falaise extérieure tombe dans un petit chenal d'écoulement. Ce dernier aboutit à une mare (Photo 32) tapissée de mousses et d'algues.



Photo 30. Exemple d'alvéoles emboîtées dans le flanc nord-ouest de la grotte de Mfoula (photo JP VICAT)



Photos 31. Voûte en dôme de la grotte de Mfoula (D., Fig. 28). Le pilier visible sur le cliché de gauche (photo JP VICAT) est celui au centre de la Photo 28.

Les alvéoles sont surtout abondantes sur les parois nord-ouest de la grotte. Des seuils entre les piliers compartimentent quelque peu la cavité. D'une façon générale, la hauteur diminue du porche d'entrée vers la terminaison nord de la grotte. Le fond de cette dernière, surélevé par rapport à l'entrée, est en pente vers le sud-est selon une surface structurale correspondant aux plans de foliation des gneiss. A l'exception du chenal aboutissant à la mare, aucune trace d'écoulement n'est visible à l'intérieur de cette cavité.



Photo 32. Vue sur le chenal d'écoulement et de la mare temporaire à proximité du porche d'entrée secondaire de la grotte de Mfoula

4.3.2 La grotte de Mbasbekon

Située à proximité du sommet, au-dessus de la falaise, le site de Mbasbekon se développe dans le même contexte lithologique que celui de Mfoula. Il est constitué d'un rocher champignon qui repose sur un bloc largement fracturé. Le rocher est à l'origine d'un surplomb d'environ 5 mètres de hauteur sur autant de largeur (Photo 33a, Fig. 51).

Deux cavités (1 et 2) (Photos 33b, e et f), l'une sous le rocher champignon, l'autre sur sa bordure est, ont des dimensions modestes. La première est une fissure verticale ouverte, de un à deux mètres de largeur et longue d'une dizaine de mètres. Sa direction NW-SE est parallèle au bord de la falaise en cet endroit. Le fond est encombré par de nombreux blocs anguleux. La fissure ne se prolonge pas dans le toit de la cavité.

Perpendiculairement partent d'autres fissures verticales de largeur réduite qui donnent à l'ensemble un aspect de fracturation en damier. Une importante fissure horizontale est ouverte entre le rocher champignon et son substratum. Elle est occupée par des blocs apparemment résiduels de quelques décimètres à quelques mètres de diamètre. La seconde cavité s'est formée par l'effondrement d'une large dalle détachée du surplomb principal et posée sur le flanc du bloc rocheux sous-jacent.

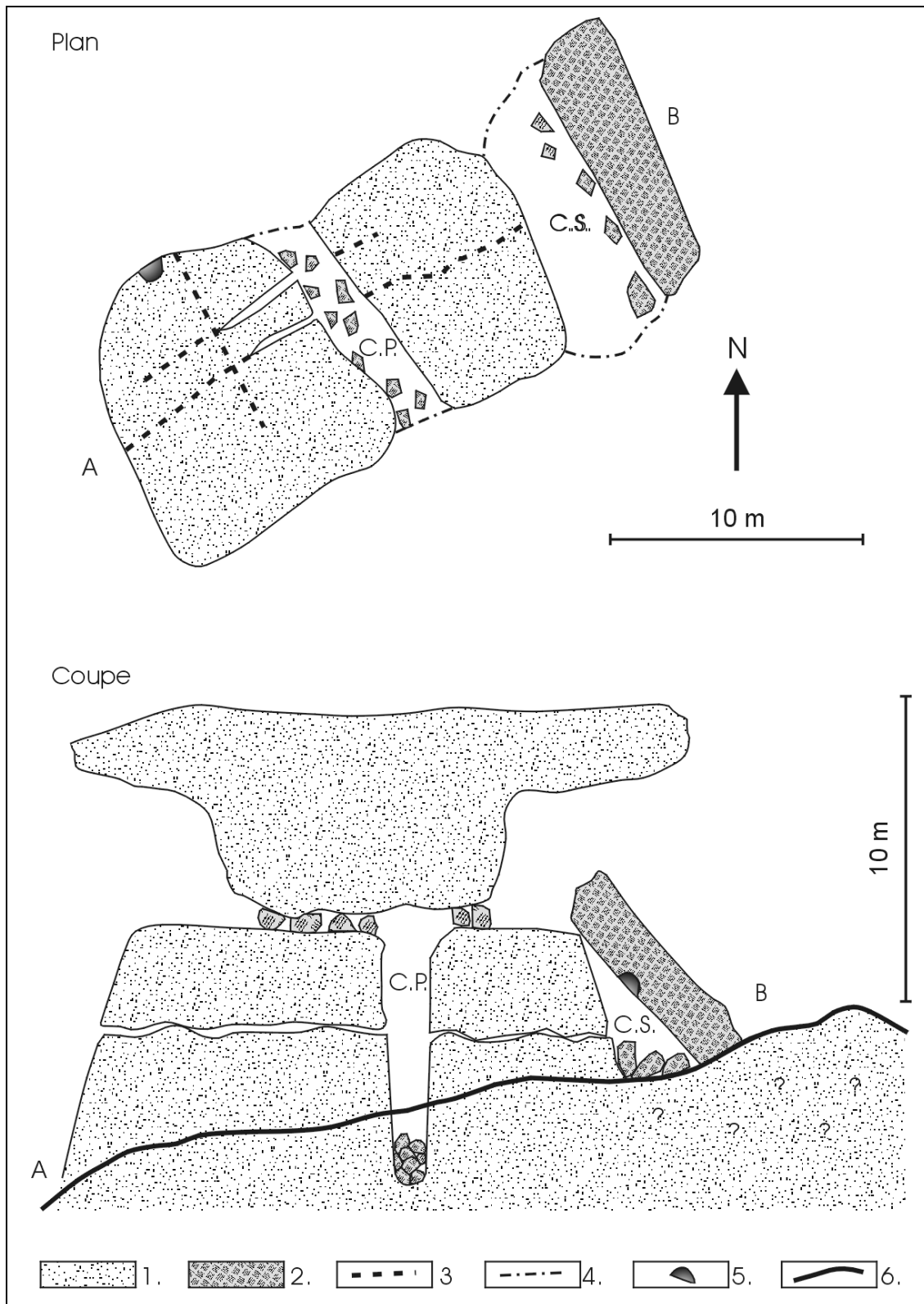


Fig. 51. Plan et coupe de la grotte de Mbabekon (L. Willems, Ch. Mbida et Ch. Makang, 08/08/96). 1. : roche en place, 2. : blocs effondrés, 3. : fractures, 4. Rebord extérieur de la grotte, 5. : alvéole, 6. : niveau supérieur du sol. C.P. : cavité principale, C.S. : cavité secondaire (d'après WILLEMS *et al.*, 1997).



Photos 33. a : vue sous le surplomb du rocher principal du site de Mbasbekon (partie nord-est, Fig. 51). b : Mbasbekon, grotte sous la dalle effondrée où se localise l'alvéole de plafond de la photo 34.

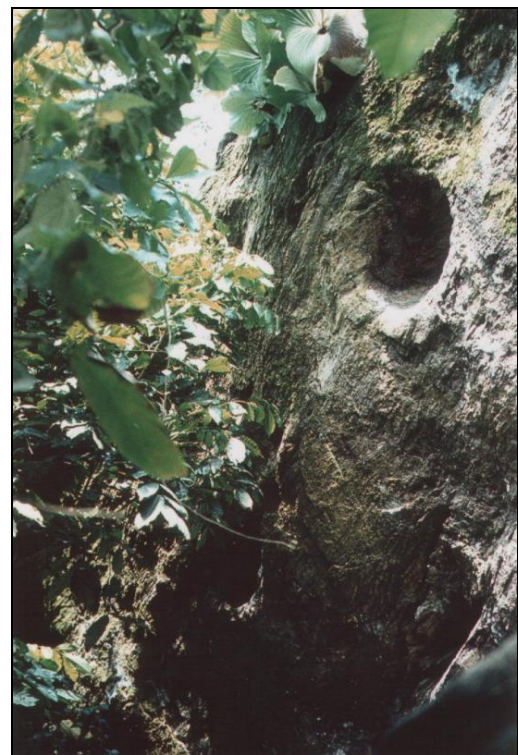


Photos 33c et d. Mbasbekon, vues sur une des entrées de la fissure principale (un personnage donne l'échelle dans le cercle sur la photo c)

Toutes ces cavités sont sèches et ne montrent pas de spéléothèmes. Toutefois, sur les parois subverticales des rochers du site de Mbasbekon ainsi que sur le plafond de la seconde cavité, on observe des alvéoles (Photo 34a) comparables à celles signalées 60 mètres plus bas, dans la grotte de Mfoula.



Photos 33e et f. Mbasbekon, vues sur la grotte centrale avec vue du plafond constitué de l'immense monolithe-champignon et vue sur le fond de la grotte constitué de blocs anguleux (un personnage au centre du cliché e donne l'échelle).



Photos 34. Alvéole dans le plafond de la grotte de Mbasbekon (une vingtaine de centimètres dans sa plus grande longueur (a) et flanc extérieur du rocher formant le toit de la grotte avec une autre alvéole de dissolution (b).

4.3.3 La grotte d'Angoula

La grotte Angoula Biyoo Yezou (ou grotte de l'ancêtre Yezou) (Figs. 43 et 44, Photo 35) s'ouvre sur le flanc très escarpé d'un canyon d'une centaine de mètres de profondeur et orienté nord-sud (Photo 36).

La cavité se développe dans les granulites du Groupe de Yaoundé, le long d'un plan de fracture subhorizontal faiblement en pente vers le nord-ouest (Photos 37). Cette disposition est conforme à la schistosité subhorizontale très marquée dans les roches de la nappe de charriage.

Le porche d'entrée d'Angoula fait environ 3 mètres de hauteur et donne directement sur la falaise du canyon. La hauteur de la grotte se réduit rapidement pour devenir inférieure au mètre au bout d'une trentaine de mètres d'extension. Les parties plus profondes de la cavité deviennent alors inaccessibles. Le plancher est couvert de dalles effondrées du plafond. Dans la partie sud, une fissure d'environ un mètre de largeur pour une longueur de 5 mètres et autant de profondeur s'ouvre dans le toit de la grotte (Photos 38).

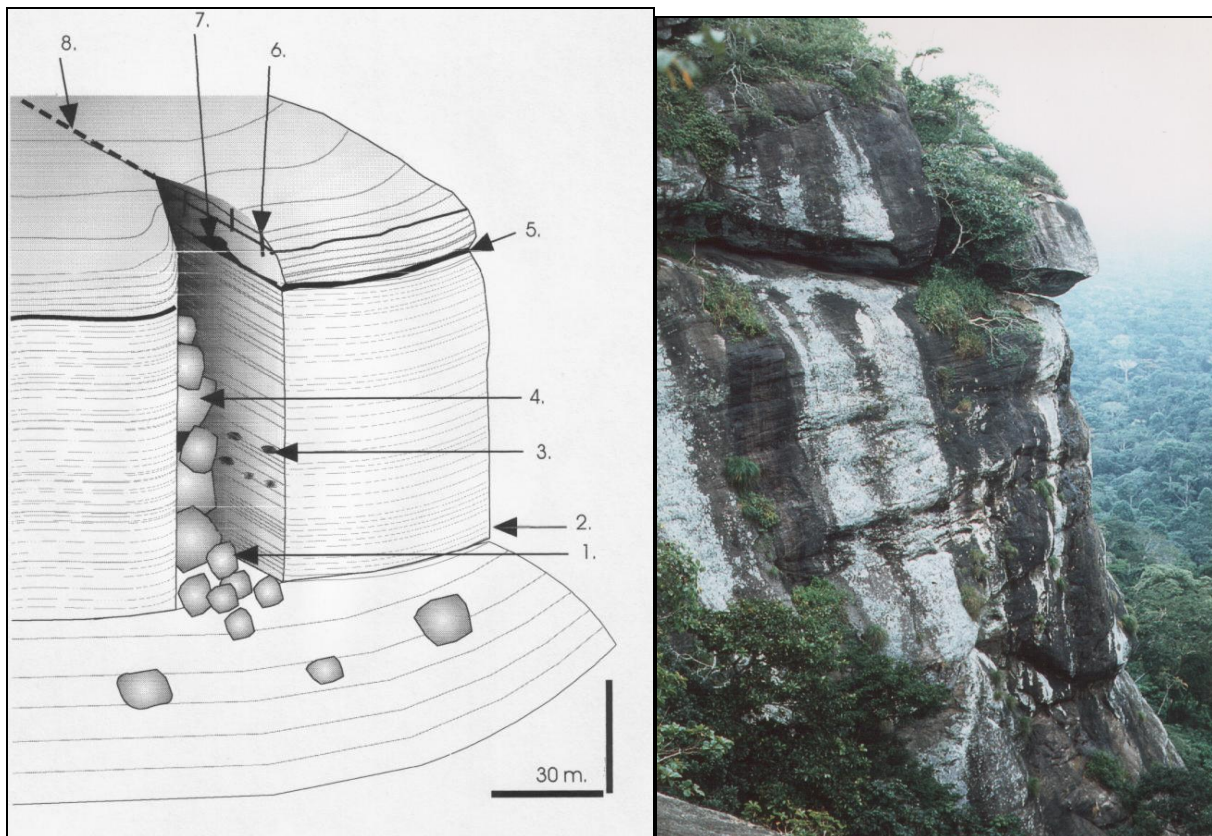


Fig. 52 - Photo 35. Fig. 52 : Bloc-diagramme du site de la grotte d'Angoula (vue en direction du sud-ouest). 1. : blocs effondrés, 2. : falaise principale, 3. : alvéoles de paroi, 4. : blocs effondrés coincés entre les deux parois principales du canyon, 5. : plan de cisaillement majeur, 6. : fracturation subverticale, 7. : site de la grotte d'Angoula, 8. : plan de fracturation majeur (d'après WILLEMS *et al.*, 1997). Photo 35 : Vue à proximité du site de la grotte d'Angoula Biyoo Yezou (« grotte de l'ancêtre Yezou »). La grotte s'ouvre au niveau du plan de cisaillement principal visible sur le haut de la falaise (la taille de cette dernière dépasse 100 mètres).

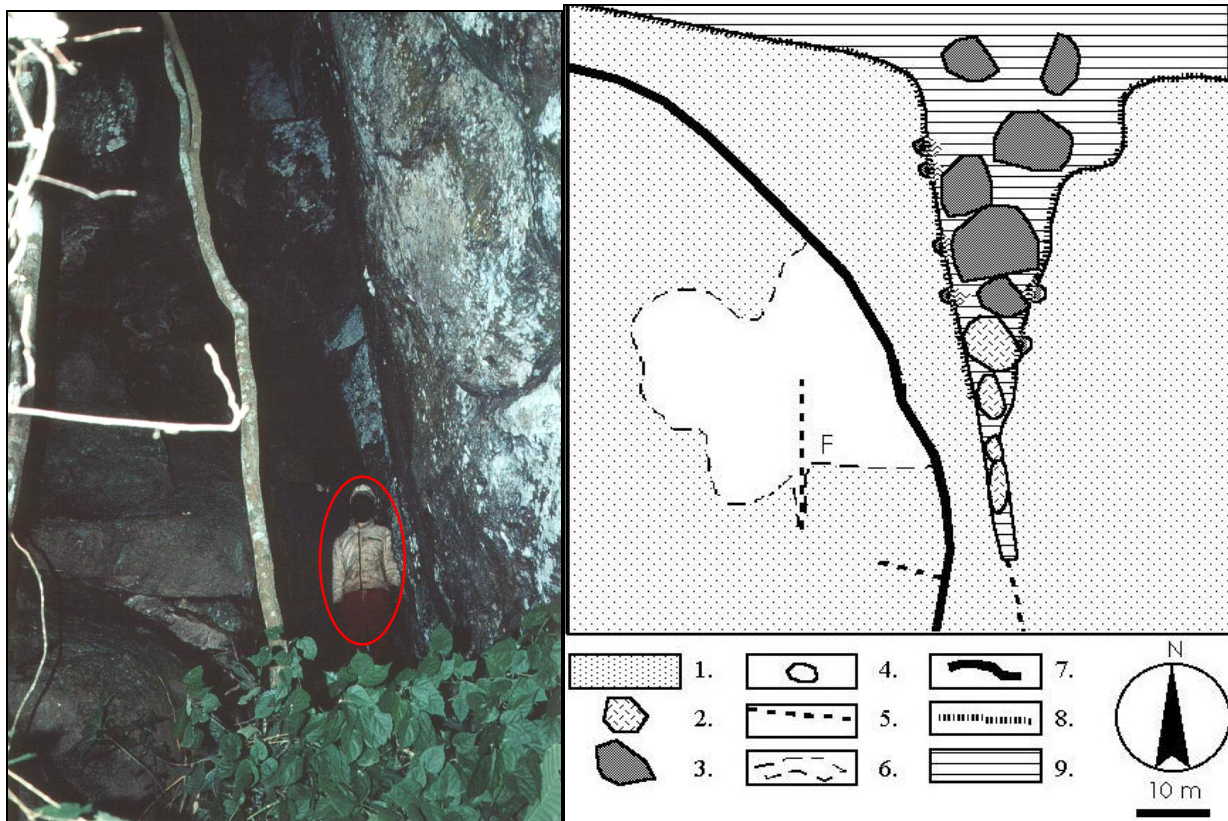
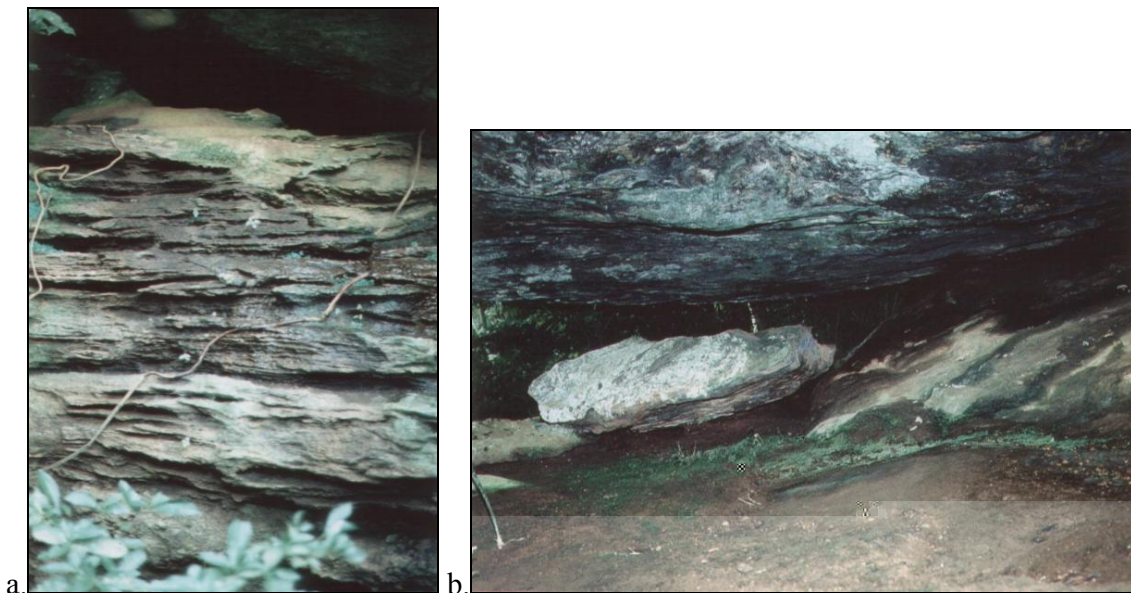


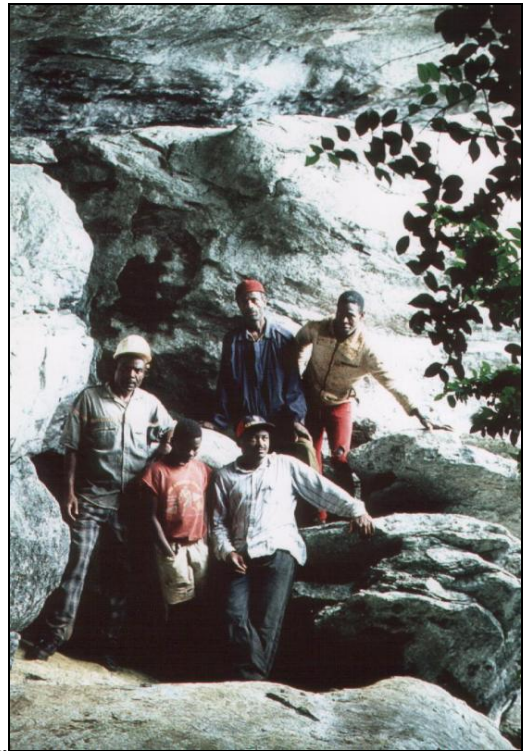
Photo 36. Vue à l'intérieur du canyon, dans le chaos constitué des blocs effondrés et coincés entre les parois (personnage dans le cercle). Fig. 53. Plan du site et de la grotte d'Angoula. 1. : roche en place, 2. : blocs effondrés et coincés entre les parois du canyon, 3. : blocs effondrés « libres », 4. : encoches de parois, 5. : fracturation principale, 6. : limite visible de la cavité, 7. : rebord abrupt supérieur, 8. : parois principales du canyon et de la falaise, 9. : surface basale (d'après WILLEMS *et al.*, 1997).



Photos 37 a et b. Grotte d'Angoula, détail de la roche cisailée (a) et vue de la grotte en direction de la partie amont du canyon avec, à l'avant plan une végétation profitant d'un ruissellement en provenance de la grotte (b).

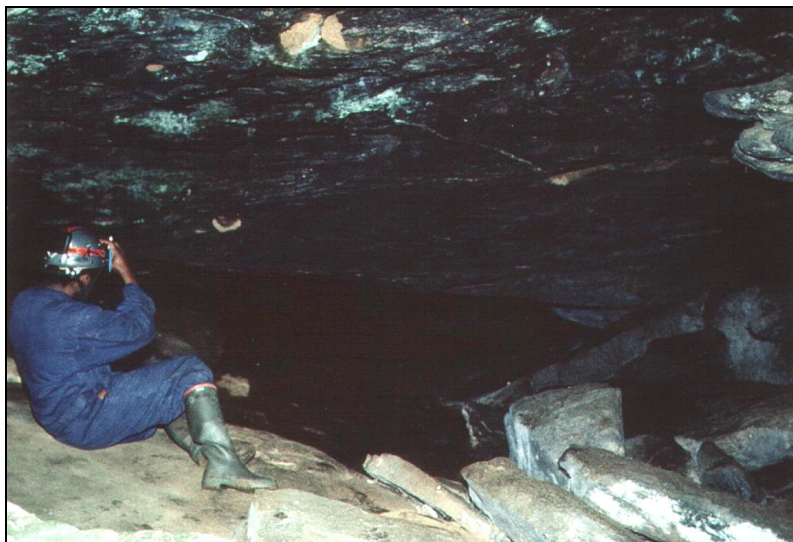


c.



d.

Photos 37 c et d. Détails de la grotte d'Angoula. Vue de la grotte en direction de la falaise principale (c) et sur le porche principal (d).

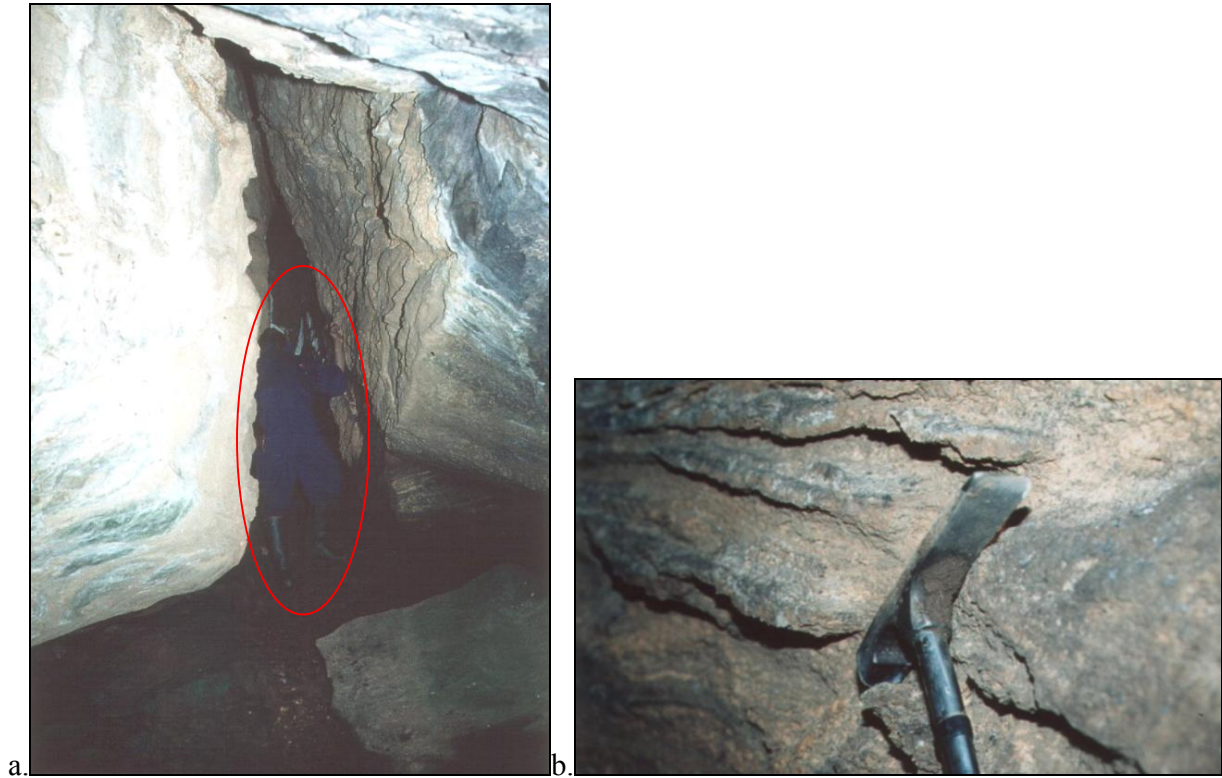


e.

Photo 37e. Grotte d'Angoula, vue sur l'intérieur de la grotte.

Son orientation est parallèle à l'axe nord-sud du canyon. Les parois de cette fissure présentent une alternance de strates décimétriques en saillies ou en dépressions. Cette alternance est attribuée à une érosion différentielle. Les strates en saillie sont percées de trous millimétriques, traces des minéraux les plus altérables et aujourd'hui dissous.

Sur le plafond du porche d'entrée se retrouvent également des alvéoles hémisphériques de quelques dizaines de centimètres de diamètre. On note par ailleurs des suintements d'eau le long des plans de schistosité et sur les flancs de toute la grotte.



Photos 38. Vue sur la fissure verticale de la grotte d'Angoula (a) (personnage dans le cercle) et détail de l'érosion différentielle des parois (b).

4.4 Discussion

4.4.1 Grotte de Mfoula

Pour VICAT *et al.* (1996) la formation de la grotte de Mfoula résulterait de l'infiltration des eaux pluviales le long de plans de fracturation subverticaux et du drainage horizontal dans des fissures conformes aux plans de schistosité. Ainsi apparaissent des conduits par altération chimique (notamment hydrolyse des plagioclases) et entraînement mécanique des résidus insolubles par une circulation hydrique. La coalescence de plusieurs conduits formerait alors des cavités. A partir d'une certaine dimension, une cavité peut s'agrandir par exfoliation du plafond, par évacuation des matériaux solides et par dissolution du plancher au cours d'un drainage horizontal. Ainsi des grottes de type karstique pourraient se former dans des roches silico-alumineuses réputées peu solubles comme les gneiss et les granulites.

Pour tester la nature de la dissolution, deux échantillons de roche ont été analysés. Le premier est un gneiss granulitique provenant du flanc non altéré de la grotte de Mfoula (MF-S, Tableau 5). Le

second est une roche altérée sous forme d'un résidu jaunâtre prélevé dans une fissure subhorizontale débouchant sous une marche du plancher (MF-4, Tableau 5).

La roche altérée est d'abord caractérisée par une importante perte au feu de 18,02% qui correspond à quelques sulfates (S = 3,66%) mais surtout à l'eau des minéraux secondaires hydroxylés (argiles diverses). En effet, il n'a été trouvé ni carbone (donc pas de carbonates) ni azote. L'analyse modale correspond à la composition minéralogique virtuelle de la roche saine et de la roche altérée, en excluant les minéraux secondaires. Elle montre clairement que ce sont principalement les plagioclases (association albite et anorthite) qui ont fait les frais de la dissolution sélective. Cette constatation est conforme à l'observation pétrographique des roches altérées sur les parois : les plagioclases se transforment rapidement en argile qui est entraînée par les eaux et laissent autant de petites cavités.

Cependant, cette interprétation est confrontée à deux problèmes majeurs. Le premier est l'absence de dépôts d'argile qui aurait dû être partiellement conservée dans les alvéoles de paroi ou au fond d'une petite chambre annexe séparée de la salle principale par un seuil (S, Fig.41). Le second est l'absence de trace d'écoulement qui est censé évacuer l'argile résiduelle, à l'exception du chenal plurimétrique trouvé dans le porche d'entrée, résultant du suintement d'eau le long de la falaise extérieure. Aussi, les résidus d'altération étudiés seraient-ils dus uniquement à une altération actuelle de la roche, surtout à proximité de l'entrée de la cavité, en relation avec l'atmosphère plus humide des saisons des pluies. Cette hydrolyse des plagioclases est bien visible au niveau des banquettes d'érosion dans la grotte d'Angoula. Les écoulements actuels qui sont constatés au sein de cette cavité, dégagent au fur et à mesure les résidus peu solubles de l'altération.

L'aspect relativement lisse des parois de la grotte de Mfoula, l'absence de dépôts résiduels et de processus d'écoulement à l'intérieur de la cavité plaide donc en faveur d'une dissolution généralisée de la roche, indépendante de la nature des minéraux qui la composent et antérieure aux quelques (micro)phénomènes d'altération sélective rencontrés.

Deux questions se posent alors : Dans quel environnement la grotte de Mfoula s'est-elle formée et continue-t-elle de se développer actuellement ?

Outre l'absence d'écoulement dans la cavité, le peu de blocs effondrés montre que cette grotte est très stable dans sa morphologie et n'évolue plus sous les conditions actuelles de surface. La cavité de Mfoula a dû prendre naissance dans un environnement tout différent de celui qui existe aujourd'hui. L'absence d'écoulement, la terminaison en cul-de-sac de cette grotte et la diminution progressive de la hauteur vers le fond de la cavité indiquent qu'une érosion a progressé de la falaise actuelle vers l'intérieur de la colline. La vallée est dans l'axe d'une zone de fracturation majeure du substratum. Cette fracturation est un drain important comme semble l'indiquer la présence d'un écoulement temporaire au fond de la vallée. Les cavités qui débouchent actuellement à flanc de coteau devaient se rattacher anciennement à ce drain.

La présence d'un dôme développé dans le plafond de la grotte (D., Fig. 28, Photo 31), les multiples alvéoles parfois imbriquées les unes dans les autres (Photo 30) et la présence de piliers (Photo 28) suggèrent une genèse dans un milieu noyé. Le dôme est analogue à ceux observés dans les karsts

calcaires. En roche carbonatée, ces dômes ont donné lieu à deux hypothèses génétiques : érosion de tourbillons d'eau ou dissolution à la jonction d'un système croisé de fractures. Ces hypothèses ne peuvent s'appliquer à Mfoula puisque la grotte se termine en cul-de-sac, ne montre aucune trace d'écoulement turbulent ni de fracture dans ses parois. Une autre hypothèse est suggérée par le Professeur C. Ek (Comm. pers.) : celle d'une poche d'air prisonnière d'une nappe d'eau et mise sous-pression de façon prolongée et continue. Les vides peuvent être originellement de formes irrégulières. Si le niveau piézométrique est parfois plus bas que le vide en question et s'il s'élève occasionnellement plus haut, l'air de la cavité est mis sous pression. Par conséquent, à ces moments, la pression partielle de CO₂ augmente aussi. L'action de la corrosion sur une échelle de temps suffisamment longue permettrait d'éliminer les irrégularités des parois préexistantes pour aboutir à terme à un dôme très régulier.

Si l'hypothèse d'une genèse en milieu noyé est retenue, c'est dans ces conditions qu'a dû se réaliser une dissolution généralisée de la roche conduisant à la formation de la grotte. Seuls les micro-organismes apportent alors une explication suffisante pour expliquer cette dissolution. Comme nous l'avons vu au chapitre III.8, bactéries, champignons... se retrouvent dans des roches fort variées et sont capables d'une attaque généralisée de la roche hôte dans laquelle ils résident. Ehrlich (1997) considère que ces micro-organismes où leurs produits dérivés peuvent augmenter la porosité des calcaires et créer des vides et des cavernes. C'est également des bactéries qui seraient à la base de l'augmentation de porosité constatée dans certains grès (BENNETT *et al.*, 1988) (voir III.8.3). De la même façon, nous pensons qu'ils sont capables des mêmes effets au sein de gneiss.

Les différentes observations réalisées permettent d'imaginer un schéma de mise en place de la grotte de Mfoula (Fig. 54). Une zone de fracturation subverticale, à l'emplacement de la vallée actuelle, draine les eaux de surface vers la profondeur. Le long des parois de ce drain, des fronts de dissolution se mettent en place latéralement en rapport avec des populations de micro-organismes situées à différentes profondeurs. Comme nous l'avons vu précédemment (III.8), leur nombre est lié à la présence d'eau et à la disponibilité en nutriments. Dans l'hypothèse de bactéries chemolithotrophes²³, les différences de lithologie jouent un rôle important puisqu'elles déterminent la disponibilité en minéraux utiles pour ce type de micro-organismes. Le développement de Mfoula à l'interface de deux faciès pétrographiques différents et la présence d'hétérogénéités à l'intérieur de la roche avec l'importance variable de minéraux plus ou moins altérables ont certainement facilité localement l'élargissement des cavités.

La création de fronts de dissolution liée à l'activité microbienne est guidée par les joints de schistosités subhorizontaux.

²³ bactéries s'alimentant à partir de matière minérale

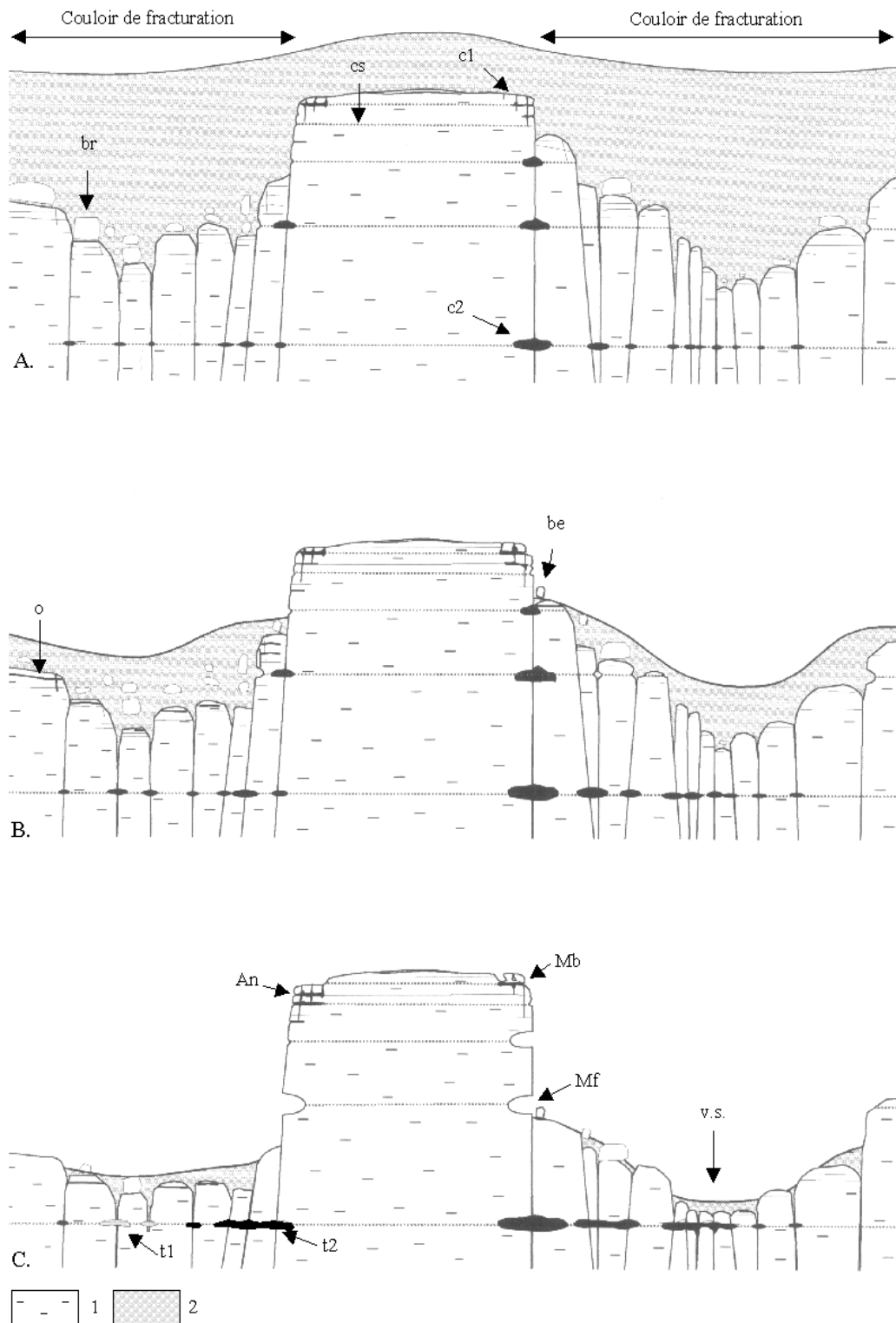


Fig. 54. Hypothèse de mise en place des karsts de la zone de Mfoula. 1. : roche saine, 2 : manteau d'altération, c1 : cavité superficielle, c2 : cavité de profondeur, br : bloc résiduel, be : bloc effondré, t1 : cavité évoluant au sein d'un manteau d'altération, t2 : cavité évoluant dans un milieu vadose, cs : plan de cisaillement majeur, o : plan de décompression calqué sur un plan de cisaillement ou parallèlement à la foliation de la roche. Mf : cas de la grotte de Mfoula, Mb : cas de la grotte de Mbilibekon, An : cas de la grotte d'Angoula, v.s. : vallée sèche.

La coalescence de plusieurs cavités, dont témoignent les poches observées dans la paroi occidentale de la grotte, a finalement produit la large grotte actuelle. L'abaissement des thalwegs lié notamment à la surrection régionale a finalement asséché les cavités qui apparaissent maintenant sur les flancs des collines. Après l'exondation de la grotte, seule l'eau suintant du porche d'entrée et s'accumulant dans l'une ou l'autre irrégularité a pu jouer un rôle érosif quelconque.

4.4.2 Grotte de Mbasbekon

Fortement influencée par la présence de fractures, la grotte de Mbasbekon a été également le siège d'une altération chimique limitée. Plusieurs observations en témoignent :

- la présence de poches hémisphériques à la fois sur les parois verticales extérieures et sur le plafond de la grotte sous la dalle effondrée, associées à des parois relativement lisses,
- la présence du niveau démantelé sur lequel repose le rocher champignon. Ce dernier peut s'expliquer par une altération chimique qui s'est propagée le long d'un drain horizontal. Les blocs résiduels du plan de fracture horizontal se disposent de façon aléatoire, sans forme particulière. Ils sont certainement peu à peu disloqués par le poids du monolithe sus-jacent.

En dehors de l'aspect lisse des parois, le site de Mbasbekon présente des fractures ouvertes. Ces dernières permettent l'évacuation éventuelle de résidus d'altération. La grotte, calquée sur des fractures, serait le résultat d'une genèse au sein d'un manteau d'altération et liée à un réseau de décompression du massif rocheux. La décompression des roches est en relation avec l'ouverture de la vallée principale de Mfoula (Fig. 54, Mb). Les formes de dissolution, résultant d'une attaque globale de la roche et limitées à quelques alvéoles, semblent antérieures à la genèse de la grotte.

4.4.3 Grotte d'Angoula

La grotte d'Angoula souligne la connexion entre les joints subverticaux et subhorizontaux. L'observation de banquettes d'érosion (dans la fissure verticale) (Photo 38b) et de dalles effondrées (Photo 37e) montrent le rôle de la schistosité et des plans de fracturation dans la morphologie de la cavité.

Contrairement aux deux autres grottes, un suintement est visible dans cette cavité. Celui-ci serait responsable de l'érosion et de l'élargissement des fractures responsables de l'apparition et du développement de la cavité. L'observation des banquettes d'érosion au sein de la cavité (Photo 38b) illustre bien l'altération sélective que la roche subit par dissolution de ses minéraux les moins résistants. En dehors des alvéoles situées dans le porche d'entrée de la grotte, aucune trace majeure d'érosion chimique n'est visible dans la cavité. Une genèse comparable à la grotte de Mbasbekon est donc envisagée.

4.5 Conclusion

Les différentes observations effectuées sur les trois sites nous permettent de conclure à la présence de deux modes de formation de cavités. Le premier, et certainement le plus ancien, se forme dans un environnement profond, noyé et lié à de grands plans de drainage subverticaux qui peuvent être des fractures d'origine diverse. La grotte de Mfoula serait issue d'un tel environnement. Les contours irréguliers de la cavité, l'absence de trace ancienne d'écoulement, de résidus d'altération la présence, sur les parois, d'alvéoles emboîtées les unes dans les autres, les piliers résiduels attestent la prédominance d'une dissolution dans sa genèse. Cette dissolution est peut-être liée à l'action de micro-organismes en profondeur.

Le second mode de développement de grottes se raccorde également à ces plans de drainage. La genèse se déroule à proximité de la surface, à l'air libre ou sous couverture ferrallitique, à la faveur de niveaux de fracturation subhorizontaux liés notamment à la décompression du massif rocheux lors de son dégagement par l'érosion de surface. Ces fractures ouvertes sont parcourues par des eaux d'infiltration et sont élargies peu à peu. Fortement drainées, les cavités qui en résultent ont très vite évolué à l'air « libre » et présentent une morphologie d'effondrement dominante, issue de la dislocation de ces niveaux. Angoula en est l'exemple type : dalles de plafond démembré, suintements à travers la grotte, absence de grandes alvéoles de dissolution. Les quelques alvéoles répertoriées à l'entrée de la grotte d'Angoula seraient antérieures à la formation de la cavité elle-même. Elles se seraient mises en place avant la décompression du massif rocheux, lorsque le canyon était encore un drain fermé, soumis à des mécanismes de dissolution similaires à ceux décrits pour Mfoula. L'érosion de surface et la décompression du massif auraient interrompu leur développement.

S'il est vrai que nous avons rencontré le plus souvent des grottes issues d'un amoncellement de dalles effondrées, les observations réalisées à Mfoula montrent que leur origine peut être due à une dissolution généralisée des formations cristallines silico-alumineuses.

L'un et l'autre mode de formation de cavités soulignent l'importance et la pérennité de plans de drainage subverticaux dans la mise en place du paysage actuel de la zone de Mfoula. Ces plans guident le façonnement général du relief et sont à l'origine des grandes falaises, des vallées sèches et des rebords abrupts des collines résiduelles de la région. Si les mécanismes capables d'expliquer une dissolution généralisée des gneiss ne sont pas encore bien connus, des mobilisations d'éléments réputés peu solubles tel que la silice sont trouvés dans ce type de roche. Un exemple de cette mobilisation est décrit ci-dessous.

4.6 Analyses d'aiguilles siliceuses en terrain gneissique

4.6.1 Introduction

C'est à quelques kilomètres au nord de la ville de Yaoundé, à proximité du village de Nkolondom qu'a été décrite la grotte du même nom (LIPS, 1995) également appelée grotte de Nkongméyos (VICAT *et al.*, 1997). Le site est sur le versant d'une colline et est développé dans des gneiss. Un ensemble de blocs pluridécamétriques se sont détachés du versant et sont à l'origine de la cavité (Figs. 55 et 56) qui s'apparente, par sa genèse, à la grotte de Mbasbekon.

La paroi verticale de la roche en place ainsi que celle en vis-à-vis sur le principal bloc détaché comporte une série de conduits et d'alvéoles de paroi (Photo 39, Fig. 56).

Vicat *et al.* (1997) en ont fait une description détaillée et ont montré l'influence à la fois de la foliation de la roche et de la fracturation subverticale sur la forme des alvéoles.

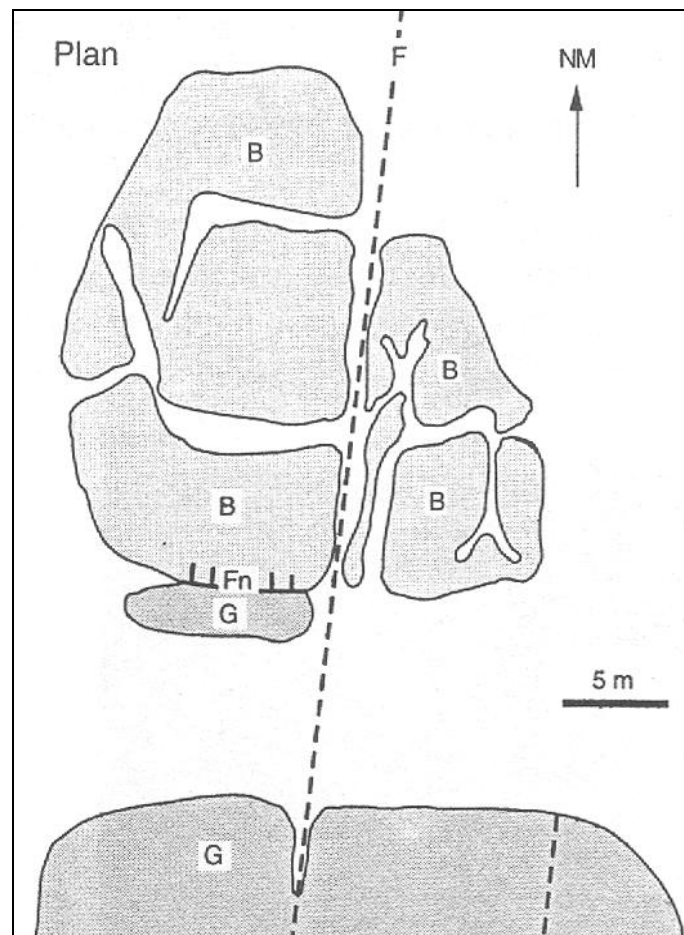


Fig. 55a. Plan du site de la grotte de Nkongméyos. F : fracture, Fn, faille normale effondrant le compartiment nord et plan de glissement, G : gneiss, B : niveau de blocs de gneiss au sein duquel se développent les galeries à différents niveaux, f : foliation (d'après Vicat *et al.*, 1998).

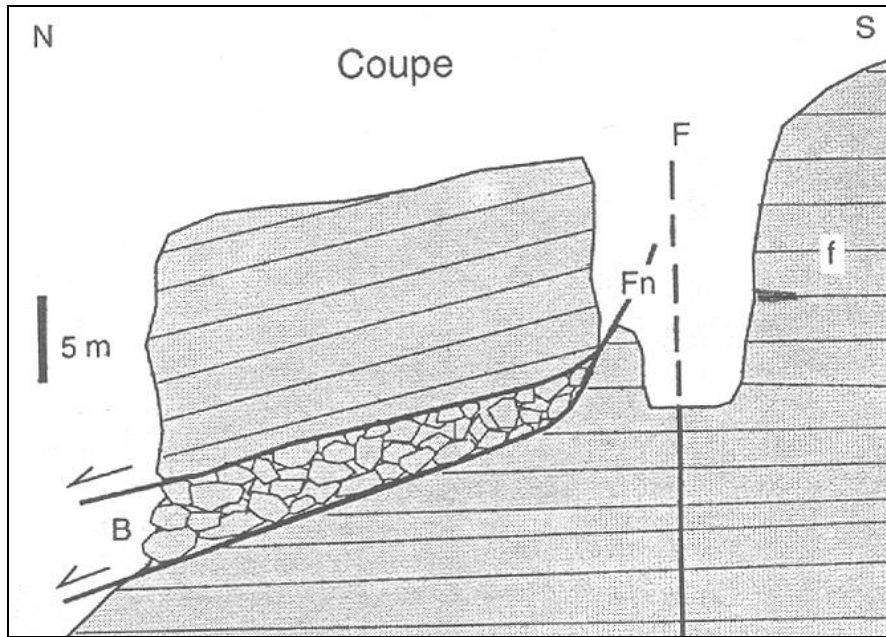


Fig. 55b. Coupe transversale du site de la grotte de Nkongmeyos. F : fracture, Fn, faille normale ayant provoqué l'effondrement du compartiment nord et plan de glissement, G : gneiss, B : niveau de blocs de gneiss au sein duquel se développent les galeries à différents niveaux, f : foliation (d'après Vicat *et al.*, 1998).

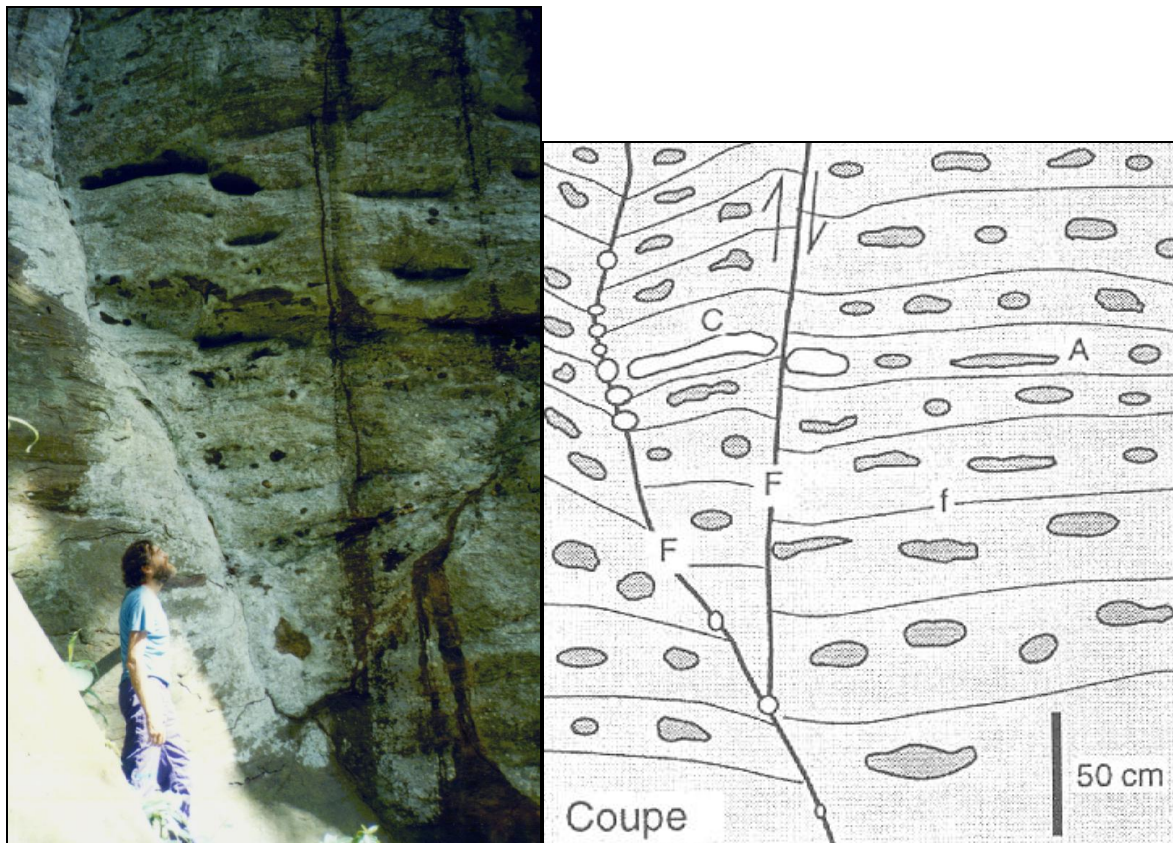


Photo 39. Vue sur la paroi verticale de la roche en place et sur les alvéoles (photo JP VICAT).
Fig. 56. Interprétation de la photo 38 (d'après Vicat *et al.*, 1998)

Une fracture subhorizontale s'ouvre au sein de la falaise principale et des traces d'écoulements montre qu'elle agit comme un drain. C'est à la sortie de ce drain qu'ont été trouvées des aiguilles que nous avons analysées (Photo 40).

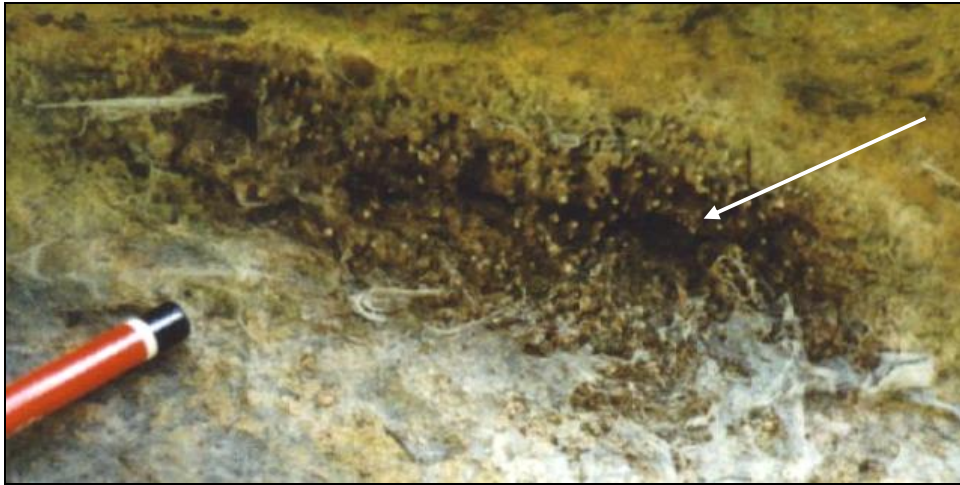


Photo 40. Vue des aiguilles analysées de Nkongméyos (photo JP VICAT).

4.6.2 Matériel et méthode

Les aiguilles de Nkongméyos peuvent atteindre deux à trois millimètres de longueur et se disposent de façon relativement aléatoire à la sortie du drain. Des analyses similaires à celles effectuées pour les concrétions du Niger ont été réalisées : observation au microscope optique, au microscope électronique à balayage, microanalyses qualitatives aux rayons X (EDX) et par diffraction des rayons X²⁴. Nous renvoyons aux chapitres consacrés aux concrétions du Niger pour les détails techniques des appareillages utilisés. Des lames minces polies ont été réalisées suivant le plus grand axe des aiguilles.

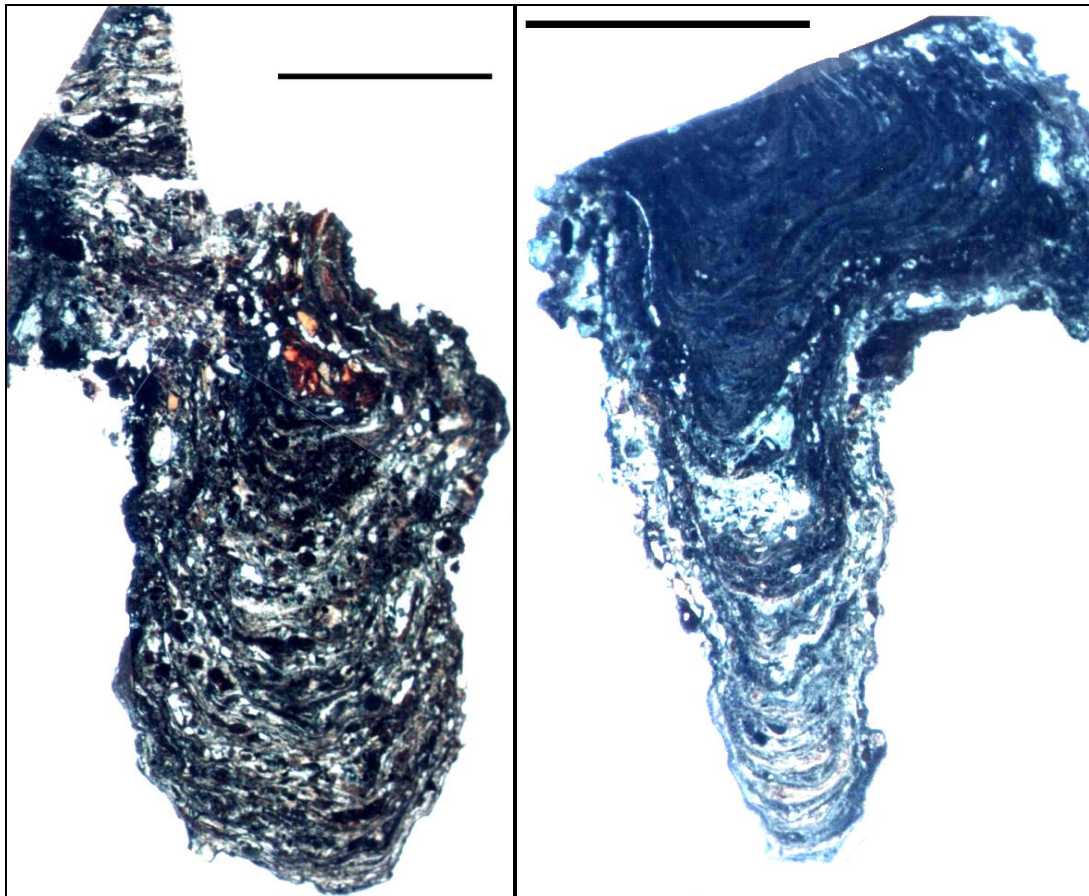
4.6.3 Résultats

L'analyse au microscope polarisant des lames minces révèle que les aiguilles sont constituées d'une succession de microlamines relativement régulières, donnant lieu à une structure de type stromatolithique (Photos 41).

Des cristaux de biotite peu altérés, disposés parallèlement aux lamines, sont bien visibles ainsi que des zones cristallisées de quartz et des grains de quartz allochtones. L'ensemble des aiguilles est

²⁴ Les lames minces ont été réalisées au service de Géologie du Prof. Dimanche, à l'ISSEP par M. D. Leclercq et par le Dr. F. Boulvain, Dpt Géologie, Pétrologie et Géochimie de l'Université de Liège. Les microanalyses ont été réalisées par le Dr. Ph. Compère et l'auteur au Laboratoire de Biologie Générale et de Morphologie Ultrastructurale du Professeur Goffinet, Université de Liège, Institut de Zoologie, 22 Quai van Beneden, B-4020 Liège-Belgique. Les diffractions aux rayons X et leur interprétation ont été effectuées par M. F. Hattert au Dpt de Minéralogie du Prof. Fransolet, Université de Liège.

coloré par de l'oxyde de fer. Des filaments de 1-2 microns de diamètre, légèrement verdâtres, sont également visibles dans l'ensemble des strates des aiguilles (Photo 42).



Photos 41. Vues au microscope en lumière polarisée de lames minces polies réalisées sur des aiguilles le long de leur axe de croissance principal (barre d'échelle : 0,4 mm).

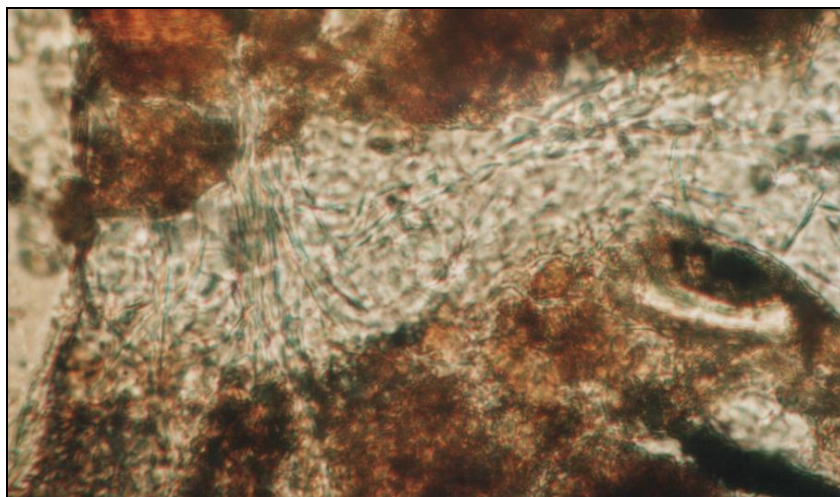


Photo 42. Vue au microscope en lumière polarisée d'une lame mince polie réalisée sur une aiguille le long de l'axe de croissance principal. Mise en évidence de filaments bactériens (1 à 2 μm de diamètre) (cliché F. BOULVAIN).

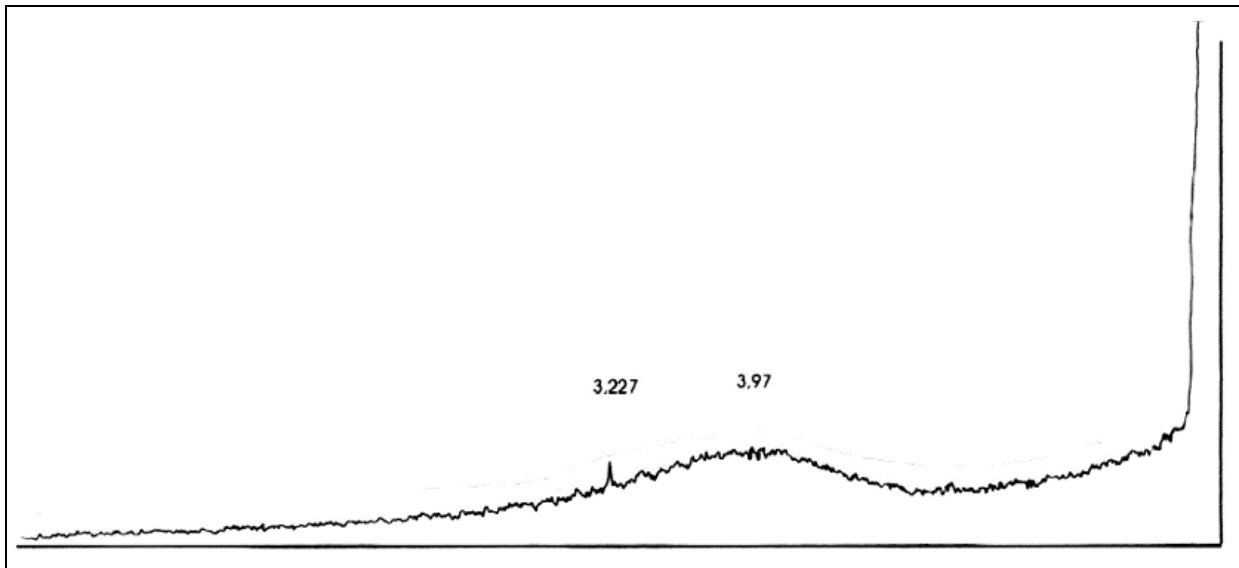


Fig. 57. Diffractogramme aux rayons X des aiguilles de Nkongméyos. 3,97 : indéterminé, 3,227 : feldspath, 14,66 : chlorite (F. HATTERT, Dpt. de Minéralogie, Université de Liège).

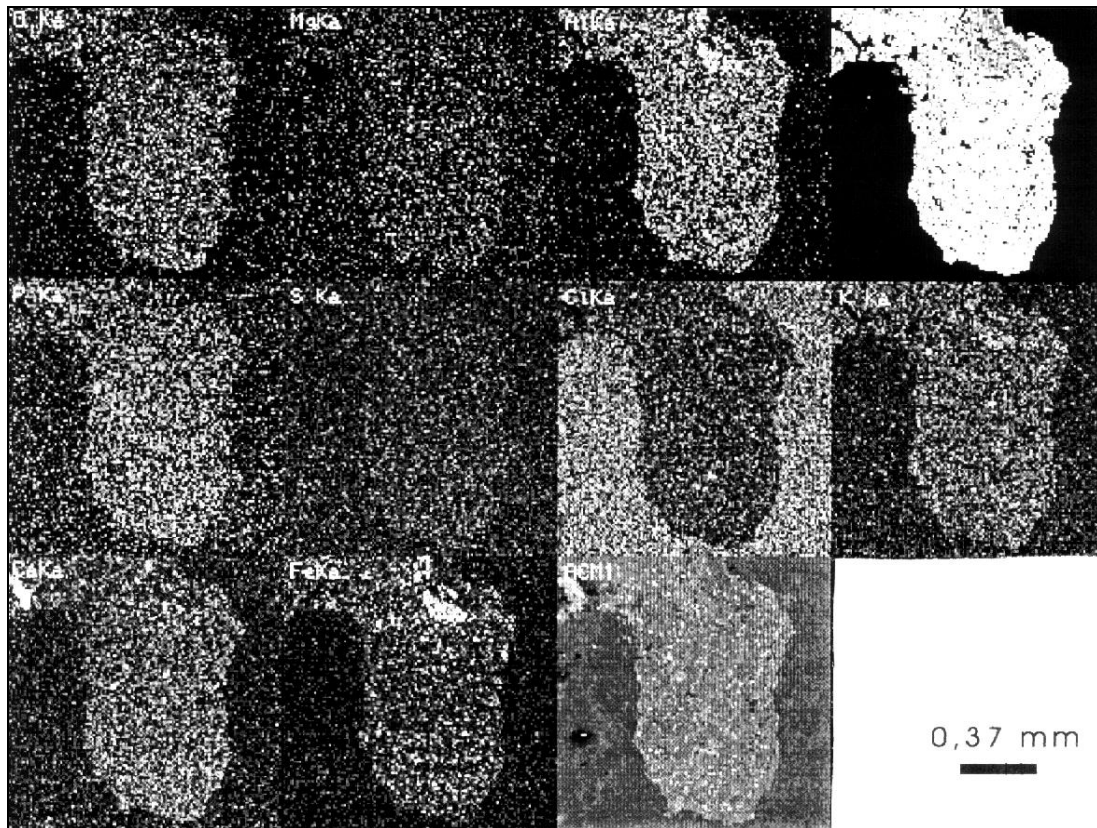
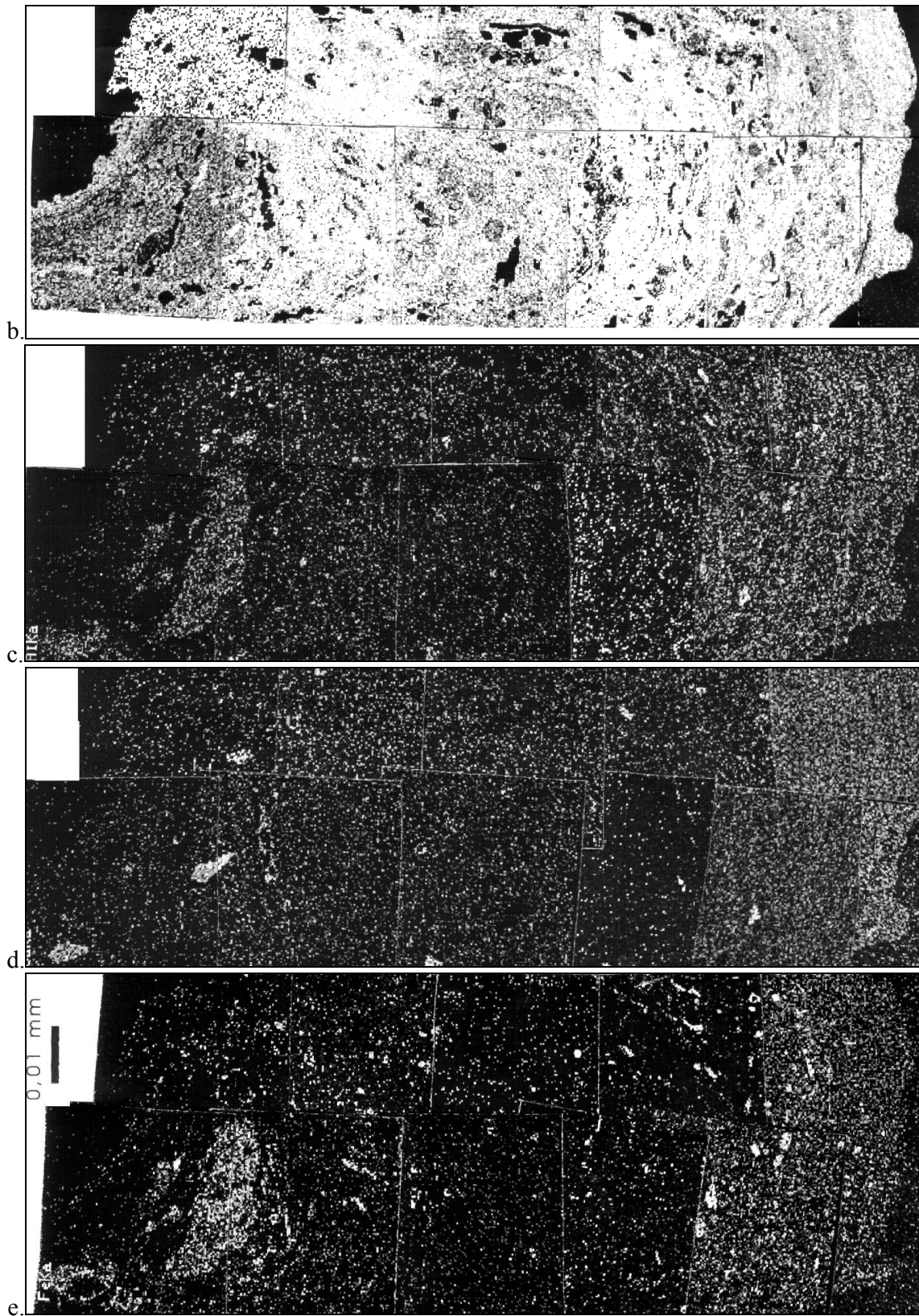


Fig. 58a. Répartition des éléments chimiques de l'aiguille préparée en lame mince (Fenêtre ouverte Be, tension d'accélération 22kV) : éléments représentés respectivement de gauche à droite et de haut en bas : O, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Fe et image vue au microscope électronique à balayage. Remarque : plus un élément est présent, plus il apparaît blanc sur l'image et à l'inverse s'il est peu présent, il se marquera par une zone noire (Lab. de Biologie Générale et de Morphologie ultrastructurale, Institut de Zoologie, Université de Liège).



Figs. 58 b, c, d et e. Mapping agrandi de la zone cartographiée à la fig. 58a. pour Si (b) et Al (c), Ca (d) et Fe (Lab. De Biologie Générale et de Morphologie ultrastructurale, Inst. de Zoologie, Université de Liège).

Les poudres d'aiguilles soumises à la diffraction aux rayons X nous montrent que, d'une façon générale, le matériau qui les constitue est à l'état amorphe. Seuls deux pics caractéristiques émergent du diffractogramme : celui des feldspaths et celui de la chlorite. L'aspect général du diffractogramme fait penser à celui d'une opale. L'importance du bruit de fond continu semble confirmer l'imprégnation généralisée des aiguilles par du fer.

La carte de répartition des éléments chimiques (mapping) obtenue par rayons X sur une lame polie révèle que les aiguilles se composent essentiellement de silice et aucun autre élément n'apparaît vraiment à l'exception d'un noyau ferrique qui semble être un résidu de la roche support. Al, K, P, Ca sont pratiquement absents des aiguilles (Figs. 58).

4.6.4 Discussion

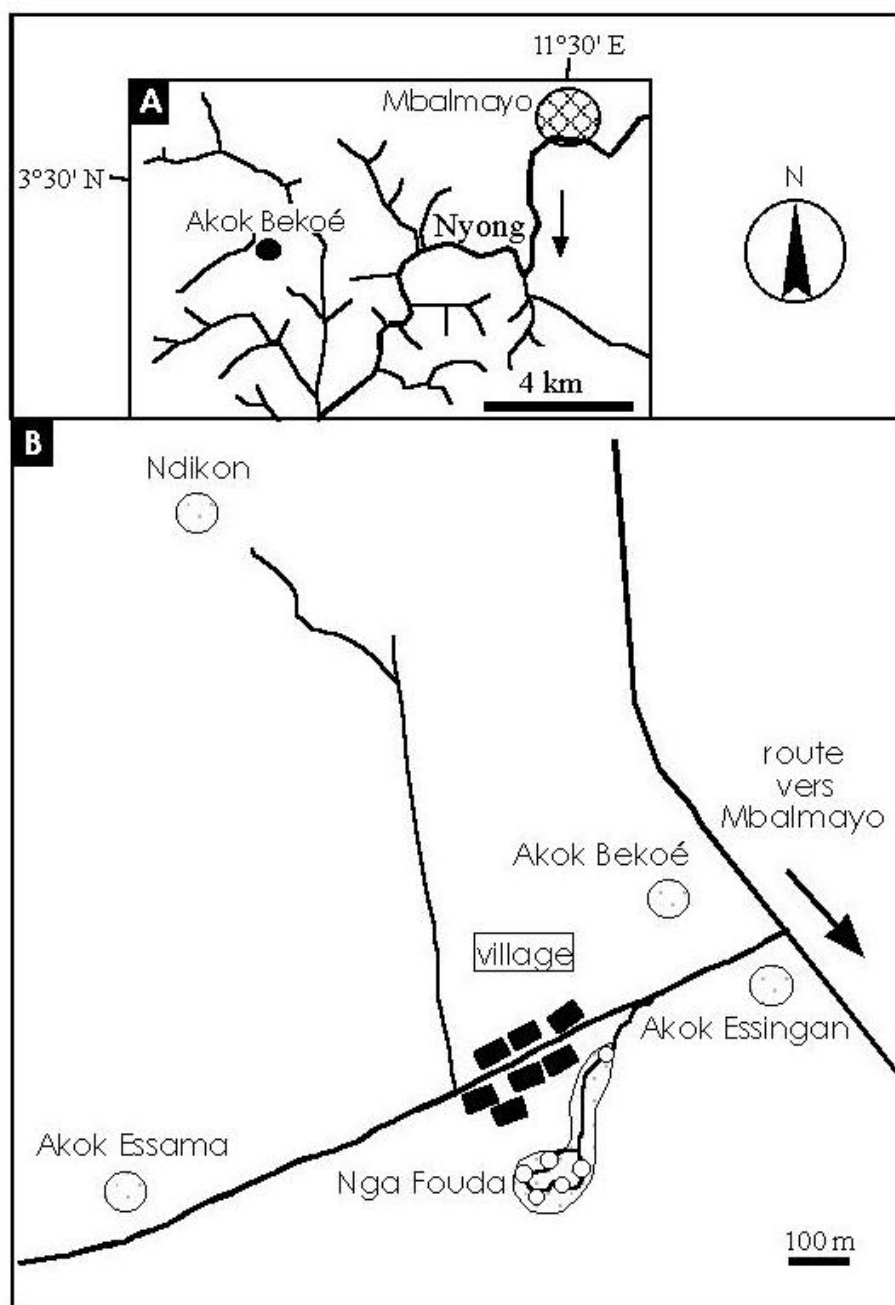
Les différentes analyses effectuées montrent que les aiguilles sont constituées principalement de silice amorphe (peut-être sous forme d'opale). La présence au sein du concrétionnement de cristaux de biotite peu altérés atteste d'une formation très rapide des aiguilles. En effet, ce type de minéraux est extrêmement sensible à la corrosion et est donc très rarement conservé au sein de concrétionnements. De plus, la position des aiguilles à l'air libre et leur fragilité laissent supposer qu'elles se forment toujours à l'heure actuelle.

Quels sont les mécanismes de formation de ces aiguilles qui semblent toujours en formation à l'heure actuelle et qui montrent une importante mobilisation de la silice ? Les filaments observés pourraient être des bactéries (Interprétation Dr. David Gillan, ULB). Malheureusement, les données nous manquent pour être plus précis dans leur détermination et dans le rôle éventuel qu'ils ont joué dans la précipitation de la silice. L'ensemble des observations suggère une mobilité importante et rapide de la silice au sein des formations gneissiques.

VII.5 Karsts dans les micaschistes - l'exemple des grottes d'Akok Bekoé

5.1 Contextes géologique et géomorphologique

Les sites d'Akok Bekoé sont à 12 km au sud-ouest de la ville de Mbalmayo et à 4 km à l'ouest du fleuve Nyong. (Fig. 59A). Ils regroupent un ensemble de formes (grottes, alvéoles...) dispersées autour du village du même nom (Fig. 59B).



Figs. 59. A : Localisation de la zone d'Akok Bekoé. B : Localisation des sites autour du village d'Akok Bekoé.

Le réseau hydrographique du fleuve Nyong découpe le relief en vastes vallons et cuvettes marécageux occupés par une forêt plus ou moins dégradée.

Des études préliminaires d'Akok Bekoé mentionnent des grottes, des abris sous roche, des rochers "champignons", des amas de blocs dans des gneiss et des micaschistes (LOUMPET, 1994; LIPS, 1995; VICAT *et al.*, 1997). VICAT *et al.* (1997, 1998) répertorient des alvéoles groupées sur les parois verticales des rochers de Ndikon ainsi que des conduits horizontaux. Ces auteurs soulignent le fort contrôle tectonique des formations, envisagent la dissolution des roches encaissantes et attribuent, sans plus de détail, les formes observées à un karst profond mis à jour par l'érosion.

Le substrat de la zone d'Akok Bekoé appartient à la série des "schistes de Mbalmayo" (CHAMPETIER DE RIBES et AUBAGNE, 1956) qui appartient à la nappe de charriage de Yaoundé (Fig. 47). La série des schistes de Mbalmayo comprend des micaschistes à muscovite-chlorite alternant avec des calcschistes finement rubanés contenant des lits phylliteux à muscovite, chlorite et biotite et à lits à quartz, calcite et albite.

La composition chimique de cette série (Tableau 6a) évoque celle de roches détritiques argileuses, à ciment carbonaté. Localement, des quartzites à muscovite sont interstratifiés dans la série (NEDELEC *et al.*, 1986).

Au niveau des sites d'Akok Bekoé, on rencontre des micaschistes à muscovite et biotite dont la composition chimique (Tableau 6b) est celle de formations grésopélitiques micacées peu ou non carbonatées.

Les caractères structuraux des micaschistes d'Ako Bekoé sont ceux de la nappe de Yaoundé (Fig. 60). Des plans de cisaillement (C2) en pendage faible vers le nord-est sont associés à une schistosité subparallèle (S2) et à une schistosité de flux antérieure (S1) inclinée de 20 à 30° vers le nord-est. La plupart des grandes formes karstiques décrites ci-dessous s'inscrivent dans cette structuration.

Chaque rocher ou groupe de rochers autour du village d'Akok Bekoé porte un nom local. Cinq sites ont été étudiés : Nga Fouda, Ndikon, Akok Essama, Akok Essingan et Akok Bekoé. (Ce dernier est différent du site de Nga Fouda montré aux quelques rares visiteurs et répertorié dans la littérature touristique comme "grottes d'Akok Bekoé".)

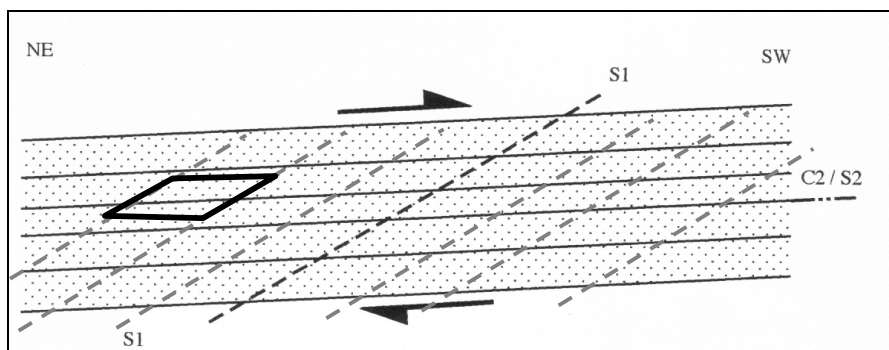


Fig. 60. Structuration de la nappe de Yaoundé. Coupe verticale NE-SW. C2 : plans de cisaillement; S2 : schistosité subparallèle à C2. S1 : schistosité de flux antérieure à C2 et S2. En gras, maillage rocheux « de base » (modifié d'après Willems *et al.*, 2000).

	a	b/Ndikon	c/enduit siliceux
SiO ₂	57,35	69,17	91,22
TiO ₂	0,91	0,79	0,02
Al ₂ O ₃	16,03	13,52	0,94
Fe ₂ O ₃	5,52	5,83	0,28
MnO	-	0,10	0,00
MgO	-	1,92	0,5
CaO	2,46	0,26	0,16
Na ₂ O	4,69	2,10	0,04
K ₂ O	2,18	2,93	0,14
P ₂ O ₅	3,67	0,23	0,97
Perte au feu (P.F.)	-	2,36	4,48
Total	92,81	99,21	98,3

Tableau 6. Composition chimique de roches de la région d'Akok Bekoé (Analyses par ICP, Service d'analyses de l'Université d'Orléans, Programme A. POUCKET, Orléans). a : analyse représentative de la composition des schistes de Mbalmayo (Nédélec *et al.*, 1986); b : analyse des micaschistes de Ndikon; c : analyse d'un enduit en provenance de la grotte d'Akok Bekoé.

5.2 Le site de Nga Fouda

Le site de Nga Fouda (Fig. 59B) se compose de six rochers ou amas de rochers principaux disséminés dans une cacaoyère.

Des blocs généralement pluridécimétriques, aux formes arrondies, sont empilés les uns sur les autres. Un aspect parfois chaotique se dégage de ces ensembles. Les différents rochers sont principalement individualisés par des fissures subhorizontales et dans certains cas par des fractures verticales. LIPS (1995) y relève plusieurs grottes ou abris sous roche (Fig. 61).



Photo 43. Vue en direction du SE du grand rocher champignon de Nga Fouda.

La "grotte N° 1", rocher champignon gigantesque, présente une "corolle" d'une trentaine de mètres de diamètre qui surplombe le sol de 8 à 10 mètres. Sa base se rétrécit et atteint un diamètre d'une dizaine de mètres (Photo 43).

Nga Fouda		Ndikon	
T (°C)	22,4	T (°c)	21,3
pH	5,34	pH	6,04
conductivité	70 µS	conductivité	19,6 µS
turbidité	0,00 NTU	turbidité	4,59 NTU
acidité	0	acidité	0
alcalinité	36,5 équivalent mg/L de CaCO ₃	alcalinité	79,5 équivalent mg/L de CaCO ₃
azote ammoniacal	0,01 mg/l (NH ₃ -N) ou 0,0129 mg/l de NH ₄ ⁺	azote ammoniacal	0,02 mg/l NH ₄ ⁺
calcium	9 mg/l	calcium	9 mg/l
chlorure	9 mg/l	chlorure	26 mg/l
dureté totale	20 mg/l de CaCO ₃	dureté totale	28 mg/l CaCO ₃
fer total	0,01 mg/l	fer total	0,64 mg/l
flurorure	0,00	flurorure	0,03 mg/l
manganèse	0,118 mg/l	manganèse	0,062 mg/l
nitrate	11 mg/l de NO ₃ ⁻	nitrate	4,4 mg/l
oxygène dissous	3,4 mg/l	oxygène dissous	1,1 mg/l
silice	8 mg/l SiO ₂ H	silice	4,9 mg/l
sulfate	0	sulfate	0
aluminium	0,163 mg/l	aluminium	0,050 mg/l
potassium	1,0 mg/l	potassium	1,5 mg/l

Tableau 7. Analyse de l'eau de source de Nga Fouda et d'une mare au pied des rochers de Ndikon (L. Willems)

Le rocher semble posé sur le sol, limité à sa base par une fissure subhorizontale. Dans le substratum, sous le rocher champignon, se trouve une source utilisée par les villageois. Une morphologie similaire se retrouve pour la "grotte N° 2" qui cette fois est fermée, une partie de la corolle étant adossée à un autre rocher.

L'analyse de cette eau de source²⁵ (Tableau 7) révèle une solution peu minéralisée et acide.

Les autres grottes ("grottes N° 3, 4, 5", LIPS 1995) sont des passages plus ou moins étroits sous de gigantesques dalles "reposant en équilibre sur des blocs plus petits" (LIPS, 1995, p.11).

Seule la grotte "N° 6" montre des parois qui semblent suivre des diaclases subverticales (LIPS, 1995; VICAT *et al.*, 1997 et 1998).

L'individualisation des différents rochers de Nga Fouda s'est faite selon les plans de cisaillement C2. Ceci est particulièrement observable sur l'immense rocher-champignon (Photo 43).

²⁵ Une description du matériel utilisé pour les analyses des eaux se trouve en annexe.

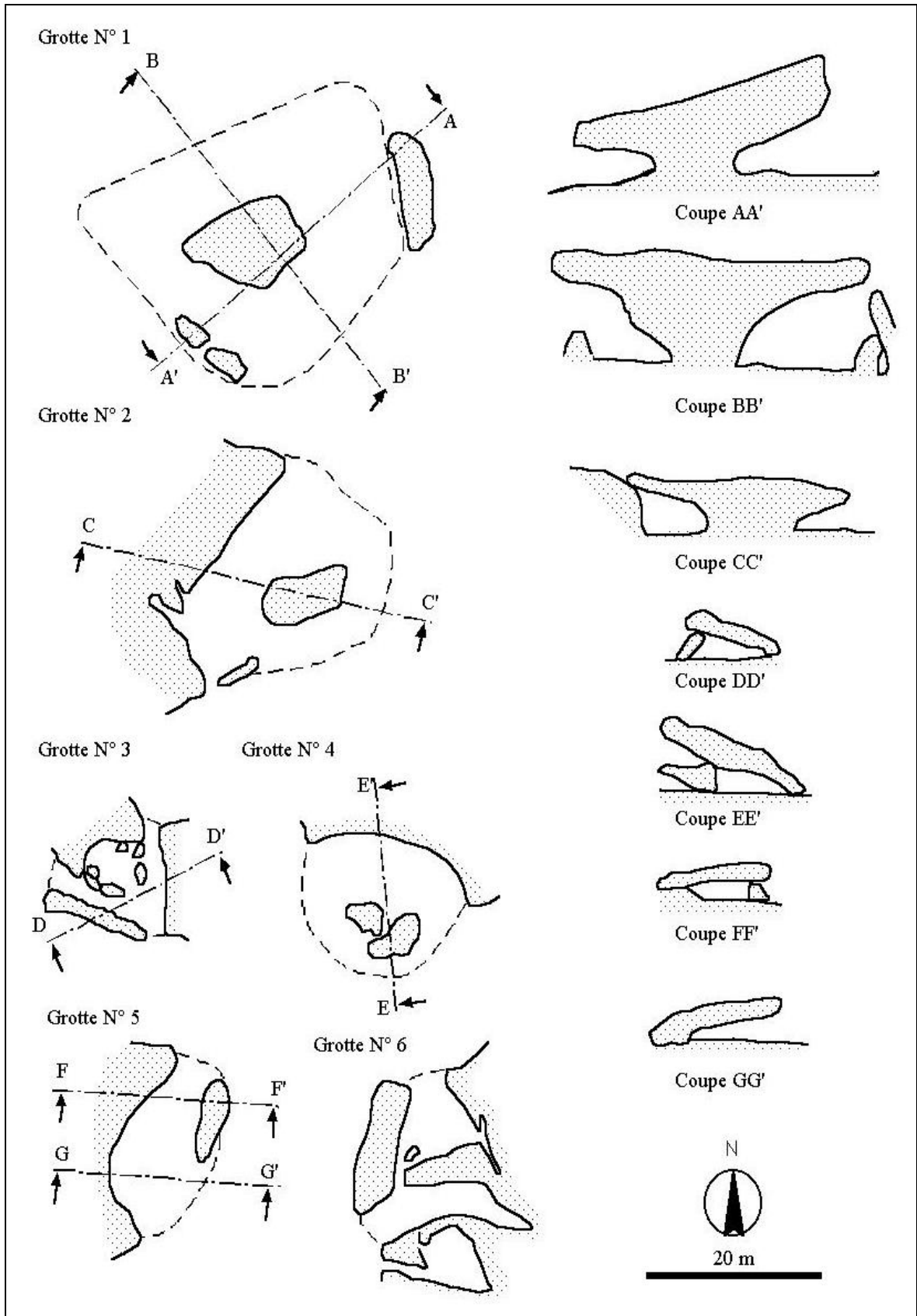


Fig. 61. Plans et coupes verticales des grottes et abris sous roche de Nga Fouda (modifié, d'après B. et J. Lips, 15/05/94). Traits interrompus : rebords extérieurs des rochers. La coupe AA' correspond à la photo 43.

5.3 Le site de Ndikon

Le site de Ndikon se localise à environ 1 km au NW du village (Fig. 59B). Cet ensemble de rochers surplombe d'une dizaine de mètres le paysage environnant. Les monolithes peuvent atteindre des dimensions pluridécamétriques dans leur plus grande longueur. La plupart apparaissent peu ou non fracturés. En dehors des dalles effondrées formant de petites cavernes, les rochers présentent plusieurs formes particulières.

Un ensemble d'alvéoles aux rebords relativement bien marqués occupe les flancs d'un des rochers (Fig. 62).

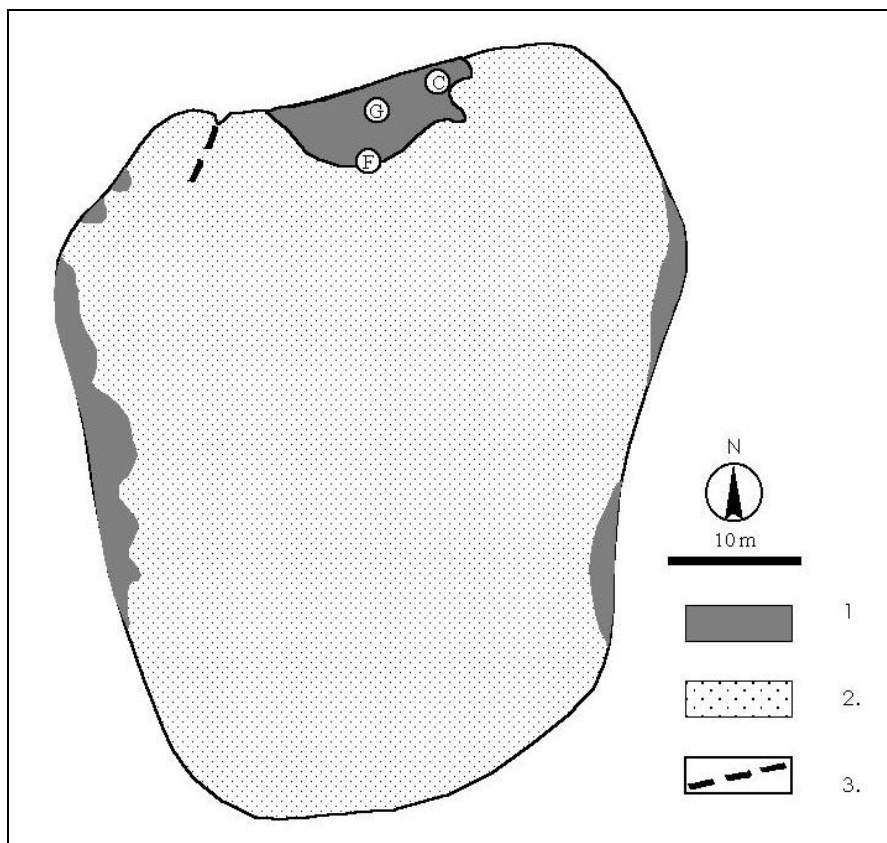
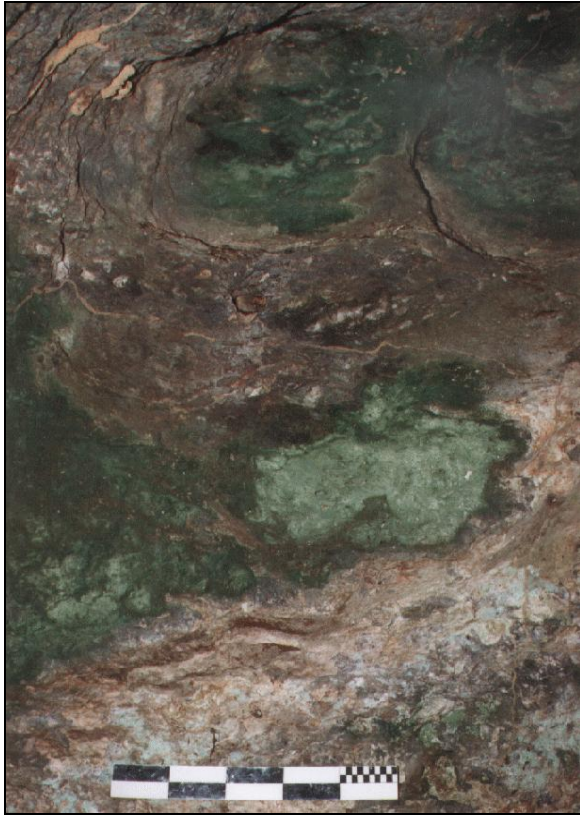


Fig. 62. Plan des principales alvéoles et petites cavités développées dans un rocher de Ndikon. 1 : creux, alvéoles; 2. : roche en place; 3 : fracture. G : grotte; F : alvéole au fond de la grotte (Fig. 63); C : colonne de dissolution (Photo 47) (barre d'échelle 50 cm) (d'après Willems *et al.*, 2000)

Leurs dimensions peuvent dépasser le mètre. De forme hémisphérique, elles se retrouvent aussi bien sur les parois verticales que sous les surplombs. Nombre d'entre elles sont emboîtées les unes dans les autres avec des axes de croissance variés (Photo 44). Certaines d'entre-elles sont «recoupées» par les bords des rochers, ne subsistant que partiellement (Photo 45).

Une petite cavité de dimension modeste (15 x 5,9 m) s'ouvre au milieu de la paroi nord du rocher (G, Fig. 62) (Photo 46), 3 m au-dessus du sol. Sa hauteur (2 m à l'entrée) diminue rapidement vers le fond. Aucun matériel détritique ne l'occupe.



Photos 44 et 45. Exemples d'alvéoles sur une paroi verticale (44) et sous un surplomb (45) d'un rocher de Ndikon (alvéole métrique).

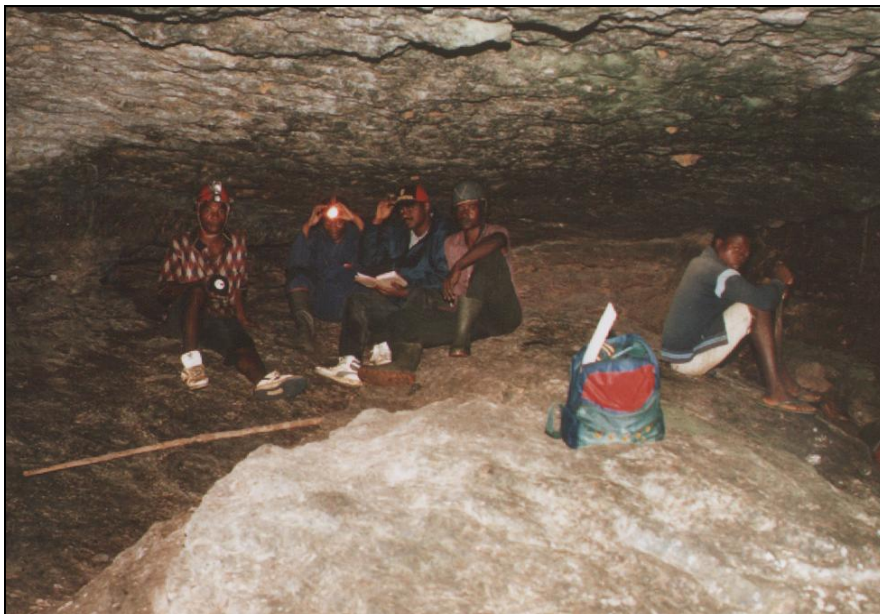
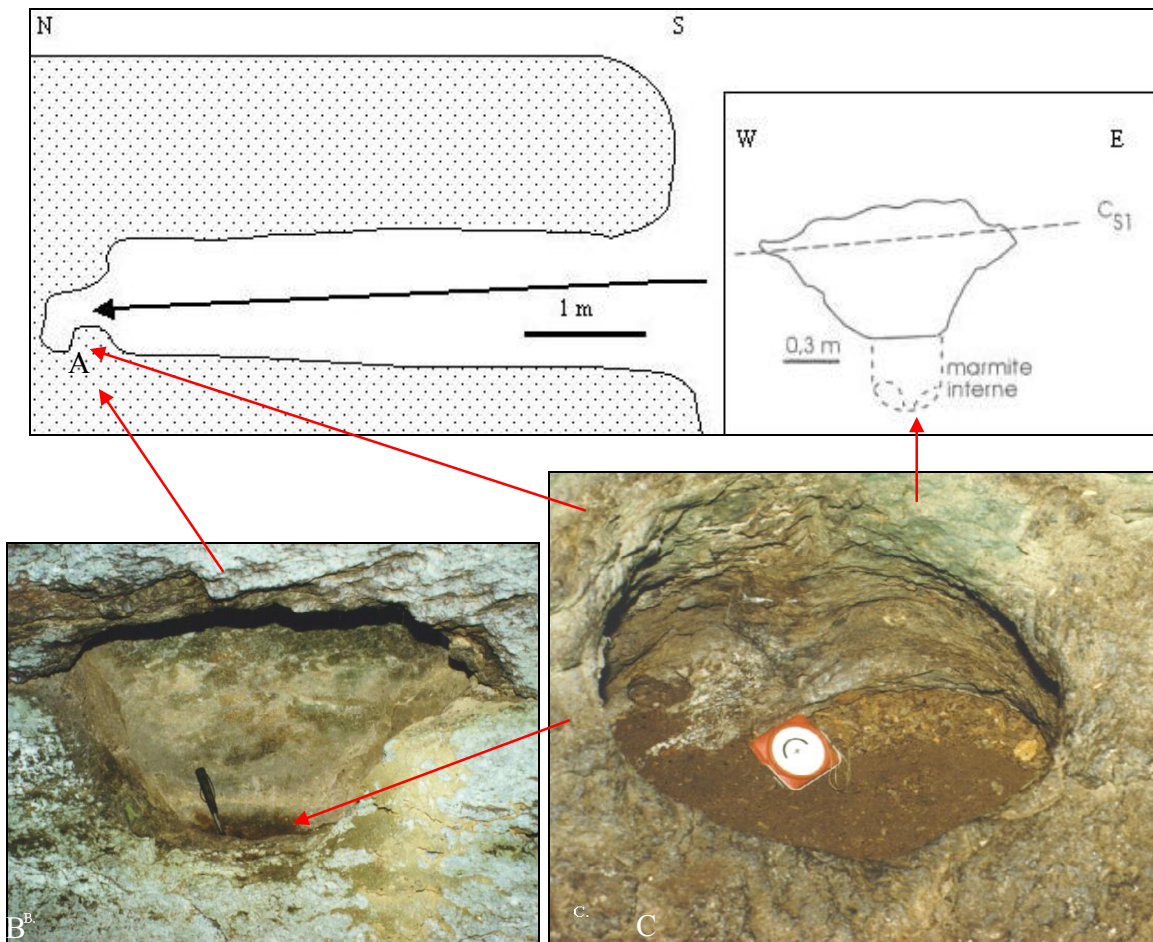


Photo 46. Intérieur de la cavité de Ndikon

Deux alvéoles métriques se situent sur le côté est de la grotte. Elles sont séparées par une colonne aux parois lisses et façonnée dans le rocher (C, Fig. 62, photo 46).



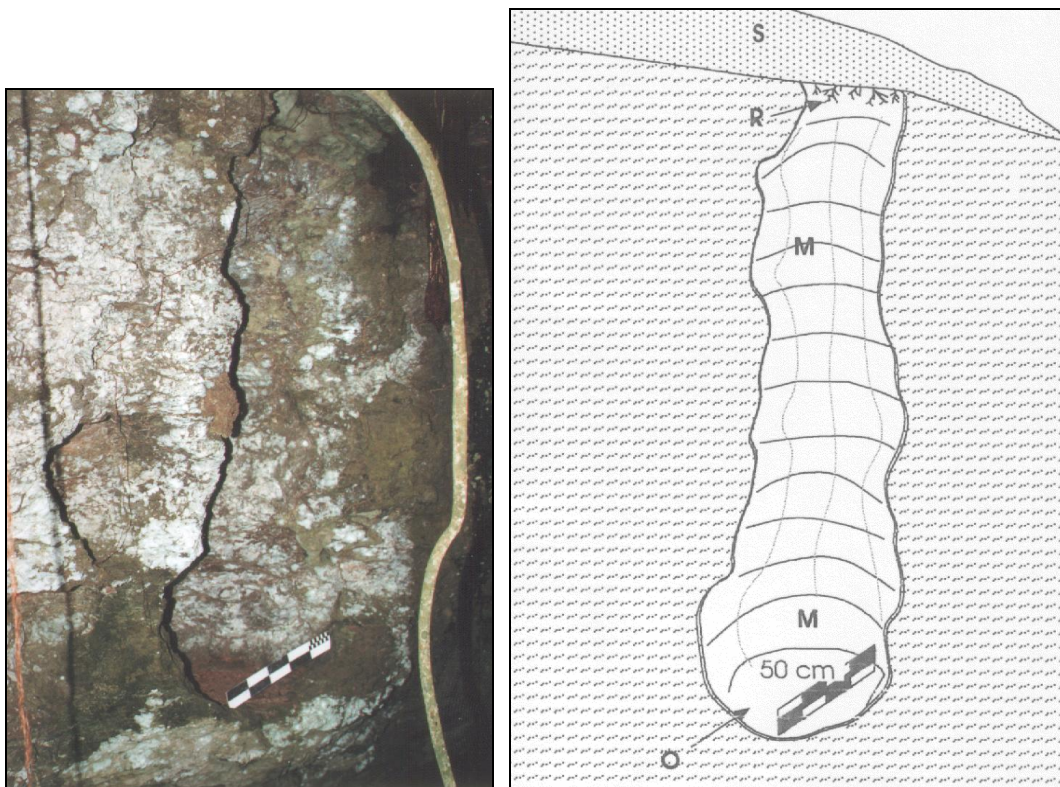
Photo 47. Pilier de dissolution dans une petite cavité de Ndikon.



Figs. 63. A. : Coupes verticales d'une grotte d'un rocher de Ndikon et d'une alvéole développée au fond de la cavité. B. : vue sur l'alvéole. C : marmite interne et micro-alvéoles internes.



Photo 48. Colonne de dissolution sur le flanc extérieur d'un rocher de Ndikon. Remarquez à l'intérieur de la cavité de gauche une colonne semblable à celle observée à la photo 47 (dimensions comparables).



Figs. 64. Photo et schéma d'une « marmite d'érosion » sur le flanc vertical d'un rocher de Ndikon. M : marmite; S : sol recouvrant en partie le haut de la marmite; R : racines.

Une niche aux bords également lisses se situe au fond de la cavité (F, Fig. 62; Fig. 63). Sa morphologie est nettement influencée par C2 bien visible dans la roche. Son fond est occupé par une petite marmite verticale elle-même remodelée par des micro-alvéoles emboîtées. Ces dernières

ont des axes de croissance semblant aléatoires. Des déchets organiques et des insectes en occupent le fond.

Une autre colonne aux dimensions identiques à celle de la cavité se situe dans la paroi subverticale d'un rocher voisin (Photo 48). Des trous millimétriques parsèment ses flancs.

Une forme similaire à une marmite d'érosion (Fig. 64) s'ouvre dans la paroi verticale d'un autre monolithe. La forme est éventrée et son fond arrondi est un peu plus évasé que le conduit vertical rejoignant la surface. Aucun matériau lithique n'a été retrouvé. Un sol, constitué d'humus et de racines enchevêtrées, recouvre le haut du conduit.

5.4 Les grottes d'Akok Essama

Les deux grottes d'Akok Essama se trouvent à une centaine de mètres de la piste principale (Fig. 59B). La première (Fig. 65, photos 49) est la plus impressionnante. Elle se développe dans un monolithe non fracturé à l'exception d'une fissure subverticale N150° dans la paroi orientale, sans conséquence sur la morphologie générale du passage souterrain. Le bloc rocheux, en forme de champignon, a une corolle qui atteint près de 30 mètres de diamètre. Cette dernière, inclinée en direction du NE (plan C2) rejoint la surface du sol. En son point le plus élevé, elle surplombe le sol d'environ 8,5 m. La grotte tourne autour du pilier central de plus ou moins 7 m de diamètre. Ses parois sont relativement lisses et la voûte présente une section arrondie (Fig. 65).

La seconde grotte est d'un type plus répandu dans la zone. Elle s'ouvre sous un immense monolithe pluridécimétrique semblant lui-même posé sur des blocs plus petits. Les joints séparant ces blocs sont subhorizontaux. De près de 3 m de hauteur dans la partie ouest de la cavité, le plafond s'abaisse à 0,5 m vers la sortie est. Une fracture subverticale N80° s'ouvre dans le toit de la grotte. Quelques blocs, apparemment effondrés, se retrouvent sur le rebord de la grotte (Fig. 65).

5.5 La grotte d'Akok Essingan

Située à proximité de la piste principale menant au village d'Akok Bekoé (Fig. 59B), cette cavité est bordée par un vallon sec d'axe méridien. Plus grande que la seconde grotte d'Akok Essama, celle d'Akok Essingan (Fig. 65) présente une morphologie comparable. Ses entrées sont réduites et la cavité est presque fermée. Un bloc d'une quarantaine de mètres de longueur repose sur des rochers de dimensions plus petites. Des joints subhorizontaux les individualisent. Une fracture subverticale N 25° parcourt partiellement le plafond.

Des conduits décimétriques à centimétriques irréguliers s'enfoncent sur près d'un mètre en diminuant de taille au milieu d'une des parois de la grotte (P, Fig. 65). Leur fond est subhorizontal, calqué sur la structuration de la roche. Certaines parois internes de la grotte s'abaissent progressivement et se terminent au niveau du sol en une forme plus ou moins hémisphérique.

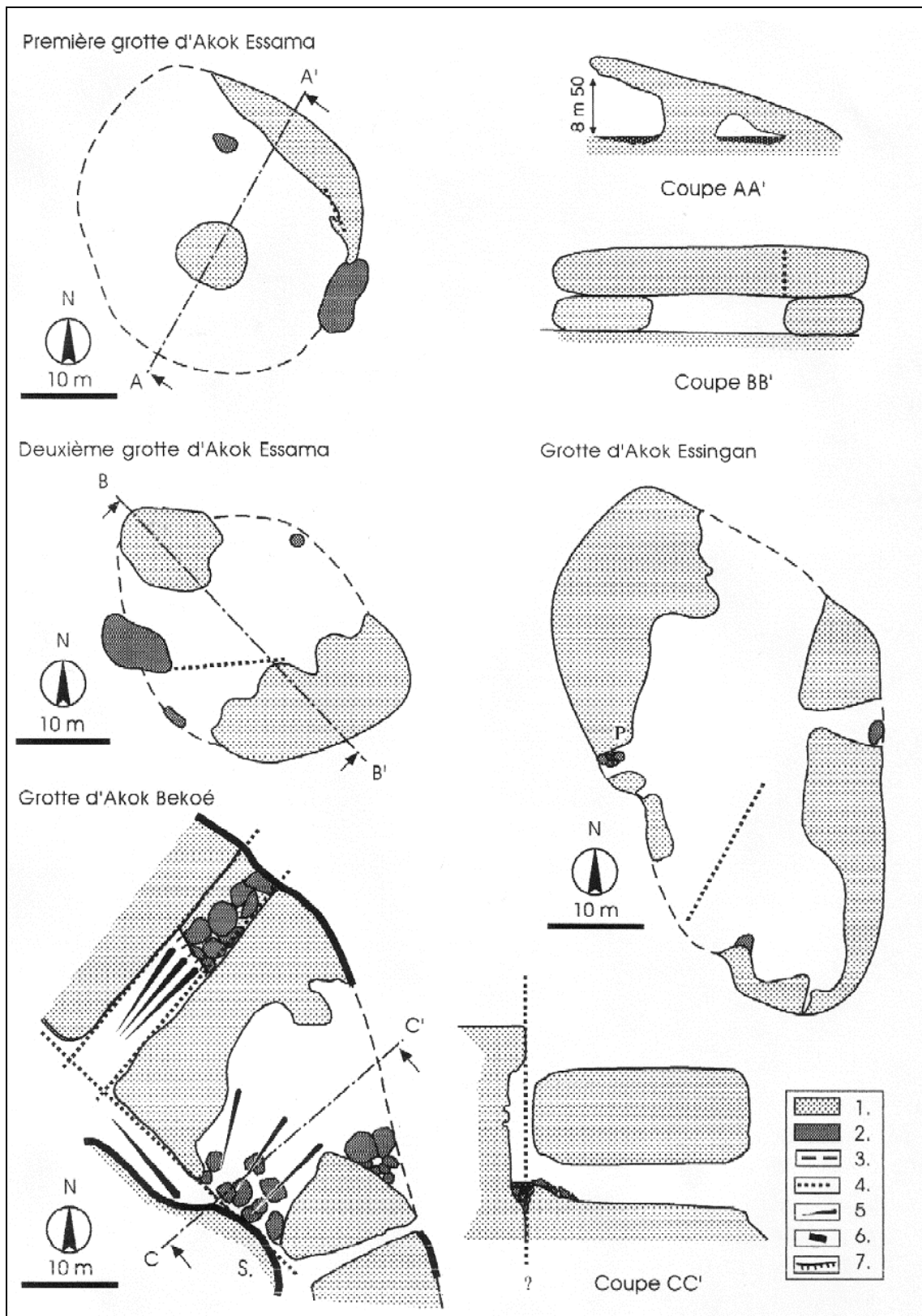


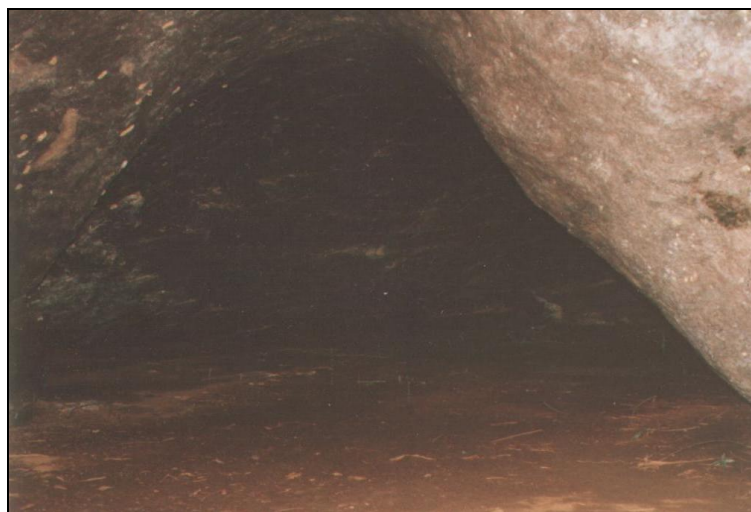
Fig. 65. Plans et coupes des grottes d'Akok Bekoé, d'Akok Essingan et d'Akok Essama. 1 : roche; 2 : blocs effondrés; 3 : rebord extérieur de grotte; 4 : fracturation; 5 : ligne de plus grande pente; 6 : rebord abrupt; 7 : seuil. P : conduits; S : surplomb (L. WILLEMS, Ch. MBIDA, Ch. MAKANG, Y. SALI et M. ATANGANA BALA, 08/96) (d'après Willems *et al.*, 2000).



a.



b.



c.

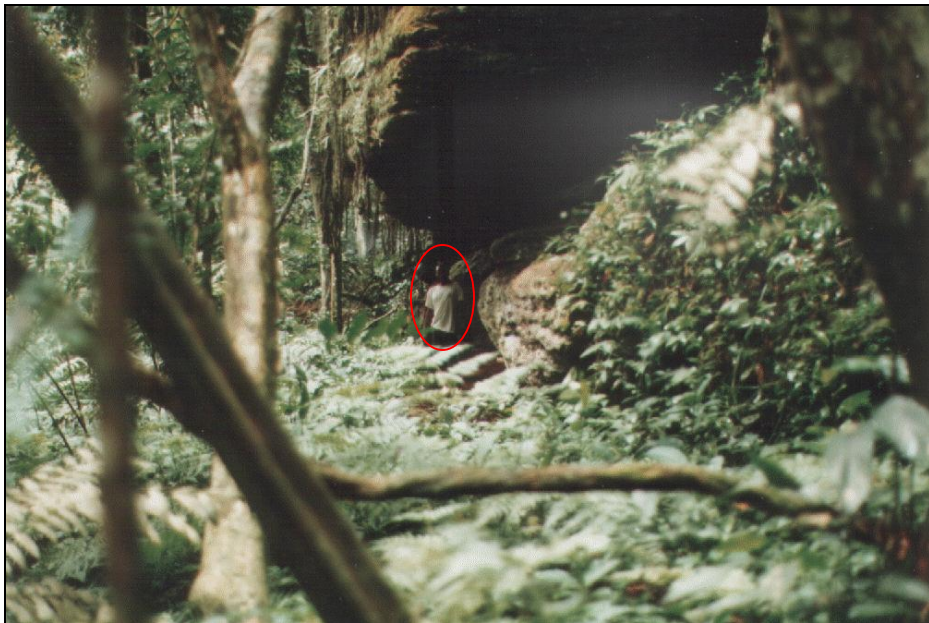
Photos 49. Vues sur la première grotte d'Akok Essigan. a. : vue sous la «corolle » avec à droite du cliché le pilier central, b. et c. : Intérieur de la grotte, le pilier central étant sur la droite (remarquez la voûte arrondie) (largeur : + 10 m).

5.6 La grotte d'Akok Bekoé

Le site d'Akok Bekoé se compose d'un ensemble de rochers à proximité de la route de Mbalmayo (Fig. 59B, photos 50).

Celui dans lequel se développe la grotte a son bord oriental limité par une falaise NW-SE à NNW-SSE (Fig. 65) de 15 mètres de hauteur. Un système de fractures SW-NE le découpe. Son côté ouest présente un abrupt de quelques mètres et garde une orientation identique à celle du bord est. Un autre monolithe à parois verticales le surplombe partiellement.

La cavité traverse de part en part le monolithe principal. Sa hauteur atteint 4 m et, par endroits, son sol est couvert de gravats et de dalles effondrées provenant du plafond. Aucune fracturation n'est visible dans le toit de la grotte. L'accès sud-ouest de la cavité, en pente vers le nord-est, est occupé par un éboulis et par des matériaux amenés par le ruissellement actuel.



a.

Photo 50a. Vue sur l'entrée la falaise et l'entrée inférieure de la grotte d'Akok Bekoé (au niveau des personnes).

Une analyse de la paroi montre qu'elle est en partie couverte d'un enduit essentiellement siliceux (Tableau 6c).

5.7 Origine des formes - Discussion

La morphologie des rochers de la zone d'Akok Bekoé montre l'influence directe de la structure géologique (Fig. 66). Les plans C2 sont à l'origine des nombreux joints subhorizontaux que l'on retrouve dans les différents sites. L'élargissement de ceux-ci donne, comme à Nga Fouda, l'impression de chaos alors que les rochers sont le plus souvent en place. La coupe du premier rocher champignon de Nga Fouda (AA', Fig. 61) ainsi que celle de la grotte champignon d'Akok Essama (AA', Fig. 65) montrent nettement l'influence des plans C2 sur leur morphologie. Ce plan

d'érosion préférentiel se marque également dans les microformes telles que la coupole emboîtée de Ndikon (Fig. 63) ou les micro-conduits d'Akok Essingan (P, Fig. 65).



Photos 50b et c. Partie supérieure de la grotte avec l'éboulis (Fig. 65) (a) et « couloir de fracturation » au nord-ouest de la grotte (Fig. 65) (b).



Photo 50d. Alvéoles sous le surplomb supérieur coiffant la sortie haute de la grotte d'Akok Bekoé (Fig. 65)

La schistosité de flux S1 a localement joué un rôle dans le façonnement des différentes formes. Elle a notamment favorisé l'apparition de fissures obliques lors de la décompression des roches au moment de l'abaissement des reliefs et du creusement des thalwegs.

L'analyse des différents plans des sites d'Akok Bekoé indique la présence de fractures subverticales ainsi que d'orientations préférentielles dans les parois des cavités (Figs. 61 et 66) notamment N25°-35°, N60°-70°, N80°-90° et N140°-170°. Certaines seraient le prolongement des failles du craton sous-jacent à la nappe de Yaoundé. Elles contribuent donc à découper la roche en parallélépipèdes qui vont être plus ou moins rapidement transformés en monolithes résiduels par l'érosion. La forme allongée de certaines alvéoles ou grottes parallèlement au plan de cisaillement (par ex. : l'alvéole au fond de la cavité de Ndikon) peut résulter, comme à Mfoula, de la présence locale de plis en doigts de gant.

L'importance de l'érosion chimique dans le façonnement des différentes formes des sites d'Akok Bekoé ne fait aucun doute. Elle seule peut expliquer la genèse d'alvéoles emboîtées les unes dans les autres tout autour du rocher de Ndikon, tant en surplomb que sur des parois verticales ou dans le fond de cavités. La présence de colonnes au sein de monolithes, la morphologie de la première grotte d'Akok Essama et les microconduits de la grotte d'Akok Essingan confirment son action prédominante.

La comparaison des deux colonnes de Ndikon montre que les formes exhumées, à l'abri des intempéries, ne subissent pratiquement plus d'érosion (Photo 47). Les formes soumises aux intempéries ont des parois beaucoup plus irrégulières (Photo 48). Cette différence s'explique par l'attaque des eaux de pluie sur la surface des rochers exposée à l'extérieur. Cette eau, généralement acide (pH moyen de 4,9) (SIGHA-NKAMDJOU *et al.*, 1998), conduit à l'élimination rapide des plagioclases et autres minéraux les moins résistants constituant la roche. Les parois lisses des diverses formes répertoriées permettent donc d'écarter une genèse à l'air libre.

Comme le souligne Thomas (1994), le problème est de savoir si les différentes formes que l'on retrouve sont le résultat d'une altération dans un sol, phénomène similaire à la formation des *boulders* ou si elles sont générées par un passage plus ou moins libre d'eau.

L'aspect relativement arrondi de nombreux blocs rocheux sur le site de Nga Fouda ou encore sur celui d'Akok Essingan rappelle sans conteste les blocs résiduels dégagés d'une couverture ferrallitique. Par ailleurs, les petites cavités et rentrants aux parois relativement lisses et régulières observés à Ndikon et à Akok Bekoé sont comparables aux cavités ou formes apparentées répertoriées à la base de rochers dans différentes lithologies. Ces dernières sont souvent attribuées à l'altération chimique de l'humidité contenue dans un sol au contact du rocher (TWIDALE, 1962, 1984). Twidale trouve des encoches basales ("*flared slopes*") tant dans des granites que dans des grès arkosiques ("*cliff-foot cave*"). Ces formes ont généralement, en section verticale, une zone déprimée à la base du rocher où elles se localisent (TWIDALE et BOURNE, 1975, p. 479), morphologie absente des différents sites étudiés de la zone d'Akok Bekoé. D'autres auteurs répertorient des formes basales au pied de pitons calcaires en zone intertropicale ("*foot cave*", LEHMAN, 1954; "*solution notch*", "*korrosionskehlen*", JENNINGS, 1987; "*swamp slot*", WILFORD et WALL, 1965). Jennings (1987) reprend le même mécanisme de formation que celui proposé par Twidale pour expliquer ces formes. Pour ce qui est des *swamp slots* ("encoche ou

entaille de marais”), elles sont associées aux eaux marécageuses riches en matières organiques et se retrouvent également à des niveaux plus élevés dans les falaises des pitons calcaires. Ces derniers correspondraient à d’anciens niveaux de plaines alluviales avant l’abaissement des thalwegs (JENNINGS, p. 80, 1987).

Des alvéoles et taffonis sont également connus dans pratiquement toutes les lithologies. Outre l’haloclastie, d’autres hypothèses de genèse sont avancées. Twidale et Bourne (1975) pensent que les lignes plus ou moins horizontales de taffonis répertoriées sur certains inselbergs de grès arkosiques ont une genèse similaire à celle des encoches basales. Dans les grottes carbonatées, des alvéoles se retrouvent dans les plafonds ainsi que dans les murs (*wall and ceiling pockets*) et sont plus ou moins emboîtées les unes dans les autres. White (1988) note que leur genèse est généralement attribuée à une corrosion par des eaux plus ou moins stagnantes. De plus, il remarque que les alvéoles de mur et de plafond sont généralement hémisphériques et peuvent s’enfoncer sur plusieurs mètres dans la roche. L’abondance des poches de plafond semble être plus grande dans les karsts tropicaux. La plupart des alvéoles trouvées autour du village d’Akok Bekoé sont des ouvertures lisses dans le bedrock et se développent en dehors de tout joint. Les hypothèses de corrosion préférentielle ou d’écoulements d’eau localisés liés à la présence de joints (WHITE, 1988, THOMAS, 1994) sont donc exclues.

Les alvéoles trouvées dans les différents sites peuvent être également mises en parallèle avec celles présentes dans les parois de la grotte de Mfoula (voir VII.4.4.1). Rappelons que cette cavité s’enfonce à l’horizontale sur une soixantaine de mètres à l’intérieur d’un inselberg, ce qui écarte toute possibilité de croissance au sein d’un manteau d’altération. La genèse d’alvéoles en milieu noyé est donc également possible. Cet environnement génétique est également celui proposé pour expliquer l’origine des alvéoles emboîtées de la grotte/effondrement de Guéssédoundou (Niger) (circulation d’eau le long de plans de cisaillement subverticaux) (voir IV.4.2).

Si une altération au sein d’un manteau ferrallitique a pu générer certaines des morphologies rencontrées sur les différents sites de la zone étudiée, plusieurs phénomènes indiquent un autre environnement génétique.

La grotte de Ndikon présente un développement principalement horizontal et conforme à la progression d’un front d’altération au niveau d’un sol (TWIDALE, 1962, 1984). Cependant, l’alvéole et les micro-alvéoles observées au fond de cette cavité ont un axe de croissance à composante verticale. De plus, elles ne contiennent aucun résidu d’altération pédologique. Leur position indique que la grotte est antérieure à leur formation. Grotte et alvéoles seraient donc formées avant la mise en place d’un manteau ferrallitique.

L’axe vertical de croissance également observé pour les alvéoles ouvertes dans les surplombs, en l’absence de toute fracturation, permet un raisonnement analogue à celui tenu pour les alvéoles au fond de la grotte de Ndikon. Certaines alvéoles (dans les surplombs) sont recoupées par les rebords actuels des monolithes qui présentent souvent des flancs arrondis. Ces derniers sont attribués à une érosion au sein d’un manteau d’altération (formation de boulders). Le recoupement des alvéoles

dans les surplombs indiquerait donc qu'elles sont également antérieures à la mise en place d'une couverture pédologique.

La grotte d'Akok Essingan, cavité pratiquement close, et ses conduits horizontaux développés au milieu de parois verticales semblent difficilement compatibles avec une genèse dans une couverture pédologique.

Pour White (1988), les alvéoles ainsi que certains piliers sont principalement générés par l'action corrosive d'eau plus ou moins stagnante. Cette hypothèse peut être également reprise pour expliquer la genèse de certaines formes de la zone d'Akok Bekoé.

Un tel contexte peut être facilement admis pour le sous-sol d'Akok Bekoé. La source située au pied du rocher champignon de Nga Fouda, les nombreuses mares tapissant les sous-bois de la zone et la faible différence d'altitude des sites avec le fleuve Nyong, situé à quelques kilomètres, permettent d'envisager un aquifère proche de la surface. Cet environnement peut expliquer la formation des alvéoles dans les surplombs en l'absence de fracturation par un mécanisme similaire à celui proposé pour le dôme de la grotte de Mfoula (Photo 31, VII.4.4.1). Une mise sous pression de poches d'air lors de variation du niveau hydrostatique augmenterait la pression en CO₂ et provoquerait une corrosion des parois.

Tout comme pour la grotte de Mfoula, il faut également envisager un mécanisme capable de solubiliser les différents constituants de la roche de façon simultanée. La présence d'un aquifère dans un sous-sol fortement fracturé correspond bien aux conditions environnementales dans lesquels de nombreuses populations de micro-organismes ont été trouvées. Leur rôle a donc pu être déterminant dans l'apparition de certaines grottes, alvéoles et colonnes retrouvées sur les différents sites d'Akok Bekoé.

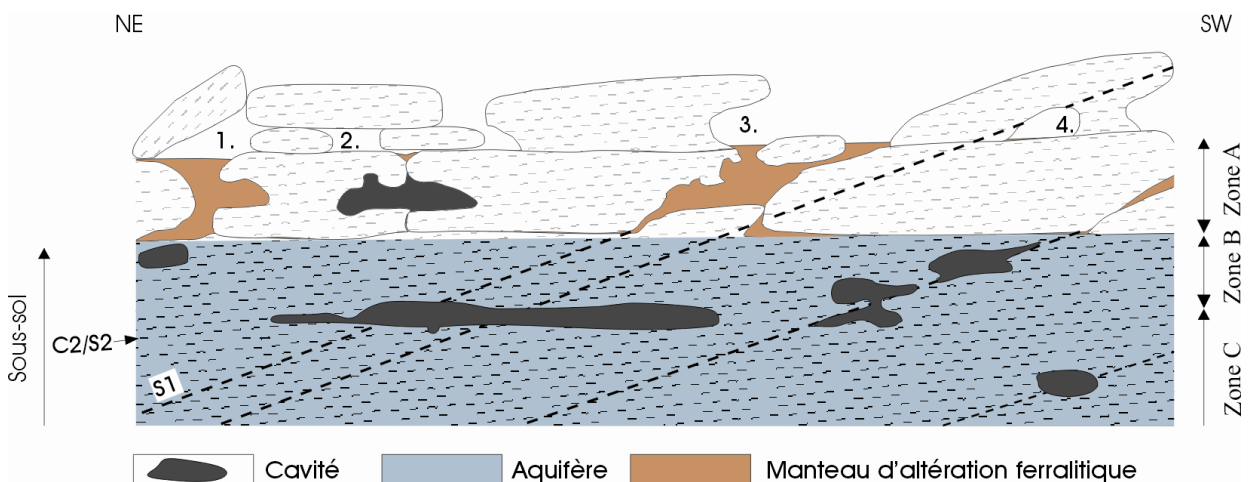


Fig. 66. Mise en place des grandes formes karstiques dans la nappe de Yaoundé, zone d'Akok Bekoé. C2 : plans de cisaillement; S2 : schistosité subparallèle à C2. S1 : schistosité de flux antérieure à C2 et S2. 1. : bloc effondré et grotte "d'éboulis"; 2. : grotte sous blocs résiduels (cas des grottes d'Akok Bekoé, d'Akok Essingan, de la deuxième grotte d'Akok Essama); 3. : rocher champignon - abris sous roche (Fig. 62); 4. : grotte "champignon" (cas de la première grotte d'Akok Essama). Zone a : zone d'altération au sein du manteau ferralitique ; Zone b : zone de battement de l'aquifère ; Zone c : sous-sol occupé par un aquifère permanent.

Les différentes observations effectuées sur les sites autour du village d'Akok Bekoé permettent d'ébaucher un scénario général de mise en place des différentes formes dans les micaschistes de cette zone (Fig. 66). Lors de la mise en place de la nappe de charriage Yaoundé, il y a 600 millions d'années, les plans de cisaillement, la schistosité et les fractures associées aux failles du craton sous-jacent apparaissent et déterminent le découpage des micaschistes. Dans la zone d'Akok Bekoé, le "maillage rocheux" est suffisamment profond (60 à 80 m d'épaisseur) pour être occupé par un aquifère important. Ce dernier est peut-être en relation avec le réseau fluvial du Nyong et de ses affluents. L'érosion chimique, en relation avec des micro-organismes, agit à partir des différentes fractures et façonne diverses formes (grottes, piliers, alvéoles, conduits) (Zone c ; Fig. 66). Le creusement des thalwegs se poursuivant, l'aquifère s'abaisse et les blocs rocheux supérieurs sont peu à peu démantelés au sein d'un manteau d'altération ferrallitique (Zone a). La signification de l'enduit siliceux retrouvé sur les parois de la grotte d'Akok Bekoé serait la même que celle envisagée pour les karsts du Niger. Ce dépôt serait issu de la destruction des complexes acides organiques/silice à l'interface sous-sol/sol au contact de l'aquifère (Zone b). Les bords des rochers s'arrondissent et certaines formes souterraines sont plus ou moins reprises par une altération pédogénétique.

Une dissolution complète de la roche est donc à la base d'une partie des formes répertoriées autour du village d'Akok Bekoé. Les phénomènes développés dans les micaschistes s'apparentent donc à des karsts en roche calcaire. Rien ne s'oppose à penser que la nappe tectonique de Yaoundé est encore actuellement le siège d'une karstification en profondeur, dans le substratum sain, comme cela a été démontré pour la grotte de Mfoula (WILLEMS *et al.*, 1997). Les morphologies visibles d'Akok Bekoé seraient donc la partie exhumée de ce karst encore en formation de nos jours.

VII.6 Karsts dans les granites - les exemples d'Ako Akas et de Mezesse

6.1 Le site d'Ako Akas

6.1.1 Morphologie et géologie générale

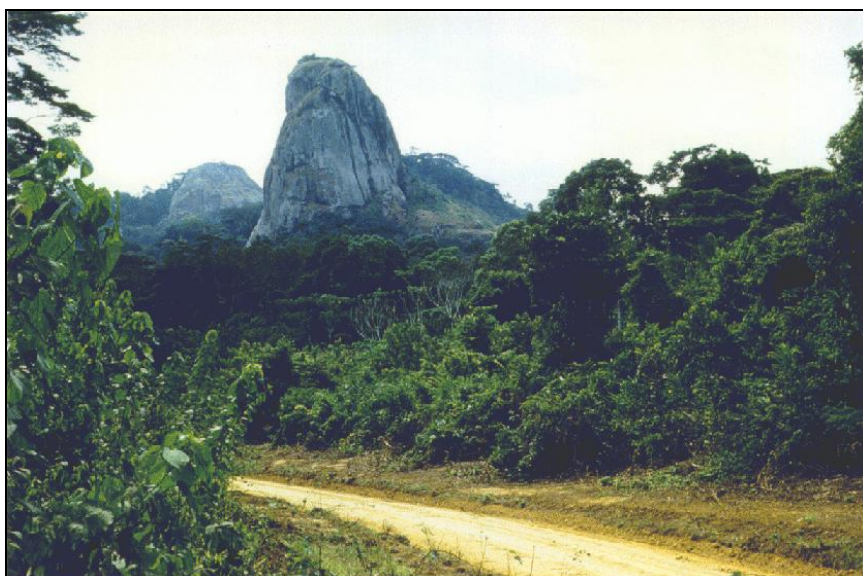


Photo 51. Vue générale du site d'Ako Akas avec le rocher principal au premier plan et deux collines secondaires à l'arrière-plan.

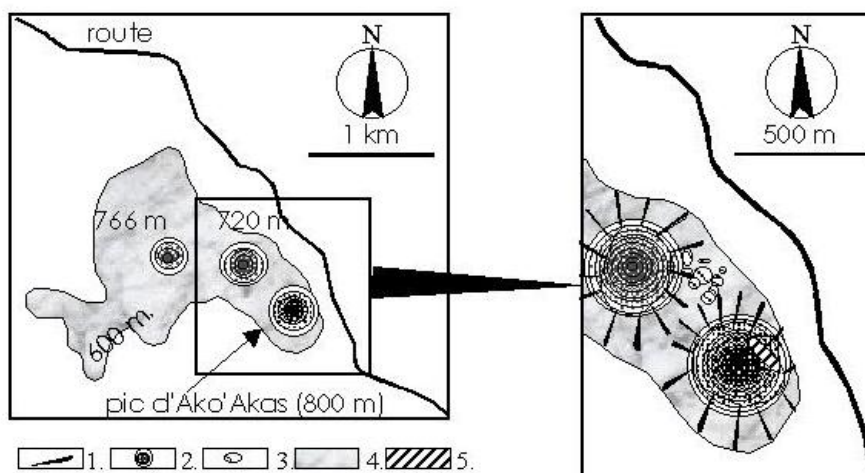


Fig. 67. Plans généraux du site d'Ako Akas. 1. : direction de pente générale au pied des pitons granitiques, 2. : pitons granitiques limités par des rebords abrupts ou par des falaises, 3. : blocs effondrés avec lapiés secondaires (voir texte), 4. : mégalapiés. Au nord-ouest, à quelques centaines de mètres du rocher d'Ako Akas s'élèvent deux autres collines qui semblent de même lithologie, partiellement dénudées et aux flancs plus arrondis (Fig. 67, photo 51).

Le site d'Ako Akas se situe à une trentaine de kilomètres au sud-est de la ville d'Ebolowa (Fig. 47). Un piton granitique, aux flancs en partie subverticaux, s'élève de près de 200 m. au-dessus du paysage environnant (Photo 51).

	AKO AKAS	
	sain	altéré
SiO ₂	74,72	75,22
TiO ₂	0,26	0,31
Al ₂ O ₃	15,16	12,56
Fe ₂ O ₃	0,47	0,52
FeO	1,57	1,72
MnO	0,03	0,03
MgO	0,38	0,36
CaO	1,5	0,97
Na ₂ O	3,02	2,1
K ₂ O	3,36	3,21
P ₂ O ₅	0,08	0,08
P.F.	0,31	2,21
TOTAL	100,56	97,08
total + pf	100,87	99,29
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,3	0,3

CIPW CALCUL DE LA NORME		
SiO ₂	74,31	77,48
TiO ₂	0,26	0,32
Al ₂ O ₃	15,08	12,94
Fe ₂ O ₃	0,47	0,53
FeO	1,57	1,78
MnO	0,03	0,03
MgO	0,38	0,37
CaO	1,49	1
Na ₂ O	3	2,16
K ₂ O	3,34	3,31
P ₂ O ₅	0,08	0,08
TOTAL	100	100

Quartz	39,53	48,69
Orthose K(Si ₃ AlO ₈)	19,75	19,54
Albite Na(Si ₃ AlO ₈)	25,41	18,3
Anorthite Ca(Si ₂ Al ₂ O ₈)	6,93	4,47
Hypersthène (Mg, Fe) ₂ (SiO ₃) ₂	3,06	3,28
Magnétite Fe ⁺⁺ Fe ⁺⁺⁺ O ₄	0,68	0,77
Ilménite FeTiO ₃	0,49	0,61
Corindon Al ₂ O ₃	3,98	4,16
Apatite Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH, F, Cl)	0,17	0,18
TOTAL	100	100

Tableau 8 : Composition chimique de la roche d'Ako Akas. Analyses par ICP, Service d'analyses de l'Université d'Orléans. CIPW-Programme A. POUCKET, Orléans

Le rocher d'Ako Akas est un inselberg, reste d'un batholite granitique d'âge Archéen (TOTEU *et al.*, 1994; TCHAMENI, 1997) appartenant à l'unité du Ntem. Il est entouré de micaschistes, de gneiss et d'amphibolites.

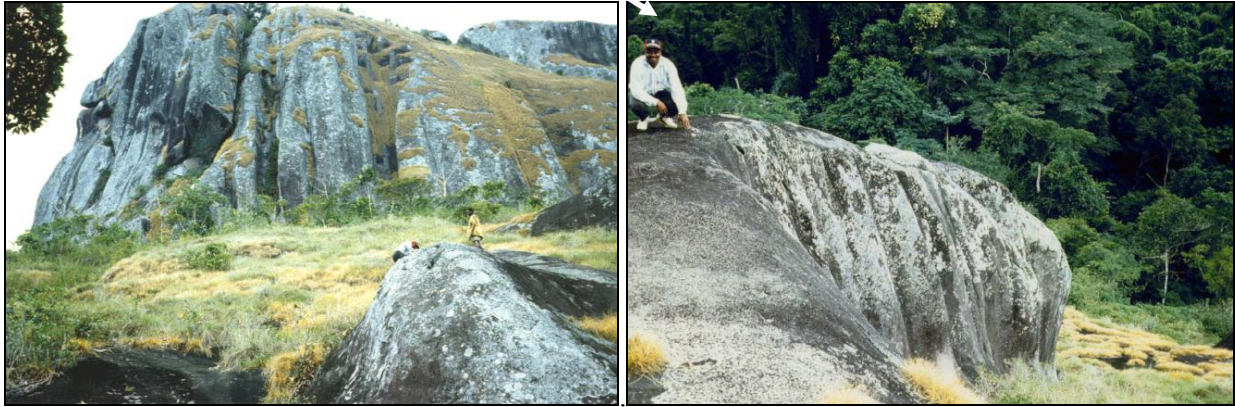
Le piton est structuré verticalement par des cisaillements ductiles dextres développés lors des dernières phases de structuration du pluton. Des plans de variation granulométrique subverticaux s'observent également et sont dus à un litage magmatique subvertical du bord du pluton (Comm. pers. A. POUCKET)

Une analyse des roches d'Ako Akas donne une composition calco-alcaline potassique du granite de cette zone (Tableau 8).

6.1.2 Formes de surface

Sur le flanc nord-est du rocher d'Ako Akas se localisent des lapiés plurimétriques à pluridécimétriques dont la profondeur peut dépasser le mètre (Photos 52).

Des fractures ouvertes d'orientation N 40° sont également visibles principalement sur la partie est, en direction de la principale falaise d'Ako Akas (Photo 53).



Photos 52. Vues sur le flanc NE du piton d'Ako Akas, sur les mégalapiés (photo de gauche) et sur les lapiés (photo de droite, partie de l'avant-plan du cliché de gauche où se situent deux personnes).

L'intérieur de ces mégalapiés se présente souvent sous forme de petits ressauts formant des sortes d'escaliers abrupts. Ces immenses entailles recourent des formes tubulaires dont nous reparlerons ci-après (Photos 55). D'autres lapiés, de dimension métrique, entaillent également le granite de la partie basale du rocher. Des formes subcirculaires évasées (Photos 52b et 54) y sont également présentes, ressemblant aux vasques décrites à Mezesse dont nous parlerons plus loin. Les lapiés et les vasques disparaissent progressivement lorsque l'on contourne le rocher en direction du nord.

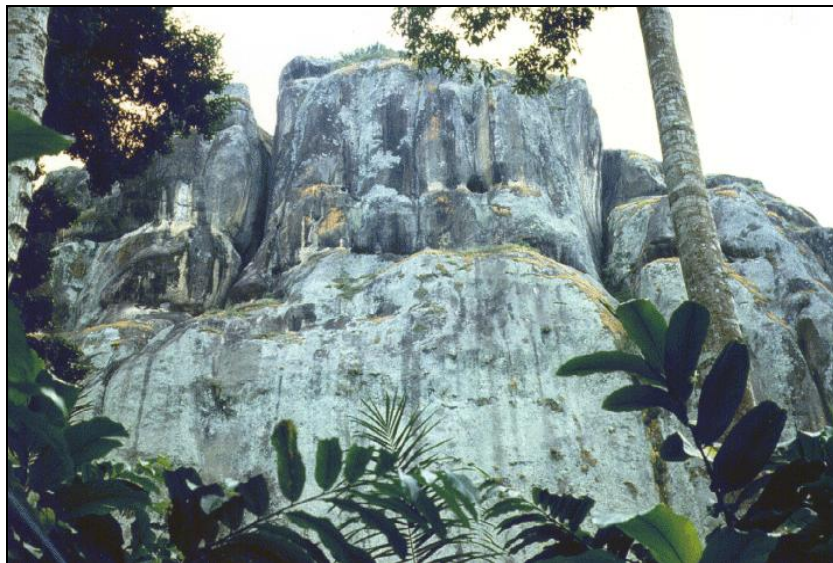
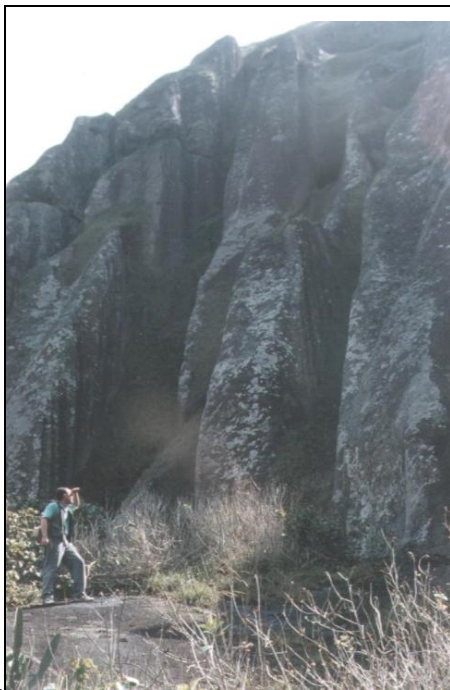


Photo 53. Vue sur la falaise orientale du piton d'Ako Akas (remarquez les cavités visibles dans le haut de la paroi)



Photo 54. Exemple de formes évasées au pied du rocher d'Ako Akas



a.



b.

Photos 55a et b. Vues sur les lapiés. Limite entre le pied du versant subvertical et la base du piton granitique en pente plus douce (a) (cliché A. Pouclet) et forme tubulaire (b) au creux d'un lapié (remarquer la végétation qui occupe son entrée)

6.1.3 Autres observations

Comme nous l'avons mentionné auparavant, les mégalapiés recourent des conduits tubulaires d'une dizaine de centimètres de diamètre et pénétrables sur un mètre environ. Ces derniers ont leurs rebords extérieurs généralement arrondis (Photos 55d, e et f). Notons que les formes tubulaires, uniquement en association avec les mégalapiés, ne présentent aucune répartition selon un niveau

préférentiel. Leur extrémité visible est constituée de microfractures et est plus ou moins régulière. Ces formes se développent généralement horizontalement et parfois avec une pente descendante vers l'intérieur du rocher. Certains de ces tuyaux sont occupés par de la végétation et, d'après les villageois, aucun écoulement n'en sort en saison des pluies.

L'entrée des conduits est parfois surcreusée dans la partie inférieure par rapport au "toit" formant un petit surplomb (Photo 55f.).

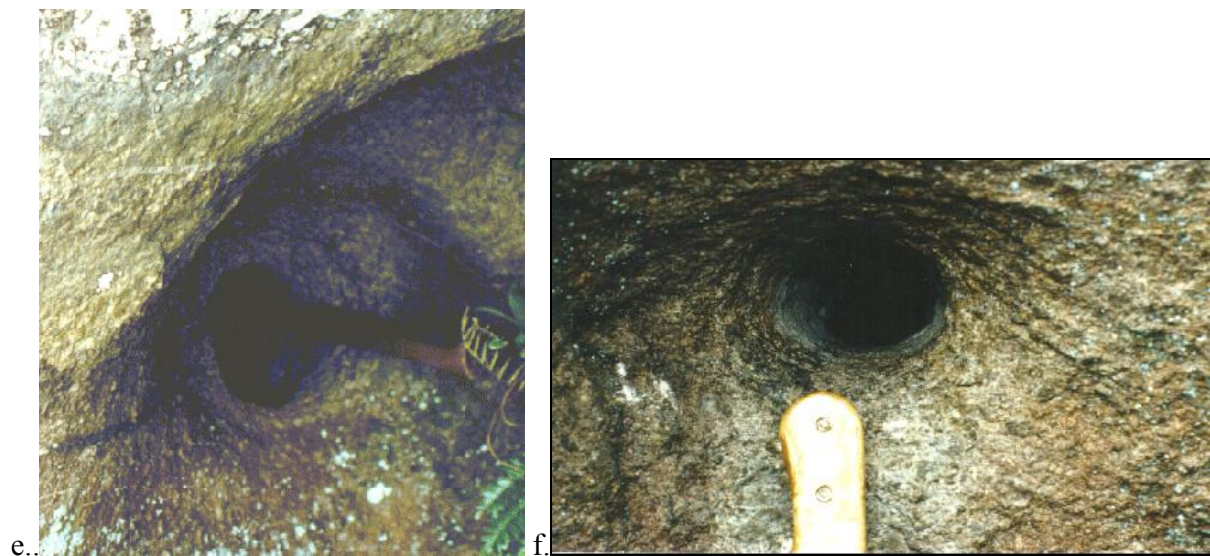
Sur le flanc du rocher d'Ako Akas faisant face au second piton situé au nord-ouest, les lapiés et les tuyaux ne sont plus visibles. Seules quelques entailles aux formes arrondies et évasées se marquent encore. Un plan de fracture subhorizontal arrondi souligne la jonction entre la partie basale et les versants redressés du piton.

Au sein de la forêt, un amoncellement de blocs pluridécamétriques granitiques se localise au pied de cette partie du rocher d'Ako Akas. Les flancs de certains de ces blocs présentent des lapiés en position verticale recoupant des cannelures obliques (Fig. 68). Ces blocs se sont donc détachés d'une falaise supérieure où une première génération de lapiés s'était formée. Une fois tombés, les blocs subissent une nouvelle corrosion générant une deuxième génération de lapiés recoupant les formes les plus anciennes.



Photos 55c et d. Détails des mégalapiés et des formes tubulaires. c. : vue sur la morphologie en gradin à l'intérieur d'un creux d'un lapié (cliché A. Pouclet) ; d. : formes tubulaires avec axe de développement varié

Des vides formant de véritables grottes se trouvent dans ces chaos de rochers. (Photo 56). Morphologiquement, les flancs occidentaux et orientaux du piton d'Ako Akas diffèrent principalement par l'importance de la base du rocher en pente moins abrupte qui sépare les versants redressés du batholite des thalwegs. Pour la falaise principale, cette partie basale ne fait qu'une dizaine de mètres de large alors que celle du versant « griffé » par les mégalapiés dépasse la centaine de mètres (Fig. 69a et b). Cette différence morphologique pourrait résulter d'une érosion différentielle des versants liée à leur exposition aux pluies. Les flancs du piton où se localisent les mégalapiés seraient ceux principalement soumis aux pluies. Leur développement sous un climat chaud et humide est notamment confirmé par l'observation des lapiés de différentes générations décrits plus haut (Fig. 68).



Photos 55e et f. Détails des formes tubulaires. e. : détail de la forme tubulaire de droite sur le cliché d ; f. : détail sur l'entrée d'une forme tubulaire (remarquer la dissymétrie entre le haut et le bas de l'ouverture).

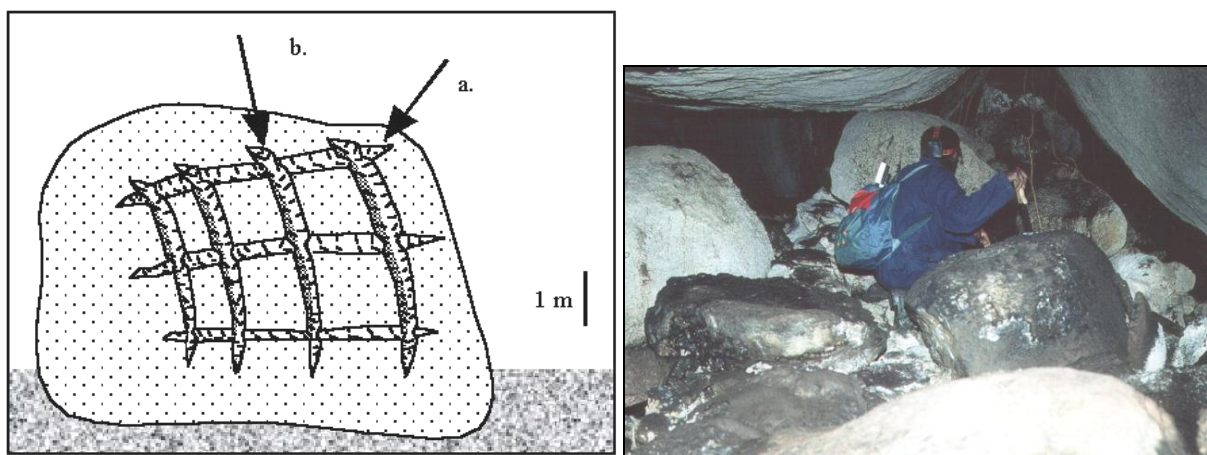


Fig. 68. Croquis d'un bloc erratique. a : lapiés de première génération; b : lapiés contemporains. Photo 56. Grotte dans les blocs chaotiques d'Ako Akas

Par contre, le versant oriental du piton serait relativement à l'abri des précipitations et du ruissellement qui en découle. Aucune trace d'une action de ce dernier n'y a été décelée. Aussi, la largeur de la base granitique en pente plus faible peut-elle être considérée comme la marque du recul des différents versants considérés (Fig. 69). Pour ceux qui seraient soumis principalement aux pluies, des lapiés découpent les parois et contribuent à un retrait plus ou moins rapide des flancs, dégageant une vaste surface basale. A l'inverse, la falaise à l'abri de l'action des pluies, ne s'érode que peu, reculant lentement et n'ayant produit à ce jour qu'une marge étroite à sa base.

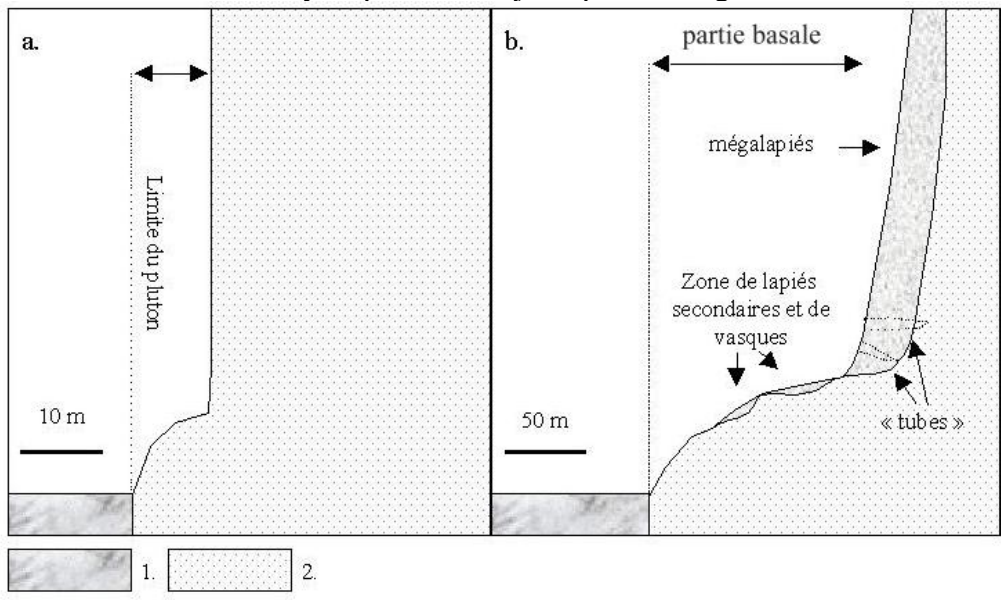


Fig. 69. Coupe transversale schématique de deux versants du piton d'Ako Akas. a : falaise orientale, b : versant nord-est. 1. : micaschiste, gneiss ou amphibolite, 2. : granite.

A notre connaissance, des mégapapiés tels que ceux que nous observons à Ako Akas ne se retrouvent qu'en climat chaud et humide. Des générations différentes de lapiés entrecroisés sur certains blocs au pied du piton confirment leur genèse dans un tel type de climat.

6.2 Le site de Mezesse

6.2.1 Morphologie et géologie générales

Le site de Mezesse se situe en bordure du village du même nom à une vingtaine de kilomètres à l'est de la ville de Sangmelima (Fig. 46b). En bordure de l'agglomération, une colline granitique d'une centaine de mètres de hauteur domine le paysage environnant. Ses flancs sont arrondis, souvent abrupts. Le bord méridional est relativement régulier alors que la partie nord-est de la colline présente un aspect plus chaotique. Cette dernière est constituée d'un ensemble de blocs arrondis, de plusieurs dizaines de mètres de diamètre, bien individualisés et placés les uns à côté des autres (Photo 57). C'est le site de la grotte de Mezesse. Nous reviendrons plus en détail sur l'étude de cette cavité au chapitre VII.6.4.

Des filons ou fissures d'orientation N 175°, N 165° et N 160° marquent la surface de cette colline. Des fissures sub-parallèles à la surface de la colline montrent par endroits des suintements. (Photo 58).

Les granites de Mezesse appartiennent à l'unité du Ntem et ont un âge archéen tout comme ceux d'Ako Akas (TOTEU *et al.*, 1994; TCHAMENI, 1997). Leur composition chimique montre une lithologie calco-alkaline potassique commune à l'ensemble de la région (Tableau 9).

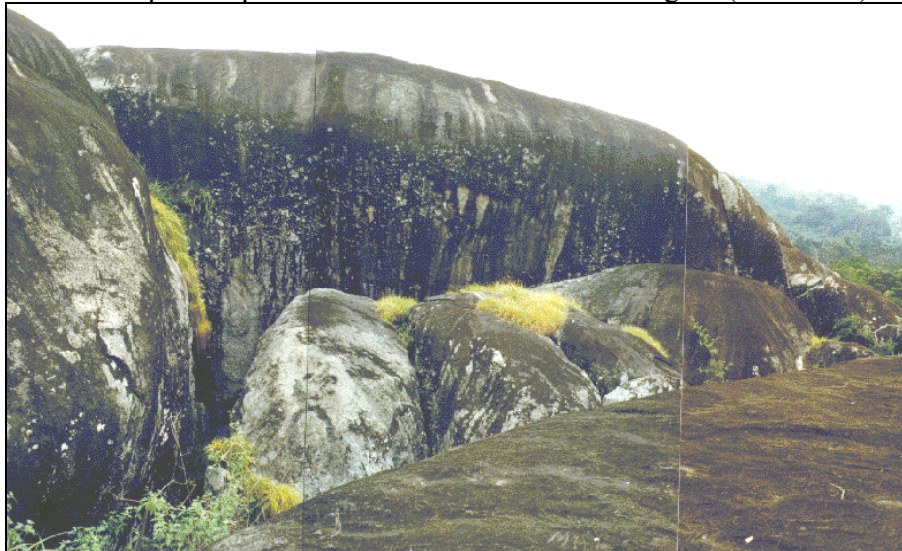


Photo 57. Sommet du rocher de Mezesse et bordure supérieure de la grotte



	MZ1	MZ2
SiO ₂	70,11	46,39
TiO ₂	0,33	0,58
Al ₂ O ₃	15,43	14,74
Fe ₂ O ₃	2,05	4,50
MnO	0,03	0,07
MgO	0,43	1,26
CaO	2,41	1,88
Na ₂ O	3,90	2,26
K ₂ O	3,81	1,98
P ₂ O ₅	0,14	0,17
P.F.	0,57	26,98
Total	99,21	100,81

Photo 58. Exemple de fissures sub-parallèles à la surface de la colline de Mezesse et suintement superficiel. Tableau 9. Composition chimique de la roche de Mezesse. MZ1 : roche saine; MZ2 : fraction argileuse du remplissage des cuvettes. (Analyses par ICP, Service d'analyses de l'Université d'Orléans. CIPW-Programme A. POUCKET, Orléans).

6.2.2 Formes karstiques de surface

La surface du rocher principal et son flanc sud présentent plusieurs vasques métriques à décamétriques. Ces formes se disposent de façon aléatoire ou en relation avec une fracturation (Photos 59).



Photos 59. Exemples de vasques sur le flanc sud-est de la colline de Mezesse sans relation apparente avec la fracturation, (a) et le long d'une fracture. (b)



Photo 60. Exemple de vasque colonisée par la végétation à proximité du sommet de la colline de Mezesse.

Les plus petites poches de dissolution sont bien individualisées et séparées les unes des autres. Elles sont généralement subcirculaires avec un rebord amont arrondi bien marqué, abrupt, et un évasement vers le bas de pente où se marquent des traces d'écoulements. Les formes les plus grandes, lorsqu'elles se situent sur un versant, sont généralement coalescentes et reliées localement par un chenal d'écoulement. A l'exception de la dépression la plus en "amont", la forme subcirculaire n'est conservée que partiellement sur les flancs de ces microvallons. Plusieurs de ces dépressions sont colonisées par de la végétation (ananas, palmiers) (Photo 60), tapissées par endroits de mousses et de lichens. Elles sont remplies épisodiquement par des eaux de pluies. Outre ces vasques, on trouve également quelques lapiés métriques.

6.3 Origines des formes de surface des sites d'Ako Akas et de Mezesse

L'observation des différentes formes de surface implique une altération relativement importante des roches que l'on retrouve en surface. Les mécanismes de cette altération sont principalement dus à la faune et à la flore luxuriante de la zone équatoriale. Les conditions de température et d'humidité du climat camerounais favorisent une décomposition rapide des matières organiques et la production d'une grande quantité d'acides organiques. Cette dernière est renforcée par celle produite par les mousses, les algues, les lichens et les bactéries.

La formation des mégalapiés d'Ako Akas et de ceux que l'on peut retrouver dans les granites de cette région s'effectue à l'air libre. Les lapiés verticaux qui recoupent une génération de lapiés plus ancienne et oblique sur le bloc effondré (Fig. 68) en attestent. Toutes proportions gardées, les lapiés trouvés à Ako Akas sont similaires à ceux du menhir de Saint Uzek, en Bretagne, où une genèse à l'air libre est également indéniable (TWIDALE, 1997).

L'importance des lapiés d'Ako Akas peut être due également à la structuration verticale du rocher qui favorise leur développement. La végétation (mousses, lichens) sur le haut du rocher doit également produire des acides qui, lors des pluies, peuvent être lessivés et rendre les solutions de ruissellement d'autant plus agressives.

Les cuvettes granitiques (*vasques rocheuses*, *opferkessel*, *rock basin*, *gnamma*) que l'on retrouve notamment sur le site de Mezesse sont plus connues. Twidale (1984) les attribue à une altération du granite par l'eau. La présence, au sein de nombreuses cuvettes, d'une végétation plus ou moins bien développée, de mousses, de champignons et de lichens favorise cette altération. Le facteur principal qui contrôle la morphologie des cuvettes semble être la pente. En effet, on retrouve sur les flancs d'Ako Akas et de Mezesse, toutes les formes intermédiaires entre le lapié « classique », développé sur une pente raide, la cuvette plus ou moins éventrée ouverte sur des pentes plus douces et les bassins fermés sur les surfaces subhorizontales et occupés par de la végétation.

L'origine des conduits tubulaires recoupés par les mégalapiés d'Ako Akas est plus difficile à expliquer. Vicat *et al.* (1997) les attribuent à des exurgences localisées au niveau de joints de décompression subhorizontaux. Les conduits correspondraient donc aux lignes de croisement entre

ces derniers et des plans de fracturation verticaux. Outre le témoignage des villageois qui nous affirment ne pas connaître d'écoulement sortant de ces conduits, quelques observations nous font douter de l'hypothèse d'exurgence. Plusieurs conduits, proches les uns des autres, ont un axe de croissance qui peut varier de l'horizontale à l'oblique. Aucune trace d'écoulement n'a été trouvée à la sortie des conduits que nous avons examinés. La plupart se terminent par des microfissures et leur fond est très irrégulier en regard de leur entrée subcirculaire. Lorsque l'on examine attentivement l'entrée de certains conduits, on s'aperçoit que la partie supérieure est en surplomb par rapport à la partie inférieure. De plus de la végétation s'y trouve souvent. Elle serait à l'origine de cette dissymétrie. Les acides synthétisés par les racines provoqueraient un surcreusement vers le bas. Contrairement à l'hypothèse de Vicat *et al.* nous pensons que ces formes résultent plus d'une érosion progressant de l'extérieur vers l'intérieur du massif rocheux et contribuant à régulariser la forme des conduits. La présence de "bouchons végétaux" à leur sortie doit entretenir des atmosphères confinées, humides et chargées en CO₂ qui vont conduire à la corrosion de la roche le long de microfissures.

6.4 Forme karstique de profondeur - La grotte de Mezesse -

6.4.1 Analyse géomorphologique de la grotte de Mezesse

La cavité (Fig. 70) fait une soixantaine de mètres dans sa plus grande longueur, pour une largeur pouvant atteindre 5 à 6 mètres. L'entrée inférieure se situe environ trente mètres plus bas que le bord supérieur de la grotte.

Sur le flanc nord-ouest de cet ensemble s'ouvrent les gradins abrupts d'une ancienne carrière. La cavité s'est développée à la jonction d'une fissure courbe avec des plans de fracturation subverticaux (Photo 61). Cette fissure courbe est subparallèle au flanc de la colline. Il s'agirait donc d'un joint de décompression élargi.

La cavité peut être schématiquement subdivisée en trois parties (Figs. 71). La première, au nord-ouest, présente une morphologie d'élargissement simple du plan de décompression (Fig. 71a). Une rigole de quelques mètres de longueur, de plus ou moins 50 cm de largeur sur autant de profondeur, suit la plus grande pente de la grotte. Ses flancs présentent une succession de creux et ses rebords sont en surplomb par rapport au chenal principal (Photos 62).

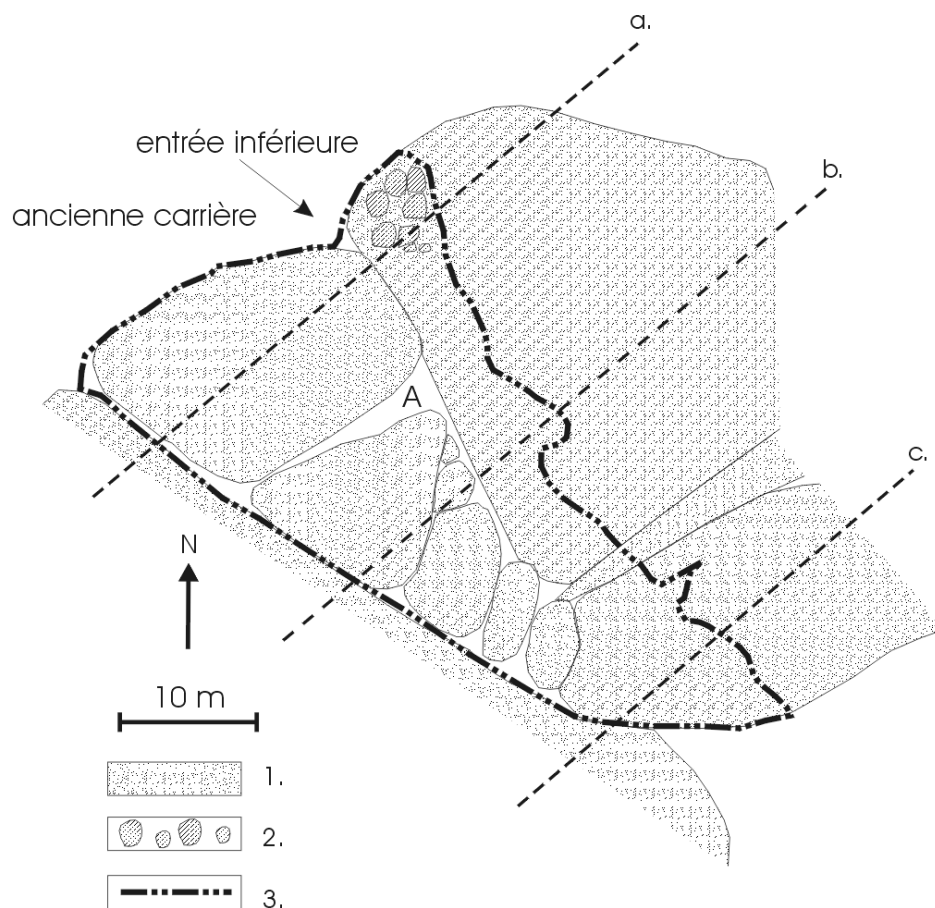


Fig. 70. Plan de la grotte de Mezesse. 1. : limites de la cavité, 2. : rebords abrupts, 3. : blocs effondrés, A : puits principal, a., b., c. : coupes transversales (voir Figs. 71).

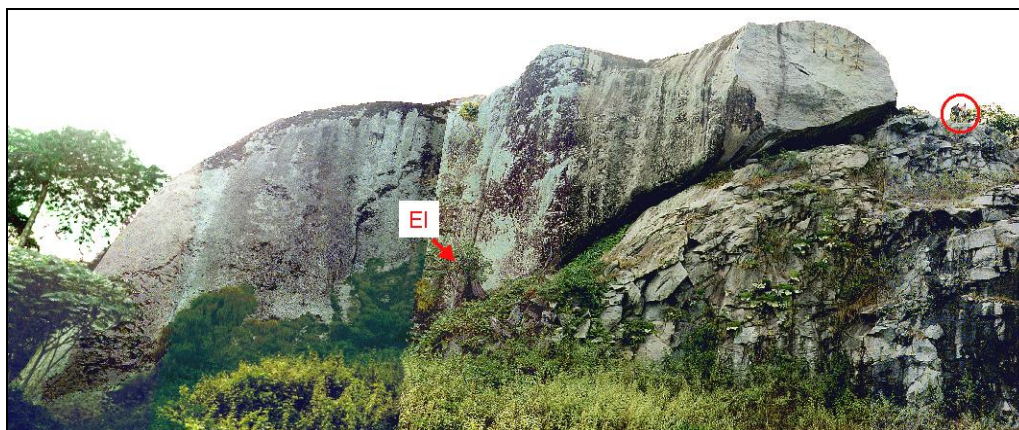
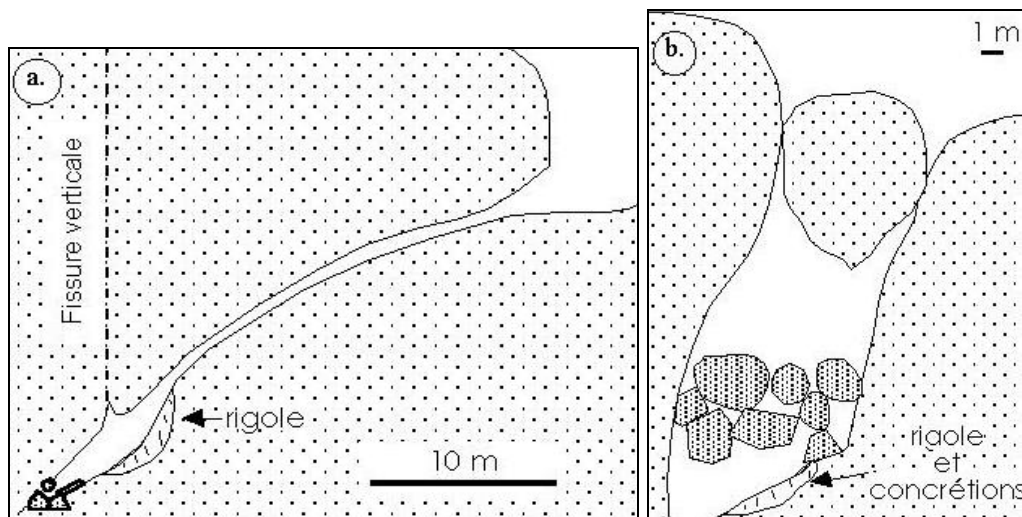
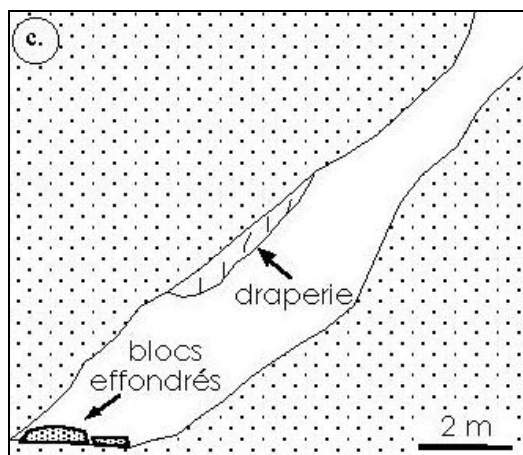


Photo 61. Site de la grotte de Mezesse vu de la carrière situ e au nord-ouest de la colline (ancienne carrière). E.I. : entrée inférieure (dans le cercle, deux personnes donnent l'échelle).



Figs. 71. Coupes verticales schématiques de différentes parties de la grotte de Mezesse. a : partie nord-ouest, b : partie centrale (voir Fig. 69).



Figs 71c. Coupe verticales schématiques de la partie sud-est de la grotte de Mezesse (voir Fig. 69).



Photos 62. Vues sur la rigole développée dans la partie nord-ouest de la grotte de Mezesse (a. avec flash) (personnage dans le cercle).



c.

Photo 62c. Vue de l'entrée inférieure.

La partie centrale de la grotte est constituée principalement d'une petite salle (Fig. 71b, photo 63). Son toit est formé de monolithes plurimétriques dont la face interne présente une morphologie en lames (L, Fig. 71b, photo 64). Le plancher de la salle est un amas de blocs anguleux qui recouvre le fond de la cavité. Une rigole similaire à celle trouvée dans la première partie s'est formée sous cet éboulis (c., Fig. 71b). Elle présente une section semi-circulaire et ses flancs latéraux sont tapissés de concrétions. (Photos 65).

La troisième partie de la cavité, au sud-est, présente une morphologie comparable à la première (Fig. 71c). Des draperies, dont la nature exacte nous est inconnue, s'y forment (d., Fig. 71c, photos 66).

Les parois verticales des fractures donnant accès à la cavité ainsi qu'une partie des sols présentent une altération en "nid d'abeilles" (Photo 67). Le fond visible de la grotte est souvent recouvert de blocs détachés de la voûte, associés à des mousses et à des excréments de chauves-souris. Le sol, en forte déclinaison le long du plan de décompression courbe, porte, par endroits, des traces de suintement d'eau.

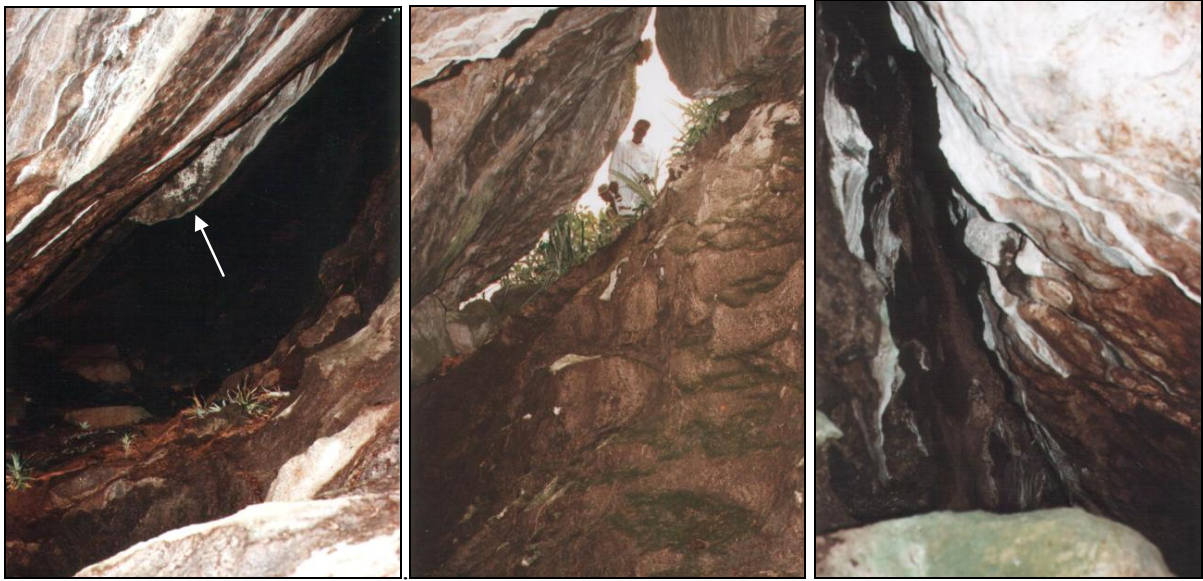
La présence d'anciennes conduites forcées au fond de la grotte montre que des vides dus à une dissolution du granite se sont ouverts à la faveur du croisement de fractures, comme c'est le cas dans les calcaires. Le développement de concrétions notamment de draperies et de morphologies en nids d'abeille indiquent que des phénomènes de dissolution/précipitation se déroulent toujours à l'heure actuelle.



Photos 63 et 64. Photo 63 (gauche) : Vue sur la partie centrale de la cavité de Mezesse, sous le puits principal (personnage dans le cercle). Remarquez la corrosion de la paroi de gauche. Photo 64. Vue sur la face interne des blocs formant le toit de la partie centrale de la cavité de Mezesse



Photos 65. Vues des concrétions coralloïdes tapissant les parois de la rigole centrale, au centre de la grotte de Mezesse.



a.

b.

c.

Photos 66. Vues sur la partie sud-est de la grotte de Mezesse. a. : partie inférieure, b. : vue sur le rebord supérieur de la grotte (avec formes de corrosion des parois), c. : draperies sur un des flancs de la cavité.



Photo 67. Altération en nid d'abeille sur une des parois verticales de la cavité de Mezesse

La présence de concrétions sur les parois d'une conduite forcée montre également que cette dernière n'a pas été colmatée par des argiles résiduelles depuis sa création. Deux conclusions

peuvent en être tirées. La première est qu'une dissolution généralisée de la roche s'est déroulée, assurant la pérennité des vides au cours de l'ouverture de la grotte. La seconde est que le développement de la grotte s'est réalisé en dehors de tout contexte pédologique. En dehors de l'aspect arrondi externe des blocs au toit de la grotte, rien dans les morphologies ne semble indiquer une altération au sein d'un manteau ferralitique. Les suintements d'eau observés sur la surface de la colline de Mezesse (Photo 58) prouvent que des circulations d'eau existent dans les granites en l'absence de toute couverture.

6.4.2 Analyses de concrétions coralloïdes de la grotte de Mezesse

A. Introduction



Photo 68. Détail des concrétions coralloïdes de la grotte de Mezesse. (Photos 65)

L'analyse des concrétions trouvées dans la partie centrale de la grotte permet de préciser les conditions de leur genèse et l'histoire de la mise en place de la grotte de Mezesse.

B. Matériel et méthodes

Les concrétions sont de type coralloïde et très friables (Photo 68). Elles ne font que quelques millimètres d'épaisseur. Une démarche similaire à celle appliquée à l'analyse des spéléothèmes du Niger a été suivie. Les observations ont été réalisées par différentes techniques : analyses au microscope optique et au microscope électronique à balayage, microanalyses qualitatives aux RX (EDX), diffraction aux RX et cathodoluminescence²⁶. Des lames minces des concrétions récoltées ont été réalisées et polies à partir d'abrasifs libres au carbure de silicium. Celles-ci ont d'abord été observées en lumière polarisée à l'aide d'un microscope optique. Ensuite, certaines d'entre elles et des échantillons bruts préalablement fracturés, ont été examinés à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) (JEOL JSM-840A) après métallisation Au/Pd (Balzers sputtering unit) et sous une tension d'accélération de 20 kV. L'identification et la distribution des éléments chimiques formant ces concrétions ont été réalisées par microanalyse aux rayons X en dispersion

²⁶ Les lames minces ont été réalisées au service de Géologie du Prof. Dimanche, à l'ISSEP par M. D. Leclercq. et par le Pr. F. Boulvain, Dpt Géologie, Pétrologie et Géochimie de l'Université de Liège. Les microanalyses ont été réalisées par le Dr. Ph. Compère et l'auteur au Laboratoire de Biologie Générale et de Morphologie Ultrastructurale du Professeur Goffinet, Université de Liège, Institut de Zoologie, 22 Quai van Beneden, B-4020 Liège-Belgique. Les diffractions aux rayons X et leur interprétation ont été effectuées par M. F. Hattert au Dpt de Minéralogie du Prof. Fransolet, Université de Liège.

d'énergie. L'appareillage utilisé se compose d'un détecteur de marque et de type LINK Pentafet, d'un analyseur LINK eXI-10 montés sur le microscope électronique à balayage précité. Les microanalyses ont été réalisées sous une tension d'accélération de 10 ou de 15 kV et avec le détecteur en fenêtre ouverte ou muni d'une fenêtre fine de Be afin de permettre la détection des éléments légers.

Pour la taranakite, minéral dont nous allons parler ci-dessous, les paramètres cristallographiques sont calculés avec le programme d'affinement par moindres carrés LCLSQ version 8.4 (Burnham, 1991), sur la base des valeurs de d corrigées avec le nitrate de plomb comme étalon interne (Comm. pers. F. Hattert).

C. Observations

L'observation de lames minces polies au microscope optique montre que les spéléothèmes se constituent d'un ensemble de couches concentriques de quelques dizaines de microns d'épaisseur. Deux phases de concrétionnement successives sont visibles (Photo 69).

La première, au contact de la roche support, présente un ensemble de lamines brun clair de quelques centaines de microns d'épaisseur alternant avec des lamines plus foncées, plus minces et d'épaisseur assez constante. Le contact entre la roche support et la première lamine est très franc. La zone externe des lamines brun clair montre des cristaux croissant perpendiculairement au substrat. Les lamines plus sombres montrent localement une lamination beaucoup plus fine, de l'ordre de 10 microns, due à un empilement de feuillets ou de filaments parallèles au substrat. Les lamines sombres moulent les terminaisons cristallines des lamines plus claires. La première lamine brun clair, déposée sur le substrat rocheux, présente une épaisseur très variable, s'épaississant entre les cristaux protubérants de quartz ou de feldspath de la roche support. Ces derniers ne sont pas altérés. Le concrétionnement s'infiltré sur 1 à 2 mm dans les microfractures de la roche. (Photos 70).

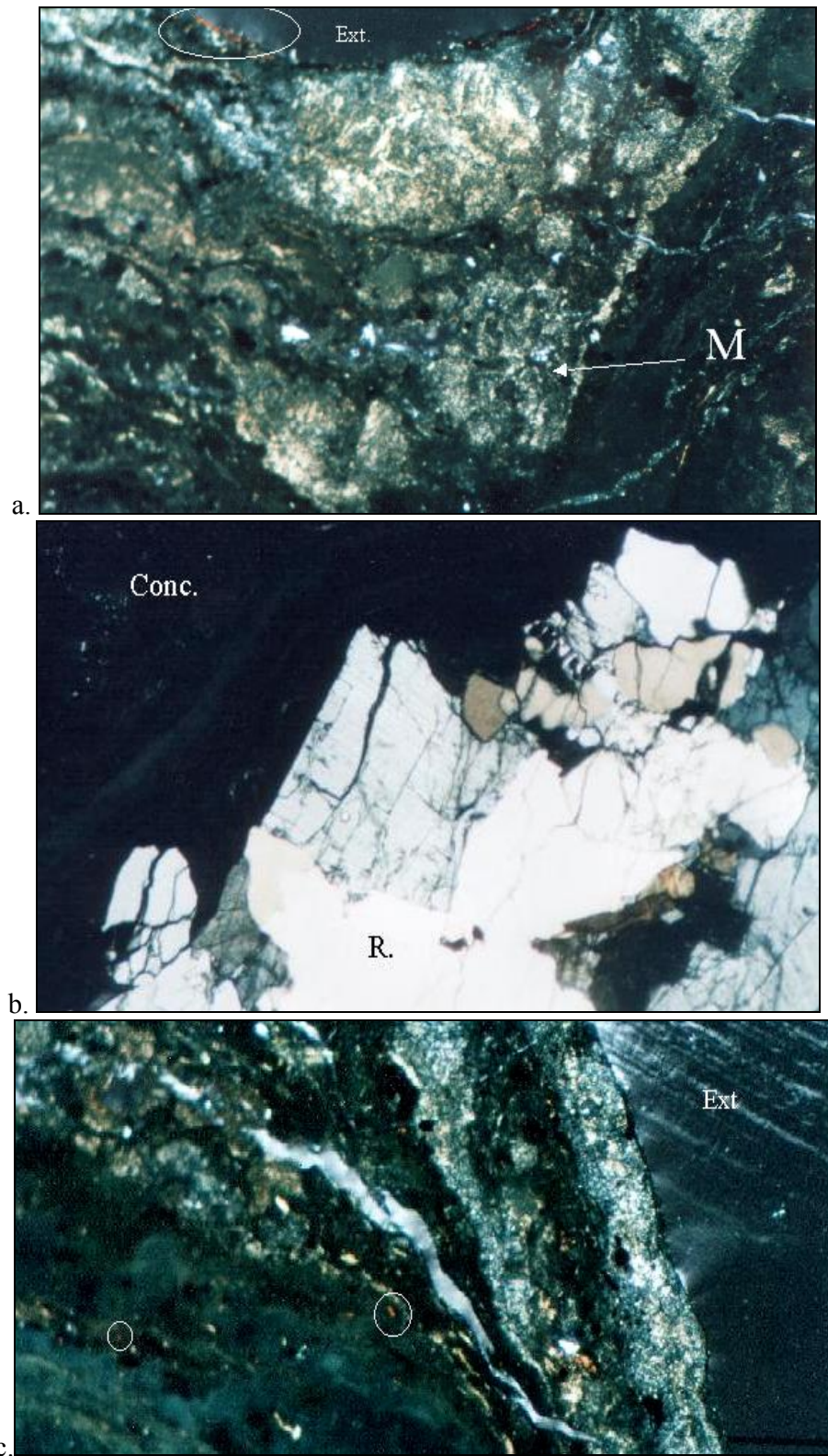
La deuxième phase de concrétionnement se compose d'une succession de lamines jaunâtres et de lamines brunes similaires à celles observées dans la première phase.

Les lamines jaunâtres, épaisses de quelques centaines de microns à 1 mm, présentent une faible biréfringence. Elles présentent rarement des morphologies cristallines perpendiculaires au substrat à l'inverse des zones externes des lamines brun clair de la première phase de concrétionnement. Les lamines brunes, plus minces, montrent une fine microlamination de lits clairs et sombres d'une vingtaine de microns d'épaisseur. Elles sont très crénelées. Elles moulent les irrégularités des lamines jaunâtres et englobent des particules détritiques.

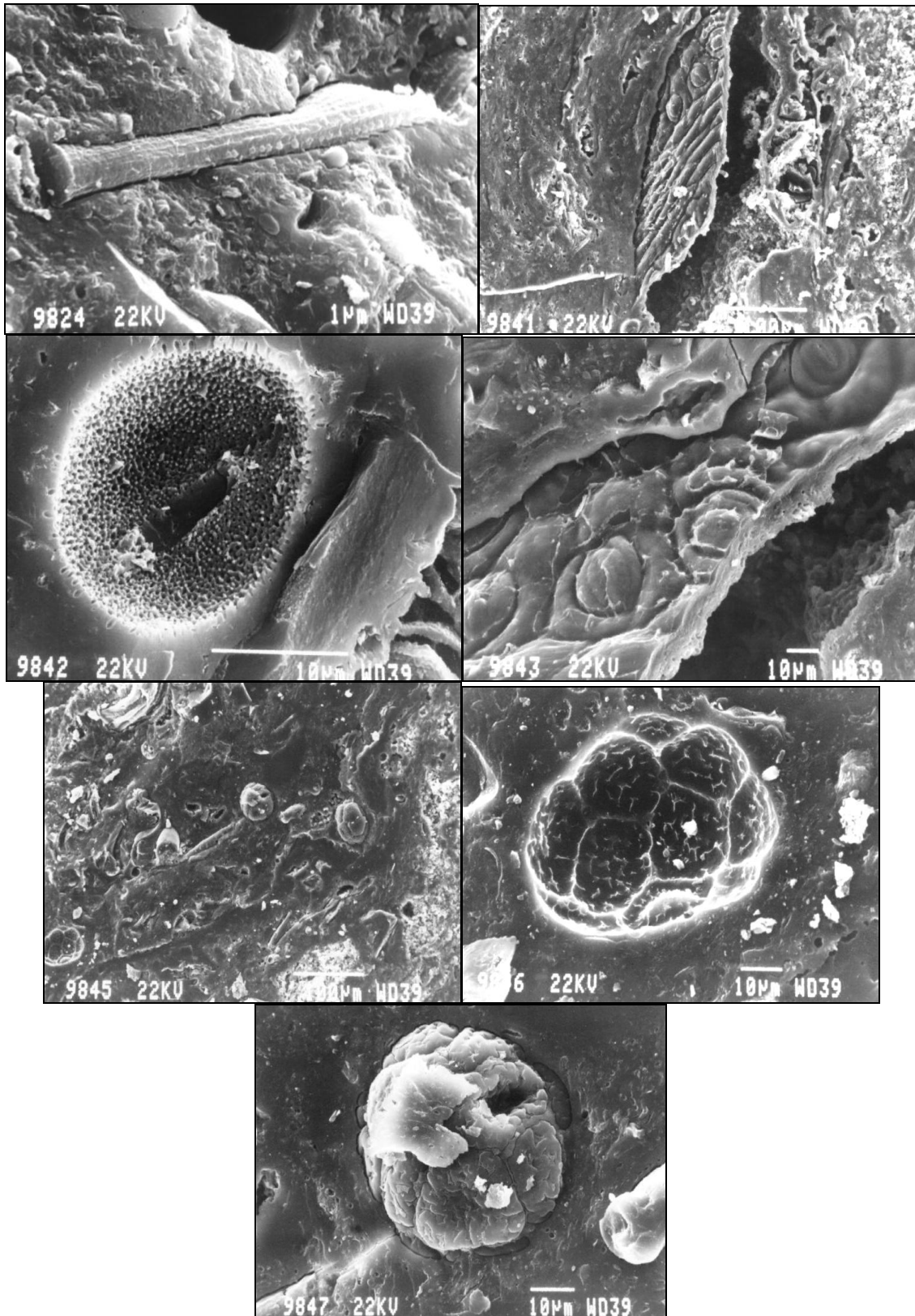
Des cristaux non altérés de biotite sont également visibles, principalement au sein des strates périphériques.



Photo 69 : vue d'une lame mince polie d'une des concrétions de Mezesse au microscope optique. Encadré : zone soumise au mapping compositionnel (Fig. 72a), C : contact entre la roche support (R) et le concrétionnement, B : exemple de cristaux de biotite non altéré. Les flèches correspondent aux deux phases de concrétionnement successives (voir texte) et reprises sur le mapping compositionnel.



Photos 70. Détails morphologiques de la concrétion vus au microscope optique. a. : zone entre deux replis du concrétionnement. La flèche indique une zone de la concrétion moins bien structurée (M). a. c. : : Ext. : extérieur de la concrétion, conc. : concrétion. Des cristaux de biotite non altérés sont entourés en blanc à titre d'exemple (a. et c.). R. : roche support.



Figs. 72a. Vues au M.E.B de débris organiques silicifiés ou de leur empreinte (spores, pollens, feuilles...) trouvés au sein de la concrétion (Voir texte ci-dessous) - Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Institut de Zoologie, Université de Liège.

Des petits dômes à relief millimétrique et à lamination épaissie vers le centre sont développés principalement au sein de certaines strates du second concrétionnement. L'observation à plus fort grossissement révèle que l'ensemble des strates renferme des filaments similaires à ceux que l'on retrouve dans les aiguilles de Nkongmeyos.

Outre les deux zones de concrétionnement et les lamines identifiées optiquement, l'examen au microscope électronique à balayage montre que la surface externe des spéléothèmes se constitue de matériaux détritiques non structurés, de cristaux en forme d'aiguille et de filaments différents de ceux observés dans les lamines. Souvent, les matériaux détritiques masquent un réseau de fentes de dessiccation qui se prolonge dans les couches les plus périphériques des spéléothèmes. Des micro-alvéoles se retrouvent entre ou au sein des lamines. D'une façon générale elles sont plus importantes et plus nombreuses dans la seconde phase de concrétionnement. Ces micro-alvéoles ont leurs parois souvent tapissées de microcristaux, ce qui exclut une formation par fragmentation mécanique lors de la préparation des échantillons. Des filaments identiques à ceux trouvés en périphérie sont également présents. Au sein de différentes couches, on observe également des éléments organiques fossilisés (Figs. 72).

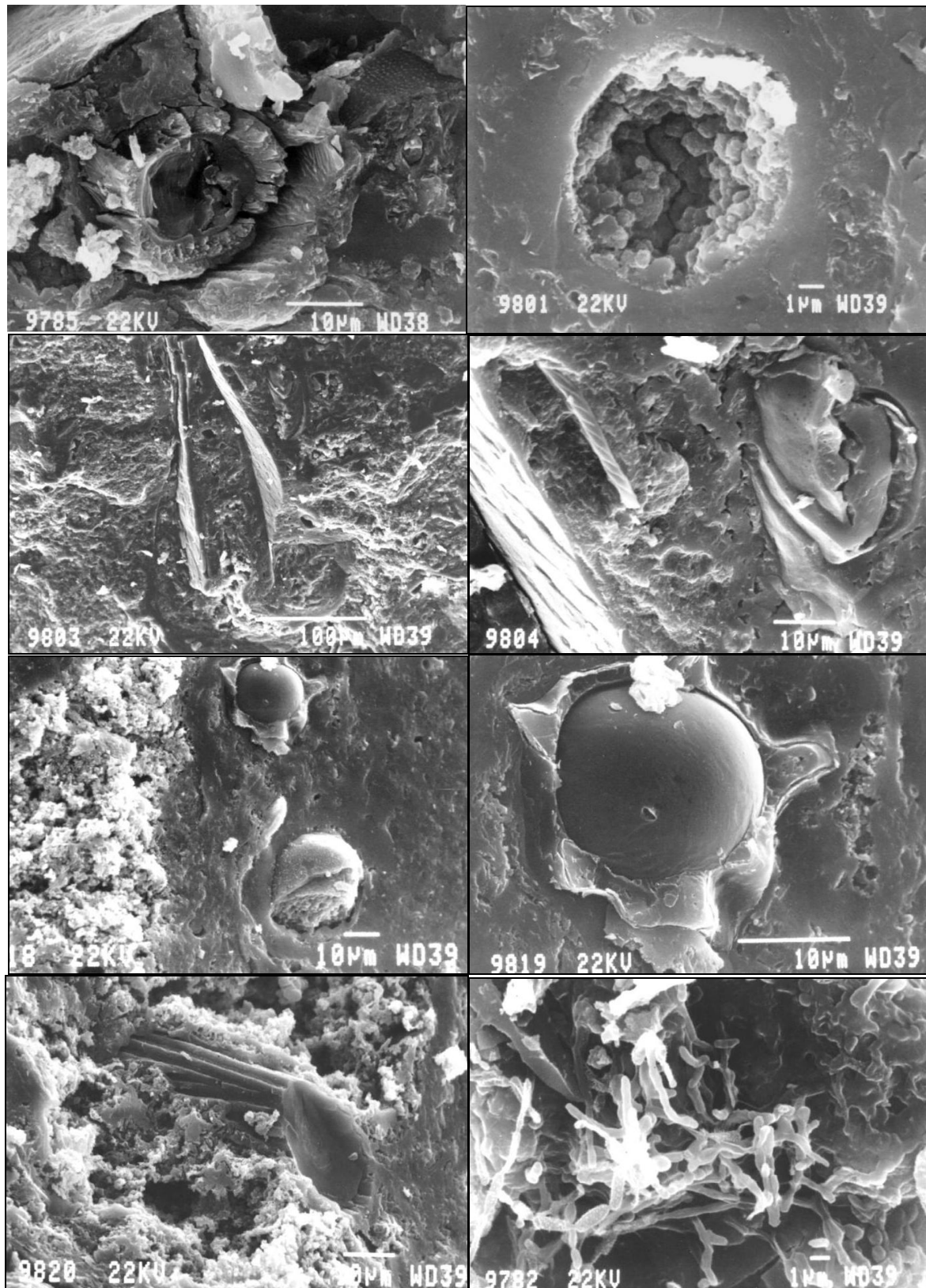
Nous avons soumis les différents clichés à deux palynologues, les Professeurs Streel (Université de Liège) et Maley (Université de Montpellier). Voici leurs principales interprétations et conclusions.

Pour Streel, les clichés 9845, 9846 et 9847 (Figs. 72a) montrent clairement une polyade de Mimosacées *Parkia bicolor* A Chevalier. Cependant, il note que ces pollens sont généralement deux fois plus grands que ceux trouvés dans la concrétion et en conclut que ces derniers pourraient donc être immatures. Maley n'est pas convaincu par cette interprétation car chez *Parkia bicolor*, les creux qui matérialisent en surface les parois soudées des différentes monades composant la polyade sont présents partout en surface. Or ce n'est pas le cas par ex. sur les images 9846 et 47. De plus sur le corps en question, il semble exister une grosse cellule centrale entourée de plus petites - ce qui ne correspond pas à *Parkia* ou toutes les monades sont de taille égale. Pour Maley, la piste des champignons ou des algues serait peut-être plus appropriée.

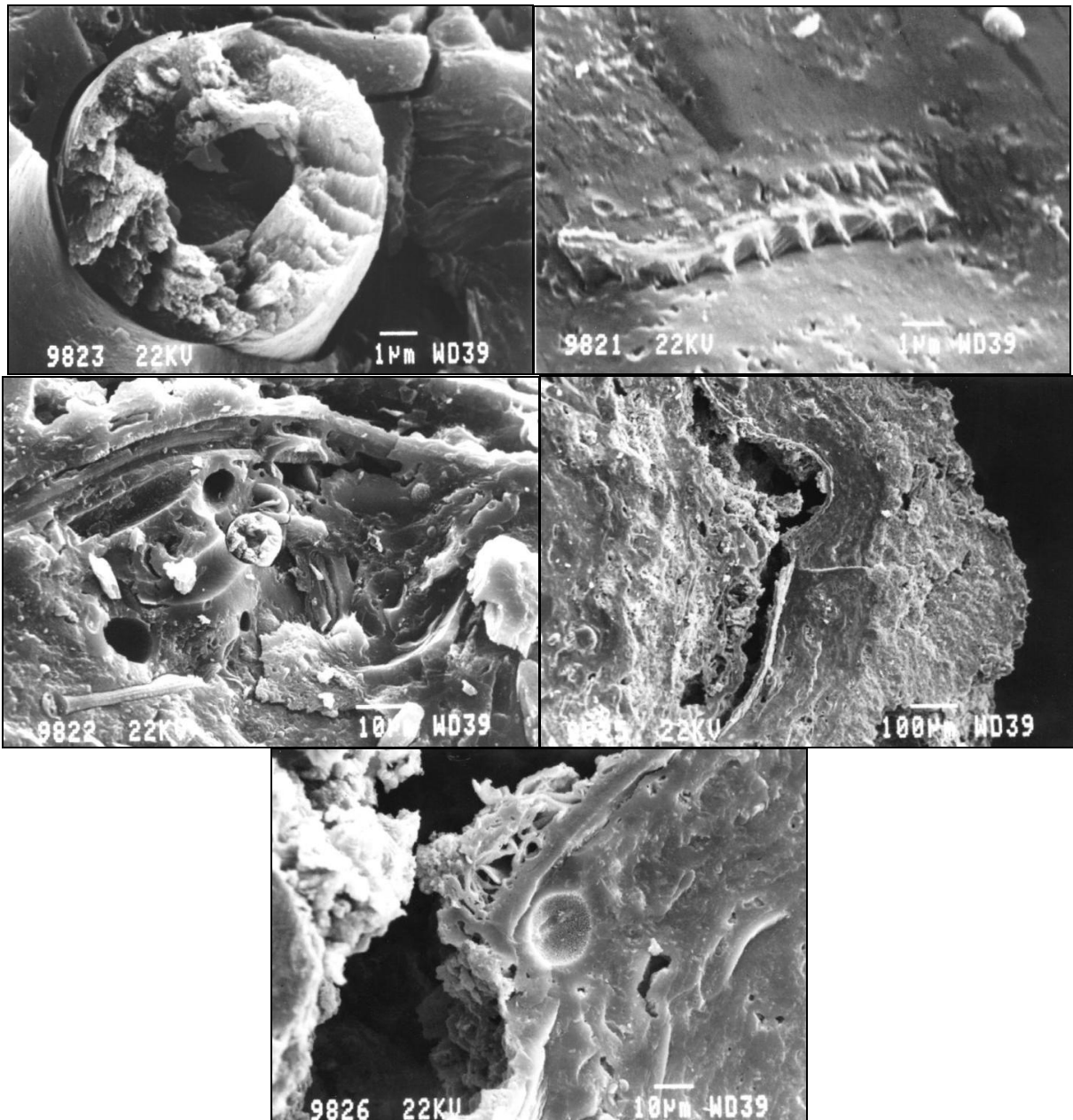
Pour Streel, le cliché 9824 serait un vaisseau de bois avec des ponctuations alignées au moins sur un côté. Les clichés 9841 et 9843 sont ceux d'une cuticule de feuille montrant des stomates. Les deux cellules centrales sont entourées d'un bourrelet attestant d'un caractère xérique indiscutable (9841, 9843) (Figs. 72a).

Le cliché 9842 (Figs. 72a) serait un pollen de palmier (*Hyphaenae thabaica* (L.) Martin ou d'une espèce voisine. Cependant, Maley réfute cette interprétation en se basant sur le nombre trop important de baccules et leur forme trop fine. A nouveau, il privilégie l'hypothèse d'une grosse spore.

Ainsi, à l'exception de l'identification de stomates d'une feuille, la reconnaissance des différents éléments d'origine organique reste problématique, notamment concernant d'éventuels pollens de *Parka bicolor* (arbre de la forêt dense) ou de palmier (espèce plutôt de savane arborée). Leur identification ultérieure pourrait éventuellement permettre de préciser avec plus d'exactitude le milieu environnant et peut-être la période climatique durant laquelle se sont édifiées les concrétions



Figs. 72b. Vues au M.E.B de débris organiques silicifiés ou de leur empreinte non identifiés et trouvés au sein de la concrétion (Voir texte ci-dessous) - Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Institut de Zoologie, Université de Liège.



Figs. 72b. Vues au M.E.B de débris organiques silicifiés ou de leur empreinte non identifiés et trouvés au sein de la concrétion (Voir texte ci-dessous) - Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Institut de Zoologie, Université de Liège.

et donc, indirectement la grotte de Mezesse. La présence de reste de feuilles à caractère xérique suggère une formation des concrétions dans un environnement proche de la surface où le climat était marqué par une certaine sécheresse.

D'autres formes organiques ont été examinées mais restent non identifiées à ce jour (Figs. 72b).

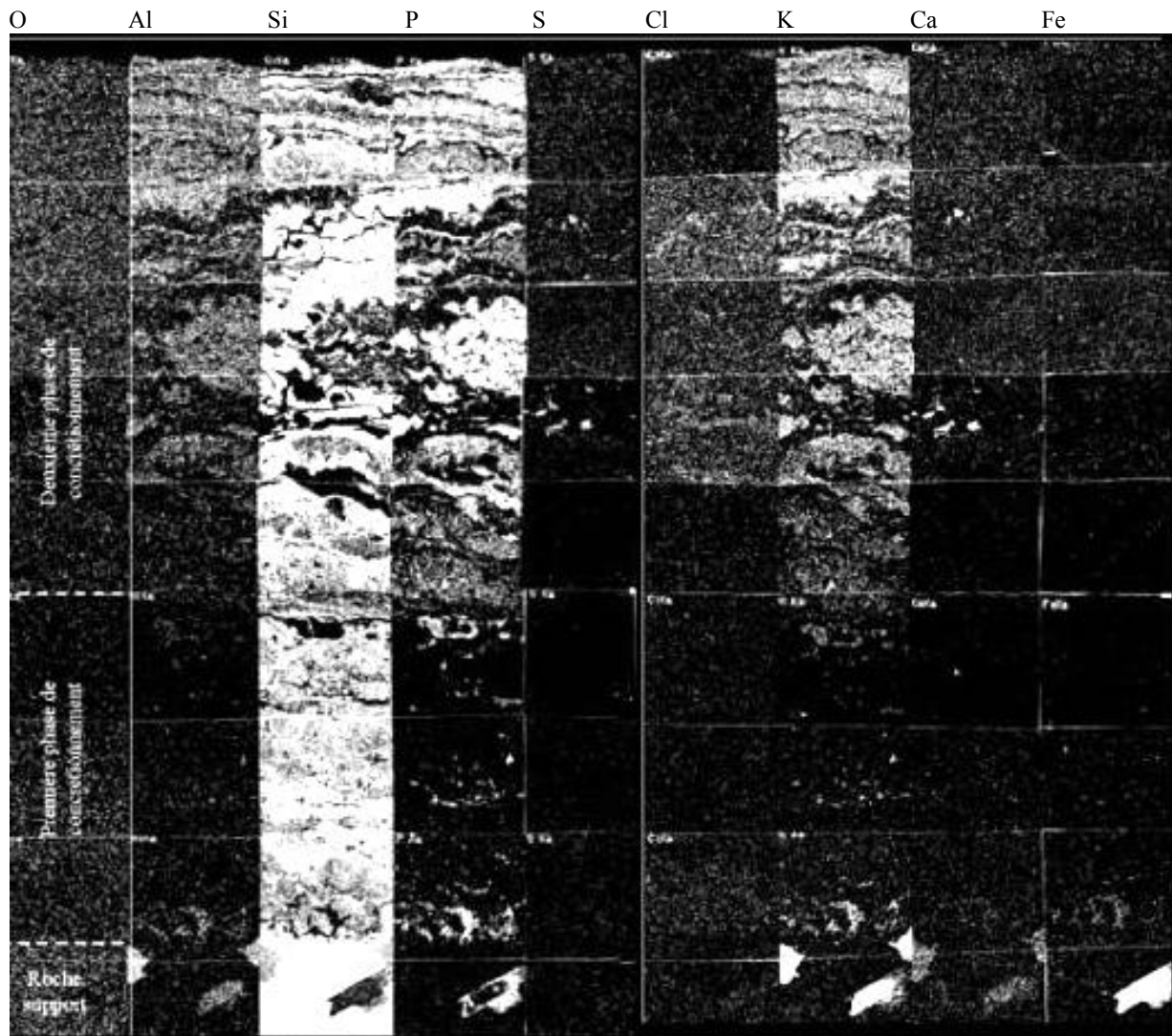


Fig. 73a. Mapping d'une concrétion coralloïdes de Mezesse. Zone encadrée de la photo 69 (Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Inst. de Zoologie, Université de Liège).

Un mapping d'une lame mince polie (Figs. 73) et des microanalyses par rayons X (Fig. 74) montrent que la première phase de concrétionnement se constitue essentiellement de Si.

La seconde phase se caractérise par une alternance de strates riches en Si et de strates associant les éléments Si, Al, P et K. Les premières correspondent aux lamines brunes sombres et claires de l'ensemble de la concrétion, les dernières correspondent aux lamines jaunâtres vue au microscope optique. Des zones associant Ca et S sont bien visibles et correspondent aux cristaux des micro-alvéoles et aux aiguilles de la bordure périphérique des concrétions. Tous les restes organiques trouvés sont silicifiés et semblent toujours inclus dans des couches associant Si, Al, P et K comme l'indiquent les spectres réalisés sur leur pourtour (Figs. 75).

L'analyse par diffraction des rayons X montre que ces couches riches en Si, Al, P et K sont constituées de cristaux de taranakite, $H_6K_3Al_5(PO_4)_8 \cdot 18H_2O$ associés à de la silice sous forme amorphe. Celles riches en Si sont uniquement constituées de silice amorphe (Fig. 76). La taranakite

est un minéral associé au guano de chauve-souris (voir VII.6.4.2.5). La présence de silice, non incluse dans la taranakite, indique qu'elle précipite de façon continue pendant l'édification de la concrétion

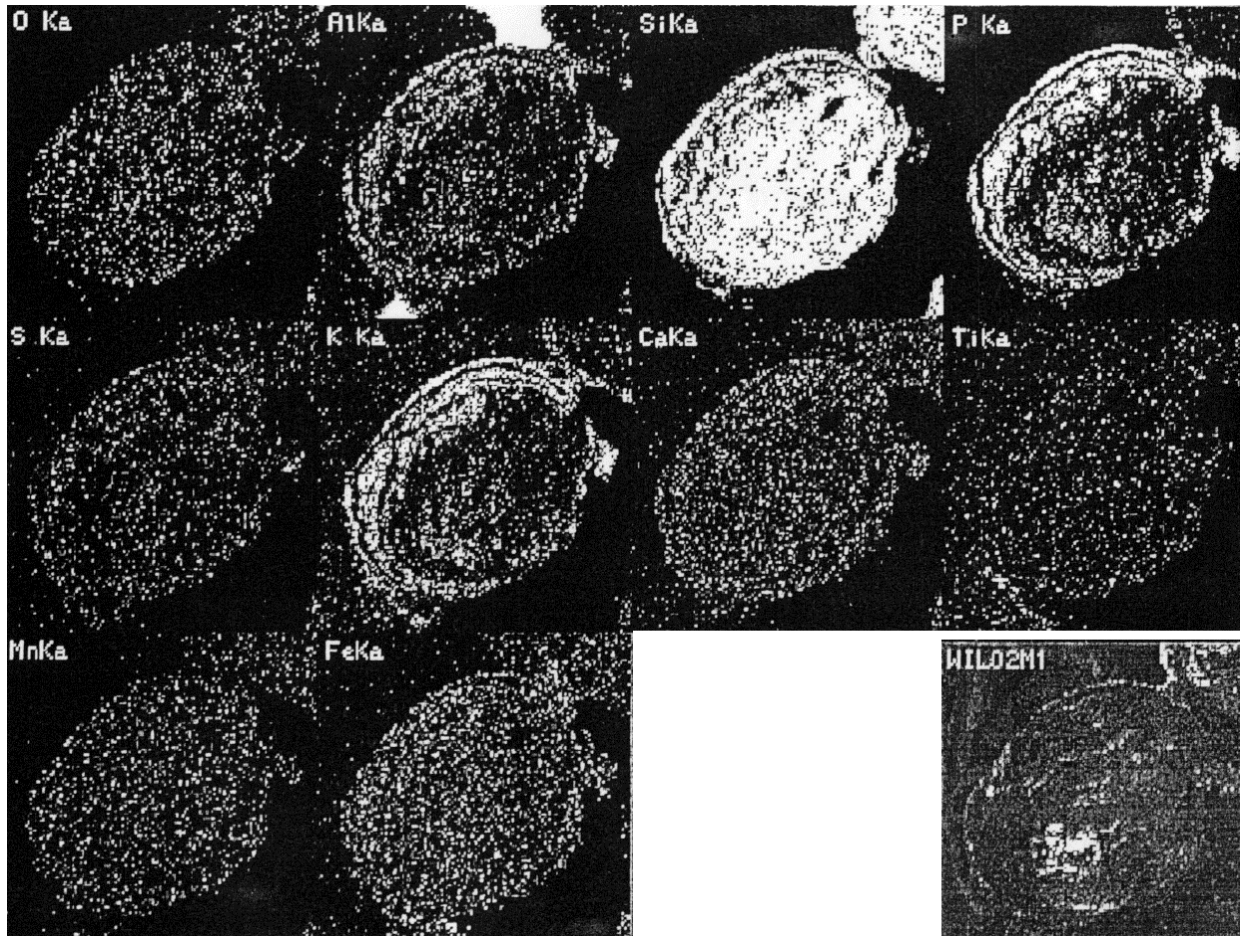


Fig. 73b. Mapping d'une concrétion coralloïde de Mezesse fracturée perpendiculairement à son axe de croissance 63b (Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Inst. de Zoologie, Université de Liège).

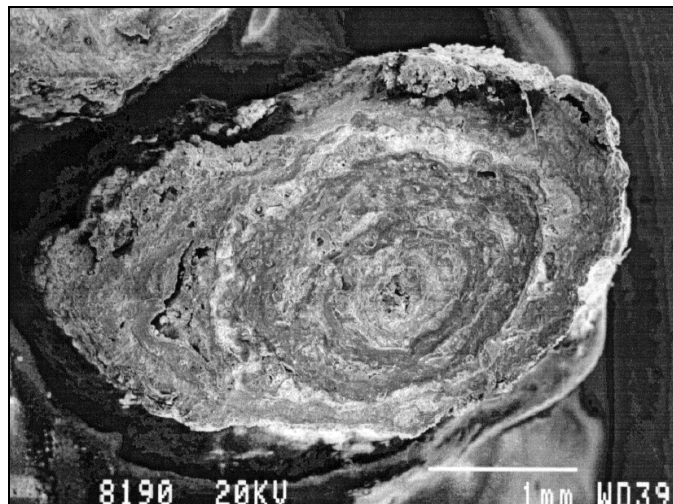


Fig. 73c. Vue en MEB d'une concrétion similaire à celle étudiée pour la fig. 73b (Lab. de Biologie générale et de Morphologie ultrastructurale, Institut de Zoologie, Université de Liège).

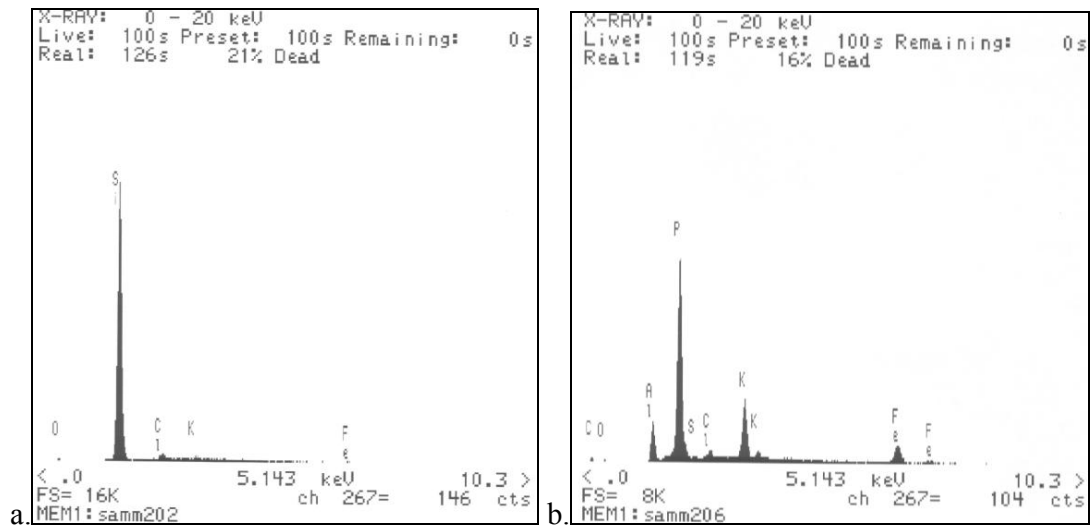
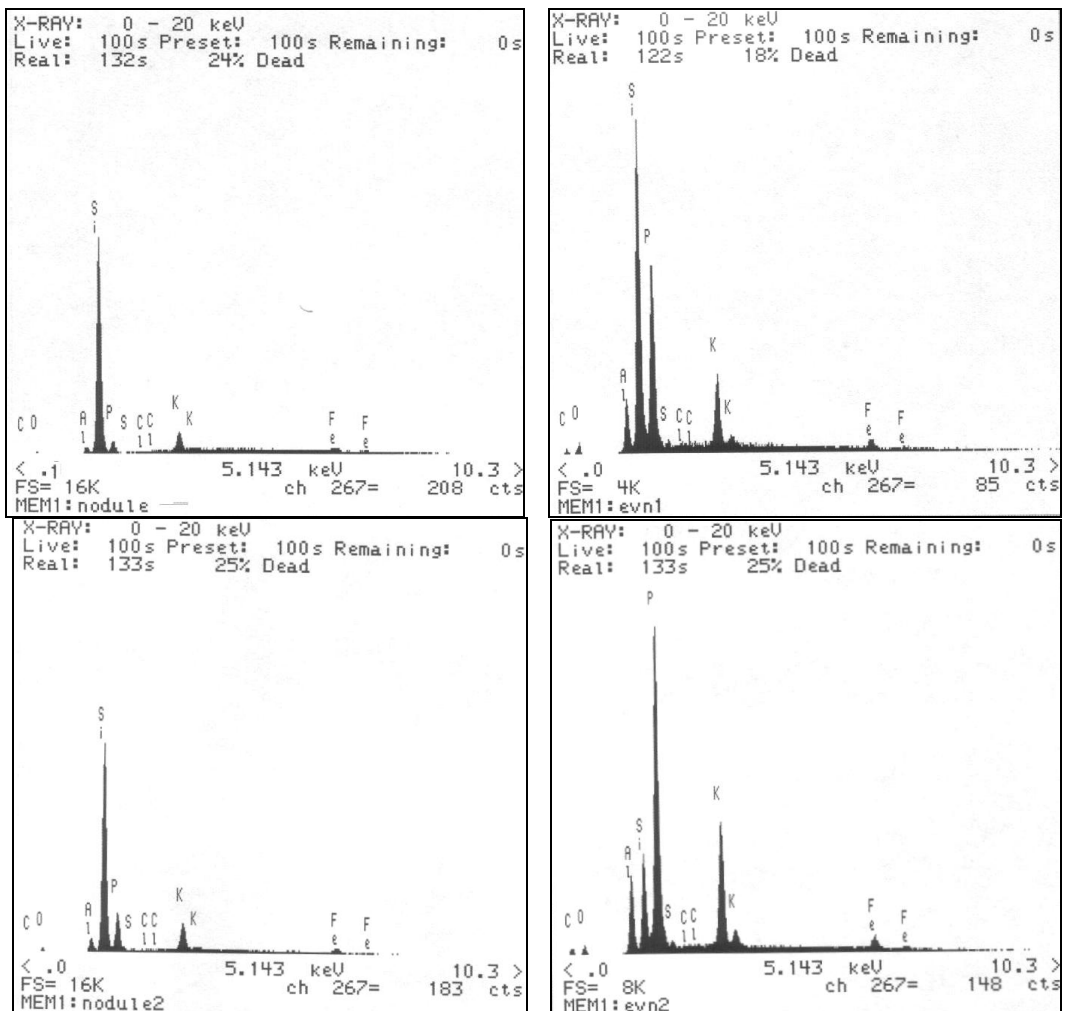


Fig. 74. Spectres de différentes strates d'une concrétion de Mezesse. a : exemple de spectre d'une strate de silice; b : exemple de spectre d'une strate riche en taranakite.



Figs. 75. Spectres réalisés sur les matériaux d'origine organique et sur leur pourtour à l'intérieur des concrétions de Mezesse. Nodule x : spectre sur les nodules, env x : spectre de l'environnement immédiat des nodules.

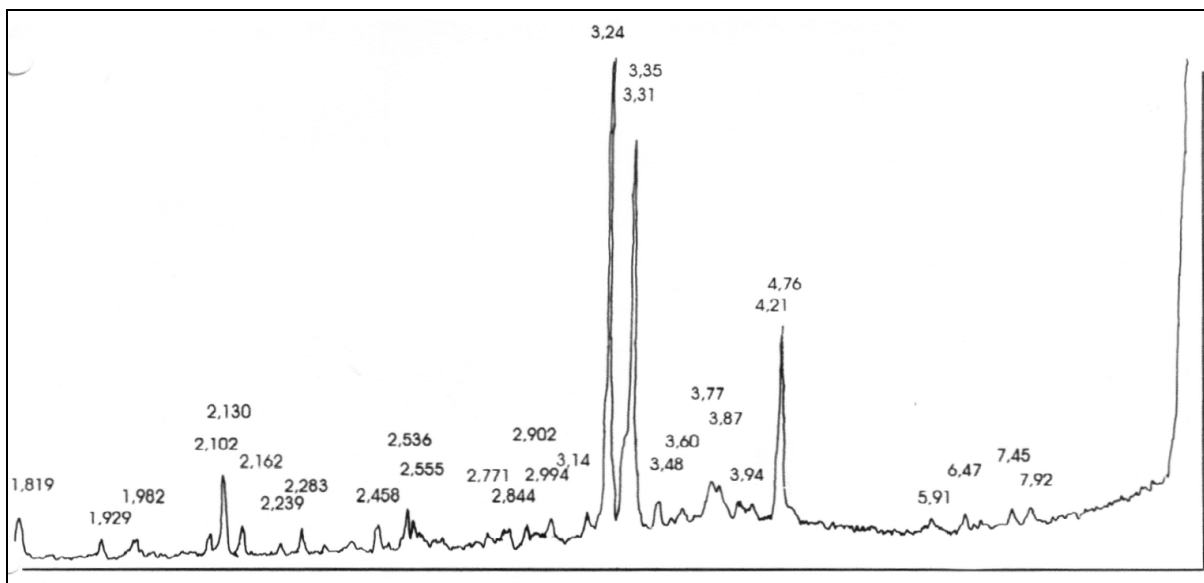


Fig. 76. Diffractogramme obtenu par rayons X d'une concrétion de Mezesse (F. HATTERT, Dpt. de Minéralogie, Université de Liège).

D. Formation des concrétions

Les parois en "nid d'abeilles", la morphologie des planchers et les conduits dans la grotte démontrent un rôle incontestable de l'érosion chimique dans la formation de la grotte de Mezesse. L'analyse des concrétions coralloïdes précise les conditions de cette édification.

Les concrétions coralloïdes trouvées dans des grottes carbonatées sont associées généralement à deux types d'environnement. Le premier correspond à une genèse dans un milieu subaérien, le second dans un environnement plus ou moins ennoyé (HILL et FORTI, 1997). La situation des spéléothèmes de Mezesse sur les flancs d'une conduite forcée appuie l'hypothèse d'une genèse dans un système vadose. La mise en place des concrétions siliceuses a dû se réaliser à la limite fluctuante d'eaux peu agitées et renouvelées à chaque saison des pluies après un passage relativement rapide dans les fissures supérieures du système. La présence de certains restes organiques silicifiés au sein des concrétions montre que la conduite était sous l'influence des conditions de surface lors de leur édification. Cette genèse est comparable à celle observée pour certaines silicifications à la base de vides où les circulations de solutions sont lentes et les eaux stagnantes (THIRY, 1997).

Dans la deuxième phase de concrétionnement, l'alternance relativement régulière de couches taranakite/silice amorphe avec des couches constituées exclusivement de silice montre une certaine périodicité dans la genèse des spéléothèmes. La taranakite, trouvée également dans des grottes calcaires, résulte de l'interaction entre des solutions phosphatées dérivées du guano de chauve-souris et les minéraux argileux du substrat, sous des conditions humides permanentes (FIORE et LAVIANO, 1991). Dans le cas de Mezesse, chaque couche de ce minéral marquerait un lessivage annuel du guano dans la partie supérieure du réseau de la grotte lors d'une saison des pluies. La

taranakite précipite conjointement à la silice. Lors de la saison sèche, le lessivage du guano s'arrête. L'apport de phosphates dans la conduite et la formation de taranakite sont donc stoppés. Seule de la silice continue à précipiter.

La taranakite, qui ne se forme qu'à un pH inférieur à 3,5 (HASEMAN *et al.*, 1950, 1951; FILIPOV, 1978; HILL et FORTI, 1997; FIORE et LAVIONO, 1991), témoigne de l'acidité des solutions parcourant la conduite forcée. Une diminution de pH des solutions de la surface vers la profondeur du réseau a donc dû se produire. Or, le parcours des solutions pour arriver à la conduite souterraine où se sont formés les spéléothèmes devait être relativement court à travers des roches peu favorables à leur acidification. Cette acidification est donc difficilement explicable même si on considère que les pluies étaient acide en arrivant au sommet du système comme c'est le cas à l'heure actuelle (pH moyen de 4,9, SIGHA-NKAMDJOU *et al.*, 1998).

Comme nous l'avons vu au chapitre III.2.1, la solubilité de la silice dépend peu du pH lorsqu'il est inférieur à 9 (Fig. 10) ce qui est le cas pour les solutions de Mezesse.

Des mécanismes similaires à ceux produisant des gels de silice des grottes peuvent jouer. Finlayson et Webb (1985) suggèrent deux processus principaux : l'évaporation et des températures basses. Dans le cas de Mezesse, en climat équatorial, le rôle de températures basses est exclu. L'étude géomorphologique de la rigole dans laquelle ont été prélevés les spéléothèmes montre qu'il s'agit d'une conduite éventrée. Durant la formation des concrétions cette dernière devait être fermée comme l'attestent les rebords en surplomb, restes d'un toit aujourd'hui disparu. La présence des concrétions uniquement sur les flancs subverticaux s'explique par une érosion ultérieure du fond de la conduite par ruissellement lors de l'ouverture du système. Ainsi, les spéléothèmes ont grandi dans un milieu fermé, à quelques dizaines de mètres sous la surface, dans la partie vadose d'un système peu favorable à des phénomènes d'évaporation et de variations de température. Seule une recharge en eau correspondant à une saison des pluies a dû influencer leur formation. Des processus d'évaporation et de variations de température nous semblent donc devoir être écartés.

Une certaine analogie peut être faite avec ce qui se passe à la base des profils kaoliniques. Thiry (1998) a montré que, dans un environnement acide, seule la silice reste sous forme d'opale alors que l'aluminium est lessivé. Une des hypothèses avancées implique un environnement hydromorphique tout comme celui qui a dû exister dans la grotte de Mezesse. Deux réactions peuvent apparaître : une libération d'un électron durant l'oxydation du Fe produisant un H^+ ou une rétention d'un autre H^+ durant la formation d'hydroxydes (BRINCKMANN, 1970, FRIPIAT, 1971, BRINCKMANN *et al.*, 1973, CHAUSSIDON et PEDRO, 1979; ESPIAU et PEDRO, 1983 in THIRY, 1997). Une "autolyse" progressive des minéraux argileux serait induite (PEDRO et DELMAS, 1979) avec migration d'Al et rétention de Si dans des phases Si désordonnées.

Ce mécanisme suppose une alternance de périodes sèches et de périodes humides. Durant les premières, un environnement acide se développe, libérant Al. Durant les secondes, Al se complexerait avec des composants organiques et serait évacué du profil (THIRY, 1997).

Cette première hypothèse repose sur le fait que la solubilité de la silice varie peu pour des pH inférieurs à 9. Or, comme Bennett *et al.* (1988) l'ont montré, la vitesse de dissolution du quartz diminue parallèlement à une diminution de pH (voir Fig. 4b, III.3). Aussi, peut-on se poser la question de savoir si la silice amorphe ne présente pas un comportement analogue. Si c'était le cas, une saturation en Si des solutions suite à la diminution du pH se produirait, provoquant le dépôt de silice amorphe.

Une autre solution possible pour résoudre le problème d'acidification du milieu vient de la présence de filaments au sein des concrétions. La taille et les morphologies de ces derniers montrent que ce sont des bactéries. Leur rôle est actuellement encore mal connu, surtout à température ambiante et dans des conditions acides. Des bioconstructions microbiennes siliceuses ont été décrites à proximité de sites hydrothermaux, en milieu océanique (JUNIPER et FOUQUET, 1988; ZIERENBERG et SCHIFFMAN 1990; COOK et STAKES, 1995 ; JUNIPER *et al.*, 1995) ou dans des lacs alcalins (RENAUT *et al.*, 1998). Des bactéries vivant en eau douce et chargées en silice ont été répertoriées dans les cuves de l'Otake Geothermal power plant (Japon) mais ce sont des eaux chaudes (85 °C) et à pH de 7,2 (INAGAKI *et al.*, 1997). Ces bactéries se fossilisent dans de la silice amorphe (90 % du poids en SiO₂ avec des traces de Fe et d'Al) ce qui est fort proche de ce qui est observé à Mezesse. Par ailleurs, Urrutia et Beveridge (1995) ont montré que d'allophane²⁷ pouvait se former en surface de cellules de *Bacillus subtilis*, incubées dans des solutions contenant des combinaisons variées d'Al, Si, Zn, Cd, et d'acides citriques et fulviques.

Le problème est de savoir si les bactéries silicifiées des concrétions ont joué un rôle actif et/ou passif. La morphologie des spéléothèmes, l'existence de crénulations, la formation de petits dômes, la présence d'un fin feuilletage, dû vraisemblablement à un feutrage de filaments sont autant d'éléments qui indiqueraient une origine au moins partiellement organique des concrétions (cf. par exemple les critères définis par GALL, 1990). La morphologie de ces dernières n'est pas sans rappeler la structure spongiostromate définie par Pia (1927). De nombreuses études sédimentologiques (WALTER, 1976) ont montré depuis que cette structure est liée au développement, à la dégradation et à la diagenèse de tapis microbiens édifiés par des bactéries, des cyanobactéries ou des algues. Ces petites concrétions rappellent également les "microstromatolithes" décrits dans des cavités des récifs frasniens par Mamet et Boulvain (1988) et érigés partiellement par des bactéries ferro-oxydantes.

De plus, les spéléothèmes de Mezesse rappellent fortement les microstromatolithes siliceux décrits par RENAUT *et al.* (1998) et édifiés par des communautés microbiennes complexes. Cependant, dans ce cas précis, des eaux alcalines, chaudes et riches en silice fournissent en abondance la silice qui est fixée par les micro-organismes (leur silicification pourrait être la conséquence de la disponibilité d'OH⁻ et de groupes carboxyles à la surface des tapis microbiens). Des expériences

²⁷ Allophane : minéral alumino-silicaté hydraté et amorphe qui présente une consistance de gel. Il s'observe habituellement sur des concrétions (d'après Hill et Forti, 1986)

menées par Urrutia et Beveridge (1994) sur la bactérie *Bacillus subtilis* ont par ailleurs montré des précipitations de silicates sur les parois microbiennes dans des conditions de pH acide (5,5) et de concentration de Fe, Al et silice proches de celles des sols.

Comme nous l'avons vu au chapitre III.8.3, certaines bactéries ne produisent que H^+ et sont donc capables de diminuer le pH des solutions (BROCK *et al.*, 1994). Un rôle actif des bactéries dans l'édification des concrétions de Mezesse est donc probable. La diminution du pH qu'elles entraîneraient diminuerait la vitesse de dissolution de la silice amorphe, provoquant une saturation en Si des solutions au niveau de la conduite.

Un scénario peut être raisonnablement envisagé pour expliquer la genèse des concrétions de la grotte de Mezesse. Durant la première phase d'édification, seule la silice précipite. Les solutions parcourent un système de passages étroits ne permettant pas encore la colonisation d'une faune cavernicole. L'acidification des solutions au sein de la conduite provoque une saturation partielle en Si solubilisé qui entraîne son dépôt. Parallèlement, la solubilité d'Al s'accroît. Cette augmentation de l'acidité des solutions serait induite par oxydation du fer ou par l'activité de micro-organismes (les deux mécanismes pouvant être liés). Dans la seconde phase de concrétionnement, la partie supérieure du réseau de Mezesse s'ouvre, permettant la colonisation par les chauves-souris. Ces dernières sont à l'origine de dépôts de guano. Les eaux s'infiltrant dans le massif lessivent périodiquement ces dépôts organiques, en relation avec les saisons des pluies. L'acidification des solutions au niveau du conduit provoque la précipitation simultanée de la taranakite et de la silice.

E. Vitesse de concrétionnement et âge des concrétions

Outre la présence de taranakite au sein des spéléothèmes, l'observation de feldspaths au sein de la roche support et de biotites dans les concrétions appuient l'hypothèse d'une formation rapide des concrétions. Ces minéraux, très sensibles à l'altération chimique, sont habituellement très vite éliminés. Or les feldspaths dans la roche, à proximité du contact avec la concrétion et les biotites dans les spéléothèmes ne montrent pas d'altération. Les solutions responsables du concrétionnement sont donc d'origine allochtone. D'autres observations supportent une genèse rapide des cave pop-corns : le contact franc de la roche support avec la première strate concrétionnée, la présence de nombreuses vacuoles entre ou dans les lamines, les restes organiques normalement très vite dégradés et pourtant fossilisés par le biais d'une silicification, la friabilité du spéléothème. Cette friabilité suggère également que les concrétions sont relativement récentes. Soumises à une érosion prolongée, elles devraient être rapidement éliminées.

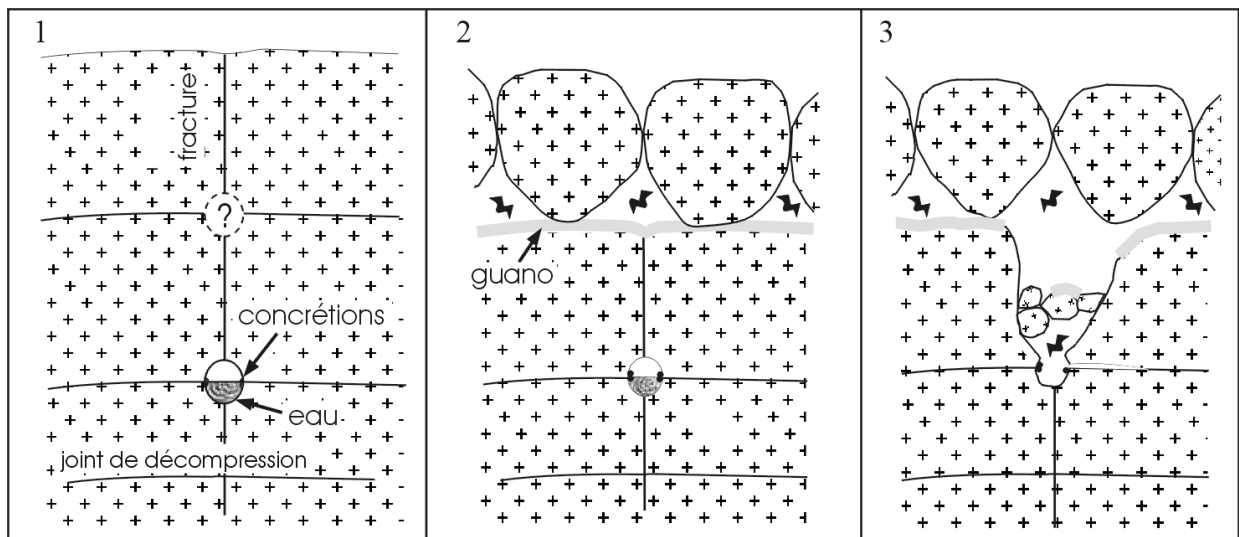
L'alternance relativement régulière de couches riches en taranakite ou en silice amorphe dans la deuxième phase de concrétionnement montre une certaine périodicité analogue aux lamines de croissance observées dans les stalagmites carbonatées (voir V.3.4). Dans le cas de Mezesse, chaque

couche de taranakite marquerait un lessivage annuel du guano dans le réseau supérieur de la grotte lors d'une saison des pluies. Le mapping compositionnel d'une des concrétions montre une dizaine d'alternance de couches de taranakite et de silice amorphe. Si on considère l'épaisseur moyenne de chaque couple de strates et qu'on l'extrapole à la première phase de concrétionnement, on peut raisonnablement supposer que l'ensemble de la concrétion se serait édifiée sur quelques décennies.

Les spéléothèmes de Mezesse se seraient donc formés sous un climat où alternent saisons sèches et saisons des pluies. Ce climat correspond au contexte climatique camerounais actuel avec deux saisons sèches (décembre-janvier et juillet-août) alternant avec deux saisons des pluies étalées sur le reste de l'année. Cependant, on peut se demander si des saisons sèches aussi courtes et peu marquées peuvent suffire à l'élimination de toute la taranakite en solution et laisser précipiter uniquement la silice. Un climat à saison sèche plus longue et mieux prononcée semble plus favorable à ce processus. Comme nous l'avons vu précédemment pour la grotte de Mbilibekon, le cadre climatique entre -3000 et -2000 ans BP a été marqué par un assèchement dans cette partie de l'Afrique. Les analyses palynologiques indiquent en effet pour cette période une ouverture et un recul brutal du massif forestier au profit des savanes (MALEY, 1987, 1990, 1991 et 1992; ELENGA *et al.*, 1992; SCHWARTZ, 1992, MALEY et BRENNAC, 1998). Les concrétions pourraient dater de ce climat plus sec. Etant friables et très sensibles à l'érosion, elles ne peuvent guère être plus anciennes.

F. Modèle de formation de la grotte de Mezesse

Au vu des différents éléments observés, un scénario de formation de la cavité de Mezesse peut être proposé (Fig. 77).



Figs. 77. Hypothèse de mise en place de la grotte de Mezesse (1, 2, 3 : voir texte).

Le substratum granitique est traversé par un système de fractures subverticales et par des plans de décompression de la roche (Fig. 77-1). Des conduits se mettent en place à la croisée de fissures à quelques dizaines de mètres de profondeur. Ils sont mis peu à peu en décharge partielle. Une fluctuation de remplissage s'effectue pendant la saison des pluies. L'eau qui arrive dans le conduit ne contient pas ou peu de matières organiques à l'exception de bactéries. Des concrétions coralloïdes constituées uniquement de silice amorphe se mettent en place. Le système est relativement fermé en faible relation avec la surface.

Progressivement, le système s'ouvre dans la partie supérieure du massif (Fig. 77-2). La corrosion élargit les fissures et isole peu à peu des blocs qui deviennent suspendus. Les espaces créés accueillent une faune cavernicole qui dépose du guano au sol. Les conduits inférieurs sont toujours soumis à une recharge liée à la saison des pluies. Cependant, les solutions qui y arrivent traversent maintenant le guano et provoquent le concrétionnement saisonnier de taranakite alors que de la silice amorphe se dépose de façon continue. Parallèlement, l'arrivée des solutions se fait plus rapidement et se marque par un dépôt plus perturbé des différentes couches.

Le système s'ouvre de plus en plus (Fig. 77-3) et localement s'effondre. Certains conduits sont éventrés. Le réseau s'assèche dans sa partie supérieure et des eaux ruissèlent jusqu'au fond de la cavité actuelle. Les concrétions, entièrement exondées, n'évoluent plus qu'au rythme des fluctuations d'humidité de l'atmosphère de la grotte. Les spéléothèmes se dessèchent partiellement, donnant naissance sur leur surface à des fentes de dessiccation. Le brassage de l'air par les chauves-souris met en suspension des poussières qui viennent se coller sur les rebords des concrétions. Des microcristallisations de gypse ou d'anhydrite se font à l'intérieur des vacuoles et sur le pourtour des spéléothèmes. Des conduits inférieurs se mettent en place sous le fond de la cavité actuelle. Ils suivent une évolution similaire aux conduits maintenant éventrés et accessibles.

A l'heure actuelle, le ruissellement le long des parois accessibles de la grotte provoque la formation de draperies. Sur les parois les plus verticales, des formes de corrosion se mettent en place (formes en nid d'abeilles) certainement en relation avec les mousses et autres organismes tapissant certains murs. La capacité du milieu à former des complexes organiques est également présente, pouvant assurer une partie de la dissolution de la roche.

6.5 Chaos granitique - exemple de la grotte troglodyte dans la zone de Mezesse

Une grotte troglodyte se situe à une quarantaine de minutes de marche du village de Mezesse. La cavité se développe au sommet d'une colline et est constituée d'un énorme bloc granitique plurimétrique reposant sur deux autres blocs latéraux (Photos 71 et 72).

Le propriétaire a simplement fermé les différentes ouvertures pour en constituer une habitation. A l'intérieur, un bloc sert de pilier central autour duquel s'organise le logement. La situation au sommet d'une petite colline de ces blocs prouve l'origine autochtone de ceux-ci et rappelle les chaos granitiques décrits dans de nombreuses régions du globe. L'ensemble des blocs du site présente un

aspect arrondi. Généralement attribué à l'amoncellement de blocs résiduels dégagés de leur manteau d'altération (Fig. 78), ces boulders, pourraient avoir été le siège de processus d'érosion similaires à ceux constater dans la grotte de Mezesse, bien qu'aucune forme de corrosion de parois n'y a été retrouvée.



Photo 71. Vue de la grotte troglodytique à proximité du village de Mezesse.

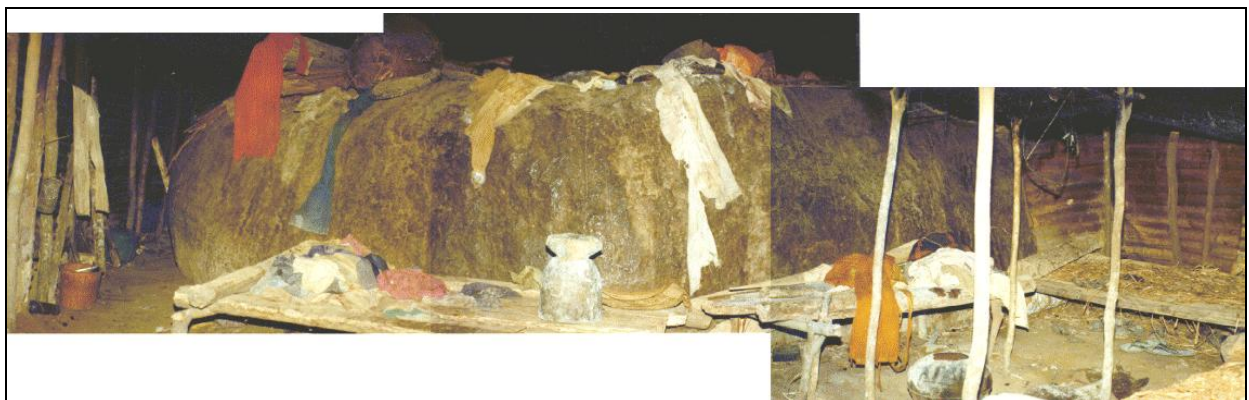


Photo 72. Vue de l'intérieur de la grotte troglodytique à proximité du village de Mezesse.

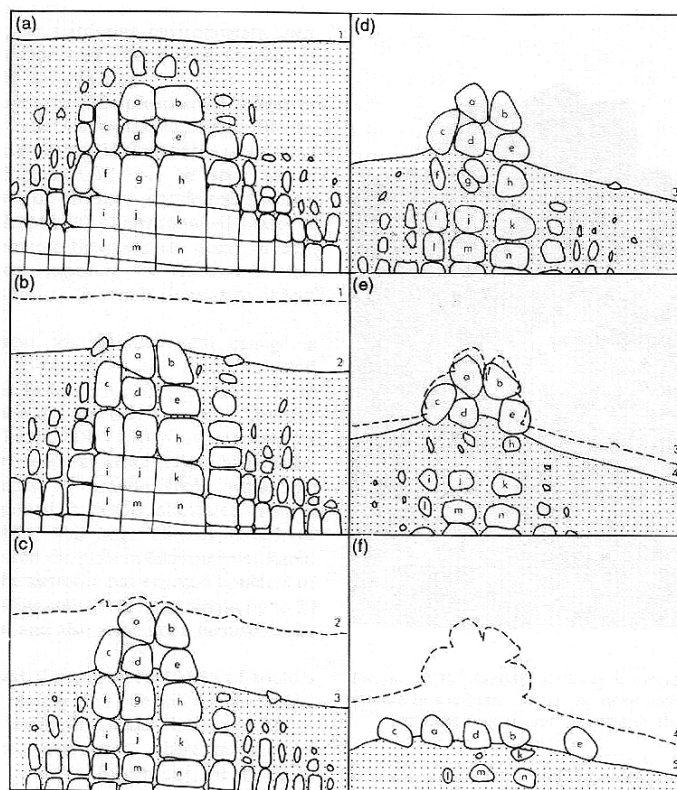


Fig. 78. Formation des chaos granitiques (d'après LINTON 1955 in Thomas, 1994)

6.6 Conclusion

L'ensemble des observations réalisées sur le site de Mezesse et d'Ako Akas montre que de nombreuses morphologies étudiées s'apparentent à celles rencontrées dans les karsts classiques. Fracturations, circulation d'eau, érosion chimique, érosion mécanique, concrétionnement, lapiés sont autant de phénomènes identiques à ceux rencontrés en roches carbonatées. La nature des processus chimiques semble plus complexe. Dans le cas de Mezesse, une dissolution généralisée de la roche est à envisager tout au moins pour la genèse de la conduite forcée. L'analyse de concrétions siliceuses, la découverte de matériaux organiques silicifiés ou de leur empreinte montrent la rapidité de formation du système et une mobilisation importante de la silice. La présence de très nombreux filaments bactériens au sein des spéléothèmes et la morphologie des concrétionnements laissent présager un rôle majeur des micro-organismes dans le développement de ce type de morphologie. Une étude des formes souvent appelées "pseudokarstiques" dans les lithologies granitiques s'avère de plus en plus nécessaire afin de mieux cerner la part des différents facteurs intervenant dans leur genèse et dans la mise en place d'éventuels réseaux souterrains.

VII.7 Conclusions sur les formes du Cameroun méridional

Une partie des différentes morphologies tant souterraines que de surface trouvée au Cameroun méridional montrent la diversité lithologique dans laquelle se développent des formes comparables à celles existant dans les roches carbonatées. Pour certains des cas abordés dans ce travail, l'intervention de micro-organismes semble déterminante dans l'apparition et la pérennisation de vides (grotte de Mfoula, VII.4.3.1, cavité de Mezesse, VII.6.2) ou la formation de concrétions (VII.6.4.1-6.4.2.4). Ils permettraient une dissolution de la roche sur un temps suffisamment long pour permettre la naissance de cavités de grandes dimensions. Ces dernières seront reprises par des processus ultérieurs d'altération liés à l'abaissement des reliefs et éventuellement à une couverture pédologique. Lors de ce dégagement, on peut supposer que le rôle de la dissolution généralisée cède peu à peu le pas à une dissolution partielle de la roche, l'altération se faisant par le biais des minéraux les plus fragiles.

Certains sites, tels que ceux de Mbilibekon (VII.3), Nkolondom-Nkongméyos (VII.4.6.1), Mbasbekon (VII.4.3.2), Angoula (VII.4.4.3), la grotte troglodyte de Mezesse (VII.6.5), s'ils abritent quelques formes de dissolution, sont issus principalement de phénomènes mécaniques (fractures, fissures de décompression, glissement de blocs...) ou une genèse au sein d'un manteau ferrallitique plus ou moins dégagé par des processus mécaniques. D'un point de vue génétique, ils sont donc différent du karst. Cependant, dans le cas de nombreuses formes rencontrées autour du village d'Akok Bekoé (VII.5), une altération ferrallitique peut avoir repris des formes plus anciennes, issues d'une dissolution généralisée de la roche au sein d'un sous-sol. La présence d'enduits siliceux marquerait, sur certaines parois de grottes, la transition entre le sous-sol et la couverture pédologique.

Le nombre de cavités trouvées et explorées, souvent à proximité de nouvelles routes forestières, laisse présager d'importantes découvertes futures dans cette partie de l'Afrique. Ainsi, l'impression de rareté de formes karstiques en roches silicatées non carbonatées peut-elle être le fruit d'un manque d'accès (parfois culturel dans le cas de grottes rituelles), de prospection et non celui d'une réalité. Des recherches ultérieures devraient en apporter la preuve.

VIII. Terminologie et classifications

L'ensemble des observations réalisées tant au Niger occidental qu'au Cameroun montre l'existence de nombreuses formes souterraines et de surface développées en roches silicatées non carbonatées et similaires à celles trouvées dans les karsts calcaires. Des processus d'érosion chimique, dissolution congruente, hydrolyse, et des processus d'érosion physique, soutirage, suffosion, ruissellement... sont avancés dans leur développement. Doit-on dès lors parler de karsts pour ces formes ? Suite aux découvertes faites depuis plusieurs décennies dans des lithologies non carbonatées (voir II.), plusieurs auteurs se sont essayés à cette question et ont proposé quelques solutions. Nous les reprendrons ici avec, cependant, une discussion préliminaire sur le terme « karst ». Son acception diffère selon les auteurs consultés et entraîne une difficulté supplémentaire qu'il nous faut essayer de lever.

VIII.1 Terminologie karstique - Acception des termes

Si au départ le karst désigne un plateau calcaire à cheval sur la Croatie et la Slovénie, actuellement le terme englobe au moins un des quatre concepts suivants : le paysage, les formes, la lithologie ou les processus (GRIMES, 1997).

Pour définir le karst, de nombreux auteurs mettent l'accent sur les morphologies et les processus observés (ou supposés). Jennings (1985) le considère caractérisé "*par des paysages et des morphologies distincts et par un drainage issu d'une plus grande solubilité des roches dans les eaux naturelles que partout ailleurs.*" Choppy (1988) parle de « *roches karstiques si les formes qui y sont observées peuvent être attribuées à la dissolution* ». White (1988) caractérise les reliefs karstiques « *par un paysage parsemé de dépressions fermées de position et de taille différentes, d'un drainage de surface démantelé, de grottes et de systèmes de drainage souterrain* ». Il adopte le point de vue d'un grand nombre d'auteurs d'Europe de l'Est et de l'ex-URSS qui considèrent que tout paysage produit par des processus de dissolution est un karst.

Parker et Higgings (1990) donnent une définition centrée sur les processus : « *le karst est la remobilisation de roches solides et solubles par la dissolution chimique, le pseudokarst est la remobilisation de restes rocheux solides en suspension.* »

Ford et Williams (1989) se basent uniquement sur l'aspect hydrologique et sur les paysages caractéristiques. "*Le karst est un terrain avec une hydrologie distincte et des paysages résultant d'une combinaison de solubilité rocheuse élevée et d'une porosité secondaire bien développée.*"

Certains scientifiques tel que Gèze (1973) s'appuient principalement sur les formes et la lithologie. Ainsi, pour ce dernier, le karst est "*une région constituée par des roches carbonatées... dans lesquelles apparaissent des formes superficielles et souterraines caractéristiques. Par extension, le terme peut être utilisé pour toute région constituée de roches solubles : gypse, sel, etc.,*" et de

préciser que la karstification englobe *"l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région karstique ou pseudokarstique."*

Ce point de vue est également partagé par Fénélon *et al.* (1965) qui présentent le karst comme *«toute région formée de roches calcaires où se retrouvent les caractères morphologiques du karst. Un karst peut comprendre en surface des canyons, des vallées sèches, des dolines, des lapiés, des poljés, des ouvalas, des hums et en profondeur des grottes, des cavernes, ..»*

Ek (1987) est un des rares auteurs à inclure à la fois les formes, la lithologie et les processus puisqu'il réserve le nom de karst *"aux roches carbonatées cohérentes (calcaire et dolomie), présentant des formes superficielles et souterraines caractéristiques de la dissolution"* et d'ajouter *"par extension, on donne parfois ce nom à toute roche soluble (comme les formations de sel, de gypse, de craie. (...)) Tout karst n'est donc pas forcément en terrain calcaire. Un terrain calcaire ne donne du reste pas nécessairement un karst."*

Généralement plus évasifs, différents dictionnaires des Sciences de la Terre examinent le karst en tant que modelé karstique réduit aux paysages développés dans les calcaires et issu principalement de l'attaque chimique des eaux.

"Type de relief affectant les pays calcaires, et principalement dû à la dissolution de leurs roches par les eaux météoriques chargées de gaz carbonique." (FOUCAULT et RAOULT, 1992). *"The topography characteristic of a limestone country, with its underground drainage and effects of surface solution."* (CHALLINOR'S DICTIONARY OF GEOLOGY, 1986)

Gèze envisage déjà des processus de karstification dans des régions pseudokarstiques, ce qui marque peut-être le début de la confusion dans la terminologie face aux découvertes de formes "karstiques" contemporaines dans d'autres lithologies.

Self et Mullan (1996) considèrent le karst *« comme un terme général utilisé pour décrire certains objets physiques dans des environnements de surface et à proximité de la surface; nommément : cours d'eau souterrains (sinking streams), grottes, dépressions fermées, affleurement de lapiés et sources importantes ».*

En 1997, un groupe de contact de l'Union Internationale de Spéléologie (KEMPE et HALLIDAY, 1997) proposa que les définitions s'appuient uniquement sur des paysages et non sur des objets isolés. La définition suivante fut proposée :

"Les karsts sont des paysages avec une prédominance d'écoulement souterrain, développés à travers le temps par la dissolution et (pour une plus petite part) par une érosion physique. Les sous-classes incluent les karsts carbonatés (ou classiques), les karsts du gypse, les karsts du sel, les karsts des quartzites ou classés par lithologie dominante au cas ou plus d'un des types de roches repris ci-dessus sont présents."

VIII.2 Pseudokarst

D'une façon générale, la définition du terme "*pseudokarst*" s'appuie sur la convergence des morphologies avec celles du karst classique, sur la différence des processus ayant conduit à leur façonnement, ou indirectement sur la nature des roches dans laquelle les phénomènes se développent. Le terme aurait été proposé en premier lieu par Von Knebel (1906) pour se référer à l'hydrologie observée dans certains terrains de lave (McGRAW-HILL, 1991).

Pour Halliday (1960) ce terme désigne "*des phénomènes dont l'origine n'est pas la dissolution et qui sont analogues à ceux des zones à morphologie karstique.*" Ce point de vue est partagé également par Jennings (1985) pour qui "*le pseudokarst englobe des morphologies produites par des processus relativement différents de ceux du karst*" et est repris par plusieurs dictionnaires anglophones :

"Topographie qui ressemble au karst mais qui n'est pas formée par la dissolution des calcaires : habituellement un champ recouvert de lave en surface et dans lequel les plafonds des tubes de lave se sont effondrés." (BATES et JACKSON, 1987).

"Topographie qui ressemble au karst mais qui n'a pas été formée par la dissolution de la roche."(McGRAW-HILL, 1991).

Les auteurs francophones insistent plus sur la nature de la lithologie dans laquelle se développent les formes pseudokarstiques. Ainsi Fénelon *et al.* (1965) considèrent le pseudokarst comme "*des reliefs voisins de ceux du karst, grottes, dolines, avens, galeries dans des roches qui ne sont pas solubles; des cours d'eau souterrains peuvent y couler et des nappes d'eau s'y accumuler grâce à des joints et à des diaclases plus ou moins élargies dans des grès à masses compactes; ou bien la circulation s'effectue par les grottes et les tunnels des coulées de basalte et entre les boules résiduelles des granites et des gneiss. Une partie de ces reliefs provient des conditions mêmes de la formation des roches : tunnels d'éclusement, fente de retrait; il s'y ajoute également des phénomènes d'érosion et de corrosion comme dans les calcaires, mais en général à un degré bien moindre, ces roches ne contenant pas de sel aussi soluble que le carbonate de calcium.*"

Gèze (1973) et Nicod (1985) reprennent d'une façon plus générale cette acception. "*Tout effet analogue à ceux de la karstification dans des roches non ou peu karstifiables*" (GEZE, 1973). "*Région présentant des formes analogues à celles du karst dans des roches non ou peu karstifiables.*" (NICOD, 1985)

Une enquête menée par Quinlan en 1966 (d'après Grimes, 1997) auprès de dix-huit scientifiques nord-américains montre des opinions semblables. La plupart d'entre eux définirent "*pseudokarst*" comme des formes, des paysages karstiques dérivés d'un processus différent (de la dissolution), ou formé dans des roches non solubles - ce qui signifie la même chose.

Seuls quelques karstologues interrogés rejettent le terme. Les uns arguent qu'ils utilisent une définition du karst basée uniquement sur un paysage, et les autres considèrent le processus karstique comme une érosion souterraine par n'importe quel courant.

Self et Mullan (1996) considèrent le pseudokarst comme étant en général seulement un élément occasionnel dans des terrains dominés par d'autres phénomènes. Ils soulignent que contrairement au karst, le pseudokarst ne présente pas de "*suite pseudokarstique*".

En 1997, lors du 12^e congrès de l'Union Internationale de Spéléologie un groupe de travail se pencha sur le terme *pseudokarst* et son acception (KEMPE et HALLIDAY, 1997). Il proposa notamment les deux points suivants :

“• *Les définitions devraient être basées sur les paysages et non sur des formes isolées.*
• *Les pseudokarsts sont des paysages avec des morphologies ressemblant au karst et/ou qui doivent avoir une prédominance du drainage de subsurface à travers des conduits de type vide, mais manque l'élément d'une évolution à long terme par dissolution et érosion physique. Les sous-classes incluent les pseudokarst des laves, les pseudokarsts dans la glace (notez que nous n'avons pas considéré la fusion comme un processus de dissolution), le pseudokarst du permafrost, les pseudokarst de talus, les pseudokarsts dans les sédiments non consolidés ou dans les poussières volcaniques. Nous avons soutenu qu'une grotte individuelle n'est pas nécessairement une partie d'un paysage karstique ou pseudokarstique. Les grottes doivent donc être classées par le ou les processus qui les ont formées. Seulement alors peut-on déterminer si une grotte est un dispositif de karst ou de pseudokarst, ou juste une caverne dans un endroit singulier. Par exemple, une caverne de talus peut être juste cela; elle devient seulement un élément d'un pseudokarst si elle cause un drainage étendu à un niveau horizontal à fleur de terre.*”

Cette vue des choses rejoint la définition initiale que donnait Von Knebel en 1906.

VIII.3 Principales classifications

Tout comme les définitions données pour le karst, les essais de classification que l'on peut répertorier dans la littérature reposent en grande partie sur les quatre concepts exposés précédemment (paysage, formes, lithologie, processus) mais également sur d'autres facteurs tel que l'origine des eaux. Ceci entraîne une diversité et donc une complexité encore accrue dans la définition et la description des karsts.

Une des classifications les plus anciennes est celle de Cvijic (1925 et 1927) qui se base sur les formes caractéristiques du karst en roche calcaire, idée déjà proposée par Grund en 1914 (GRUND, 1914). Peut-on imaginer que l'auteur a volontairement limité son acception du karst aux seules

roches carbonatées ? Il semble évident qu'à cette époque la question ne se posait pas encore en ces termes, les observations dans d'autres roches étant pratiquement inexistantes.

D'autres classements s'appuient sur les zones climatiques et sur les morphologies caractéristiques qui leur sont associées : karst périglaciaire, karst tropical, karst méditerranéen, fluviokarst, glaciokarst, pluviokarst... avec des sous-catégories rendant compte des diversités géomorphologiques rencontrées (karst à tourelles, conique...) (LEHMAN, 1956; CORBEL, 1957; MAIRE, 1980)

La classification peut également reposer sur la localisation originelle des phénomènes karstiques par rapport au contexte géologique environnant. Ainsi Katzer (1909) différencie le karst profond du karst superficiel. D'autres auteurs parlent encore de karst couvert, de cryptokarst, de karst vert, .. (par ex. : PENK, 1924; SEGRE, 1948; LLOPIS LLADO, 1979; ROGLIC, 1957; GEZE, 1973; NICOD, 1985).

Certains auteurs vont intégrer un nombre plus important de facteurs dans leur classification comme Gvozdeckij en 1965 ou Quinlan en 1966. Le premier se base principalement sur la couverture biopédologique, le climat et la position altimétrique. Il distingue le karst nu (*bare karst*), couvert par d'autres roches (*(rock)-covered karst*), à couverture pédologique (*soil-covered karst*), enterré (*buried karst*), tropical (*tropical karst* ou *cone karst*) et du permafrost (*permafrost karst*). Le second tient compte du type de couverture, de la lithologie, du climat, de la structure géologique, de la physiographie (géomorphologie ?) et de ses modifications survenues durant ou après la karstification.

Les années 50 (RENAULT, 1953) et 70 (par ex. : BELLARD-PIETRI, 1974; WHITE *et al.*, 1966; URBANI et SZCZERBAN, 1975) marquent la découverte de phénomènes de grande importance et similaires à ceux trouvés dans les karsts "classiques". Une adaptation du vocabulaire employé devint de plus en plus nécessaire. De nouvelles classifications vont être proposées, s'appuyant essentiellement sur les processus physico-chimiques et la lithologie. Ces tentatives voient une grande extension de l'emploi du terme pseudokarst.

En 1978, Cigna propose une classification centrée sur les processus physico-chimiques et le nombre de phases physico-chimiques présentes dans les phénomènes observés. Ainsi, il propose les termes hyperkarst, karst, parakarst, hypokarst et pseudokarst, dont la signification est donnée par le tableau ci-dessus (Tableau 10). Pour l'auteur « *les grottes tectoniques, les cavités issues de bulle de gaz, l'érosion due au vent ou à l'action de l'eau, peuvent être considérées comme des phénomènes pseudokarstiques. On peut supposer que la seule connexion de tels phénomènes avec les phénomènes karstiques est purement morphologique, si les mécanismes de formation et de développement sont complètement différents.* » (Cigna, p.5).

Classes	Equilibre de phase Nbre de composantes	Sous-classes	Exemple(s)
Hyperkarst	>3	---	Environnements hydrothermaux spéciaux
Karst	3 (par ex. : eau, amer, calcaire)	Holokarst	Calcaire pur
		Mérokars	Dolomie, calcaire marneux
Parakarst	2 (par ex. : gypse et eau)	Lent (<i>Brady</i>) rapide (<i>Tachy</i>)	Quartzite, tuf, gypse, roches salées.
Hypokarst	1	---	Glaces, tubes dans les écoulements de laves
Pseudokarst	0**	Syngénétique	
		Epigénétique	Grottes de bulle de gaz dans les laves, grottes tectoniques, d'érosion.

Tableau 10. Classification des phénomènes karstiques d'après Cigna (1978). * Brady : adjectif grec utilisé par Maximovitch (1975) pour distinguer les phénomènes karstiques à basse solubilité des phénomènes à haute solubilité (Tachy). (***) au sens chimique du terme.

Silvestru (1990) propose une classification basée sur la lithologie et sur "l'essence du processus modérateur" à savoir le processus responsable du façonnement du substrat. Il distingue ainsi l'orthokarst, le parakarst et le pseudokarst (Tableau 11).

L'orthokarst représente "les formes de relief de surface ou de sub-surface qui se développent dans un substrat carbonaté, essentiellement par corrosion/dissolution."

Le parakarst regroupe "les formes de relief de surface ou de subsurface développées dans des substrats non carbonatés et dont le principal agent génétique est la corrosion."

Le pseudokarst désigne "des formes de relief de surface ou de sub-surface développés dans n'importe quel type de substrat par des processus autres que la corrosion mais générant des morphologies comparables à celles liées à l'orthokarst." (SILVESTRU, 1990)

Chacune de ces catégories est subdivisée dans un premier temps en fonction de la position des phénomènes par rapport au contexte géologique (*karst endogène, karst exogène*), puis soit en fonction du processus prédominant (*karst hydrothermal, karst thermal*), soit directement en fonction des caractéristiques géologiques de la roche (*karst des roches carbonatées cristallines, karst des roches carbonatées volcaniques, parakarst des évaporites, parakarst des roches ignées, pseudokarst des roches volcaniques, pseudokarst thermique...*).

Orthokarst		
	<u>Karst endogène</u>	Karst hydrothermal/thermal
	<u>Karst exogène</u>	Karsts des roches carbonatées sédimentaires/cristallines/volcaniques
Parakarst	<u>Parakarst endogène</u>	
	<u>Parakarst exogène</u>	Parakarst des évaporites Parakarst des roches détritiques Parakarst des roches ignées Parakarst des roches résiduelles
Pseudokarst	<u>Pseudokarst endogène</u>	Pseudokarst des roches volcaniques Pseudokarst des roches sédimentaires cristallines Pseudokarst thermal de la glace
	<u>Pseudokarst exogène</u>	Pseudokarst d'érosion Pseudokarst thermique

Tableau 11. Résumé de la classification de Silvestru, 1990

VIII.6 Discussion - Proposition de définition et de classification

Que ce soit à travers les définitions ou les classifications du karst (et du pseudokarst), d'importantes divergences des points de vue présentés apparaissent.

Jennings (1985), au début de son livre "*Karst Geomorphology*", discute de l'opportunité de baser l'une ou l'autre définition du karst sur certains concepts. Notons qu'il considère que «*la dissolution n'est pas toujours le processus le plus répandu du karst, ni nécessairement le plus dominant, mais il joue un rôle plus important ici que dans les autres types de paysage.*»

Jennings réfute les définitions du karst basées sur la prédominance d'un drainage souterrain. Il met en évidence le cas des karsts à tours tropicaux où le drainage de surface reste plus développé par rapport à d'autres terrains non karstiques tels que les zones volcaniques constituées de pierres ponce. Dans un même ordre d'idée, nous pouvons également nous interroger sur les karsts trouvés en milieu aride ou semi-aride. L'impression d'une prédominance du drainage souterrain n'est-elle pas due à une absence de précipitations et non à un élargissement important des passages souterrains ?

Jennings repousse également les définitions basées sur l'importance des vides souterrains que l'on retrouve en nombre dans les karsts classiques. Il souligne l'absence de grottes dans des terrains

karstifiés en surface et la présence de cavités d'origine assez différente dans d'autres types de terrain notamment ceux issus d'une activité volcanique récente. Un cas comparable existe pour les biohermes du Frasnien en bordure de la Famenne. Non fracturés, ils ne présentent que peu, voire aucun phénomène karstique. Seuls des conduits syngénétiques comblés se retrouvent dans la masse de certains biohermes et n'ont fait l'objet d'aucune karstification une fois mis à l'air libre (par ex. : EK, 1969 ; MAMET et BOULVAIN, 1988).

Jennings montre également qu'un drainage interrompu en surface et des dépressions fermées ne sauraient suffire à définir un karst puisque de tels phénomènes peuvent être dus à un climat trop sec ou à des phénomènes géomorphologiques autres que ceux observés dans le karst (dépression intradunaire par ex.).

Deux autres arguments soutiennent ce point de vue. Le premier est l'échelle de temps durant laquelle peut s'effectuer une karstification. Cette dernière peut se réaliser sur une période marquée par plusieurs changements climatiques dans une région considérée. Par ailleurs, une classification morphoclimatique peut difficilement rendre compte de l'évolution de karsts profonds qui, par définition, sont peu dépendants des conditions de surface. Ainsi, la grotte de Mfoula et une partie des phénomènes karstiques du Niger occidental et oriental illustrent ce cas. Mis en place au sein d'aquifères superposés, une partie d'entre eux se sont créés à l'abri des conditions climatiques de surface. Ces dernières n'interviennent que tardivement dans le remaniement des formes exhumées par l'érosion du paysage. Aussi, les classifications basées sur les zones climatiques ou morphoclimatiques (par ex. : DOKUCHAEV, 1883 ; LEHMAN, 1956; CORBEL, 1957; MAIRE, 1980, MICHEL, 1991) peuvent-elles masquer une grande partie de la réalité des phénomènes auxquels nous sommes confrontés. Il en va de même pour la définition de pseudokarst avancée au congrès de l'U.I.S. (KEMPE et HALLIDAY, 1997). Pour toutes ces raisons, ce type de classification nous semble donc devoir être écarté.

Une définition restreinte à la lithologie calcaire ne convient pas plus à Jennings. Il pointe notamment les grandes grottes développées dans le gypse. De plus, il souligne que toutes les roches carbonatées ne donnent pas naissance à un karst. Et de conclure que *“ finalement, toutes les roches capables de développer un karst ont aussi besoin de circulation d'eau pour qu'il apparaisse. Pluies ou eaux de fonte (meltwater) et reliefs locaux sont nécessaires pour fournir l'énergie indispensable au travail souterrain et de surface des eaux ”* et de souligner que *“ l'eau et son énergie peuvent être fournies par d'autres voies. ”* Ces constatations rendent donc obsolète la classification proposée par Cvijic (1925 et 1927).

A la fin de sa discussion, Jennings se penche sur le problème des formes trouvées en roche silicatée. Il souligne que si l'altération chimique de roches telles que le granite ou l'éclotite peut donner des formes semblables à celles trouvées dans les calcaires, les résidus de ces altérations diminuent la perméabilité et le développement du drainage souterrain, crucial pour l'aspect du karst (considéré ici comme paysage). Ceci entraîne que les produits de la dénudation ne sont pas évacués en solution dans le système de drainage, ce qui est un processus caractéristique dans le karst.

Cet aspect de la dissolution incongruente et des résidus insolubles censés être évacués par transport mécanique est le principal argument utilisé notamment par Gunn (1986) pour distinguer les roches véritablement karstiques (évaporites et carbonates), des autres. Si on adopte cette position, on pourrait donc également inclure dans le karst, les formes développées dans les quartzites, où la différence minérale s'exprime principalement par la forme de cristallisation de la silice. Or, les observations réalisées par McFarlane et Twidale (voir IV.6.3.2) et l'étude des formes développées au sein du Continental terminal ou dans la lithomarge du socle birimien nigérien (voir IV.4.2 et IV.4.3) montrent que ces résidus solides peuvent être également solubilisés. Au Niger, des transferts rapides des eaux de la surface vers les profondeurs sont avérés et les systèmes de drainage sont pérennisés. Au Cameroun, la vallée bordant la grotte de Mfoula (VII.4) présente un aspect de vallée sèche alors que le climat de ce pays est de type équatorial. Guéssédoundou (IV.4.2), Mfoula (VII.4.3.1), Akok Bekoé (VII.4.1) et la grotte de Mezesse (VII.6.2) sont autant d'exemples qui montrent que ce postulat est loin d'être aussi généralisable. Deux faits peuvent expliquer cette « erreur ». Le postulat repose essentiellement sur l'observation, en surface, de matériaux résiduels peu solubles issus de l'altération de roches silicatées dans des contextes de couvertures ferrallitiques. Par ailleurs, à l'époque, Gunn et Jennings ignoraient l'importance du rôle des micro-organismes dans l'altération de matériaux réputés peu solubles. La mise en évidence de bactéries vivantes à grande profondeur ou à quelques dizaines de mètres sous la surface (voir III.8), la découverte des bactéries au sein des aiguilles siliceuses de Nkongmeyos (VII.4.6) ou dans les lamines des concrétions de Mezesse (VII.6.4.2) laisse présager le rôle de ces organismes dans la mise en place de vides souterrains ou de solubilisation de certains matériaux (par ex. : EHRlich, 1998).

Un autre problème se pose : comment considérer une grotte dans des calcaires dont l'affleurement en surface est réduit et ne peut donner de paysage caractéristique ? Ainsi, contrairement à la tradition historique reposant essentiellement sur le concept de paysage, considérer le karst en premier lieu comme une forme ou un phénomène à une échelle plus locale nous semble plus

approprié. Cette position est en accord également avec les vides souterrains qui sont recoupés par sondage dans des calcaires (*cryptokarst*) et qui n'ont pas encore donné naissance à une morphologie de surface caractéristique.

On peut également envisager une certaine continuité entre les formes issues d'une dissolution généralisée de celles provoquées par une dissolution incongruente. Ceci est surtout vrai si on envisage à la fois les formes qui se développent en surface ou à proximité de la surface (grottes d'Angoula, VII.4.4.3, ou de Mbilibekon VII.4.3.2), celles formées en profondeur (grotte de Mfoula, VII.4.3.1) et qui sont réparties sur une même zone, dans une continuité lithologique.

Si, tant au Niger qu'au Cameroun, la dissolution a joué un rôle déterminant dans l'apparition de grottes, d'alvéoles... il existe une réelle difficulté à l'évaluer correctement tant en quantité, qu'en terme de mécanisme déclencheur d'autres processus chimiques ou physiques. Ainsi, lorsqu'on est confronté à un glissement d'une dalle rocheuse le long d'un plan de fracturation, de cisaillement, .. comment savoir la part de l'érosion chimique dans l'élargissement d'un plan de faiblesse ? Par ailleurs, même dans un karst classique, une évolution prolongée peut amener la prédominance des processus physiques sur les processus chimiques. Ainsi, "*dans les cavités importantes, les traits principaux de la morphologie, souvent, ne sont pas des effets directs de la corrosion.*" (EK, 1987). Pour ces différentes raisons, les classifications proposées par Cigna (1978) et Silvestru (1990) nous semblent peu opérationnelles.

Afin de tenter de répondre aux différents problèmes et objections que nous venons d'exposer, nous proposons la définition suivante du karst:

Le karst est d'abord une ou des formes caractéristiques de la suite karstique classique²⁸ : grotte, lapies, gouffre... où la dissolution a joué un rôle déterminant dans la genèse.

Cette définition est très proche du point de vue émis par Jennings²⁹ si ce n'est que nous ne considérons pas le karst comme un paysage. Elle rejoint la position de Choppy (1988) qui parle de *roches karstiques* si les formes qui y sont observées peuvent être attribuées à la dissolution.

Cependant, le terme de *roches karstiques* semble obsolète puisque toute roche, quelle que soit sa nature, est susceptible de subir une karstification.

²⁸ karst des calcaires

²⁹ «*La dissolution n'est pas toujours le processus le plus répandu du karst, ni nécessairement le plus dominant, mais il joue un rôle plus important ici que dans les autres types de paysage.*»

La lithologie initiale dans laquelle les phénomènes se développent servira de base à cette classification.

Nous rejoignons en ceci les positions adoptées notamment par Renault (1953) (karst des grès, voir II.2) et celle de Wirthmann (1966, 1970) qui parle de karsts silicatés à propos de processus de dissolution dans les péridotites de Nouvelle Calédonie.

Nous pensons que l'expression « processus karstique » est à éviter car il s'agit d'un ensemble de phénomènes physiques, chimiques ou biologiques qui ne sont pas exclusifs du karst mais qui se déroulent également dans l'apparition d'autres morphologies. Seule la dissolution initiale du matériel rocheux par le biais de fissures diverses est le point de départ caractéristique de la mise en place de karst (au sens de forme).

En fonction de notre position vis-à-vis du karst, notre classification (Tableau 12) se base tout d'abord sur la lithologie dans laquelle se développent les formes karstiques initiales et non dans les terrains sus-jacents qui subiraient des effets d'affaissement secondaires. Une seule exception : si ces affaissements secondaires permettent le développement d'une nouvelle karstification avec ses objets propres. Dans ce cas, le terme de karstification secondaire sera employé.

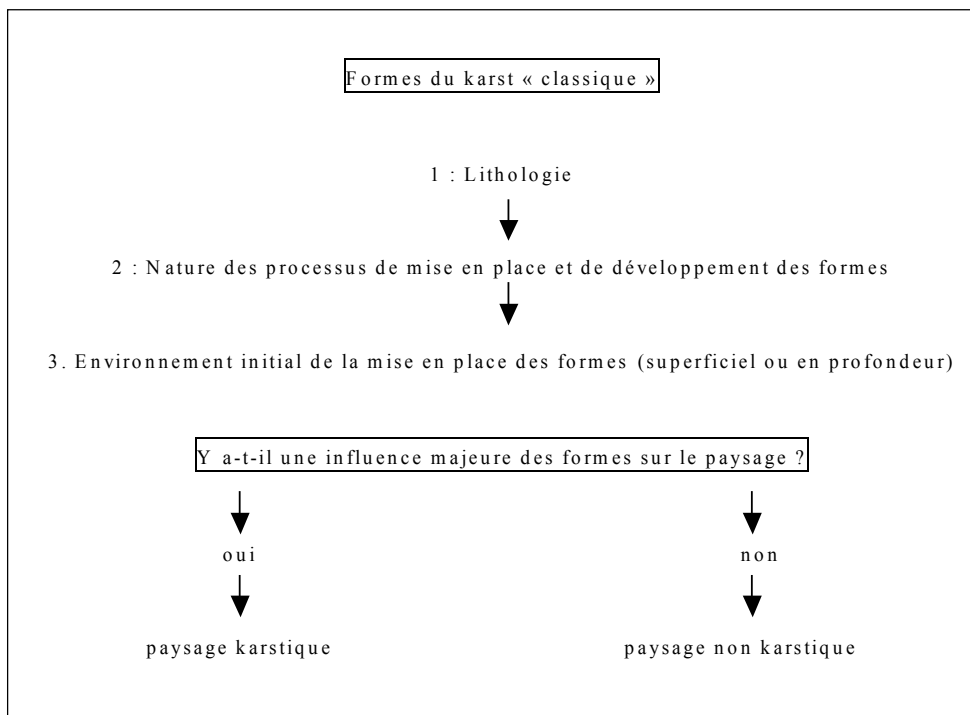


Tableau 12. Démarche de classification lithologique. Chaque niveau représente une étape dans la détermination du karst. Le terme « superficiel » sera utilisé dans le sens « en surface » ou à quelques mètres sous la surface.

Le karst des grès (RENAULT, 1953) ou les sous-groupes repris par le groupe de contact de l'U.I.S. (KEMPE et HALLIDAY, 1997) deviennent les catégories premières de notre classification.

En fonction de ce tableau nous parlerons donc de karst des calcaires, des granites, des grès, des gneiss, des micaschistes... et nous isolerons les facteurs et processus principaux responsables de l'apparition et du développement de formes karstiques.

Localisation du karst	Type de karst	Lithologie	Env. initial de mise en place	processus impliqués	Influence sur le paysage
Niger occidental					oui
Niger occidental Fandou Kangaré	doline	grès	superficiel	dissolution	
Niger occidental Diffa Doga	grotte	grès	en profondeur	dissolution, suffosion	
Niger occidental Guéssédoundou	grotte	métagabbros	en profondeur	dissolution	
Niger occidental Guiddéré	grotte	Manteau d'altération ferralitique	en profondeur	dissolution	
Cameroun méridional					
Site de Mfoula	grotte de Mfoula	gneiss	en profondeur	dissolution, effondrement	non
Site d'Akok Bekoé	grottes	micaschistes	en profondeur	dissolution	oui
Site d'Ako Akas	lapiés	granite	superficiel	dissolution, ruissellement	oui
Site de Mezesse	lapiés, gnamas	granite	superficiel	dissolution, ruissellement	oui
	grotte	granite	superficiel	dissolution, ruissellement	non

Tableau 13. Essai de classification des karsts trouvés au Niger occidental et au Cameroun méridional.

Le cas des couvertures ferralitiques est plus complexe. Comme nous l'avons vu précédemment, elles peuvent être soumises à des phénomènes de dissolution et conséquemment à l'apparition de macro-vides. Si cette dissolution et ses conséquences sont clairement établies, nous proposons de considérer ces manteaux d'altération au même titre que les roches non-altérées et nous proposons d'utiliser dans ce cas le terme de *karst des altérites*.

Afin d'éviter une confusion avec certains objets, cette classification ne s'envisagera que pour des formes développées dans les roches en place (nous considérerons les loëss comme roche en place).

Nous pensons qu'il faut abandonner le terme de "pseudokarst". Il entraîne une confusion supplémentaire par son imprécision. Nous considérerons les formes souterraines développées dans les massifs glaciaires, issus d'un changement d'état de l'eau comme de simples phénomènes glaciaires. De même, les dépôts morainiques et les morceaux de glace enfouis qui dégèlent et donnent des dépressions ne seront donc pas inclus dans les karsts. Les tunnels de lave seront

considérés comme un phénomène volcanique sans autre besoin de classification. Ils ne sont rien d'autre qu'un facteur pouvant favoriser l'apparition de karst au même titre que les fractures parcourant les roches. Ils pourront créer les conditions favorables à une karstification secondaire telle que la mise en place de concrétions. Ainsi, des cavités issues d'un simple glissement de terrain seront-elles également écartées. Il en sera de même pour les formes ouvertes au sein des altérites et résultant de processus mécaniques. Une certaine simplification sera admise pour les karsts en roches à forte variabilité lithologique tels que ceux du Niger occidental (les grès de Continental terminal étant constitués de dépôts sablo-argileux (IV.2.2).

Cette classification évite une profusion de termes plus ou moins définis et souvent ambigus dans les différentes langues. En outre, elle est indépendante du facteur "temps" et du facteur "climat". Les conditions climatiques peuvent changer plusieurs fois durant la mise en place des formes et influencer l'aspect "drainage" visible par le chercheur pendant un laps de temps trop bref. (Dans de nombreux cas, un climat trop sec ou un manque d'accès au monde souterrain empêche une évaluation de la part du drainage souterrain par rapport au drainage de surface alors que c'est un des paramètres retenus par certains auteurs pour distinguer le "vrai" karst du "pseudo" karst.

Des termes comme *cryptokarst*, karst *de profondeur* ou *de surface* peuvent toujours venir compléter le tableau sans introduire d'ambiguïté quant à leur signification. Cependant, ces termes ne rendent compte du karst qu'à un moment de son histoire. Il sera donc important d'envisager la position initiale de la forme lors de son développement majeur.

Le tableau 13 représente un essai de classement selon la démarche que nous proposons. Ainsi, dans le cas de la grotte de Mfoula, nous parlerons d'un karst gneissique de profondeur, dégagé par l'érosion de surface. Pour la grotte de Mezesse, il s'agit vraisemblablement d'un karst granitique superficiel. Angoula, Mbilibekon, Nkongméyos, Karey Gorou, Kahé ne seront pas repris dans ce tableau, la dissolution n'étant pas clairement identifiée comme phénomène clé dans leur genèse.

IX. Perspectives et conclusions générales

Les différents sites abordés dans ce travail montrent que les karsts en roches silicatées présentent de nombreuses similitudes avec les karsts calcaires. La découverte de dépôts ferro-siliceux sous forme d'enduits (Akok Bekoé) ou sous forme de concrétions (cave pop-corn du Tchigaï et de Mezesse) ainsi que des formes caractéristiques (colonnes de Mezesse, d'Akok Bekoé, vasques et lapiés de Mezesse et d'Ako Akas, nids d'abeilles de Mezesse, ...) démontrent l'importance des phénomènes chimiques dans leur édification. Une mobilisation d'éléments tels que Si et Al dans des environnements réputés peu propice à leur départ est constatée (Akok Bekoé, Mezesse, Tchigaï).

On pourrait imaginer que cette mobilisation de la silice est propre aux karsts non carbonatés. Pourtant plusieurs études mettent en évidence des quantités non négligeable de silice dans des concrétions carbonatées (par ex. : FANNING, 1970 ; BROUGHTON, 1971, 1974). Souvent noyée dans la calcite, la silice (par ex. sous forme d'opale ou de calcédoine) n'en est pas moins présente. Une continuité entre karsts calcaires et non calcaires existe donc.

L'hypothèse d'une genèse initiale de karsts en profondeur doit être également envisagée pour les roches calcaires. Si, à l'heure actuelle, de nombreux karstologues considèrent leur mise en place à partir d'une altération progressant de la surface vers la profondeur, cette vision des choses peut être en partie erronée. La vitesse d'altération des processus de surface dans des lithologies carbonatées doit entraîner une modification également rapide des formes issues de la profondeur (élargissement des entrées supérieures...) et masquer l'histoire ancienne de ces morphologies.

Une des questions non résolues est le rôle exact joué par les bactéries dans la karstification. Dans le cas de Mezesse, la mobilisation et le dépôt de Si apparaissent comme extrêmement rapides, peut-être liés à une activité bactérienne. La dissolution généralisée des gneiss à l'origine de la grotte de Mfoula pourrait s'expliquer par l'action de micro-organismes en profondeur. Leurs rôles dans la karstification de toutes les lithologies doivent être envisagés, au même titre que les autres facteurs traditionnellement évoqués.

Dans le cas des différentes cavités répertoriées au sein des micaschistes d'Akok Bekoé, du Continental terminal et de la lithomarge du Niger, rien ne nous permet d'avancer une genèse rapide dans leur formation. Tant les « micro » formes qu'elles abritent, leur taille et leur position respective suggèrent une genèse sur une échelle de temps longue et en milieu noyé, nécessaire au départ d'une grande quantité de silice. Ceci suppose une mise en place à suffisamment grande profondeur, laissant le temps aux formes de se développer avant que l'érosion de surface ne les dégage. Seules les formes liées à des plans de décompression superficiels peuvent se former plus rapidement. C'est le cas de Mezesse et de ses concrétions qui montrent une karstification rapide au sein des granites.

Quelle est l'occurrence des différents karsts dans les différentes lithologies étudiées et peut-on parler de régions karstiques ?

Les karsts répertoriés tant dans les granites que dans les micaschistes et les gneiss sont encore trop peu nombreux que pour pouvoir répondre à ces questions. En revanche, les nombreux karsts décrits au Niger occidental et oriental influencent incontestablement l'évolution géomorphologique des paysages tant dans le développement des réseaux hydrographiques que dans la dissection des plateaux. Les lithologies gréseuses sont fort abondantes dans tout le Sahel et ont une structuration similaire à celle de la région de Niamey. On peut donc envisager qu'une grande partie du Sahel est karstifiée. Les grottes trouvées au Mali (CALANDRI, 1996 ; CALANDRI et OSENDA, 1991) ainsi que dans d'autres régions sahéliennes (RENAULT, 1953 ; SPONHOLZ, 1987; BUSCHE ET SPONHOLZ, 1992, 1994; BUSCHE et ERBE, 1987; SZENTES, 1989) appuient cette conclusion. On comprend dès lors l'intérêt d'études plus approfondies dans ces zones où le manque d'eau en surface se fait cruellement sentir.

La découverte et l'étude d'autres karsts en roches non carbonatées devraient se poursuivre et permettre d'affiner les connaissances des différents processus responsables de leur développement. Leur impact sur la géomorphologie et l'hydrogéologie des régions est encore à évaluer.

Bibliographie

ABOUCAMI, W., BOHER, M., MICHARD, A., et ALBAREDE, F. (1990). *A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion*. J. Geophys. Res., 95 : 17,605-17,629.

AMA SALAH, I. (1991). *Péetrographie et relations structurales des formations méta-volcaniques et sédimentaires du Birrimien du Niger occidental. Problème de l'accrétion crustale au Protérozoïque inférieur*. Thèse, Université d'Orléans 231 p.

ANDERSON, C.A. (1930). *Opal stalactites and stalagmites from a lava tube in northern California*. Am. J. Sci., 20 : 22-26.

ANNUAIRE METEOROLOGIQUE DU NIGER (1985). Direction de la Météorologie Nationale du Niger, Niamey.

AUCAMP, J.P. et SWART, D.P.R. (1992). *The Underground Movement in Zimbabwe : Chimanimani Caving Expedition 1992*. Bull. South African Spel. Ass. Vol. 32/ 1991 : 79-91.

AULER, A. et FARRANT, A.R. (1996). *A brief introduction to karst and caves in Brazil*. Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc., 20(3) : 187-200.

BAILLIE, I.C. (1975). *Piping as an erosional process in the uplands of Sarawak*. Journal of Tropical Geography, 4 : 9-15, d'après Thomas, 1994.

BALKWILL, D. (1989). *Numbers, Diversity, and Morphological Characteristics of Aerobic, Chemoheterotrophic Bacteria in Deep Subsurface Sediments from a Site in South Carolina*. Geomicrob. J., 7:33-52.

BARDEN, M.J. (1978). *Speleogenesis of sandstone caves*. Wisconsin Speleol. 16, 1 : 12-19.

BATES et JACKSON (1987). *Glossary of Geology*. 3ème édition, American Geological Institute, p. 298.

BATTIAU-QUENEY, Y. (1977). *Un phénomène karstique dans des grès siliceux (Pays de Galles méridional)*. Norois, Sonderh. Karstologia, 95bis.

BAUMHAUER, R., FELIX-HENNINGSSEN, P., FERHAT, N. et SCHÜTT, B. (1995). *Zur Landschaftsentwicklung in der Zentralen Sahara : Das Beispiel Termit*. Trierer Geographische Studien, Heft 11 : 71-79.

B.C.R.A. (BRITISH CAVE RESEARCH ASSOCIATION) Bull. (1975), 15 d'après Chabert 1980.

BEAUX F. et WAGNEUR, C.(1991). *Les abris gravés de la Malmontagne, forêt domaniale de Fontainebleau, Seine-et-Marne*. Art rupestre, N° 34, p. 45-48.

BECK, B.,F. et CRAM, C. (1977). *On the occurrence and origin of karren on granodiorite in Puerto Rico*. Proc. 7th Int. Speleol. Congr. (Sheffield). : 28-31.

BELLARD-PIETRI, E. (1974). *Exploration préliminaire du plateau de Sarisarinama (Venezuela). Les gouffres Humboldt et Martel*. Spelunca (4). 14/4 : 99-101.

BELLION, Y. (1989). *Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires*. Pub. occasionnelle CIFEG, 17, 302 p.

BENNETT, P.C., MELCER, M.E., SIEGAL, D.I. et HASSETT, J.P. (1988). *The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25 °C*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52 : 1521-1530.

BERNABEI, T., MECCHIA, M., PEZZOLATO, P., PICCINI, L. et PREZIOSI, E. (1993). *Tepuy '93 : ancora Venezuela !*. Speleologia SSI, anno 14, Venezuela 29, ottobre 1993 : 8-23.

BERTHELIN, J. et BOYMOND, D. (1978). D'après *Environmental Biogeochemistry*. Ed. Krumbein, W.E., Ann Arbor Sci. Publ., Ann Arbor, U.S.A., vol. II, chap. 53.

BERTHELIN, J. et TOUTAIN, F. (1979). *Biologie des sols*. D'après Pédologie, 2. Constituants et propriétés du sol. Eds. BONNEAU, M. et B. SOUCHIER, publ. Masson, Paris, pp. 124-160.

BEVERIDGE, T.J. (1989). *Metal Ions and Bacteria*. T.J. Beveridge et R.J. Doyle Eds, New York, Chichester, J. Wiley, 461 p.

BIGOT, J.Y. (1990). *Les grottes de Coquibu - cavités des grès de Fontainebleau (Milly-la-Forêt, Essone)*. L'Aven, n° 50, 39-61.

BIGOT, J.Y. (1993). *La grotte de l'Hôpital, Abbéville-la-Rivière, Essonne. Le topographe et la caverne*. Grottes et Gouffres : 1993, n° 127, p. 13-14.

BILONG P., ANGUE ABANE, M. et ENO BELINGA, S.M. (1982). *Etude cartographique des processus morphoclimatiques et pédogénétiques du secteur sud-ouest de Yaoundé*. Ann. Fac. Sci. Yaoundé, Vol. 4/1 : 67.1-77.1.

BIRKELAND, P.W. (1984). *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Press, New York, d'après Thomas, 1994.

BLACK, C.A. (1957). *Soil-plant Relationships*. Wiley, New York, d'après Thomas, 1994.

BLANCK, J.P. (1968). *La boucle du Niger (Mali)*. Cartes géomorphologiques et notice. Rapport projet d'aménagement U.L.P., 41 p. + notice 26 p.

BLOOMFIELD, C. (1957). *The possible significance of polyphenols in soil formation*. J. Sci. Food. Agric., 8 : 389-392, d'après McFarlane et Twidale, 1987.

BÖGLI A. (1980). – Karst hydrology and physical speleology. – Berlin, 284 p.

BOL. SOC. VENEZOLANA ESPEL. (1976). *Catastro Espeleologico de Venezuela*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 7(13). : 81-99.

BOL. SOC. VENEZOLANA ESPEL. (1976). *Noticiero Espeleológico. Expedición Espeleológica Polaco-Venezolana, 1976, A La Meseta de SarisariNama, Estado Bolívar*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 7(13). : 101-119.

BOTZEM, A. (1987). *Grotte de la Petite Fleur*. Vie souterraine.

BOUBE GADO (1980). *Le Zarmatarey, Contribution à l'histoire des populations d'entre le Niger et Dallol Mawri*. Etudes Nigériennes, N° 45 : 70-72.

BOUQUET, C. (1955). *Trois cavités dans le granite*. Ann. de Spéléol., X/3 : 97-102.

BOWDEN, D.J. (1980). *Sub-laterite cave systems and other pseudokarst phenomena in the humid tropics ; the example of the Kasewe Hills, Sierra Leone, West Africa, and their geomorphological significance*. Z Geomorph. N.F., 64 : 39-53, d'après Thomas, 1994.

BRINCKMANN, R. (1970). *Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process*. Geoderma 3 : 199-206, d'après Thiry, 1997.

BRINCKMANN, R., JONGMANS, A.G., MIODEMA, R. ET MAASKANT, P. (1973). *Clay decomposition in seasonally wet, acid soils : micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argilans*. Geoderma 10 : 259-270, d'après Thiry, 1997.

BROCK, T.D., MADIGAN, M., MARTINKO, Jh. M. et PARKER, J. (1994). *Biology of microorganisms*. Seventh ed., Prentice-Hall Int., Englewood Cliffs, 909 p..

BROUGHTON, P.L.(1971). *The stalactite group of cave minerals*. Nat. Speleol. Soc. News., V.29/8, p. 102.

BROUGHTON, P.L. (1974). *Silica deposits in eastern Wyoming caves*. Nat. Speol. Soc. Bull., V.36/3 :9-11.

BROWN, D.A., KAMINENI, D.C., SAWICKI, J.A. et BEVERIDGE, T.J. (1994). *Appl. Environ. Microbiol.*, 60, 3182, d'après Stevens et McKinley, 1995.

BUNNELL, D. et RICHARDS, B. (1977). *Granitoid Corrasional Caves in California*. Proc. 7th Int. Speleol. Congr. (Sheffield) : 11.

BURNHAM, C. W. (1991). *LCLSQ version 8.4, last-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Dept. of Earth and Planetary Sciences, Harvard University.

BUSCHE, D. et ERBE W. (1987). *Silicate karst landforms of the southern Sahara (north-eastern Niger and southern Libya)*. Z. Geomorph., suppl-Bd. 64 : 55-72.

BUSCHE, D. et SPONHOLZ, B. (1992). *Morphological and micromorphological aspects of the sandstone karst of eastern Niger*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 85, Februar 1992 : 1-18.

BUSHINSKY, G.I. (1975). *Geology of Bauxites*. 2nd Edn. Isd. Nedra, Moscow, d'après Thomas, 1994.

BUTTY, D.L. et CHAPALLAZ, C.A. (1984). *Bauxite genesis*. In *Bauxite*. Proceedings Symposium, Los Angeles, 1984 (Ed. L. Jacob, Jr.), pp. 111-151. Soc. Of Mining Engineers, American Inst. For Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, New York, d'après Thomas, 1994.

CALANDRI, G. (1996). *Le falesie di Bandiagara e le grotte di Banani-Bongo (Mali)*. Boll. del Gruppo Speleol. Imperiese CAI 46 : 8-17.

CALANDRI, G. et OSENDA, G. (1996). *Fare speleologia In Mali* . Bollettino del Gruppo Speleologico Imperiese CAI 46 : 18-23.

CALCIATI et BRACCIANI, *Nel Paese di Cumana*. 1822-23, Milan, 1027, in Martel, 1930.

CALLOT, Y. (1981). *Sur quelques formes souterraines pseudokarstiques en France*. Proceed, 8th I.C.S. Bowling Green : 682-685.

CHABERT, C. (1980). *Les grandes cavités en roches pseudokarstiques*. Spelunca 3 : 109-115.

CHABERT, C. (1990). *Les cavités françaises en roches non-calcaires*. Spelunca n° 40 : 23-24.

CHABERT, C. (1995). *Dans le Grès des Vosges*. Grottes et Gouffres, 136, juin 1995 : 18 - 19.

CHABERT, C. et BIGOT, J.Y. (1993). *A travers le grès des Vosges. Matériaux pour servir à la connaissance du Bas-Rhin*. Grottes et Gouffres : 1993, n° 129, p. 4-9.

CHABERT, C. et COURBON, P. (1997). *Atlas des cavités non calcaires du Monde*. Union Inter. Spéléol., 109 p.

CHALLINOR'S DICTIONARY OF GEOLOGY, 1986. Antony Wyatt, 6ème éd, Cardiff, Univers. of Wales Press, 374 p..

CHAMPETIER DE RIBES, G. et AUBAGUE, M., 1956. *Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000, feuille Yaoundé Est, avec notice explicative*. Dir. Mines. Geol. Cameroun, 35 p.

CHANOV, St., BENDEREV, Al., ILLIEVA, I. et VESELINOV, Str. (1986). *Phénomène karstique dans les granites allochtones de Stara Planina (Bulgarie). Genèse et formes morphologiques*. Comunicaciones 9º Congreso Internacional de Espeleologia, Barcelona, Espana. Vol. II. : 29-35.

CHAPELLE, F.H. et LOVLEY, D.R. (1990). *Rates of microbial activity in deep coastal plain aquifers*. Appl. Environ. Microbiol., 56 : 1865-1874, d'après Ehrlich, 1998.

CHAPELLE, F.H., ZELIBOR, L.J., GRIMES, D.J. et KNOBEL, L.L. (1987). *Bacteria in deep coastal plain sediments of Maryland : A possible source of CO₂ to groundwater*. Water Resources Res. 23 : 1625-1632, d'après Sinclair et Ghiorse, 1989.

CHAUSSIDON, J. et PEDRO, G. (1979). *Rôle de l'état hydrique du système poreux sur l'évolution du milieu. Réalité de l'altération dans les systèmes à faible teneur en eau*. Sci. Sol 2 : 223-237, d'après Thiry, 1997.

CHOPPY, J. (1988). *Roches solubles non carbonatées et karstification*. chez l'auteur, Paris : 1988, 78 p.

CHOPPY, J. (1990). *Dissolution des Grès sous climat tempéré dans la montagne de la Table, Sudètes, Basse-Silésie, Pologne*. Karstologia, N° 16 : 48-50.

CIGNA, A.A. (1978). *A classification of karstic phenomena*. Intern. Journal of Speleology 10(1). 3-9.

CLAUSEN, E.N. (1970). *Badlands caves of Wyoming*. Nat. Speleol. Soc. Bull. 32 : 59-69.

CLOSSON, D. (1991). *Contribution à l'étude du massif du Nkoma et des régions limitrophes de Karera, Rutana, Bukemba, Gihafi et Bareremba (République du Burundi)*. Mém. Sc. Géogr., Fac. des Sciences, Univ. Liège, 169 p.

COLVEE, P. (1973). *Cueva en cuarzitas en el cerro Autana, Territorio federal Amazonas*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 4/1 : 5-13.

CONRAD G., GEZE R., PALOC H. (1967). *Observations sur des phénomènes karstiques et pseudo-karstiques du Sahara*. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynamique IX/5 : 357-369.

COOK, T.L. et STAKES, D.S. (1995). *Biogeological mineralization in deep-sea hydrothermal deposits*. Science, 267 : 1975-1979.

CORBEL, J. (1957). *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison*. Thèse. Rev. Géogr. Lyon; Mém. et Doc. Inst. Et. Rhodaniennes 12, 541 p.

CORENS, C.W. (1939). *Die Sedimentgesteine*. I. Verwitterung, d'après Barth, Correns et Eskola, Springer, Berlin, pp. 116-130.

CORENS, C.W. (1940). *Die chemische Verwitterung der Silicate*. Die Naturwissensch., 28, pp. 369-376.

CORENS, C.W. (1941). *Über die Löslichkeit von Kieselsäure in schwachsauren und alkalischen Lösungen*. Chemie der Erde, 13, pp. 92-96.

CORENS, C.W. et ENGELHARDT, W. von (1938). *Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifedspates*. Chemie der Erde, 12, pp. 1-22.

COURBON, P. (1984). *Echo des profondeurs, étranger*. Spelunca (Paris), N°15, juillet-septembre 1984 : p. 14.

COWAN, D.A. (1995). *Hyperthermophilic enzymes : biochemistry and biotechnology*. Hydrothermal Vents and Processes, Geol. Soc. Special Pub., Ed. Parson, L.M., Walker, C.L. & Dixon, D.R., N°87 : 351-363.

CRAFT, F. (1987). *Sandstone caves*. J. Sydney Spel. Soc. 31 (nr. 10). : 205-207.

CVIJIC, J. (1925). *Types morphologiques des terrains calcaires*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 180, 1038-1040.

CVIJIC, J. (1927). *La géographie des terrains calcaires*. Monogr. Acad. Serbe Sc. Arts CCCXLI, Classe des Sc. math. et Nat., n°26, Beograd, 212 p.

DEFOSSEZ, M. (1958), *Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger*. Thèse Sci. Strasbourg, 227 p., d'après Millot, 1964.

DEMOULIN, A. (1997). *L'altération*. Notes de cours dans le cadre des 2ème candidatures en Sc. Géogr. Univ. de Liège, pp. 14-16.

DOKUCHAEV (1883), d'après R. Michel, 1991.

DOUGLAS, I. (1976). *Erosion rates and climate : geomorphological implications*. In *Geomorphology and Climate* (éd. E. Derbyshire), pp. 269-287, Wiley, New York, d'après Thomas, 1994.

DUBLIANSKY V. *et al.*, (1991). *The cadastre of the conglomerate and sandstone caves of the USSR*. Manuscript déposant d'après VINITI, Moskva, n° 2118 - B91 : 1-152.

DUBOIS, D., ICOLE, M. et TRICHET, J. (1984). *Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger)*. Bull. Soc. géol. Fr., 6 : 1305-1318.

DUNKERLEY, D.L. (1979). *The morphology and development of Rillenkarrren*. Z. Geomorphol., 23 : 332-348 , d'après Wray, 1997.

DUNKERLEY, D.L. (1983). *Lithology and micro-topography In the Chillagoe karst. Queensland. Australia*. Z. Geomorphol., 27 : 191-204, d'après Wray, 1997.

DUSANG, G. (1974). *Die Höhlen im Tibestit-Gebirge (Zentrale Sahara)*. Abh. 5. int. Kongr. Speläol., Stuttgart 1969 (München). 2 : 5 17/1-7.

DYGA, R.T., SZEKELY K. et ZAWIZKI, P. (1976). *Sandstone shafts on the Sarisarinama Plateau In Venezuela*. Karszt-ès Barlang (Budapest) 1/2 : 43-46.

EGRE, A.G., 1948. *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*. Pub. dell. Istit. di Geogr. dell. Univers. di Roma 17, 239 p., d'après Choppy, 1988.

EHRlich, H.L. (1993). *Bacterial mineralization of organic carbon under anaerobic conditions*. In : Bollag, J.M., Stotzky, G. (Eds). *Soil Biochemistry*, Vol. 8. Marcel Dekker, New York, d'après Ehrlich, 1998.

EHRlich, H.L. (1996). *Geomicrobiology*, 3rd edn. Marcel Dekker, New York, d'après Ehrlich, 1998.

EHRlich, H.L. (1998). *Geomicrobiology : its significance for geology*. Elsevier, Earth.Sc. Rev. 45:45-60.

EK, C. (1969). *Facteurs, processus et morphologie karstiques dans les calcaires paléozoïques de la Belgique*. Thèse de doctorat en Sc., Univ. de Liège, vol. 2, p. 69.

EK, C. (1987). *Les phénomènes karstiques*. Notes de cours, Univ. de Liège, 3ème ed., 42 p.

ELENGA, H., SCHWARTZ, D. et VINCENS, A. (1992). *Changements climatiques et action anthropique sur le littoral congolais au cours de l'Holocène*. Bull. Soc. géol. de France, 163/1 : 83-90.

ENO BELINGA, S.M. et KABEYENE BEYALAV, V. (1982). *Géologie dynamique du paysage du fer de la ville de Yaoundé, secteur nord*. Ann. Fac. Sci. Yaoundé, Vol. 4/1 : 51.1-66.1.

ESPELEOTEMA (1978), 8 (11), d'après Chabert, 1980.

ESPIAU, P. et PEDRO, G. (1983). *Etude du phénomène de ferrollyse par voie expérimentale. Production d'acidité d'échange et mise en évidence du rôle catalytique des minéraux argileux*. Sci. Sol 3 : 173-184, d'après THIRY, 1997.

ESTEVEZ, M. et LENOIR, F. (1994). *Un exemple de fonctionnement hydrologique dans la région de Niamey : le bassin de Sama Dey*. Cahiers de l'Orstom.

FANNING, D.S. (1970). *Cave features : Information concerning the nature and genesis of soils*. Soil Sci. Soc. Am. Proc., V.34 : 98-104.

FAURE, H. (1966). *Reconnaissance géologique des formations sédimentaires postpaléozoïques du Niger Oriental*. Ed. du BRGM, Paris, 630 p.

FENELON, P. (1965). *Vocabulaire français des phénomènes karstiques*. Comité national de géographie, collectif : 3-6.

FILIPPOV, A. (1978). *Taranakite from two deposits in Bulgaria*. Ann. of the University of Sofia, 70, 287-298.

FINLAYSON B. (1982). *Granite Caves in Girraween National Park, Southeast Queensland*. Granite Caves, Helictite 20 (2) : 53.

FINLAYSON, B. et WEBB, J.A. (1985). *Amorphous speleothems*. Cave Sci. 12(1) : 3-8.

FIGLIANO, S. et LAVIANO R. (1991). *Brushite, hydroxylapatite, and taranakite from Apulian caves (southern Italy) : New mineralogical data*. American Mineralogist, Vol. 76 : 1722-1727.

FORD, D.C. et WILLIAMS, P.W. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.

FOUCAULT, A. et RAOULT, J.F. (1992). *Dictionnaire de géologie*. Ed. Masson, 3ème éd. : 209-210.

FREDRICKSON, J. et ONSTOTT, T (1996). *Les micro-organismes de l'intérieur du Globe*. Pour la Science, 230 : 90-95.

FRIPIAT, J.J. (1971). *Interaction eau-argile*. Bull. Gr. Fr. Argiles 23 : 1-8. d'après Thiry, 1997.

GALAN, C. (1982). *Notas sobre la morfología de la cueva autana y algunos comentarios generales sobre las formas pseudocarsicas desarrolladas en cuarcitas del grupo Roraima, Guayana Venezolana*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 10(19) : 115-128.

GALAN, C. (1984). *La Sima Aonda, -362 m. Venezuela*. Spelunca N° 14, avril - mai - juin 1984 : 14-17.

GALAN, C. (1988). *Cavernas y formas de superficie en rocas silíceas recambricas del grupo Roraima, Guayana, Venezuela*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 23 : 1-12.

GALAN, C. (1994). *Exploration y estudio de cavidades en rocas silíceas precámbricas del grupo Roraima, Guayana Venezolana : una síntesis actual*. Karaitza (4). 1995 : 1-45.

GALAN, C. et LAGARDE, J. (1988). *Morphologie et évolution des cavernes et formes superficielles dans les Quartzites du Roraima (Vénézuéla)*. Karstologia n° 11-12 : 49-60.

GALL, J-C. (1990). *Le rôle biosédimentaire des voiles microbiens. Critères de reconnaissance*. Bull. Soc. Géologique de France, 8, t. VI, 1 : 75-82.

GARDNER, L.R. (1992). *Long-term isovolumetric leaching of aluminium from rocks during weathering; implications for the genesis of saprolite*. Catena, 19, pp. 521-537, d'après Thomas, 1994

GARNIER, Ch. (1986). *Le "Pseudo-karst Luxembourgeois"*. CSEB Info : 9-10.

GARTZ, V. (1990). *Schildergat and Klein Schildergat : two forgotten sandstone caves In the Oudtshoorn District*. Bull. South African Speleol. Ass. vol. 31/1990 (publ. 1991) : 72-76.

GAVAUD, M. (1977). *Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional*. ORSTOM, Paris, Trav. et Docum., N° 76, 102 p.

GAVAZZI, C. (1977). *Grotte tettoniche del Biellese*. Orso speleo 5(5). : 23-34.

GAVRILOVIC, D. (1969). *Die Höhlen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara)*. Inter. Congr. Speleol., Stuttgart, 2 : 17/1-17/7.

GENTY, D. (1993). *"Mise en évidence d'alternances saisonnières dans la structure interne des stalagmites. Intérêt pour la reconstitution des paléoenvironnements continentaux."* C.R.Acad. Sc. de Paris, V. 317, série II : 1229-1236.

GENTY, D. BASTIN, B. et EK, C. (1995). *"Nouvel exemple de lamines annuelles dans une stalagmite (grotte de Dinant, La merveilleuse, Belgique)." Speleochronos, 6:3-8.*

GEZE, B. (1973). *Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie*. Ann. de Spél. 28/1 : 1-20.

GOLDSMITH, P.R. et SMITH, E.H. (1985). *Tunnelling erosion in S. Auckland, New Zealand*. Engineering Geology, 22 : 1-13, in Thomas, 1996.

GORI, S., INGLESE, M., TOGNINI, P., TREZZI, G. et RIGAMONTI, I. (1993). *Auyantepuy, speleologia tropicale nelle quarciti*. Speleologia SSI anno 14, Nr. 28, marzo 1993 : 23-33.

GUIRAUD, R. *et al.* (1987). *Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa*. Geol. J., 22, Thematic Issue : 433-466, in Vicat *et al.* (1994).

GREIGERT, J. (1966). *Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden (Afrique occidentale)*. Pub. Dir. Mines et Géologie, Niger, 2, B.R.G.M. éd., 234 p.

GREIGERT, J. (1979). *Atlas des eaux souterraines du Niger, Etat des Connaissances (Mai 1978), Les nappes du Continental Terminal du Synclinal de Dogondoutchi*. Pub. Minis. Min. et de l'Hydr., Tome 1, Fasc. V, Chap. 7, B.R.G.M. éd. : 81-102.

GREIGERT, J. et POUUNET, R. (1967). *Essai de description des formations géologiques de la République du Niger*. Min. des Trav. Publ. et Transport, Niamey, Publ. N°3 : 238 p.

GRIMES, K. G. (1997). *Redefining the boundary between karst and pseudokarst : a discussion*. Cave and Karst Sc., 24/2 : 87-90.

GRUND, A. (1914). *Der geographische Zyklus im Karst*. Ges. Erkunde 52 : 621-640 d'après Ford et Williams, 1989.

GUNN, J. (1986). *Solute processes and karst landforms*. Solute Processes, S.T. Trudgill, John Wiley & Sons Ltd : 363-437.

GVOZDECKIJ, N.A. (1965). *Types of karst in the U.S.S.R.* Prob. Speleol. Res., Prague, 47-54.

HALLIDAY, W.R. (1960). *Pseudokarst in the United States*. Nat. Speleol. Soc. Bull., Vol. 23(2), 57-62.

HALLIDAY, W.R. (1997). *Recent exploration of lava tube systems in Kona and on Mauna Loa, Hawaii*. Proceed. of the 12th Inter. Congres. of Speleol., Switzerland, Vol. 1, symp. 8 Karst Geomorph. : 461-463.

HASEMAN, J.F., BRIWN, E.H. et WHITT, C.D. (1950). *Some reaction of phosphate with caly and hydrous oxides of iron and aluminum*. Soil Science, 70, 257-271.

HASEMAN, J.F., LEHRn J.R. and SMITH, J.P. (1951). *Mineralogical character of some iron and aluminum phosphates containing potassium and ammonium*. Soil Science Society of America Proceedings, 15, 76-84.

HERRMANN, L., SPONHOLZ, B. et STAHR, K. (1994). *Quellregionen für den Harmattan-Staub in Westafrika : ein mineralogischer und geochemischer Ansatz.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 73 : 367-370.*

HILL, C.A. et FORTI, P. (1986). *Cave minerals of the world*. National Spel. Society, USA, p. 98.

HILL, C.A. et FORTI, P. (1997). *Cave minerals of the world*. National Spel. Society, USA, 2nd ed., p. 335.

HINGSTON, F.J. (1962). *Activity of polyphenolic constituents of leaves of Eucalyptus and other species in complexing and dissolving iron oxide*. Aust. J. Sci. Res., 1 : 63-73.

HOF, B. (1977). *Recherches Spéléologiques en Colombie 1977* d'après Chabert, 1980.

HUANG, W.H. et KELLER, W.D. (1970). *Dissolution of rock-forming silicate minerals in dilute organic acids*. American Mineralogist, 55, pp.2076-2094, d'après Thomas, 1994.

IITA (1975). *1975 Annual Report. Intern Instit. For Tropical Agriculture*. Ibadan, Nigeria, d'après Thomas, 1994.

INAGAKI, F., HAYASHI, S., DOI, K., MOTOMURA, Y., IZAWA, E. et OGATA S. (1997). *Microbial participation in the formation of siliceous deposits from geothermal water and analysis of the extremely thermophilic bacterial community*, FEMS Microbiol. ECOL. 24/41-48.

INGLESE, M. et TOGNINI, P. (1993). *Auyantepuy : The Devil's mountain, Estado Bolivar, Venezuela*. International Caver nr. 6, January 1993 : 3-10.

JENNINGS, J.N. (1967). *Further remarks on the Big Hole, near Braidwood, New South Wales*. Helictite, 6 : 3-9.

JENNINGS, J.N. (1968). *Cave and karst terminology*. Speleo Handbook. Austral. Speleol. Fed. (<http://wasg.iinet.net.au/termcpc.html>).

JENNINGS, J.N. (1976). *A test of the importance of cliff-foot caves in tower karst development*. Z. Geomorph., supplementary issue, 26, 92-7.

JENNINGS, J.N. (1985). *Some karst areas of Australia*. Karst in Australia, Landform Studies 12 : 256-293.

JENNINGS, J.N. (1987). *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell Ltd., 2ème éd., 79-80.

JOYCE, E.B. (1974). *The sandstone caves of Mt Moffatt Station, Southern Queensland, Australia. Speleogenesis, cave deposits and aboriginal occupation*. Abh. 5. Int. Kongr. Speläol. Stuttgart 1969 (München). 2 : 5 2/1-11.

JUNIPER, S.K. et FOUQUET, Y. (1988). *Filamentous iron-silica deposits from modern and ancient hydrothermal sites*. Canadian Mineralogist, 26 : 859-869.

JUNIPER, SK., MARTINEU, P., SARRAZIN, J. et GELINAS, Y. (1995). *Microbial-mineral floc associated with nascent hydrothermal activity on CoAxial Segment, Juan de Fuca Ridge*. Geophys. Res. Letters, 22:179-182.

KARMANN, I. (1986). *General characterization and genetic aspects of the sandstone cave "Refugio do Maroaga", Amazonas*. Espeleotema nr. 15 : 9-18.

KASTNING, E.H. (1977). *Karst landforms and speleogenesis in Precambrian Granite, Llano County, Texas, USA*. Proc. 7th Int. Speleol. Congr. (Sheffield). : 253 - 255.

KATZER, F. (1909). *Karst und Karsthydrographie*. In Zur Kunde der Balkanhalbinsel H 8, Sarajevo, d'après Choppy, 1988.

KELLER, P. (1982). *Karst im Granit ?* Reflektor 3 : 22-23.

KEMPE, St. et HALLIDAY, R. (1997). *Report of the Discussion on Pseudokarst*. Proceed. of the 12th Inter. Congress. of Speleol., Switzerland, Vol. 6, p. 107.

KIEFT, T.L. et PHELPS, T.J. (1997). *Life in the slow lane :activities of microorganismes in the subsurface*. In : Amy, P.S., Haldeman, D.L. (Eds). *The Microbiology of the Terrestrial Deep Subsurface*. CRC Press, Boca Raton, FL : 137-163, d'après Ehrlich, 1998.

KLITZSCH, E. (1970). *Die Strukturgeschichte der Zentralsahara*. *Geologische Rundschau*, 59/2 : 459-527.

KNUST, E. et WEBER, D. (1987). *Röhrenförmige Strukturen und Röhrenhöhlen im Sandstein*. *Karst u. Höhle* : 1986/87 : 103-110, 12 Abb.

KRAUSKOPF, K.B. (1956). *Dissolution and precipitation of silica at low temperatures*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10 pp. 1-27, d'après Millot, 1964.

KRAUSKOPF, K.B. (1959). *The geochemistry of silica in sedimentary environments*. *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Publ.*, 7, pp. 4-19, d'après Millot, 1964.

KRAUSKOPF, K.B. (1967). *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, New York d'après Thomas, 1994.

KRONBERG, B.I., FYFE, W.S., MCKINNON, B.J., COUSTON, J.F., FILHO, N.S. et NASH, R.A. (1982). *Model for bauxite formation : Paragominas (Brazil)*. *Chemical Geology*, 35 :311-320.

KUCZYNSKI, M. (1976). *Sarisarinama 1976 (sandstone caves)*. *Taternik (Warszawa)*. 3(232) : 123-128.

La Géographie (1910), XXI d'après Chabert 1980.

LANG, J., KOGBE,C., ALIDOU, S., ALZOUMA,K.A., BELLION,Y., DUBOIS, D., DURAND, A., GUIRAUD, R., HOUESSO, A., DE KLAZ,I., ROMANN, SALARDCHEBOLDAEFF, M. et TRICHET, J. (1990). *The Continental Terminal In West Africa*. *J. Af. Earth Sc.*, 10 : 79-99.

LE BRET, M. (1976). *Merveilleux Brésil souterrain*. p. 213.

LE BRET, M. et SLAVEC, M. (1962). *Spelunca*, 3, d'après Chabert, 1980.

LEHMAN, D.S. (1963). *Some principles of chelation chemistry*. *Soil Science Society of America Proceedings*, 27, pp. 167-170 d'après Thomas, 1994.

LEHMAN, H. (1954). *Der tropische Kegelkarst auf der grossen Antillen*. *Ertkunde* 8, 130-139, d'après White, 1988.

LEHMAN, H. (1956). *Karstmorphologische, geologische und botanische Studien In der Sierra de Los Organos, auf Cuba*. *Erdkunde* X, 185-204, d'après Choppy, 1988.

LINTON, D.L. (1955). *The problem of tors*. *Geographical Journ.*, 121:163-179.

LIPS, B. (1995a). *Spéléologie au Cameroun - Gouffre de Mbilibekon (Trou des Fantômes)*. *Echo des Vulcains*, 51, : 24-30.

LIPS, B. (1995b). *Spéléologie au Cameroun*. *Echo des Vulcains*, 52 : 18-37.

LIPS, B. et VICAT, J.P.(1998). Phénomènes karstiques dans les grès de Garoua (Nord-Cameroun). Géosciences au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong éd., collect. GEOCAM 1/1998, Press. Univ. Yaoundé :101-106.

LLOPIS LADO, N. (1979). *Dundamentos de hidrogeoloia carstica*. Ed. Blume, Madrid, XII, 269 p. d'après Choppy, 1988.

LÖFFLER, E. (1978), *Karst features in igneous rocks in Papua New Guinea*. D'après Landform Evolution in Australia (ed. J.L. Davies et M.A.J. Williams), pp. 238-249 A.N.U. Press, Canberra, d'après Thomas, 1994.

LOUMPET, G., 1994. *Peuplement et environnement de l'homme en zones forestière et post-forestière du Cameroun au début du Pléistocène*. Atelier national : "Etat de la recherche archéologique au Cameroun. Bilan et perspectives", 24 et 25 novembre 1994, p. 14.

LUCAS, Y., BOULET, R., CHAUVEL, A., VEILLON, K., 1987. Systèmes sols ferrallitiques-podzols en région amazonienne. In Podzols et Podzolisation (ed. D. Righi & A. Chauvel), pp. 53-65, Comptes Rendus de la Table Ronde International, Asso. Franç. Pour l'Etude du Sol, INRA/ORSTOM, Poitiers.

LUCAS, Y., BOULET, R., CHAUVEL, A., 1988. Intervention simultanée des phénomènes d'enfoncement vertical et de transformation latérale dans la mise en place de systèmes sols ferrallitiques-podzols de l'Amazonie Brésilienne. C.R. Académie des Sciences, Paris, Série II, 306, 1395-1400.

MACHENS, M. (1967). *Notice explicative sur la carte géologique du Niger Occidental à l'échelle 1 : 200 000*, Minis. TP, Transp et Urb., Niamey, 35 p.

MACHENS. M. (1973). *Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger*, Mém. B.R.G.M., 82, 168 p.

MAINGUET, M. (1972), *Le modèle des grès : problèmes généraux*. Paris : Inst. Geogr. Nat., d'après Ford et Williams, 1989.

MAIRE, R., (1980). *Eléments de karstologie physique*. Spelunca, Bull. et Mém. Soc. Spéléol. (1) 52, 149-75, d'après Choppy, 1988.

MALEY, J. (1987). *Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent : nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques*. Palaeoecology of Africa, 18 : 307-334.

MALEY, J. (1990). *L'histoire récente de la forêt dense humide africaine : essai sur le dynamisme de quelques formations forestières*. D'après Lanfranchi et Schwartz éd., Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique, coll. Didact. ORSTOM : 67-389.

MALEY, J. (1991). *The African rain forest vegetation and paleoenvironments during late Quaternary*. Climatic Change, 19 : 79-98.

MALEY, J. (1992). *Mise en évidence d'une péjoration climatique entre ca. 2500 et 2000 B.P. en Afrique tropicale humide*. Bull. Soc. géol. France, 163, 3 : 363-365.

MALEY, J. et BRENAC, B. (1998). *Les variations de la végétation et des paléoenvironnements du Sud Cameroun au cours des derniers millénaires. Etude de l'expansion du palmier à huile. Géosciences au Cameroun*. Eds. Vicat et Bilong, coll. Géocam 1/1998, pp 85-97.

MAMET, B. and BOULVAIN, F. (1988). *Remplissages bactériens de cavités biothermales frasniennees*. Bull. Soc. Geol. Belg., T. 97, Fasc.1 : 63-76.

MARECHAL, B. (1996). *Modélisation de la cimentation des Sables de Fontainebleau*. D.E.A. Méthodes quantitatives et modélisation des bassins sédimentaires. Centre d'Info. Géol., Lab. d'Hydrogéol. Math., Ec. Nation. Sup. des Mines de Paris, 58 p.

MARESCAUX, M.G. (1973). *Les grottes du Gabon Nord-Oriental : un karst dans l'oxyde de fer et la silice*. Bull. Ass. Géogr. Franç. (Paris), N° 140 : 607-618.

MARKER, E. et SWART (1995). *Pseudokarst In the Western Cape, South Africa : its paleoenvironmental significance*. Cave and karst science, Vol. 22, N°1, Augustus 1995, 31-38.

MARKER, M.E. (1976). *Note on some South African Pseudokarst*. Bol. Soc. venez. Espeleol. (Caracas). 7 (13). : 5-12.

MARTEL, E.A. (1904). C.R.Acad. Sc. du 22.02.1904 d'après Chabert 1980.

MARTEL, E.A. (1930). *Des Ardennes aux Pyrénées*. Ed. Paris, 306 p.

MARTINEZ M. F. (1990). *Camerun*. SUBTERRANEA 5 : 36-41.

MARTINI, J. (1981). *The control of karst development with reference to the formation of caves In poorly soluble rocks in the Eastern Transvaal, South Africa*. Proceed, 8th intern. congress speleol. Bowling Green 1981, vol. 1 : 4-5.

MARTINI, J. (1985). *Caves of South Africa*. Karstologia, N° 5 : 39-43.

MARTINI, J. (1987). *Les phénomènes karstiques des quartzites d'Afrique du Sud*. Karstologia N° 9, 1987, 1er semestre 1987 : 45-52.

MASOTTI, D. (1979). *Etude d'une cavité creusée dans les quartzites : la grotte des Nains (Nax, Valais)*. Actes 6e congr. Suisse Spéléol. Porrentruy 1978 : 235-238.

McFARLANE, M.J.(1976). *Laterite and landscape*. Acad. Press. London, 151 p.

McFARLANE, M.J. (1985). *Some aspects of kaolinite dissolution by a laterite-indegenous microorganism*. Geo. Eco. Trop., 8:73-91.

McFARLANE,, M.J. et TWIDALE, C.R. (1987). *Karstic features associated with tropical weathering profiles*. Z Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 85, juin : 73-95.

McGRAW-HILL (1991). *Dictionary of Earth Science*. S. P. PARKER ed, p. 505 et 536.

MEDVILLE, D.M. et MEDVILLE, H.E. (1997). *Recent exploration of lava tube systems in Kona*

and on Mauna Loa, Hawaii. Proceed. of the 12th Inter. Congres. of Speleol., Switzerland, symp. 8, Karst Geomorphology/1 : 457-459.

MEYSSONNIER, M. (1982). *Inventaire préliminaire des cavités du département de Haute-Loire*. S.C.V. Activités n°43 (éd. 1922) : 41-67.

MICHEL, J.-P. et FAIRBRIDGE, R.W. (1992). *Dictionnaire des Sciences de la Terre, anglais/français-français/anglais*. Ed. Masson & Wiley, 2^{ème} éd., 299 p.

MICHEL, R. (1991). « *Le karst tropical humide. Essai de synthèse. L'exemple du Zaïre* ». Bull. Soc. Géogr. de Liège, 27 :3-22.

MILLOT, G. (1964). *Géologie des argiles, Altérations-Sédimentologie-Géochimie*. Ed. Masson et Cie, 499 p.

MINIS. MIN. ENERG. INDUS. ET ART., D.R.G.M. (1992), *Mise en exécution du plan de développement minéral du Niger, Moyenne Sirba, Liptako, Phase III*, Rap.Tech. Vol.1, Niamey : 4.26-4.44.

MORTIMER, R.J.G. et COLEMAN, M.L. (1997). *Microbial influence on the oxygen isotopic composition of diagenetic siderite*. Geochim. Cosmochim. Acta 61 : 1705-1711 d'après Ehrlich, 1998.

MOURET, C. (1981). *Une grotte naturelle dans les gneiss : le cro de Jovi (Château-Chervix, Haute-Vienne)*. Bull. G.S.C. info n° 5 : 24-27.

MULLAN, G.J.(1989). *Caves in the Fell sandstone of Northumberland*. Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc. 18(3) : 430-437.

MUNTHE, J. (1975). *Eastern Nepal : Caves and cave potential*. Bull. Brit. Cave Research Ass. (Bridgwater). 8 : 21-23.

NAHON, D. (1976). *Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs : géochimie, structures, relais et coexistence*. Thèse doct. es sc., Univ. Marseille - Saint-Jérôme, 232 p.

NDAM, J., BRAUN, J.J., MEYBECK, M. et BEDIMO BEDIMO, J.P. (1998). *Réactualisation des données hydroclimatologiques des bassins fluviaux de la Sanaga et du Nyong (Sud-Cameroun)*. Géosciences au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong éd., collect. GEOCAM 1/1998, Press. Univ. Yaoundé : 51-64.

NEDELEC, A., GREGOIRE, V. et RALINSON, B. (1996). *Une équipe franco-malgache au sommet des syénites d'Andringitra*. Géochronique : 57-100, d'après Vicat et Willems, 1997.

NEDELEC, A., MACAUDIERE, J. NZENTI, J.P. et BARBEY, P. (1986). *Evolution structurale et métamorphique de la série de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine au contact du craton du Congo*. C.R. Acad. Sci. Paris, 303 : 75-80.

NICOD, J. (1985). *Observations inédites*, d'après Choppy, 1988.

NOTT, J.F. et RYAN, P. (1996). *Large-scale, subcircular, depressions across western Arnhem*

Land interpreted as exhumed giant lunate current ripples. Aus. J. Earth Sci., 43 : 139-145, d'après Wray, 1997.

OKAMOTO, G., OKURA, T. et GOTO, K. (1957). Properties of silica in water. Geochim. Cosmochim. Acta, 12, pp. 123-132, d'après Millot, 1964.

OLLIER, C.D. (1965). *Some features of granite weathering in Australia*. Z. Geomorph. 9 : 285-304.

ONG, H.L., SWANSON, V.E. et BISQUE, R.E. (1970). *Natural organic acids as agents of chemical weathering*. In *Geological Survey Research 1970*, US Geological Survey Professional Paper 700-C, pp. C130-137.

OUSMANE, B., FONTES, Ch., ARANYOSSY, J.-F. et JOSEPH, A. (1984). *Hydrologie isotopique et hydrochimie des aquifères discontinus de la bande sahélienne et de l'Air (Niger)*. I.A.E.A. – SM – 270/59 : 81-109.

OZER, A. (1971). *Les phénomènes karstiques développés dans le Poudingue de Malmédy*. Ann. Spéléol., 26 : 407-422.

PARKER, G.G. (1963). *Piping, a geomorphic agent in land development in drylands*. Intern. Assoc. of Sc. Hydrol, Pub., 65 : 103-114, d'après Thomas, 1994.

PARKER, G.G. et JENNE, E.A. (1967). *Structural failure of western US highways caused by piping*. Report US Geol. Survey Water Ressource Div. , Washington, d'après Thomas, 1994.

PARKER, G.G. Sr. et HIGGINS, C.G. (1990). *Piping and pseudokarst in drylands with case studies by Parker, G.G. r. and Wood. W.W.* : 77-110 in Higgins, C G et Coates, D.R. (eds), *Groudwater Geomorphology : The role of Subsurface Water in Earth-Surface Process*.

PEDERSEN, K. et EKENDAHL, S. (1992). *Microbiology Ecology*. J. Gen. Microbiol., 138, d'après Stevens et McKinley, 1995.

PEDRO, G. et DELMAS, A.B. (1979). *Regards actuels sur les phénomènes d'altération hydrolytique. Leur nature, leur diversité et leur place au cours de l'évolution géochimique superficielle*. Cah. ORSTOM, Ser Pédol. 18 : 217-234, d'après Thiry, 1997.

PENAYE J., TOTEU S.F., VAN SCHMUS W.R., NZENTI J.P. (1993), *U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon; re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the "Centrafican" belt*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 317, Série II :789-794.

PENK, A. (1924). *Das unterirdischen Karstphenomen*. Zbornik Radova Poxecen Jovann Cvijicu, éd. P. Vujevic, Belgrade, 175-197, d'après Choppy, 1988.

PEREZ, R.C. et GROSSI, W. (1986). *The quatztic speleological districto of the Parque Florestal Estadual do Ibitipoca, Minas Gerais, Brazil*. Communications 9. Congr. intern. espel. Barcelona 1986; vol. 2 : 12-14 (savn. summ.).

PEYROT, B. (1997). *Phénomènes karstiques et pseudo-karstiques dans les quartzites du Burundi*. Karstologia, 29, 1/1997 : 7-16.

PHELPS, T.J, RAIONE, E.G. et WHITE, D.C. (1989). *Microbial Activities in Deep Subsurface Environments*. Geomicrob. J., 79-91.

PIA, J. (1927). *Thallophyta*. D'après : Hirmer, M (ed.) : Handbuch der Paläobotanik 1 : 31-136.

PNUD (1990). *Atlas des ressources en eaux souterraines du Continental Terminal*. Min. Hydraul. Environ., Dir. Ressources en Eau, Niamey, Projet PNUD/DCTD -NER86/001, 42 p. + cartes.

POUCLET, A., PROST, A.E. AMA-SALAH, I. et LAPIERRE, H. (1990). *Les ceintures birimiennes du Niger occidental (Protérozoïque inférieur), nouvelles données pétrologiques et structurales des formations métavolcaniques*. C.R. Acad. Sci., Paris, 311, Sér. II : 333-340.

POUYLLAU, M. et SEURIN, M. (1985). *Pseudo-karst dans des roches grésos-quartzitiques de la formation Roraima*. Karstologia n°5, p. 45-52.

QUINLAN, J.F. (1966). *Classification of karst and pseudokarst types : a review and synthesis emphasising the North American literature, 1941-1966*. Paper to the 123rd Meeting of the Amer. Assoc. for the Advancement of Science, Symp. 25 years of American Sp.

RADIER, H. (1959). *Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.). Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Le détroit soudanais*. Bull. Serv. géol. prosp. min., Dakar, 26, 550 p.

RASMUSSEN, G. (1959). *Karstformen im Granit des Fichtelgebirges*. Die Höhle 10/1 : 1-4, marz 1959.

RAYOT, V., SELF, P. et THIRY, M. (1992). *Transition of clay minerals to opal-CT during ground-water silicification*. In *Mineralogical and geochemical records of paleoweathering*, Schmitt & Gall (eds). ENSMP Mém. Sc. de la Terre, 18 : 47-59.

REEVE, T. (1982). *Oldbury Rock Shelters, natural caves in sandstone at Ightham, Kent*. Caves et Caving nr. 16 : 27.

REEVES, R.H. (1997). *Phylogenetic analysis and implications for subsurface microbiology*. In : Amy, P.S., Haldeman, D.L. (Eds). *The Microbiology of the Terrestrial Deep Subsurface*. CRC Press, Boca Raton, FL : 165-183, d'après Ehrlich, 1998.

REICHELDT, R. (1972). *Géologie du Gourma*. Mém. B.R.G.M., 53 : 213 p.

RENAULT Ph. (1953). *Caractères généraux des grottes gréseuses du Sahara méridional*. 1er Congrès Intern. de Spéléol. 2/1 : 275-289.

RENAULT, R.W., JONES, B. et TIERCELIN, J-J. (1998). *Rapid in-situ silicification of microbes at Loburu hot springs, Lake Bogoria, Kenya Rift Valley*. Sedimentology, 45 : 1083-1103.

ROBINSON, D.A. et WILLIAMS, R.B.G. (1992). *Sandstone weathering In the High Atlas, Morocco*. Z. Geomorphol. N.F., 36 : 423-439.

RODIN, L.E. et BASILEVIC, N.I. (1967). *Production and Mineral Cycling in Terrestrial Vegetation*. Oliver and Boyd, Edingburgh, d'après Thomas, 1994.

- RODRIGUEZ, M. V. (1992). *Formacions en cavitades graniticas*. Furada 6 : 41-43.
- ROMERO, E. A. et DE LIMA, M. (1989). *The Itacolomi quartzite karst, Minas Gerais, Brazil : application of the underground drainage direction prediction method*. Proceed. Intern. Congr. Speleol., Budapest 1989; vol. 2 : 476-480.
- ROY, C.J. (1945). *Silica in natural waters*. Amer. Journ. Sci., 243, pp. 393-403.
- RUBBIOLI, E.L. (1998). *Into the "Devil's throat", Gruta do Centenário - the world's deepest quartzite cave*. The international Caver (22)., 19-24.
- SCHOELLER H. (1962) . - Les eaux souterraines : hydrologie dynamique et chimique, recherche, exploitation et valuation des ressources.- Paris : Masson, 642 p. : 187 fig.
- SCHWARTZ, D. (1992). Assèchement climatique vers 300 B.P. et expansion bantu en Afrique centrale atlantique; quelques réflexions. Bull. Soc. géol. de France, 163/3 : 353-361.
- SELF, C.A. et MULLAN, G.J. (1996). *Redefining the boundary between karst and pseudokarst*. Cave and Karst Science, Vol. 23 (2) : 63-70.
- SELLA, R. (1976). *Zona di Boccioleto-primo aggiornamento catastale*. Orso Speleo. Biellese (biella) 4(4) : 33-39.
- SHANNON, C.H.C (1975). *Pseudokarst caves In duricrust/granite terrain, Banana Range, Central Queensland*. Proc. 10th Bienn. conf. Austrl. Speleo. Fed., 20-24, Brisbane.
- SHAW, P. (1980). *Cave development on a granite inselberg, South Rupununi Savannas, Guyana*, Z. Geomorph. N.F., 24/1 : 68-76.
- SHOPOV, Y. (1990). *Unusual caves In the Garhwal Himalaya*. 4th pseudokarst symposium proceedings, Praha, 1990 : 134-137.
- SIGHA-NKAMDJOU, L., ORANGE, D., SIGHOMNOU D., SEYLER, P., NIA, P. ET NAAH, E. (1998). *Physico-chimie des précipitations en milieu forestier sud-camerounais*. Géosciences au Cameroun, coll. Géocam 1/1998, Presses Univ. de Yaoundé, pp 41-50.
- SILVERMAN, M.P. et EHRLICH, H.L. (1964). *Microbial formation and degradation of minerals*. Adv. Appl. Microbiol. 6 : 153-206, d'après Ehrlich, 1998.
- SILVESTRU, E. (1990). *Propositions pour une classification lithogénétique des formes karstiques et apparentées*. Karstologia, N° 15, 1er sem. : 55-57.
- SINCLAIR, J.L. et GHIORSE, W.C. (1989). *Distribution of Aerobic Bacteria, Protozoa, Algae, and Fungi in Deep Subsurface Sediments*. Geomicrobiol. Journ., 7:15-31.
- SJÖBERG, R. (1969). *A proposal for a classification system for Granitic Caves*. Abh. 5. int. Kongr. Speläol. Stuttgart (München), 2 : 5 2/ 25-28.
- SJÖBERG, R. (1982). *Sveriges längsta ubergsgrottan, Maj. 82. Grottan 17(2)*. : 9.

SJÖBERG, R. (1985). *An inventory of caves In the county of Västernorrland, N. Sweden*. 2. Symposium o Pseudokrasu, Janovicky u Broumova, 1985 : 71-79.

SJOGREN, G. (1965). *Gidea, Oernsköldsvik, Sweden*.

SMITH, A.R. et VENI, G. (1996). *Karst regions of Texas*. Texas Speleological Survey/NSS covention Brackettville, Texas www.utexas.edu/depts/tnhc/.WWW/txkarst.htm.

SMITH, K.G. (1958). *Erosional processes and landforms in Badlands National Monument, South Dakota*. Geol. Soc. Amer. Bull. 69 : 975-1008, d'après White, 1988.

SPEL. EMILIANA (1976). mono. 1, d'après Chabert, 1980.

SPONHOLZ, B. (1987). *Silicate karst landforms of the southern Sahara (north-eastern Niger and southern Libya)*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 85, Juin 1987 : 55-72.

SPONHOLZ, B. (1989). *Karsterscheinungen In Nichtkarbonatischen gesteinen der Östlichen Republik Niger*. Thèse, Wurzburg, 1989, 265 p.

SPONHOLZ, B. (1994 a). *Phénomènes karstiques dans les roches siliceuses au Niger Oriental*. Karstologia N° 23, 1/1994 : 23-32.

SPONHOLZ, B. (1994 b). *Silicate karst associated with lateritic formations (examples from eastern Niger)*. Catena 21 (1994). 269-278.

SROGLIC, J. (1957). *Quelques problèmes fondamentaux du karst*. L'information géographique, XXI, 1-12, d'après Choppy, 1988.

STEVENS, T.O. et McKINLEY, J.P. (1995). *Lithoautotrophic Microbial Ecosystems in Deep Basalt Aquifers*. Science, 270:450-454.

STRIEBEL, Th. (1987). *Die Sandsteinhöhlen im Kartenblatt 1 : 25000 6035 Bayreuth*. Mitteilungsheft der HFGB Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Jg. 10, Nr.1, Juni 1987 : 5-34.

STRIEBEL, Th. (1991). *Granithöhlen am Prinzenfelsen/ Fichtelgebirge*. Mitteilungsheft der HFGB Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Jg. 10, Nr.2, Augustus 1991 : 43-51.

STRIEBEL, Th. (1996a). *Sansteinhöhlen im südöstlichten Heinersreuther Forst und den angrenzenden Waldgebieten*. Mitteilungsheft der HFGB Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Jg. 14, Nr.1, Juni 1996 : 9-24.

STRIEBEL, Th. (1996b). *Zehn Jahre Höhlenkataster Nordostbayern : ein Blick auf die bisherige Entwicklung*. Mitteilungsheft der HFGB Höhlenforschungsgruppe Blaustein, Jg. 14, Nr.1, Juni 1996 : 3-8.

SWEETMAN, T. (1990). *Caving In Zimbabwe*. ICRO News1 nr. 19 : 14 quartzite cave.

SZCZERVAN, E., URBANI, F. (1974). *Carso de Venezuela, Parte 4 : Formas carsicas en areniscas precamblicas del Territoria Federal Amazonas y Estado Bolivar*. Bol. Soc. venez. Espeleol. (Caracas). 5, (1) : 27-54, d'après Ford et Williams, 1989.

SZCZERVAN, E., URBANI, F. et COLVEE, P. (1977). *Cuevas y simas en cuarcitas y metalimolitas del grupo Roraima, Meseta de Guaiquinim, Estado Bolivar*. Bol. Soc. venez. Espeleol. (Caracas). 8, (16) : 127-154.

SZENTES, G. (1989). *Sandsteinhöhlen In Nigeria/Sandstone caves In Nigeria*. Edit. Höhlenforschergruppe Rhein-Main, Frankfurt 1989, Sonderheft N°. 2 : 3-35 Seiten.

TADEUSZ, D.R., SZEKELY, K. et ZAWIDZKI, P. (1976). *A Venezuelai Sarisarinama-Fennsik homokkoaknai*. Karszt és Barlang, 1976. évf. I-II. f.zet, p. 43-46, Budapest.

TCHAMENI, R. (1997). *Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, craton du Congo)*. Thèse, Univ. Orléans, 365 p.,

TCHAMENI, R. et NSIFA, E.N. (1998). *Revue des données géochronologiques sur la partie nord-ouest du craton du Congo (groupe du Ntem), Sud-Cameroun*. Géosciences au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong éd., collect. GEOCAM 1/1998, Press. Univ. Yaoundé : 351-359.

TCHAMENI, R., MEZGER, K., NSIFA, N.E. et POUCKET, A. (2000). *Neoarchean crustal evolution in the Congo craton : evidence from K-rich granitoids of the Ntem Complex, Southern Cameroon*. J. Afr. Earth Sc., 30:133-147.

TELL, L. (1974). *Höhlenphänomene In Granit und anderen kristallinen Urgesteinen*. Abh. 5. Int. Kongr. Speleol., Stuttgart 1969 (München) 2 : 3 p.

TELL, L. (1977). *Cave development In non-calcareous archaean igneous rocks*. Proc. 7th Int. Speleol. Congr. (Sheffield). : 393.

THIRY, M. (1997). *Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry*. Eds. PAQUET et CLAUER, Springer-Verlag, New York-Berlin :191-221.

THIRY, M. (1999). *Diversity of continental silicification features : examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., 27:87-127.

THIRY, M., DELAUNAY, A., DEWOLF, Y., DUPUIS, C., MENILLET, F., PELLERIN, J. et RASPLUS, L. (1983). *Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris*. (7), XXV:31-40.

THIRY, M., BERTRAND AYRAULT M. (1988). *Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le plio-quaternaire et phénomènes connexes*. Bull. d'info. des géol. du bassin de Paris, V. 25, n° 4 :25-40.

THIRY, M., BERTRAND AYRAULT M., GRISONI J.-Cl., MENILLET F. et J.-M. SCHMITT (1988). *Les Grès de Fontainebleau : silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire*. Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, n° 3 : 419-430.

THIRY, M. et MILNES, A.R. (1991). *Pedogenic and groundwater silcretes at stuart creek opal field, South Australia*. Journ. of Sedim. Petrol., Vol. 61, n° 1 : 111-117.

THIRY, M., SCHMITT, J.-M., RAYOT, V. et MILNES, A.R. (1995). *Géochimie des altérations des profils blanchis du régoélite tertiaire de l'intérieur de l'Australie*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 320, série Iia : 279-285.

THOMAS, M.F. (1954). Swallow holes on the millstone grit and Carboniferous limestone of the South Wales Coalfield. *Geogr. J.*, 120 : 466-475 d'après Wray, 1996.

THOMAS, M.F. (1966), *The origin of bornhardts*. *Z. Geomorph. N.F.*- Berlin - Stuttgart, 10/478-480.

THOMAS, M.F. (1994). *Geomorphology in the Tropic*. Wiley ed., 460 p.

THRAILKILL, J., (1976). *Speleothems*. *Devonian Sedimentology*, 20 : 73-86.

TOTEU S.F., VAN SCHMUS W.R., PENAYE J., NYOBE J.B. (1994). *U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon*. *Precambrian Res.*, 67, p.321-347.

TRICART, J. (1972). *The landforms of the Humid Tropics, Forests and Savannas*. Longman, London, 306 p., d'après Wray, 1997.

TRULUCK, T.F. (1992). *Deepest and Longest Caves In Africa and Southern Africa and the Deepest Sandstone Caves in the World*. *Bull. South Africa Spel. Ass.* vol. 32/1991 : 99-101.

TRULUCK, T.F. (1994). *The sandstone shafts of the Chimanimani Mountains*. *Caves et Caving*, 15-18.

TRULUCK, T.F., KOLIASNIKOFF A, HARLEY, D., WARD, D.P. et AUCAMP, J.P. (1994). *The 1993 Chimanimani Expedition. The weathering of Quartzite + The formation of the Frontier Shafts*. *Bull. South Africa Spel. Ass.* vol. 34/1994 : 1-88.

TURCHINOV, I. (1997). *Cave minerals of the Western Ukraine*. *Proceed. of the 12th Inter. Congres. of Speleol.*, Switzerland, Vol. 1, Symp. 7 : Phys. Speleol. : 239-242.

TWIDALE, C.R. (1962). *Steepened margins of inselbergs from north-western Eyre Peninsula, South Australia*. *Z. Geomorph.*, 6 : 51-59.

TWIDALE, C.R. (1984). *So-called pseudokarst in granite*. *Bol. soc. venez. espel.* 21 : 3-12.

TWIDALE, C.R. (1987). *Sinkholes (Dolines) in lateritised sediments, Western Sturt Plateau, Northern Territory, Australia*. *Geomorphology* 1, 1 : 33-52.

TWIDALE, C.R. (1997). *Some recently developed landforms : climatic implications*. *Geomorphology*, 19 : 349-365.

TWIDALE, C.R. et BOURNE, J.A. (1975). *The subsurface initiation of some minor granite landforms*. *Journal of the geological Society of Australia*, Vol. 22, Pt. 4, 477-484, décembre.

TWIDALE, C.R., BOURNE, J.A. et VIDAL, R. (1999). *Bornhardt inselbergs in the Salt River Valley, south of Kellerberrin, Western Australia (with notes on a tessellated pavement In granite and pinnacles In laterite)*. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 82 : 33-49.

UGOLINI, F.C. et SLETTEN, R.S. (1991). *The role of proton donors in pedogenesis as revealed by soil solution studies*. Soil Science, 151, pp. 59-75, d'après Thomas, 1994.

URBANI, F. (1978). *Les karsts gréseux du Venezuela*. Spelunca (Paris). 18, 1) : 25-28.

URBANI, F. (1981). *Karst development In siliceous rocks, Venezuelan Guiana Shield*. Proceed, 8th intern. congress speleol. Bowling Green 1981 : 548.

URBANI, F. (1986). *Cavidades en rocas cuaríferas del grupo Roraima, Venezuela*. Communications 9, congr.intern. espel. Barcelona 1986; vol. 2 : 15-17.

URBANI, F. (1990). *Algunos comentarios sobre terminología karstica aplicada a rocas silíceas*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 24 : 5-6.

URBANI, F. (1993). *Quartzite caves in Venezuela*. Caves et Caving nr. 61 : 32-33.

URBANI, F. (1997). *Venezuelan cave minerals : a short overview*. Proceed. of the 12th Inter. Congress. of Speleol., Switzerland, Vol. 1, Symp. 7 : Phys. Speleol. : 243-246.

URBANI, F. et SZCZERBAN, E. (1975). *Formas pseudocarsicas en granito rapkivi precámbrico, Territorio Federal Amazonas*. Bol. Soc. Venez. espeleol. (Caracas). 6 (12). : 57-70.

URRUTIA, M.M. et BEVERIDGE, T.J. (1994). *Formation of fine-grained metal and silicate precipitates on a bacterial surface (Bacillus subtilis)*. Chemical Geology, 116 : 261-280.

VICAT, J.P., LEGER, J.M., AHMED, Y. et WILLEMS, L. (1994). *Les indices de déformation plio-quadernaire de la bordure occidentale du bassin des Iullemenden dans la région de Niamey (Niger)*. Rev. de Géogr Alpine (Grenoble), Au contact Sahara-Sahel, Milieux et Sociétés du Niger, V. 1 : 15-24.

VICAT, J.P., LEGER, J.M., LIPS, B., LIPS, J. et PIGUET, P. (1995). *La grotte de Mbilibekon. Un pseudokarst dans la couverture latéritique du craton du Congo (Ebolowa, Cameroun)*. Karstologia, 26 : 51-54.

VICAT, J.P., LIPS, B., POUCKET, A., LEGER, J.M. et WILLEMS, L. (1996). *Phénomènes pseudo-karstiques dans les roches plutoniques et métamorphiques du Sud du Cameroun*. Karstologia, N°29, 1/97 : 17-22.

VICAT J.P., WILLEMS, L et POUCKET, A (1998). *Phénomènes pseudo-karstiques et karstiques dans la couverture latéritique et le substratum plutono-métamorphique du Sud du Cameroun*. Géoscience au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong P. éd., collect. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I : 107-128.

VICAT, J.P. et WILLEMS, L. (1998). *Les karsts siliceux d'Afrique*. Géosciences au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong éd., collect. GEOCAM 1/1998, Press. Univ. Yaoundé : 139-145.

VITEK, J. (1978). *Types of pseudokarst caves In Bohemia*. Ceskoslovensky Kras 30 : 17-28.

VITEK, J. (1979). *Pseudokarst phenomena In the Prachovske skaly (Rocks)*. Ceskoslovensky Kras 31 : 45-56.

VITEK, J. (1982). *Types of lapies In sandstones of the Bohemian Cretaceous Basin*. Ceskolov. Kras 32 : 41-50.

VITEK, J. (1983). *Classification of pseudokarst forms In Czechoslovakia*. Int. J. Speleol. 13 : 1-18 : (1985).

VITEK, J. (1987). *Pseudokarst forms in Carboniferous sediments northwest from Plzen*. Ceskoslov. Kras 38 : 125-127 (Czech.).

VITEK, J. (1987). *Pseudokrasové tvary v pískovcích kлокocských skal*. Kras 1987, n° 38, 71-85.

VITEK, J. (1989). *General short review of problems connected with the study of pseudokarst features in Czechoslovakia since the last symposium in 1982*. 2nd Symposium on pseudokarst. Proceedings of the symposium in Janovický near Broumov 1985. in Knih. Ces. speleol. spol., vol. 10 : 9-11.

VÖLKEL, J. (1989). *Geomorphologische und pedologische Untersuchungen zum jungquartären Klimawandel in den Dünengebieten Ost-Nigers (Südsahara und Sahel)*. Bonner Geogr. Abh., 79 : 258 S.

VON KNEBEL, W. (1906). *Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene*. Branschweig, Fried. Vieweg u. Sohn, 222 p.

WATSON, A., et PYE, K. (1985). *Pseudokarstic micro-relief and other weathering features on the Mswati Granite (Swaziland)*. Z. Geomorph. N.F., 29/3, september 1985 : 285-300.

WALL, J.R.D. et WILFORD, G.E. (1966). *A comparison of small-scale solution features on micro-granidiorite and limestone in West Sarawak, Malaysia*. Z. Geomorph. N.F., 1966/10 : 462-468.

WALEFFE, A. (1966). *Phénomènes karstiques dans les quartzites du Mont Nkoma (Burundi)*. De Africa Tervuren XII, 2 :44-47.

WALTER, M.R. (1976). *Stromatolites*. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, 790 pp.

WATSON, A. et PYE, K. (1985). *Pseudokarstic micro-relief and other weathering features on the Mswati Granite (Swaziland)*. Z. Geomorph. N.F., 29/3, september 1985 : 285-300.

WEBB, J.A. et FINLAYSON, B.L. (1984). *Allophane and opal speleothems from granite caves in south-east Queensland*. Aust. J. Earth Sci., 31 : 341-349 .

WEBER, D. (1987). *Der Studerbildschacht - ein Beispiel einer engen Klufthöhle im Buntsandstein*. Karst u. Höhle : 1986/87 : 117-119, 1 Taf.

WEIRICH, G. et SCHWEISFURTH, R (1985). *Extraction and culture of microorganismes from rock*. Geomicrobiol. J., 4 :1-20, d'après Sinclair et Giorse, 1989.

WEY, R. (1962), d'après Millot, 1964.

WEY, R. et SIFFERT, B. (1961). *Réaction de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+}* . Genèse et synthèse des argiles. Coll. Inter. C.N.R.S., 105, pp. 11-23, in Millot, 1964.

WHITE, D.C., FREDERICKSON, H.F., GEHRON, M.H., SMITH, G.A. et MARTZ, R.F. (1983). *The groundwater aquifer microbiota : Biomass, community structure and nutritional status*. Dev. Ind. Microbiol., 24 :189-199, d'après Sinclair et Ghiorse, 1989.

WHITE, D.C. et RINGELBERG, D.B. (1997). *Utility of signature lipid biomarker analysis in determining in situ viable biomass, community structure, and nutritional/physiological status of deep subsurface microbiota*. In : Amy, P.S., Haldeman, D.L. (Eds). *The Microbiology of the Terrestrial Deep Subsurface*. CRC Press, Boca Raton, FL : 119-136, d'après Ehrlich, 1998.

WHITE, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, p.98.

WHITE, W.B., JEFFERSON, G.L. et HAMAN, J.F. (1966). *Quartzite karst In Southeastern Venezuela*. Int. Jour. Speleol., 2 : 309-314.

WILFORD, G.E. et WALL, J.R.D., 1965. *Karst topography in Sarawak*. J. Trop. Geogr., 21, 44-70, d'après Jennings, 1987.

WILLEMS, L. (1997), *Karsts siliceux au Niger occidental*. Proceedings of The 12th International Cong. of Speleo, Vol. I, Symp. 8 : Karst Geomorphology : 477-480.

WILLEMS, L., LENOIR, F., LEVECQ, J.M. et VICAT, J.P. (1993). *Evolution du relief au Niger occidental : rôle de la fracturation du socle précambrien et de la formation de pseudo-karsts au sein de la lithomarge et de la couverture sédimentaire*. C.R. Acad. Sc. de Paris, t. 317, Série II, p. 97-102.

WILLEMS, L. et BERGOEING, J.P. (1994), *Observations de coupes dans la terrasse T3 dans la vallée du Niger en aval de Niamey*. Rev. de Géographie Alpine (Grenoble), Au contact Sahara-Sahel, Milieux et Sociétés du Niger, Vol. 1 : 47-64.

WILLEMS, L., POUCKET, A., LENOIR, F. et VICAT, J.P. (1996), *Phénomènes karstiques en milieux non-carbonatés. Etudes de cavités et problématique de leur développement au Niger Occidental*. Z. Geomorph. N.F. - Berlin - Stuttgart, Suppl.-Bd 103 : 193-214.

WILLEMS, L., POUCKET, A. et VICAT, J.P. (1997), *Karst non carbonaté au Cameroun méridional. L'exemple des grottes de Mfoula*, Würzburger Geograph. Arb., 89, Würzburg, 14 p.

WILLEMS, L., COMPERE, Ph. et SPONHOLZ, B. (1998a), *Study of siliceous karst genesis in Eastern Niger. Microscopy and analysis of speleothems*. Z. Geomorph. N.F.- Berlin - Stuttgart, 42/2 : 129-142.

WILLEMS, L., COMPERE, Ph., SPONHOLZ, B. et VICAT, J.P (1998b). *Spéléothèmes des karsts siliceux du Niger et du Cameroun*. Géosciences au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong éd., collect. GEOCAM 1/1998, Press. Univ. Yaoundé : 128-138.

WILLEMS, L., POUCKET, A., VICAT, J.P. et COMPERE, Ph. (1999a), *Phénomènes karstiques en roches non carbonatées au Cameroun méridional*. Poster présenté dans le cadre du Deuxième Congrès européen de Spéléologie, Lisbonne, Octobre 1999.

WILLEMS, L., COMPERE, Ph., HATTERT, F., BOULVAIN, F., VICAT, J.P. et POUCKET, A. (1999b). *Karst granitique au Sud Cameroun. Analyses de concrétions siliceuses coralloïdes et genèse d'une grotte*. Poster présenté dans le cadre du Deuxième Congrès européen de Spéléologie, Lisbonne, Octobre 1999.

WILLEMS, L., VICAT, J.P. et POUCKET, A. (2000), *Karst dans les micaschistes d'Akok Bekoé - Sud Cameroun*", Bull. Soc. Géogr. de Liège, sous-presse.

WIRTHMANN, A. (1966). *Die Reliefentwicklung von Neukaledonien*. Tagungsber. u. Wissenschaftl. Abhandl. des Dr. Geographen-Tages Boschum 1965, Wiesbaden : 323-325 d'après Busche et Erbe, 1987.

WIRTHMANN, A. (1970). *Zur Geomorphologie der Peridotite auf Neukaledonien*. Festschrift H. Wilhelmi, Tübinger Geograph. Studien 34:191-202 d'après Busche et Erbe, 1987.

WOJCIK, Z. (1961). *Caves in granite in the Tatra Mountains*. Actes 3, Congr. Intern. Spéol. (Salzburg), 43-44.

WOOLFOLK, C.A. et WHITELEY, H.R. (1962). *Reduction of inorganic compounds with molecular hydrogen by Micrococcus lactylyticus ; I. Stoichiometry with compounds of arsenic, selenium, tellurium, transition and other elements*. J. Bacteriol., 84 : 647-658, d'après Ehrlich, 1998.

WRAY, R.A.L. (1997). *A global review of solutional weathering forms on quartz sandstones*. Earth-Sc. Rev. 42, 137-160.

WYART, J. (1995). Encyclop. Universalis, corpus 21, pp. 6-12.

WYATT, A. (1986). *Challinor's dictionary of Geology*. 6ème éd, Univ. of Wales Press, p. 174.

YOUNG, R. (1986). *Tower karst in sandstone : Bungle Bungle massif, northwestern Australia*. Z. Geomorph. N.F. 30(2) : 189-202.

YOUNG, R. (1988). *Quartz etching and sandstone karst : Examples from the East Kimberleys, Northwestern Australia*. Z. Geomorph. N.F. 32(4) : 409-423.

ZAWIDZKI, P., URBANI, F., EGM, UCV et KOISAR, B. (1976). *Preliminary notes on the geology of the Sarisarinama plateau, Venezuela, and the origin of its caves*. Bol. Soc. Venezolana Espel. 7(13). : 29-37.

ZIERENBERG, R.A. et SCHIFFMAN, P. (1990). *Microbial control of silver mineralization at a sea-floor hydrothermal site on the northern Gorda Ridge*. Nature, 348, 155-157.

ZILIO, C. et KARMANN, I. (1975). *Caverna em mica-xisto*. Espeleo, TE MM17, n°11, p 34.

Annexe I - Analyses des eaux au Cameroun

Matériels d'analyse

Le matériel d'analyse utilisé dans l'étude des eaux au Cameroun provient de la firme HACH Europe S.A. et comprenait :

- une valise DRELL 2000,
- un spectrophotomètre à lecture directe,
- un titrateur digital et ses réactifs
- un pHmètre digital,
- un turbidimètre,
- une sonde pour la mesure du sodium,
- un conductimètre

DR/2000 Spectrophotometer Model 45250

Optical System

Monochromator: Littrow prism, aspheric optics

Lamp: Gas-filled tungsten

Detector: Silicon photodiode, UV enhanced

Wavelength: Range, 400–900 nm; Accuracy, ± 2 nm;
Resolution, ± 1 nm

Bandwidth: at 600 nm, 12 ± 2 nm

Stray light: <1.00% at 400 nm

Photometric performance: Linearity, $\pm 0.002A$
(0–1A 500 nm, constant-on mode); Reproducibility,
 $\pm 0.005A$ (0–1A, constant-on mode)

Physical Specifications

Dimensions: 22 × 24 × 11 cm (8.75 × 9.5 ×
4.375")

Weight: 2 kg (4.4 lb)

Power requirements: Selectable 110/220V, 50/60Hz,
6-battery "D" cell pack or optional rechargeable
battery

External outputs: RS-232 serial, (printer optional)
0–1V analog.

Principales méthodes d'analyse des eaux utilisées dans ce travail (d'après le livre de la firme HACH « Water Analysis Handbook », 2^{ème} édition, 1992, 831 p.)

ACIDITY

For water, wastewater and seawater

Titration Method

Introduction

Acidity, a quantitative expression of water's capacity to neutralize a strong base to a designated pH, indicates how corrosive water is. Acidity is caused by weak organic acids, such as acetic and tannic acids, and strong mineral acids including sulfuric and hydrochloric acids. The most common source of acidity in unpolluted water is carbon dioxide in the form of carbonic acid.

Acidity is classified by the pH value of a titration end point. Acidity caused by mineral acids exhibits a pH below 4.5. Salts of certain metals, particularly those with trivalent iron and aluminum, may hydrolyze in water and also contribute to acidity.

Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater (future reference: *Standard Methods*) recommends titration with sodium hydroxide to an end point pH of 3.7 to determine mineral acidity. Titrate to pH 8.3 to determine total acidity.

Acidity commonly is determined using methyl orange as a color indicator of the pH end point. Because methyl orange undergoes a color change from red to orange at a pH of 3.7, the results of the titration are termed methyl orange acidity. Each procedure for acidity use bromphenol blue indicator instead of methyl orange because the methyl orange color change is difficult to detect. The bromphenol blue indicator gives a sharp end point change from yellow to blue-violet.

Total acidity includes acidity caused by mineral acids, weak organic acids and carbon dioxide (in the form of carbonic acid). Acidity determined by titrating to a phenolphthalein end point pH of 8.3 corresponds to the neutralization of carbonic acid to bicarbonate. Because carbon dioxide is the major cause of acidity in natural waters, in most cases the phenolphthalein acidity is equal to the total acidity. Acidity tests can be performed using a pH meter to detect the end points. However, methyl orange acidity and phenolphthalein acidity are the terms used to describe the results. Results of the acidity tests are reported as mg CaCO₃/L.

Chemical Reactions

Methyl Orange Acidity

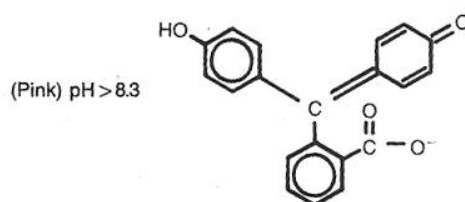
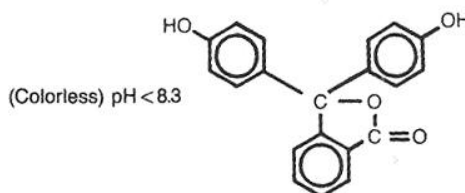


Phenolphthalein Acidity



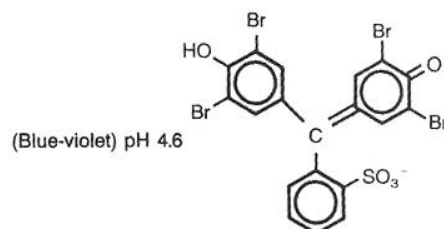
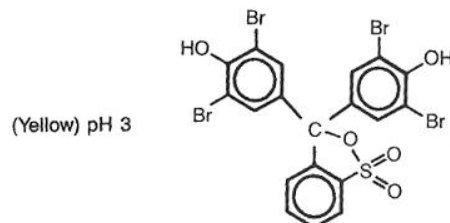
Reactions of Indicators

Phenolphthalein



Bromphenol Blue

3',3'',5',5''-Tetrabromophenolsulfonephthalein



ALKALINITY

For water, wastewater and seawater

Titration Method

Introduction

Alkalinity is a measure of the capacity of water to neutralize acids. Alkalinity of water is due primarily to the presence of bicarbonate, carbonate and hydroxide ions. Salts of weak acids, such as borates, silicates and phosphates, also may contribute. Salts of certain organic acids may contribute to alkalinity in polluted or anaerobic water; but their contribution usually is negligible. Bicarbonate is the major form of alkalinity. Carbonates and hydroxide may be significant when algal activity is high and in certain industrial water and wastewater, such as boiler water.

Alkalinity is significant in the treatment processes for potable water and wastewater. The alkalinity acts as a pH buffer in coagulation and lime-soda softening of water. In wastewater treatment, alkalinity is an important parameter in determining the amenability of wastes to the treatment process and control of processes such as anaerobic digestion where bicarbonate alkalinity, total alkalinity and any fraction contributed by volatile acid salts become considerations.

Alkalinity is expressed as phenolphthalein alkalinity or total alkalinity. Both types can be determined by titration with a standard sulfuric acid solution to an end point pH, evidenced by the color change of a standard indicator solution. The pH also can be determined with a pH meter.

Phenolphthalein alkalinity is determined by titration to a pH of 8.3 (the phenolphthalein end point) and registers the total hydroxide and one half the carbonate present. Total alkalinity is determined by titration to a pH of 5.1, 4.8, 4.5 or 3.7, depending on the amount of carbon dioxide present. The total alkalinity includes all carbonate bicarbonate and hydroxide alkalinity.

The following end points are recommended for determining total alkalinity in water samples of various compositions and alkalinity concentrations:

Sample Trait	End Point
Alkalinity approximately 30 mg/L	pH 5.1
Alkalinity approximately 150 mg/L	pH 4.8
Alkalinity approximately 500 mg/L	pH 4.5
Silicates or phosphates known present or suspected	pH 4.5
Industrial waste or complex system	pH 3.7

Chemical Reactions

Sulfuric acid (hydrochloric acid also may be used) reacts with the three forms of alkalinity converting them to water or carbonic acid. If hydroxide is present it reacts to form water:



This conversion usually is complete at a pH of about 10. Phenolphthalein alkalinity is determined by titration to an end point pH of 8.3, which corresponds to the conversion of carbonate to bicarbonate.

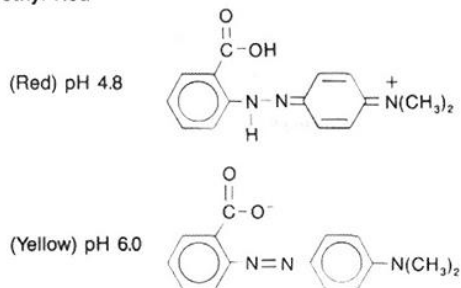


If hydroxide is present, titration to pH 8.3 will indicate the alkalinity due to all of the hydroxide plus one-half of the carbonate. Continued titration to pH 4.5 completes the conversion of carbonate plus any bicarbonate present to carbonic acid. This value is termed total alkalinity.

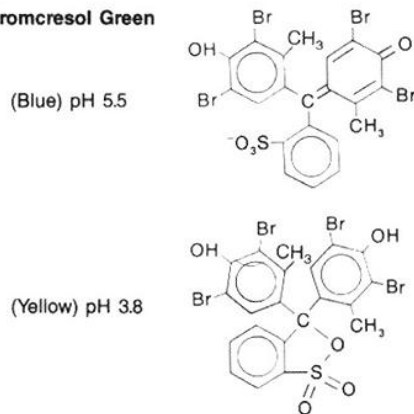


The color indicator traditionally used is methyl orange, hence total alkalinity sometimes is referred to as methyl orange alkalinity. Each procedure uses either bromphenol blue (see the acidity section) or a mixed indicator solution, bromocresol green-methyl red, for a more distinct end point color change. The mixed indicator goes through a series of color change from blue to pink in the pH region of interest.

Methyl Red



Bromocresol Green



Aluminon Method

Introduction

Aluminum, the earth's most abundant metal, is present in natural waters from contact with rocks, soil and clay. Alum coagulation in water clarification systems also may contribute to the aluminum content of treated water although only 20 to 50 µg/l. of aluminum remain in the finished product from a well-controlled operation.

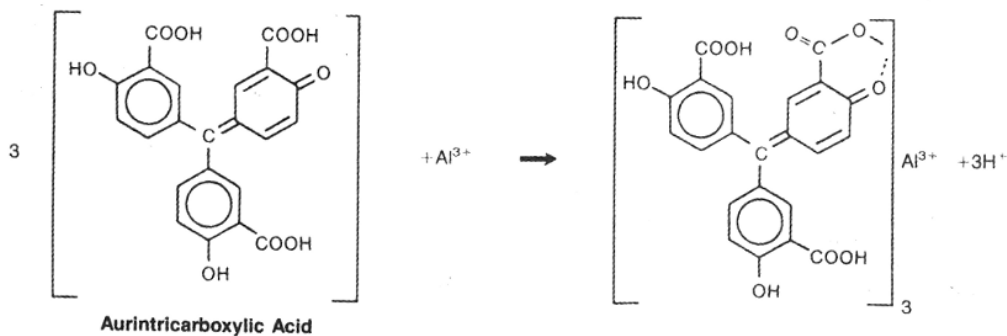
The Aluminon Method is one of the oldest and most thoroughly documented methods available for determining aluminum in water. The AluVer 3 Aluminum Reagent, packaged in powder pillow form, has exceptional stability.

Chemical Reactions

AluVer 3 is an aluminon reagent in combination with a pH buffer. AluVer 3 reacts with aluminum present in a sample to form a reddish-colored solution in direct proportion to the aluminum concentration.

Reaction of AluVer 3 with Aluminum Ions

Ascorbic acid is added prior to addition of AluVer 3 to eliminate interference due to iron. To establish a reagent blank, the sample is split after the addition of the AluVer 3 and Bleaching 3 Reagent is added to one-half of the split sample to bleach out the color of the aluminum aluminon.



EDTA Titration and Calmagite Colorimetric Methods

Introduction

Hardness in water is caused by dissolved minerals, primarily divalent cations including calcium (Ca^{2+}), iron (Fe^{2+}), strontium (Sr^{2+}), zinc (Zn^{2+}) and manganese (Mn^{2+}). Calcium and magnesium ions usually are the only ions present in significant concentrations; therefore, hardness generally is considered to be a measure of the calcium and magnesium content of water. It should be understood that when other cations contributing to hardness are present in significant amounts they should be accounted for.

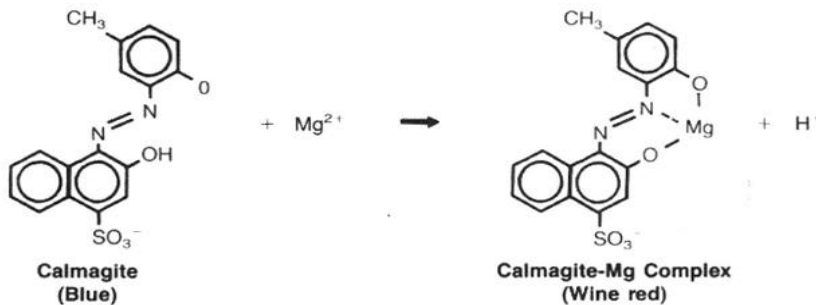
Titration Methods

Hardness in water can be determined quickly by titration and the use of color indicators. By proper choice of pH, total hardness (Ca^{2+} and Mg^{2+}) or the portion contributed by calcium and magnesium individually can be measured. The traditional test for hardness involves pH adjustment to 10.1 with an ammonium buffer, addition of Eriochrome Black T indicator [1-(1-hydroxy-2-naphthylazo)-6-nitro-2-naphthol-4-sulfonic acid] and then titration with Na_2EDTA (ethylenediaminetetraacetic acid, disodium salt) solution.

EDTA-Ethylenediaminetetraacetic Acid



Some other indicators are more stable and give a faster reaction and more distinct end point than Eriochrome Black T. One of the best is calmagite, 1-(1-hydroxyl-4-methyl-2-phenylazo)-2-naphthol-4 sulfonic acid which is used in Hach total hardness tests.



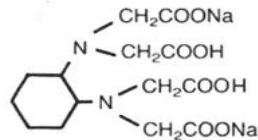
Colorimetric Method

The Colorimetric Method is for low level measurement of hardness. One benefit is that the interference of some metals with the Titration Methods will be rendered inconsequential when diluting the sample to bring it into the range of this test. Calmagite indicator and two chelating agents, EGTA and EDTA, are used in the test.

Chemical Reactions: Total Hardness

Several solutions including digital titrator cartridges are described in the following section for titrating prepared water samples containing calmagite indicator. TitraVer[®] Hardness Titrant, 0.020 N EDTA, is the most widely used. Other strengths of TitraVer Hardness Titrant are available for titrating high hardness samples. HexaVer[™] Hardness Titrant also is available. HexaVer is CDTA (cyclohexanediaminetetraacetic acid, disodium salt). It gives slightly sharper end points and can tolerate higher levels of iron interference than TitraVer.

CDTA, disodium salt



Calmagite indicator is available in special formulations as ManVer[®] and UniVer[®]. The ManVer formulations of calmagite have been specially prepared to enhance stability and they are free from most interferences. Interferences caused by metal ions such as copper or iron can be removed or masked by the use of magnesium salt of CDTA. It is effective yet

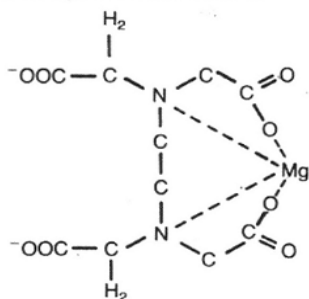
HARDNESS, continued

safe to use. Cyanide compounds also may be used to overcome interferences. Their use is avoided where possible because of the hazards.

The reaction of calmagite is pH-dependent; it has been determined that a pH of 10.1 is ideal. Ammonia buffers have been used traditionally; however, they have a strong odor. Hach methods use Hardness 1 Buffer (2-amino-2-methyl-1-propanol) which is stable, safe to use and has a less objectionable odor.

The sequence of analysis in the hardness tests is: pH adjustment and addition of inhibitors followed by formation of the Mg^{2+} and Ca^{2+} complexes with calmagite. The calcium forms a weak complex with calmagite at this pH. The solution is titrated with TitraVer (EDTA) or HexaVer (CDTA). The titrant first complexes any calcium, then magnesium. Color change from wine red to blue is an indication that all calcium and magnesium have been removed from the calmagite and complexed with the titrant.

Magnesium Complexed with TitraVer



Expression of results of the hardness titration is mg/L as $CaCO_3$. The reaction of TitraVer with Ca^{2+} and Mg^{2+} is a 1:1 ratio.

Chemical Reactions:

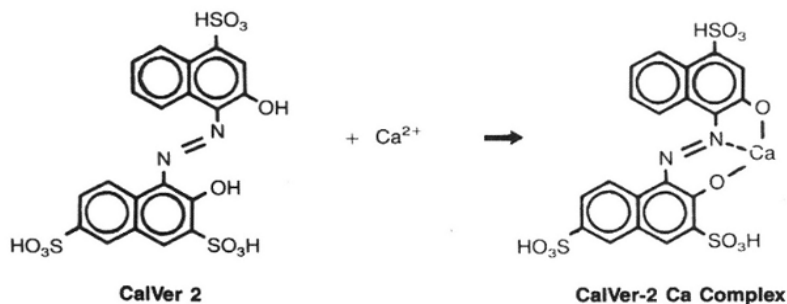
Calcium Hardness

The test for calcium hardness is very similar to the total hardness test. Traditionally it has used murexide indicator (ammonium purpurate) or Eriochrome Blue-Black R indicator followed by titration with EDTA. CalVer[®] 2 Calcium Indicator has been developed by Hach to replace these indicators. CalVer 2, hydroxy naphthol blue, is more sensitive and has a sharper end point color change.

CalVer 2 Calcium Indicator forms a red-violet complex with calcium and changes to pure blue when TitraVer removes calcium from the complex. The pH is elevated to at least 13 to precipitate magnesium. A few drops of Magnesium Standard Solution may be added to the reaction to sharpen the end point color change. This may seem inconsistent because magnesium is caused to precipitate by the elevated pH. The added magnesium is chelated preferentially by the dye. However, the quantity of chelated magnesium is very small; thus any error caused by addition of magnesium is negligible.

pH adjustment is accomplished by addition of potassium hydroxide prior to addition of CalVer 2. Potassium cyanide also may be added to complex interfering metals prior to addition of CalVer2.

Calcium hardness and total hardness may be determined sequentially using the same sample. After the calcium hardness is determined the sample pH can be adjusted downward, using sulfuric acid. Then Hardness Buffer 1 and ManVer 2 are added and titration with TitraVer is resumed. This procedure can not be used if potassium cyanide has been used in determining calcium hardness! The addition of sulfuric acid would then cause deadly hydrogen cyanide gas to evolve.



HARDNESS, continued

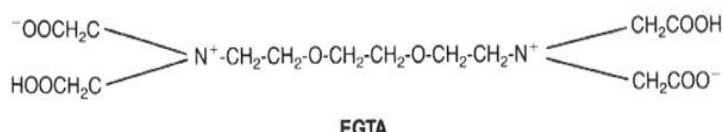
Chemical Reactions: Colorimetric Method

Calmagite, contained in Calcium and Magnesium Indicator Solution, is added to a sample and the pH is elevated to about 12.5—using a buffer. Adding calmagite prior to pH adjustment prevents the calcium and magnesium precipitation that ordinarily would occur at this elevated pH. The sample is then split into three equal portions.

EDTA is added to the first portion to sequester calcium and magnesium, thus breaking the Ca- and Mg-calmagite complexes. This solution is used as a zero reference blank to standardize the spectrophotometer.

EGTA, ethyleneglycol-bis (2-aminoethylether)-N,N,N',N'-tetraacetic acid, is added to the second sample portion. EGTA selectively chelates calcium under conditions of the test. Thus, only absorbance due to the Mg-calmagite complex remains to be measured. The result is expressed as mg/L Mg as CaCO₃. After measurement, the spectrophotometer is adjusted to read "zero" on this portion.

Absorbance of the third sample portion (containing no chelant) is measured to determine mg/L Ca as CaCO₃. Absorbance due to magnesium in the sample was compensated for by adjusting the spectrophotometer to a reading of zero after measurement of the second sample portion.



IRON

For water and seawater

1,10-Phenanthroline, FerroZine, TPTZ and Titration Methods

Introduction

Natural waters contain variable but minor amounts of iron despite its universal distribution and abundance. Iron in ground waters normally is present in the ferrous (Fe²⁺) or soluble state, which oxidizes easily to ferric (Fe³⁺) iron on exposure to air. Iron can enter a water system by leaching natural deposits and from iron-bearing industrial waters, effluents from pickling operations or acidic mine drainage.

Iron in domestic water supply systems stains laundry and porcelain, causing more of a nuisance than a potential health hazard. Taste thresholds of iron in water, 0.1 mg/L Fe²⁺ and 0.2 mg/L Fe³⁺, result in a bitter or astringent taste. Water used in industrial processes usually must contain less than 0.2 mg/L of total iron.

Three methods of colorimetric iron analysis are used in Hach procedures. The 1,10-Phenanthroline Method is the best-known test for iron. The Fe²⁺ procedure uses Ferrous Iron Reagent Powder containing 1,10-Phenanthroline as an indicator. Total iron measurement uses FerroVer[®] Iron Reagent, 1,10-Phenanthroline combined with a reducing agent, to convert all but very resistant forms of iron present in the sample to Fe²⁺.

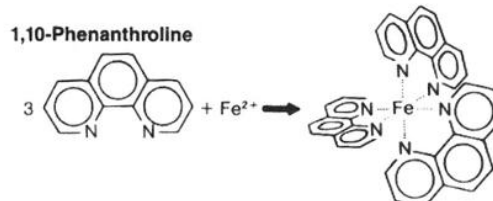
The FerroZine[®] Method for total iron is more than twice as sensitive as the 1,10-Phenanthroline Method. Researchers at Hach have patented a process to manufacture high purity FerroZine in economical quantities. FerroZine Iron Reagent, ideal for iron measurement, is highly specific for iron, forms an intensely colored complex with iron and performs in a pH range from 3 to 7.5. The FerroZine Method requires boiling to dissolve rust.

The TPTZ Method for total iron has advantages of simplicity, sensitivity and freedom from common interferences. Iron in the sample, including precipitated or suspended iron such as rust, is converted to Fe²⁺ by a reducing agent. A highly colored Fe²⁺-TPTZ complex is formed.

Hach Methods also include a high-range titration procedure utilizing sulfosalicylic acid as an indicator and EDTA as the titrant.

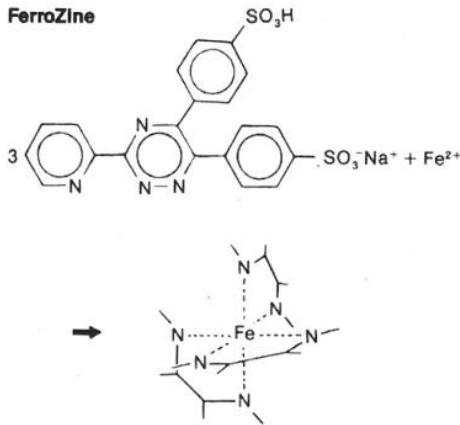
Chemical Reaction: 1,10-Phenanthroline Method

1,10-Phenanthroline, contained in Ferrous Iron Reagent Powder, reacts with Fe²⁺ to form a characteristic orange-colored complex. The intensity of color development is directly proportional to the amount of Fe²⁺ in the sample. Total iron also can be determined by use of FerroVer Iron Reagent. (When Environmental Protection Agency reporting is necessary, digestion of the sample also is required.)

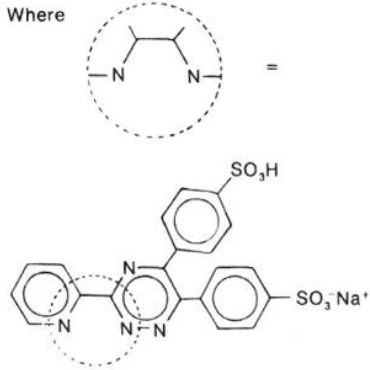


Chemical Reaction: FerroZine Method

Very low concentrations of iron can be determined using an ultrasensitive iron indicator, FerroZine Iron Reagent, 3-(2-pyridyl)-5, 6-bis(4-phenylsulfonic acid)-1,2,4-triazine, monosodium salt. FerroZine Iron Reagent also can be used to analyze samples containing magnetite (black iron oxide) or ferrites. The test is performed by adding a solution of FerroZine Iron Reagent to the water sample; the sample is buffered to a pH of 3.5 and a purple-colored complex directly proportional to the iron concentration is formed, resulting in an accurate analysis. A reducing agent is included to convert any Fe³⁺ to Fe²⁺ which forms the complex.



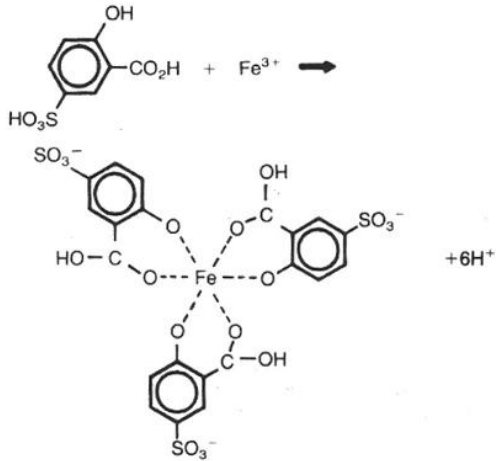
Where



Chemical Reaction: Titration Method

The Titration Method is intended for high iron concentrations such as oil-field water determinations. In this method the iron present in the sample is oxidized to Fe³⁺ by an oxidizing agent. The Fe³⁺ is then detected with sulfosalicylic acid, which forms a wine red complex with Fe³⁺. The solution is titrated with Titraver (EDTA) to a colorless to yellow end point. A buffer is added to stabilize the Fe³⁺.

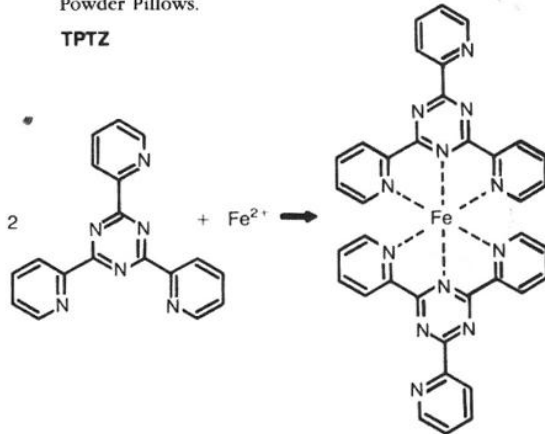
Sulfosalicylic Acid



Chemical Reaction: TPTZ Method

TPTZ, 2,4,6-tripyridyl-s-triazine, reacts with Fe²⁺ to form a deep blue-purple color. Reducing agents are added to convert iron in the sample to the Fe²⁺ form. TPTZ, reducing agents and pH buffers are combined in a single reagent, TPTZ Iron Reagent Powder Pillows.

TPTZ



SPADNS and Ion-Specific Electrode Methods

Introduction

Fluoride occurs naturally in some ground waters, and a 1-mg/L level normally is maintained in public drinking water supplies for the prevention of dental caries. Excessive amounts of fluoride cause mottling, an objectionable discoloration of tooth enamel. For this reason a permissible level in drinking water has been established by the USEPA in accordance with the Safe Drinking Water Act.

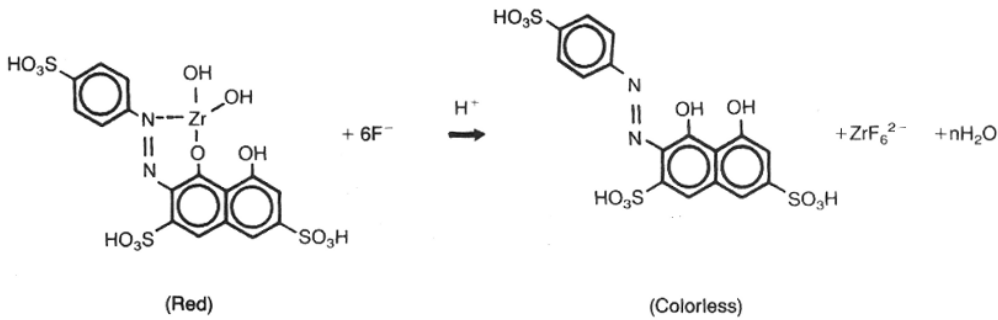
Chemical Reaction: SPADNS Method

The fluoride analysis involves the reaction of fluoride with a dark red, zirconium-dye complex. Fluoride combines with part of the zirconium to form a colorless zirconium-fluoride complex with the net effect of bleaching the color. Measurement of the decrease in color intensity provides an accurate determination of the fluoride concentration. The SPADNS Method is the preferable colorimetric method due to its rapid reaction with fluoride and the stability of the SPADNS reagent.

Method of Analysis:

Ion-Selective Electrode Method

The Ion-Selective Electrode Method requires a Hach One ISE Meter and an electrode system consisting of a silver/silver chloride reference electrode and a standard fluoride ion-selective electrode. Fluoride measurement is accomplished when a voltage potential is established across the lanthanum fluoride crystal on the end of the electrode in direct proportion to the fluoride concentration of the sample. The meter is calibrated with fluoride standards bracketing the expected range. The concentration may be read directly from the meter. A total ionic strength adjustment buffer (TISAB) is used to eliminate interferences in the test, adjust the pH to an optimum value and introduce sufficient sodium chloride to mask variations in ionic strength. TISAB reagent uses sodium 1,2-cyclohexanediaminetetraacetic acid (CDTA) for chelation of interfering metals such as Al^{3+} and Fe^{3+} , as well as other complexing and buffering agents.



Cadmium Reduction Method

Introduction

Nitrate represents the most completely oxidized state of nitrogen commonly found in water. Nitrate-forming bacteria convert nitrites into nitrates under aerobic conditions and lightning converts large amounts of atmospheric nitrogen (N₂) directly to nitrates. Many granular commercial fertilizers contain nitrogen in the form of nitrates.

High levels of nitrate in water may indicate biological wastes in the final stages of stabilization or run-off from heavily fertilized fields. Nitrate-rich effluents discharged into receiving waters can degrade water quality by encouraging excessive growth of algae. Drinking waters containing excessive amounts of nitrates can cause infant methemoglobinemia (blue babies). For this reason, a maximum concentration level in drinking water has been established by the USEPA in accordance with the Safe Drinking Water Act.

The method of analysis used in the high range test is a modification of the Cadmium Reduction Method using gentisic acid in place of 1-naphthylamine. All the necessary reagents have been combined into a single stable powder called NitraVer® 5 Nitrate Reagent.

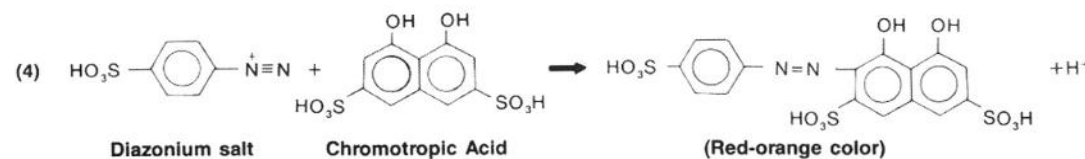
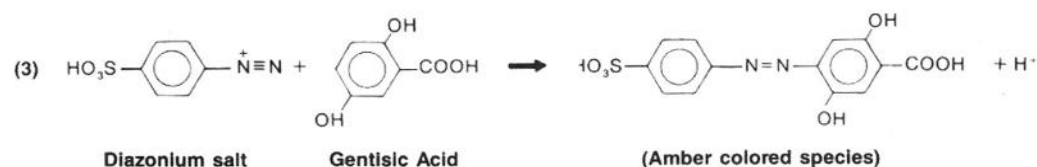
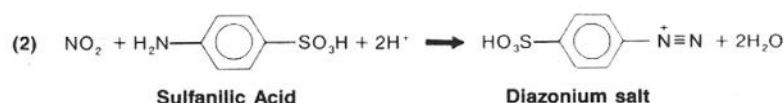
The low range nitrate test also is a modification of the Cadmium Reduction Method using a very sensitive chromotropic acid indicator. Both methods register nitrates and nitrite nitrogen.

Chemical Reactions: High Range

In the high range test, cadmium metal is used to reduce nitrates (NO₃⁻) to nitrites (NO₂⁻) (reaction 1). Next, the nitrite ions react in an acidic medium with sulfanilic acid to form an intermediate diazonium salt (reaction 2) which, when coupled with gentisic acid (reaction 3), forms an amber-colored compound. Color intensity of the compound is in direct proportion to the nitrate concentration of the water sample.

Chemical Reactions: Low Range

In the low range nitrate test, cadmium metal is used to reduce the nitrates to nitrites. The cadmium is provided in NitraVer 6 Reagent Powder Pillows. Nitrite ions react with sulfanilic acid to produce an intermediate diazonium salt, as in the high range test. The diazonium salt then forms a red-orange colored complex with chromotropic acid in direct proportion to nitrate concentration in the sample (reaction 4). In the low range test the sulfanilic acid and chromotropic acid are contained in NitraVer® 3 Reagent Powder Pillows.



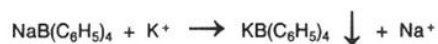
Tetraphenylborate Method**Introduction**

Potassium, one of the most abundant elements, is found in many minerals. Soils contain approximately one to four percent potassium. Concentration of potassium in most drinking water is usually less than 20 mg/L; occasionally brines may contain more than 100 mg/L. The greatest areas of interest in measurement of potassium levels probably are medicine and agriculture, due to the importance of potassium as a mineral for plants and animals. Potassium salts, particularly potash, are common in fertilizers.

The Tetraphenylborate Method for determination of potassium in water is accurate, rapid and inexpensive. In the reaction, a precipitate is formed and the resulting increase in turbidity is measured. All necessary reagents are packaged in three powder pillows to provide reagent stability, convenience and accuracy.

Chemical Reactions

Potassium combines with sodium tetraphenylborate to form potassium tetraphenylborate, a white precipitate. The precipitate remains in suspension in samples with low concentrations of potassium, thus causing an increase in turbidity.



The sodium tetraphenylborate is contained in Potassium 3 Reagent Powder Pillows. Ammonium salts, magnesium and calcium interfere with the precipitation. Potassium 1 Reagent Powder Pillows and Potassium 2 Reagent Powder Pillows prevent these interferences.

PHOSPHORUS

For water, wastewater and seawater

Amino Acid, Ascorbic Acid and Molybdovanadate Methods

Introduction

Phosphorus occurs in natural water and wastewaters almost solely as phosphate. Phosphates may enter water from agricultural run-off and biological and industrial wastes. They may be added to water in municipal and industrial water treatment processes to control corrosion. A certain amount of phosphate is essential for most plants and animals, but too much phosphate in water can contribute to eutrophication, especially when large amounts of nitrogen also are present.

Phosphorus generally can be classified as orthophosphate, condensed phosphate or organically bound phosphate. Condensed phosphates are formed by dehydrating the orthophosphate radical; they include metaphosphate, pyrophosphate and polyphosphate. The only form of phosphate determined directly is orthophosphate; other forms require pretreatment for conversion to orthophosphate for analysis. When no pretreatment is used, phosphate analyses determine "reactive" phosphorus. Reactive phosphorus essentially is a measure of orthophosphate plus a small fraction of condensed phosphate that may have been hydrolyzed during the test.

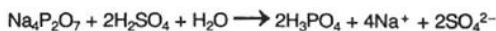
Hach offers high and low range tests for reactive phosphorus. High range tests can be completed with the Amino Acid Method or the Molybdovanadate Method. The Molybdovanadate Method uses a single reagent and has a faster reaction than the Amino Acid Method. Both methods have a broad range and are free from most interferences. Low range tests use the Ascorbic Acid Method.

Condensed phosphates plus orthophosphate can be determined by acid hydrolysis, using sulfuric acid, followed by the reactive phosphorus test for the appropriate range. A small amount of organically bound phosphorus also will be included in this measurement. The results of the test are reported as acid-hydrolyzable phosphorus. Total phosphorus (orthophosphate, condensed, and organically bound) can be determined by acid oxidation with persulfate, followed by the reactive phosphorus test. Organically bound phosphate then can be determined by subtracting the acid-hydrolyzable phosphorus.

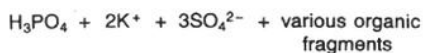
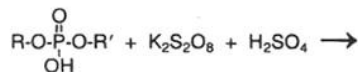
Chemical Reactions: Pretreatment Steps

Reactions for pretreatment to determine acid-hydrolyzable and total phosphorus are illustrated below:

Example—Acid hydrolysis of pyrophosphate



Example—Potassium persulfate oxidation of organically bound phosphorus compounds:



R and R' represent various organic groups.

Chemical Reactions:

Amino Acid and Ascorbic Acid Method

Reactive phosphorus is determined in essentially two steps for either the Ascorbic Acid Method (low range) or the Amino Acid Method (high range). The first step involves reaction of orthophosphate with molybdate in acid solution to form a yellow-colored phosphomolybdate complex:

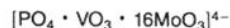


The phosphomolybdate complex is then reduced by either an amino acid or ascorbic acid, causing a characteristic molybdenum blue species. Various structures for the molybdenum blue species have been suggested in the literature. For example, see Killeffer, D.H., *Molybdenum Compounds—Their Chemistry and Technology*, Interscience Publishers, 1952.

All reagents for the Ascorbic Acid Method are contained in PhosVer® 3 Reagent Powder Pillows. Reagents for the Amino Acid Method are contained in Amino Acid Reagent Solution and Molybdate Reagent Solution.

Chemical Reaction: Molybdovanadate Method

Reactive phosphorus combines with molybdate in an acid medium to form a phosphomolybdate complex. Vanadium, contained in Molybdovanadate Reagent, reacts with the complex to form vanadomolybdophosphoric acid. Intensity of the resulting yellow color is proportional to the concentration of reactive phosphorus. One possible formula for the complex is suggested below. The exact structure is not known.



SILICA

For water and seawater

Silicomolybdate/Heteropoly Blue Method

Introduction

Silicon is the second most abundant element in nature. Accordingly, it is not surprising that most waters contain compounds of silicon, usually as silica (SiO_2) or silicates (SiO_4^{4-} and SiO_3^{2-}). Silica concentration in water commonly is less than 30 mg/L, although concentrations greater than 100 mg/L are not unusual and concentrations exceeding 1000 mg/L are possible in brines and brackish water.

Silica and silicates are added to water for a number of uses, such as water conditioners, detergents and corrosion inhibitors. However, silica in water can cause significant problems for industries, primarily in boiler and turbine applications. High pressures and high temperatures cause silica deposits on tubes of boilers and heat exchangers. These glassy deposits lower the efficiency of heat transfer and lead to premature failure. Silica deposits on steam turbine blades decrease efficiency and necessitate costly downtime for cleaning. Silica levels must be kept below 0.005 mg/L in very high pressure applications.

Measuring silica in water is useful when efficiency of demineralizers (used in boiler feedwater treatment) is monitored. Testing for silica (one of the first impurities detected when the exchange capacity of a demineralizer is exhausted) provides a sensitive check of demineralizer performance.

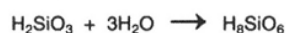
Analytical procedures for silica include the Silicomolybdate Method for high range measurement and the Heteropoly Blue Method for low range measurement. The Heteropoly Blue Method is an extension of the Silicomolybdate Method to increase sensitivity.

Chemical Reactions:

High and Low Ranges

The Silicomolybdate Method involves the reaction of molybdate ion with silica and phosphate under acid conditions to form a yellow color. Citric acid is added to destroy the phosphomolybdic acid complex (the yellow color formed due to phosphate) but not the silicomolybdic acid complex. For large amounts of silica the remaining yellow color is intense enough to be read directly. For low concentrations, an amino acid reducing agent is used to convert the faint yellow color to a dark heteropoly blue species. The color formed is directly proportional to the amount of silica present in the original sample; a colorimetric measurement of this intensity provides an accurate means of determining the silica concentration. Some forms of silica will not react with ammonium molybdate and must be digested with sodium bicarbonate to be converted to a reactive form.

Silicic acid reacts with water and hydrates as follows:



This hydrated silicic acid reacts with molybdate in the presence of acids to form silicomolybdic acid.



Silicomolybdic acid

This silicomolybdic acid is then reduced to a dark blue color by an amino acid for low concentrations.

SULFATE

For water, seawater and oil-field water

Turbidimetric Method

Introduction

Sulfate occurs in natural waters in a wide range of concentrations. Mine waters and industrial effluents frequently contain large amounts of sulfate from pyrite oxidation and the use of sulfuric acid.

Because of sulfate's cathartic action, a secondary maximum contaminant level has been established by the USEPA in accordance with the Safe Drinking Water Act. The taste threshold of magnesium sulfate is 400 to 600 mg/L and for calcium sulfate is 250 to 800 mg/L. Sulfate may be either beneficial or detrimental in water used for manufacturing and domestic supply. The presence of sulfate is advantageous in producing desired flavors in the brewing industry. In domestic water systems, sulfates do not appear to cause any increased corrosion on brass fittings but concentrations above 200 mg/L do increase the amount of lead dissolved from lead pipes.

Sulfate determination is important in oil field applications where two or more waters are mixed. High concentrations of sulfate along with barium, calcium and strontium can form insoluble scales.

The procedure for determining sulfate is a modification of the Barium Sulfate Turbidimetric Method. A single dry powder reagent called SulfaVer[®] 4 Sulfate Reagent will cause a milky precipitate to form if sulfate is present. The amount of turbidity formed is proportional to the amount of sulfate present.

Chemical Reaction

Sulfate is determined by its quantitative precipitation with barium chloride. Because the finely divided barium sulfate turbidity formed is proportional to the amount of sulfate in the sample, a photometric reading enables the sulfate concentration to be determined accurately.

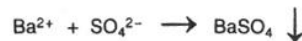


Table des Matières

AVANT-PROPOS - REMERCIEMENTS	1
PHENOMENES KARSTIQUES EN ROCHES SILICATEES NON CARBONATEES- CAS DES GRES, DES MICASCHISTES, DES GNEISS ET DES GRANITES EN AFRIQUE SAHELIEUNE ET EQUATORIALE	5
I. INTRODUCTION.....	5
II. ETAT DES CONNAISSANCES DES KARSTS OU DES PHENOMENES ASSIMILES AU KARST EN ROCHES NON CARBONATEES.....	6
II.1 INTRODUCTION	6
II.2 FORMES ASSIMILABLES AU KARST DANS LES GRES (NON CARBONATES) ET LES QUARTZITES	6
2.1 Localisation.....	6
2.2 Mécanismes de formation proposés	11
II.3 FORMES ASSIMILABLES AU KARST DANS LES GRANITES	13
3.1 Localisation.....	13
3.2 Mécanismes de formation proposés	16
II.4 FORMES ASSIMILABLES AU KARST OBSERVEES DANS LES GNEISS ET LES SCHISTES	18
4.1 Localisation.....	18
4.2 Mécanismes de formation proposés	21
II.5 LES BASES DU PROBLEME	21
III. ETAT DE LA QUESTION SUR LES DONNEES PHYSICO-CHIMIQUES DU SILICIUM, DE L'ALUMINIUM ET DU FER.....	23
III.1 INTRODUCTION	23
III.2 HYDROLYSE DES SILICATES.....	23
III.3 DONNEES PHYSICO-CHIMIQUES GENERALES SUR LA SILICE.....	25
III.4 SOLUBILITE DE L'ALUMINE	29
III.5 SOLUBILITE DU FER.....	30
III.6 COMPARAISON DES SOLUBILITES DE LA SILICE, DE L'ALUMINIUM ET DU FER.....	31
III.7 INFLUENCE DES GAZ ET DES ACIDES ISSUS DE LA DECOMPOSITION DE LA MATIERE ORGANIQUE SUR LA SOLUBILITE DE LA SILICE, DE L'ALUMINIUM ET DU FER.....	32
III.8 ROLES DES MICRO-ORGANISMES DANS L'ALTERATION DES ROCHES EN PROFONDEUR – ETAT DES CONNAISSANCES.....	39
8.1 Introduction.....	39
8.2 Localisations des micro-organismes	39
8.3 Propriétés des micro-organismes	41

IV. KARSTS NON-CARBONATES AU NIGER OCCIDENTAL.....	43
IV.1 INTRODUCTION	44
IV.2 LE MILIEU PHYSIQUE - GEOMORPHOLOGIE ET GEOLOGIE DE LA REGION DE NIAMEY	44
2.1 Structuration du socle.....	47
2.2 Dépôt d'une couverture récente	48
2.3 Fracturation des dépôts sédimentaires, déformations et soutirages.....	49
2.4 Positionnement des grottes de la région de Niamey	51
IV.3 FORMES AU SOMMET DU CONTINENTAL TERMINAL ET SOUS CUIRASSE LATERITIQUE	51
3.1 Dépressions au sommet du Continental terminal	51
3.1.1 Caractéristiques des dépressions du Niger oriental	55
3.1.2 Comparaison avec les dépressions du Niger occidental - Discussion.....	56
3.2 Grottes au sommet du Continental terminal	61
3.2.1 La grotte de Karey Gorou	61
A. Contexte géomorphologique	61
B. Description des conduits	64
C. Observations morphologiques	65
D. Discussion	65
3.2.2 Grotte de Kahé	66
3.2.3 Chenal d'écoulement au sein de la cuirasse sommitale du Continental terminal	67
3.3 Karst au sein du Continental terminal - l'exemple de la grotte de Diffa Doga	69
3.3.1 Contexte géomorphologique.....	69
3.3.2 Description des conduits.....	73
3.3.3 Observations sédimentologiques et hydrologiques.....	75
3.3.4 Discussion	75
3.4 Karst au niveau de la discordance Continental terminal/socle	76
3.4.1 Contexte géomorphologique.....	76
3.4.2 Description des conduits et aspects hydrologiques.....	77
IV.4 KARST AU SEIN DE LA LITHOMARGE ET DANS LE SOCLE	78
4.1 La grotte de Lossa- grotte dans des granitoïdes	78
4.2 La grotte de Guéssédoundou – grotte dans des métagabbros	78
4.2.1 Contexte géomorphologique.....	78
4.2.2 Observations lithologiques et hydrologiques	80
4.2.3 Discussion	81
4.3 Autres observations au niveau du socle	81
4.3.1 L'effondrement de Guiddéré	81
4.3.2 Incident de forage	85
IV.5 ANOMALIES DANS LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE	85
IV.6 CARACTERISTIQUES DES GROTTES DU NIGER OCCIDENTAL	86
6.1 Contexte lithologique et contrôle tectonique du drainage dans la région de Niamey.....	87

6.2 Dimensions et morphologie des cavités.....	87
6.3 Transferts de matières et processus impliqués	88
6.3.1 La suffosion.....	88
6.3.2 Suffosion au Niger occidental.....	90
6.3.3 Phénomènes de dissolution au sein du Continental terminal, dans la lithomarge et dans le socle	91
IV.7 MISE EN PLACE DES FORMES AU NIGER OCCIDENTAL ET INCIDENCE SUR LA GEOMORPHOLOGIE DU NIGER OCCIDENTAL	97
V. MICRO-ANALYSES PAR M.E.B. ET RAYONS X DE SPELEOTHEMES EN PROVENANCE DU NIGER ORIENTAL	101
V.1 INTRODUCTION - LE MILIEU PHYSIQUE	101
V.2 MATERIELS ET METHODES.....	102
V.3 RESULTATS.....	103
3.1 Observations morphologiques	103
3.2 Micro-analyse aux rayons X.....	107
3.3 Diffraction aux rayons X	112
3.4 Discussion	112
VI. CONCLUSION GENERALE SUR LES FORMES DU NIGER.....	115
VII. KARSTS OU FORMES ASSOCIEES AU KARST EN ROCHES NON CARBONATEES AU CAMEROUN MERIDIONAL	117
VII.1 INTRODUCTION.....	117
VII.2 CONTEXTES GEOMORPHOLOGIQUE ET GEOLOGIQUE GENERAL	117
VII.3 GROTTES AU SEIN D'UNE COUVERTURE LATERITIQUE, LE CAS DE MBILIBEKON.....	120
3.1 Contexte géomorphologique	120
3.2 Description de la grotte	120
3.3 Discussion	122
VII.4 MORPHOLOGIES ASSIMILABLES AU KARST DANS DES GNEISS – L'EXEMPLE DES GROTTES DE MFOULA	124
4.1 Contexte géomorphologique	124
4.2 Description des sites.....	125
4.3 Géologie et géomorphologie des grottes de Mfoula	127
4.3.1 La grotte de Mfoula	127
4.3.2 La grotte de Mbasbekon	131
4.3.3 La grotte d'Angoula	135
4.4 Discussion	138
4.4.1 Grotte de Mfoula.....	138
4.4.2 Grotte de Mbasbekon.....	142
4.4.3 Grotte d'Angoula	142
4.5 Conclusion	143

4.6	<i>Analyses d'aiguilles siliceuses en terrain gneissique</i>	144
4.6.1	Introduction	144
4.6.2	Matériel et méthode	146
4.6.3	Résultats	146
4.6.4	Discussion	150
VII.5	KARSTS DANS LES MICASCHISTES - L'EXEMPLE DES GROTTES D'AKOK BEKOE	151
5.1	<i>Contextes géologique et géomorphologique</i>	151
5.2	<i>Le site de Nga Fouda</i>	153
5.3	<i>Le site de Ndikon</i>	156
5.4	<i>Les grottes d'Akok Essama</i>	160
5.5	<i>La grotte d'Akok Essingan</i>	160
5.6	<i>La grotte d'Akok Bekoé</i>	163
5.7	<i>Origine des formes - Discussion</i>	163
VII.6	KARSTS DANS LES GRANITES - LES EXEMPLES D'AKO AKAS ET DE MEZESSE	169
6.1	<i>Le site d'Ako Akas</i>	169
6.1.1	Morphologie et géologie générale	169
6.1.2	Formes de surface	170
6.1.3	Autres observations	172
6.2	<i>Le site de Mezesse</i>	175
6.2.1	Morphologie et géologie générales	175
6.2.2	Formes karstiques de surface	177
6.3	<i>Origines des formes de surface des sites d'Ako Akas et de Mezesse</i>	178
6.4	<i>Forme karstique de profondeur - La grotte de Mezesse -</i>	179
6.4.1	Analyse géomorphologique de la grotte de Mezesse	179
6.4.2	Analyses de concrétions coralloïdes de la grotte de Mezesse	186
A.	Introduction	186
B.	Matériel et méthodes	186
C.	Observations	187
D.	Formation des concrétions	197
E.	Vitesse de concrétionnement et âge des concrétions	200
F.	Modèle de formation de la grotte de Mezesse	201
6.5	<i>Chaos granitique - exemple de la grotte troglodyte dans la zone de Mezesse</i>	202
6.6	<i>Conclusion</i>	204
VII.7	CONCLUSIONS SUR LES FORMES DU CAMEROUN MERIDIONAL	205
VIII.	TERMINOLOGIE ET CLASSIFICATIONS	206
VIII.1	TERMINOLOGIE KARSTIQUE - ACCEPTION DES TERMES	206
VIII.2	PSEUDOKARST	208
VIII.3	PRINCIPALES CLASSIFICATIONS	209

VIII.6 DISCUSSION - PROPOSITION DE DEFINITION ET DE CLASSIFICATION	212
IX. PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS GENERALES.....	219
BIBLIOGRAPHIE	221
ANNEXE I -ANALYSES DES EAUX AU CAMEROUN	245
TABLE DES MATIERES	259
