

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 Tchigaï (NE du pays) (Fig. 13) nous préciserons quelque peu les environnements dans lesquels certains de ces phénomènes ont pris place.

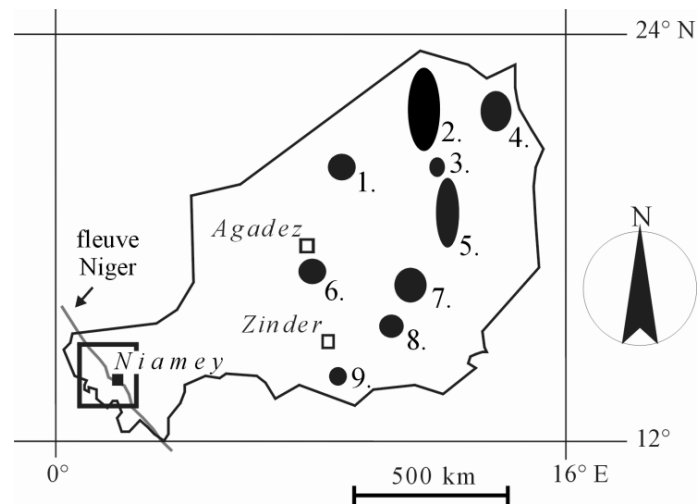


Fig. 13. Localisation des karsts connus à ce jour au Niger. 1. : Adrar Bous, 2. : plateau du Djado, 3. : col de Sara, 4. : plateau du Tchigaï, 5. : erg de Bilma, 6. : erg de Tigidit, 7. : massif de Termit, 8. : massif de Koutous, 9. : Damagaram. Encadré : zone de la présente étude au Niger occidental.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

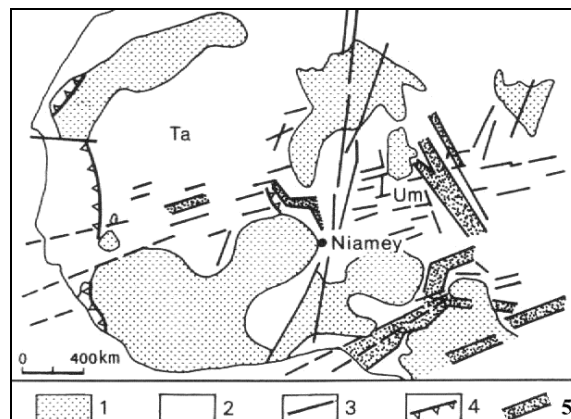


Fig. 14a. Schéma structural simplifié de l'Afrique de l'Ouest (d'après Bellion *et al.*, 1984, modifié) (VICAT *et al.*, 1994). 1 : socle précambrien métamorphique du craton ouest-africain et de la zone mobile panafricaine, 2 : couverture du Protérozoïque supérieur et du Phanérozoïque, 3 : failles majeures 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.

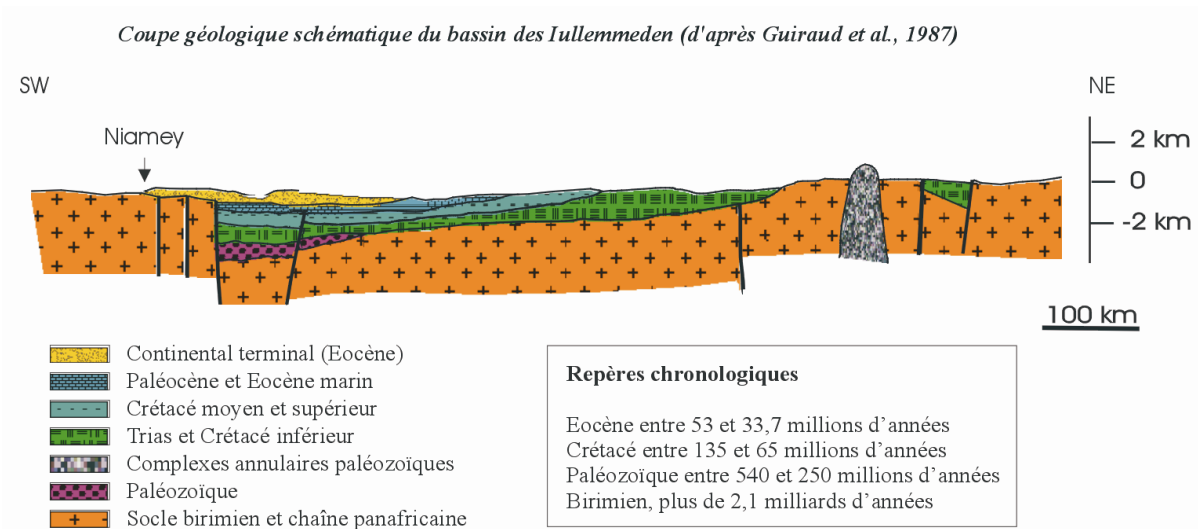


Fig. 14b. Coupe géologique schématique du bassin des Iullemmeden (d'après Guiraud *et al.*, 1987).
 1. : socle birimien et chaîne panafricaine, 2. : Paléozoïque, 3. : complexes annulaires paléozoïques, 4. : Trias et Crétacé inférieur, 5. : Crétacé moyen et supérieur, 6. : Paléocène et Eocène marin, 7.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

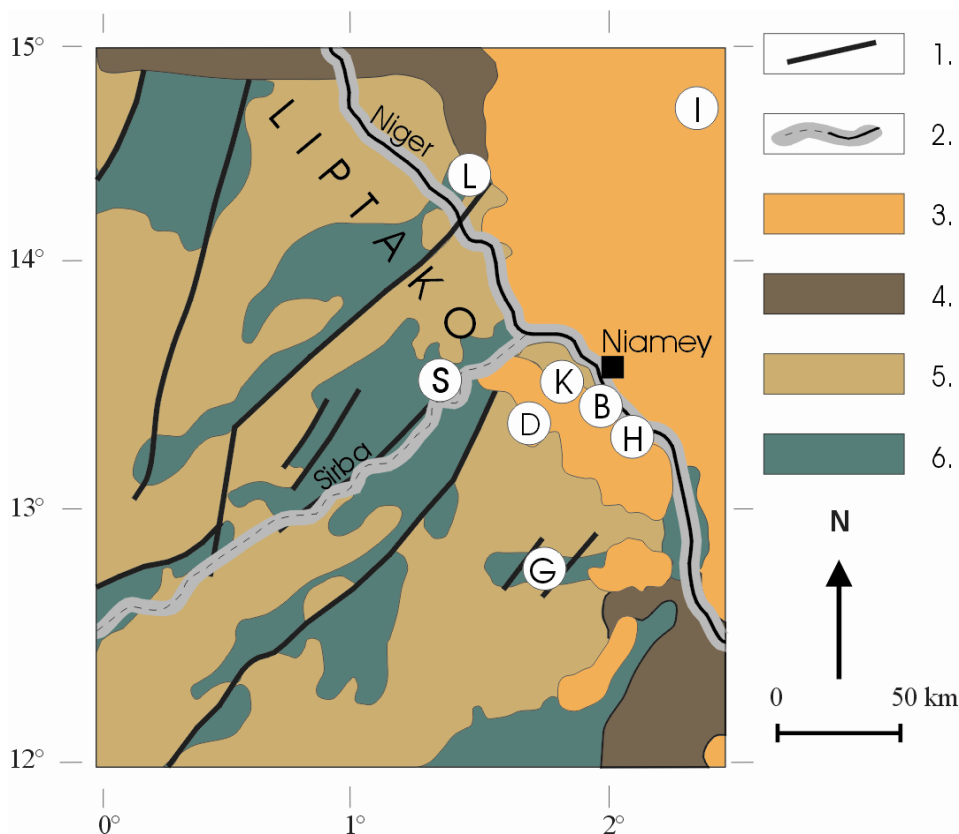


Fig. 15. Carte géologique simplifiée de la région et localisation des grottes étudiées. 1. : failles, 2. : vallées principales, 3. : Continental terminal (Ct) – bassin des Iullemmeden, 4. : Protérozoïque supérieur, 5. : granitoïdes birimiens, 6. : sillons volcanosédimentaires birimiens. B : grotte au 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) (ABOUCHAMI *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.

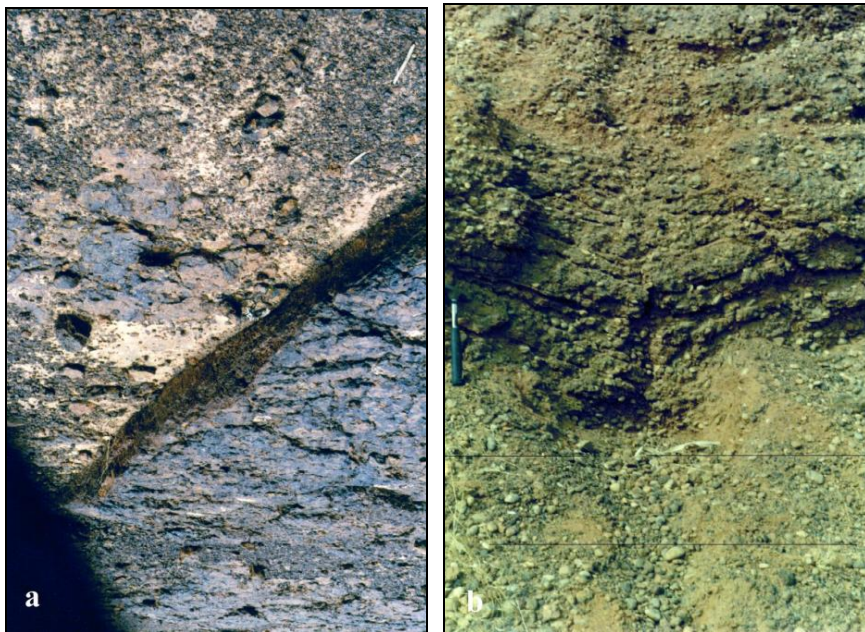
Une alternance de creusements et de comblements des vallées a façonné un paysage de plateaux séparés par des dépressions. Sur les plateaux, les horizons oolithiques peuvent être recouverts localement par plusieurs mètres de dépôts continentaux sablo-argileux, eux-mêmes coiffés de sables dunaires récents. 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>-----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>-----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)

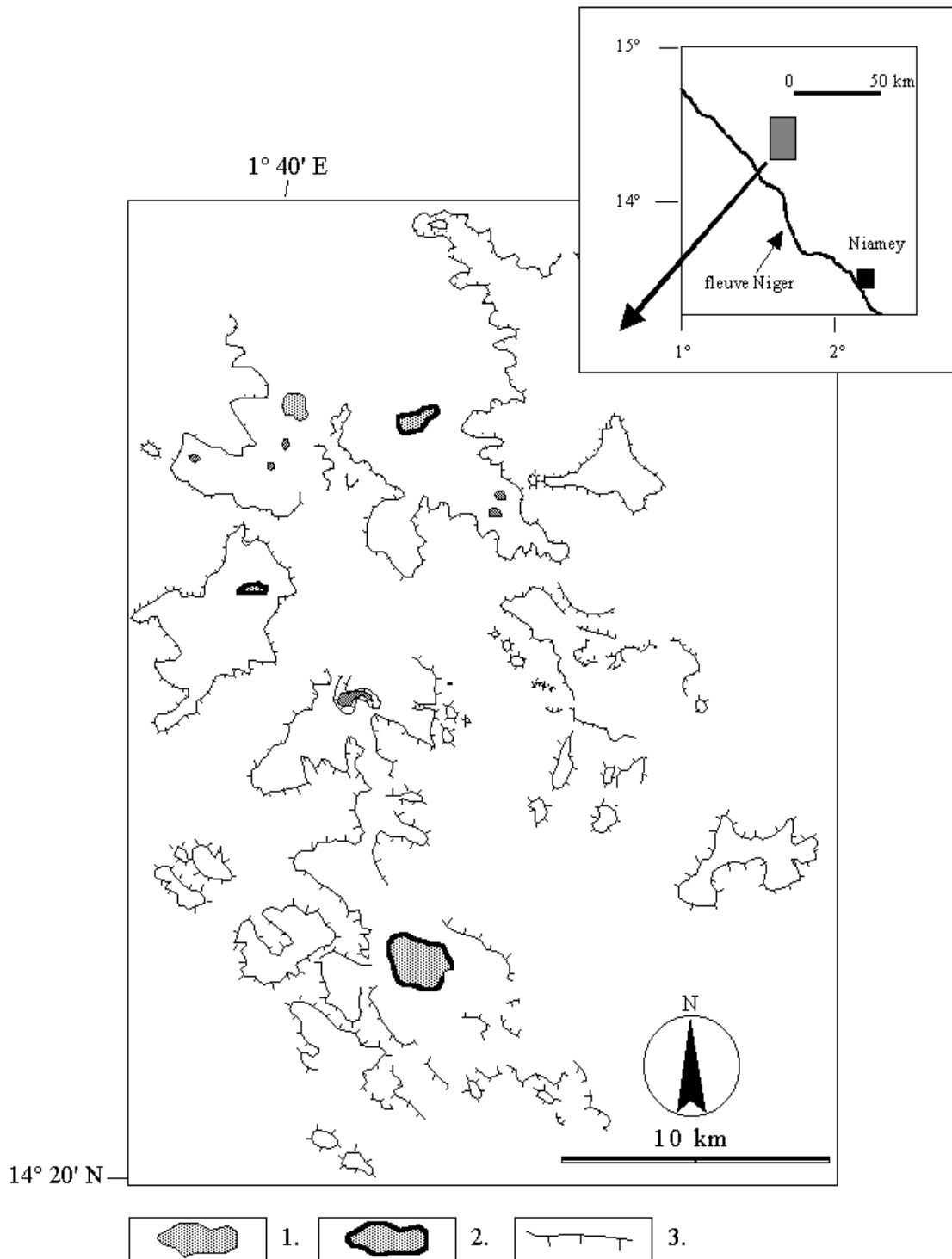


Fig. 16a. Exemple de dépressions dans la zone de Tillabéri (à une centaine de km au NW de Niamey). 1. : dépression limitée par un talus, 2. : dépression limitée par un abrupt, 3. : rebord escarpé de plateaux (d'après la carte I.G.N. Tillabéri 1/200 000, ND-31-XIV).

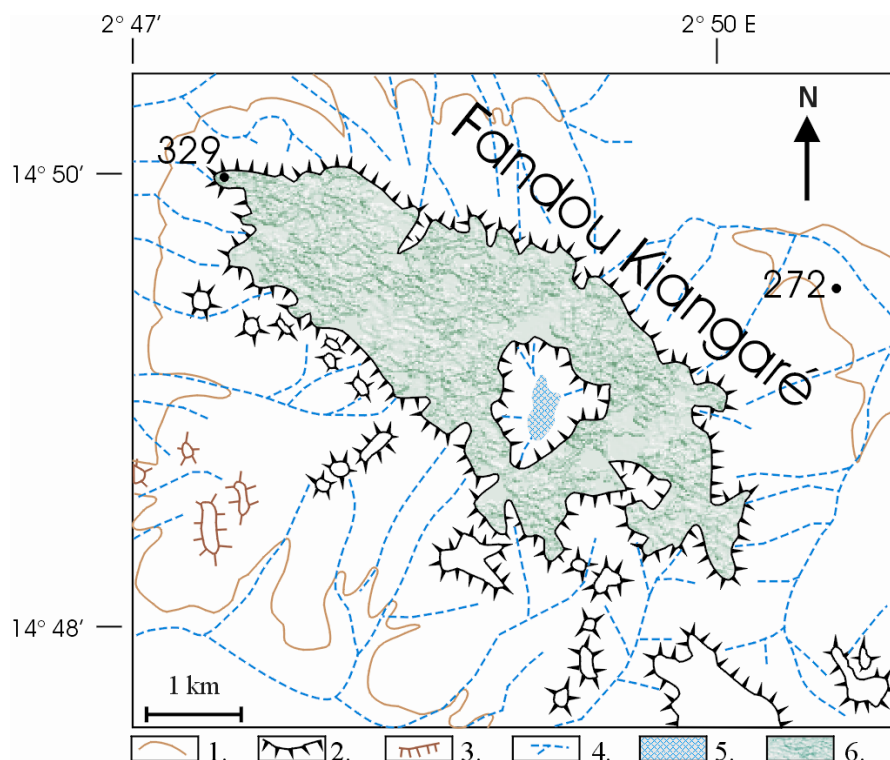


Fig. 16b. Dépression kilométrique au sommet de la butte résiduelle de Fandou Kiangaré, 14°48' L.N. - 2°49' L.E., à + 160 km NNE de Niamey). 1. courbe de niveau intercalaire ; 2. escarpement ; 3. talus ; 4. écoulement temporaire ; 5. zone centrale de la dépression visible sur les photos 3b et 3c ; 6. 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).

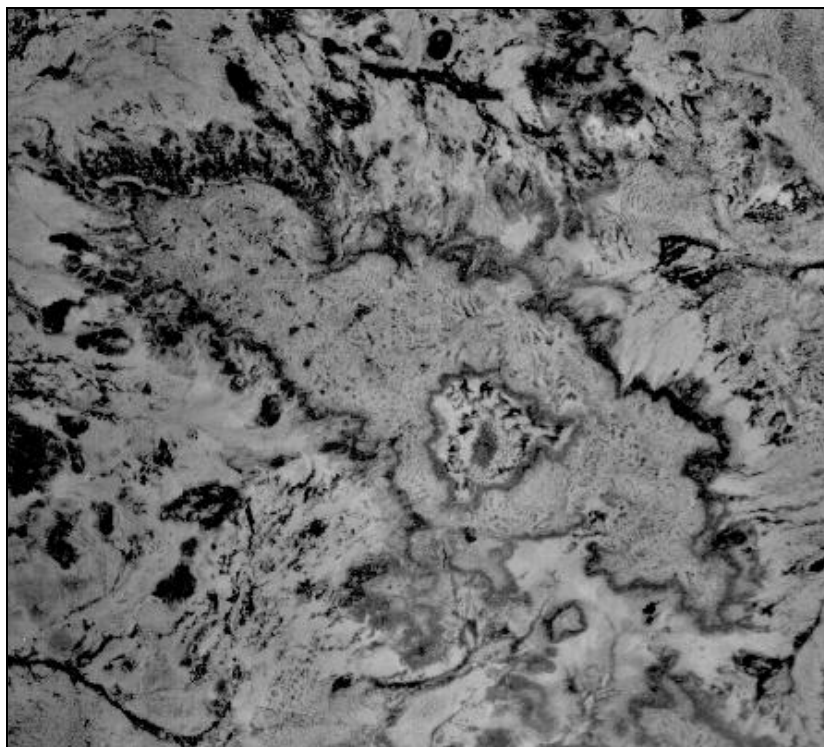


Photo 3a. Vue aérienne de la zone cartographiée de la fig. 15b (extrait de la photo 75-NIG-40/600-SagII 2039) (même échelle que la fig. 16b).

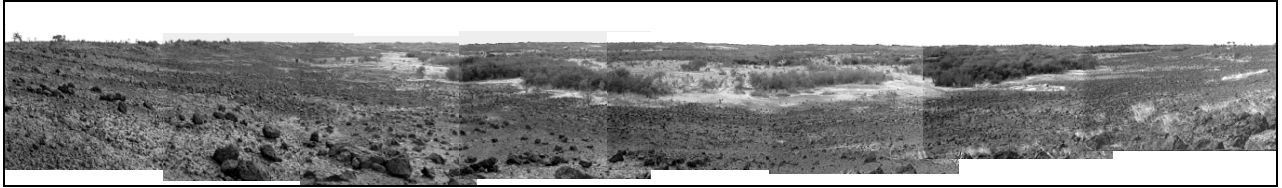


Photo 3b. Vue panoramique au sol (prise du sud) de la dépression principale de la fig.16 b et de la photo 3a.



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 ».

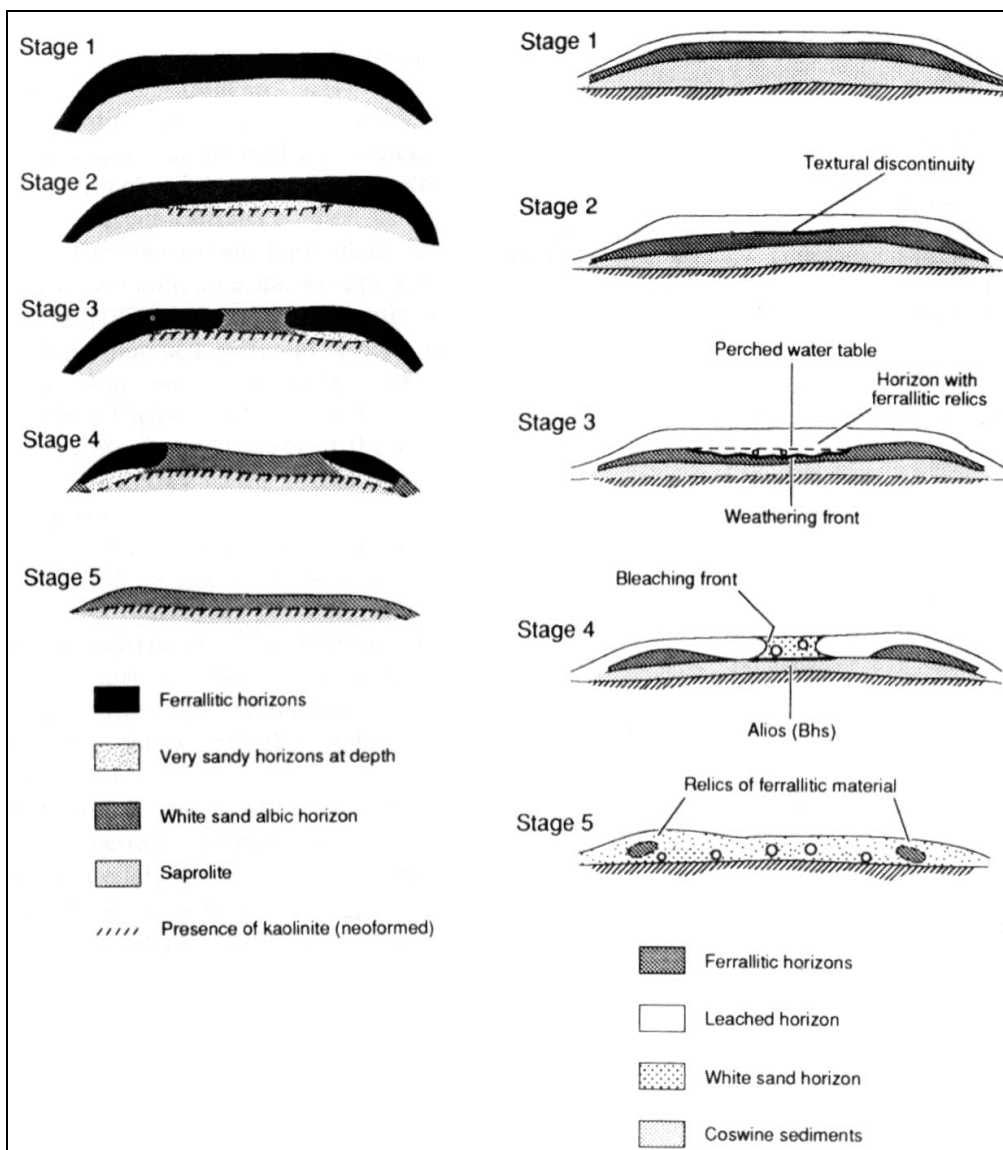


Fig. 17. Etapes dans l'évolution de manteaux d'altération sur un socle cristallin (colonne de gauche) et sur des sédiments côtiers en Guyane française (d'après Lucas *et al.*, 1987).

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.

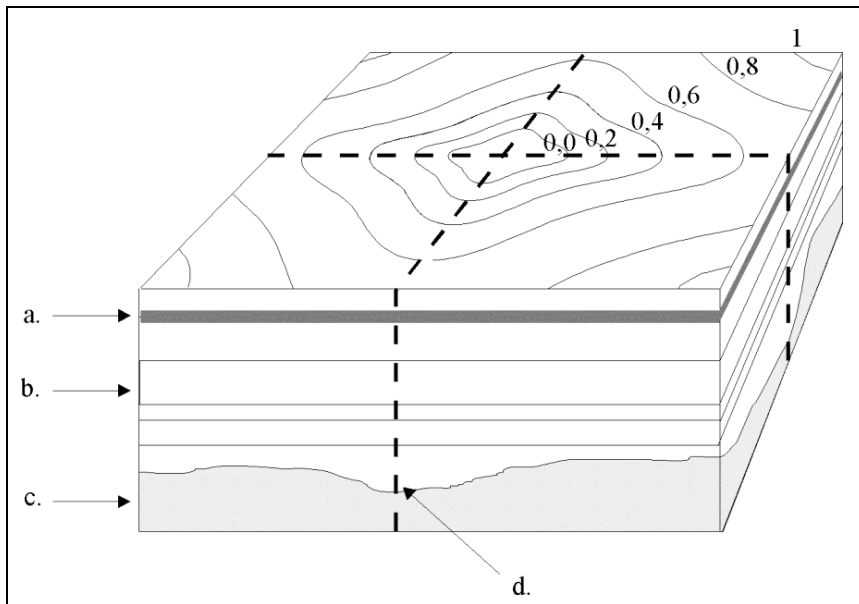


Fig.. 18. Hypothèse de diminution du battement supérieur d'un aquifère en relation avec un nœud de fracturation servant de drain. a. : aquifère, b. : Continental terminal, c. : lithomarge du socle birimien, d. : fracturation et plan de drainage. Les chiffres représentent la diminution du battement de 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

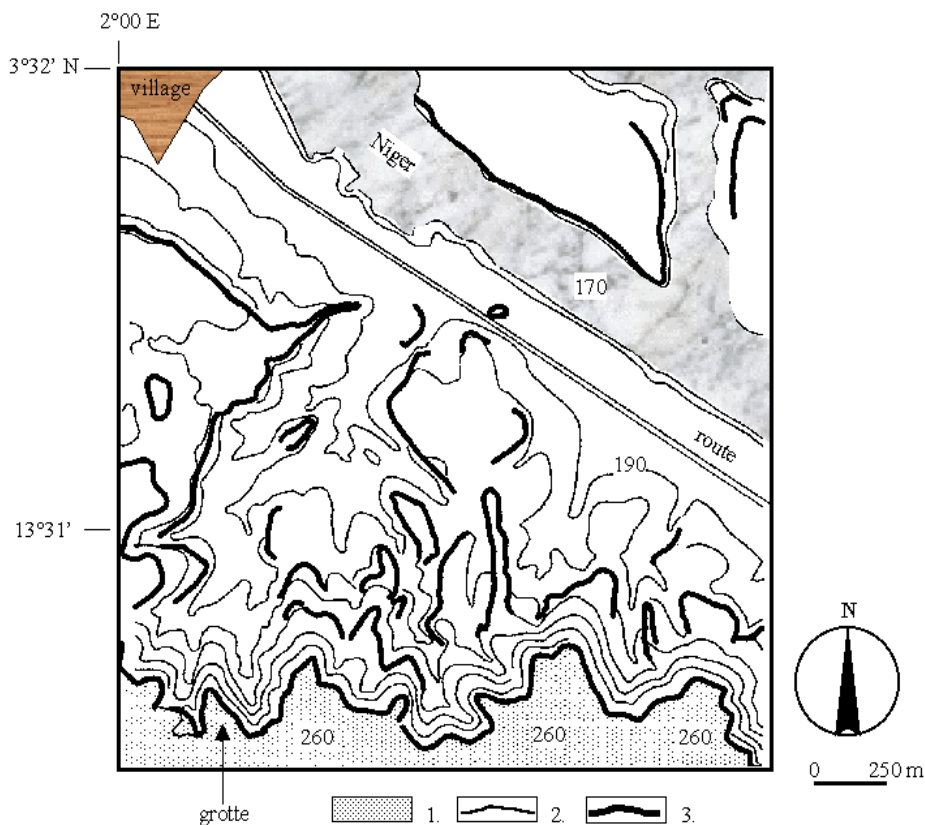


Fig. 19. Localisation de la grotte de Karey Gorou. 1. : plateau sommital, 2. : isohypse (équidistance de 10 m) ; 3. : abrupt (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

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).

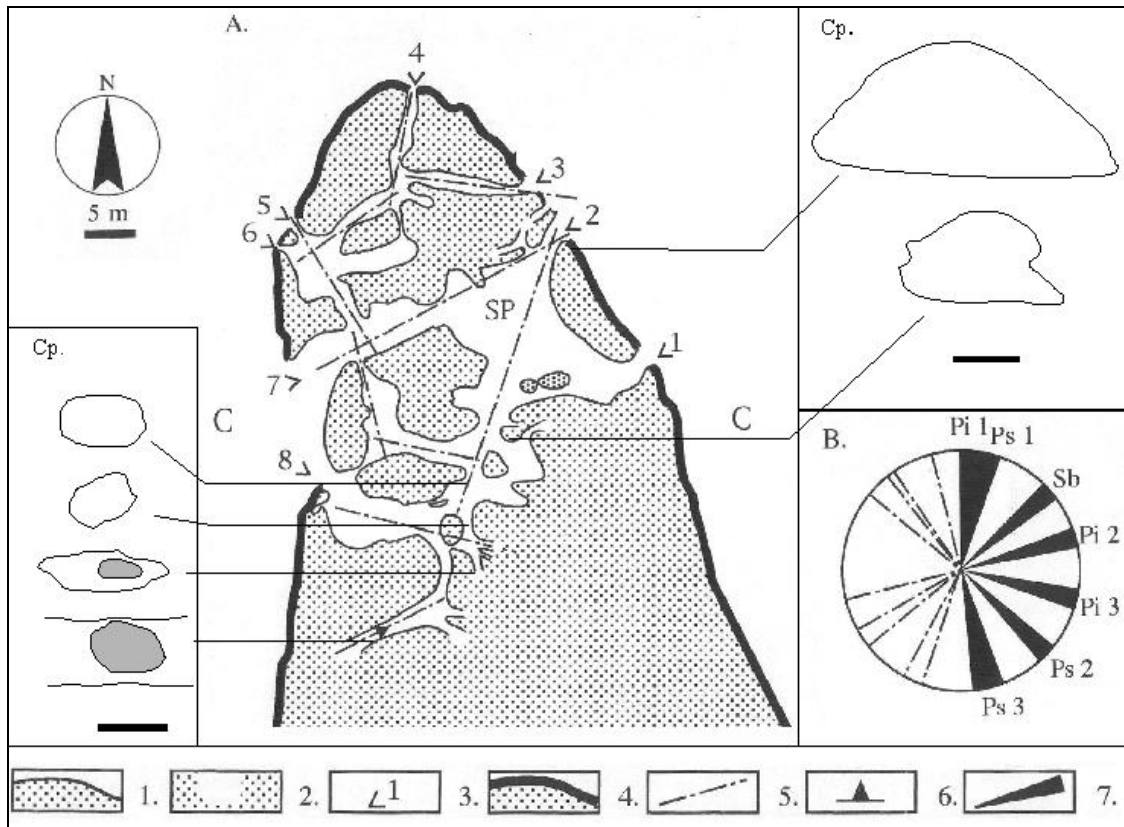


Fig. 20. Plan de la grotte de Karey Gorou (A) et rose d'orientation (B) comparant les directions de développement de la grotte avec celles des fracturations du socle birimien. A : 1. : Continental terminal, zone explorée, 2. : Continental terminal, zone inexplorée, 3. : entrée, 4. : rebords du plateau, 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).

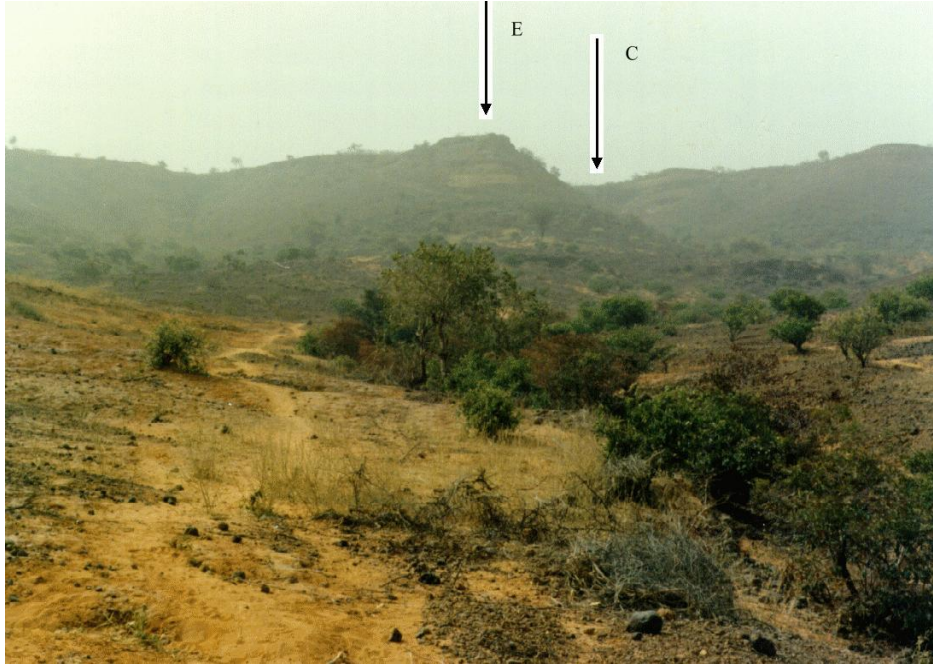


Photo 4a. Vue générale du site de Karey Gorou prise de la vallée du Niger. E. : éperon dans lequel se développe la grotte, c. : canyon occidental.



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.

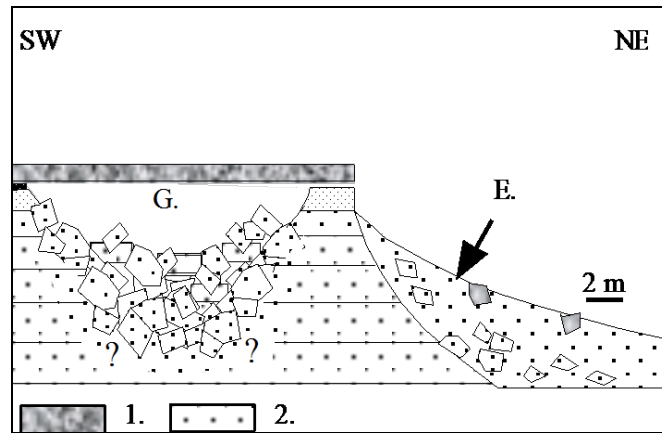
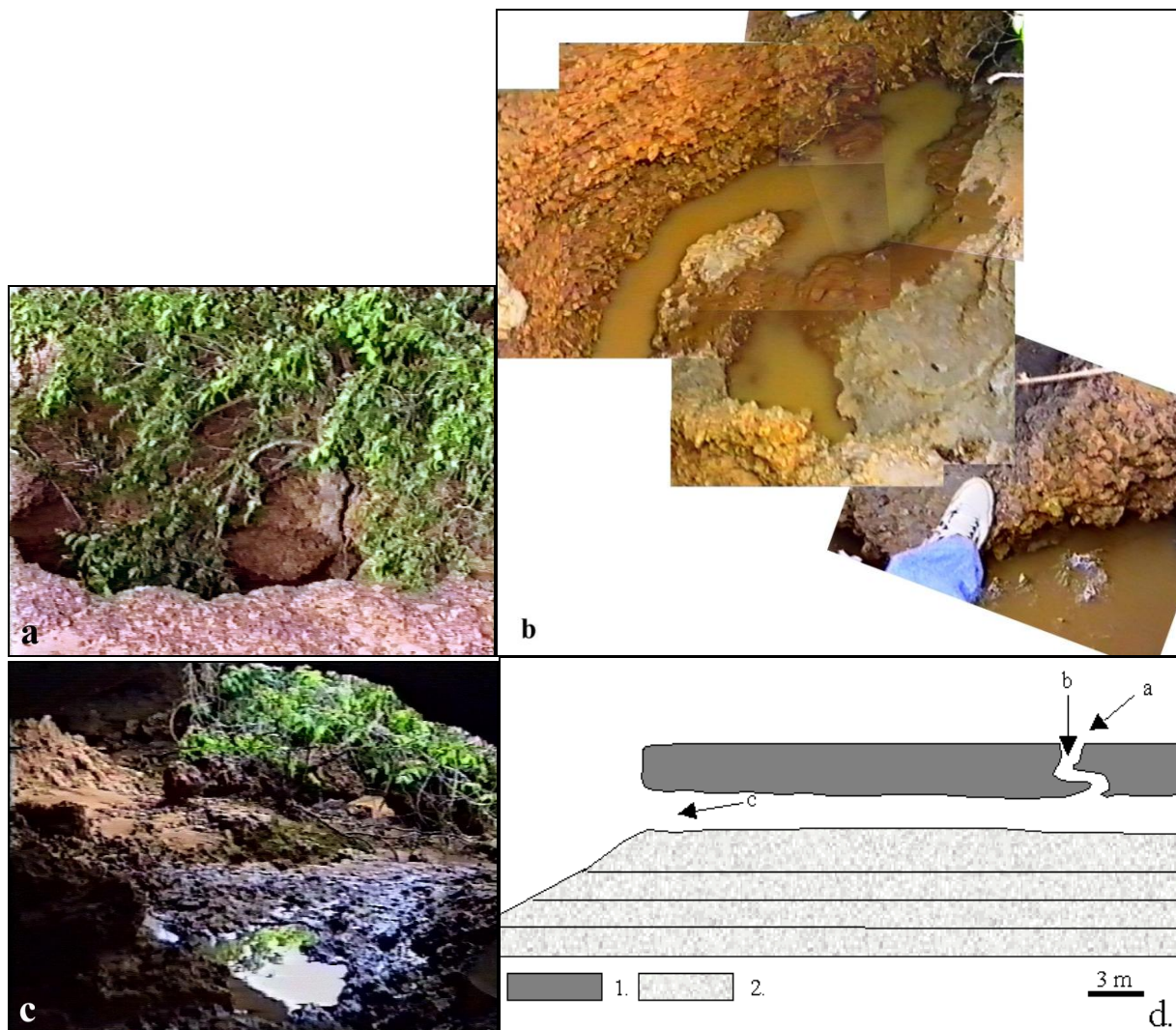


Fig. 21. Coupe transversale de la grotte de Kahé. 1. : strate indurée du Continental terminal , 2. : strates plus ou moins indurées du Continental terminal, E. : éboulis, G. : grotte.

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.

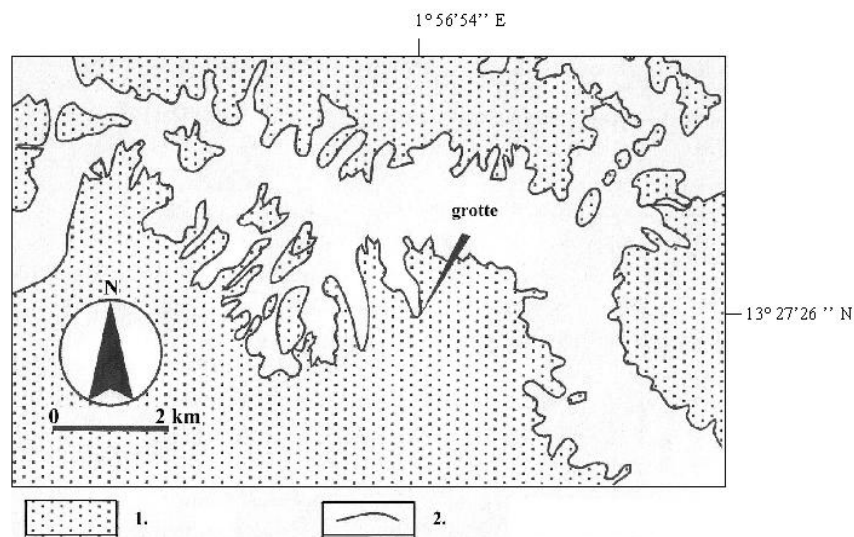
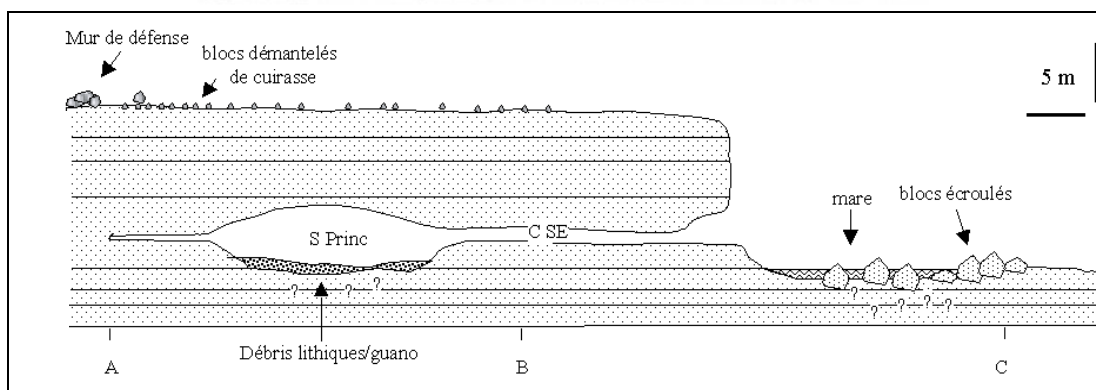
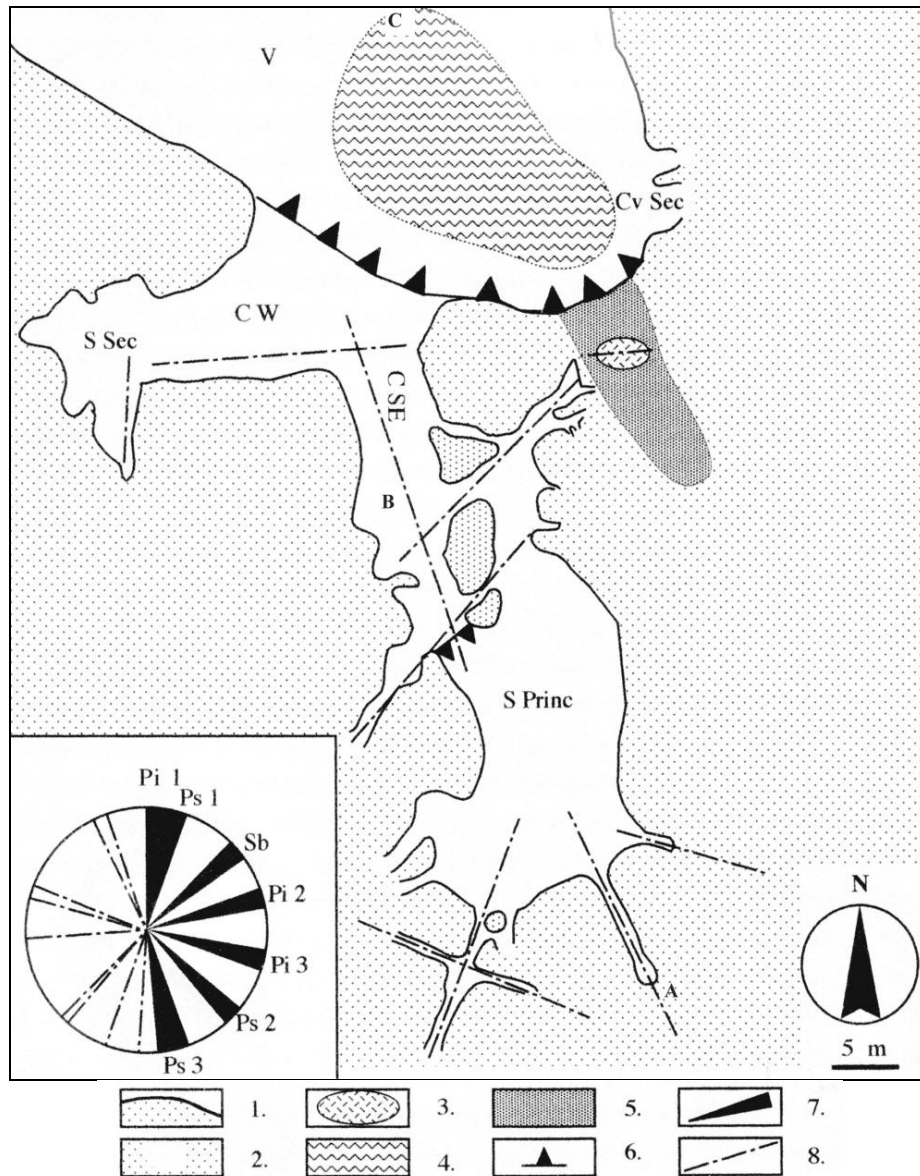


Fig. 22a. Localisation de la grotte de Diffa Doga. 1. : plateau sommital, 2. : principaux rebords du plateau (modifié d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

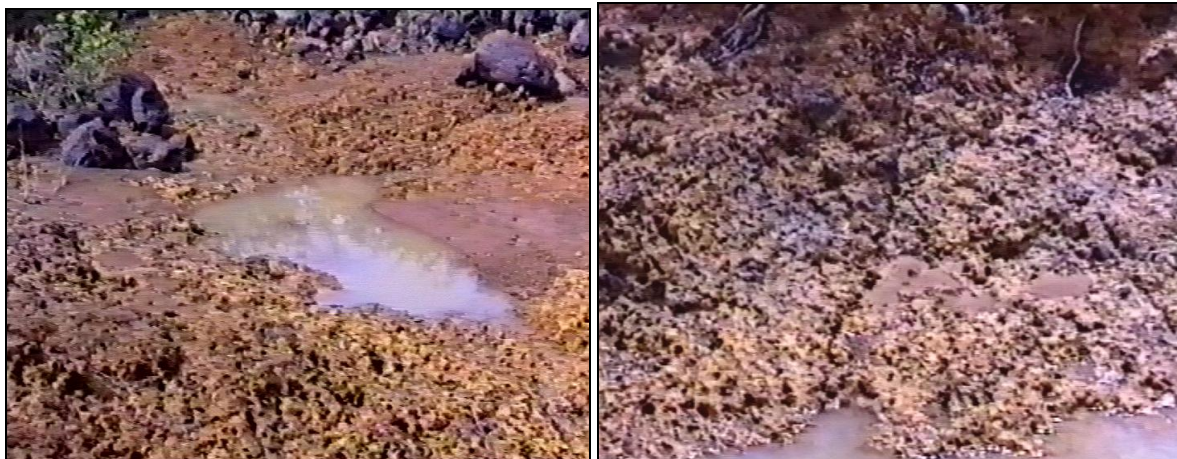
L'entrée principale de la cavité surplombe de deux mètres le fond de la vallée occupé par une dépression elliptique encombrée de blocs écroulés depuis la cuirasse ferrugineuse du plateau que l'on retrouve au sommet du versant de rive droite de la vallée, en aval de la grotte. En saison des pluies, cette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



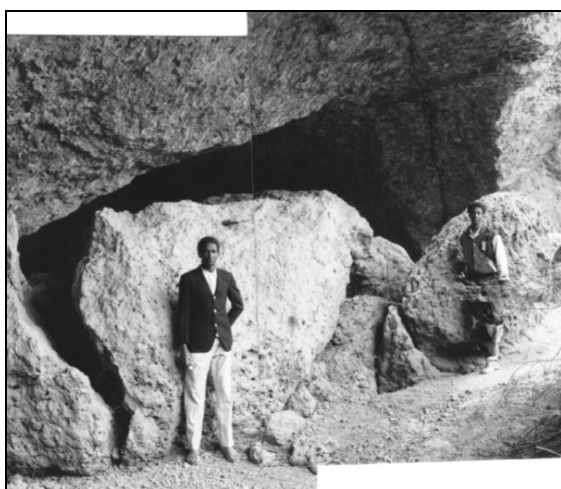
Figs. 22b. Plan et coupe de la grotte de Diffa Doga et rose d'orientation. CW, C SE, S Princ, Cv Sec, V : voir texte. 1. : Continental terminal exploré, 2. : Continental terminal inexploré, 3. : doline, 4. : perte, 5. : vallon suspendu, 6. : ressaut descendant, 7. : directions de fracturation et de schistosité 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.

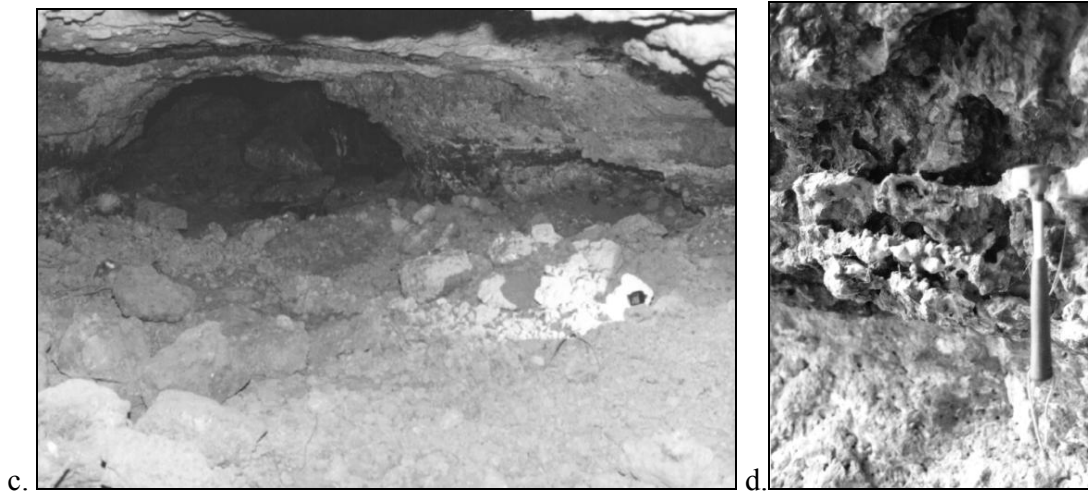
Cette dernière est parcourue de fissures N 80-90°, dans l'axe du conduit. Ce couloir mène à une salle (S Sec, Fig. 22b) dont le plancher est recouvert d'un amas métrique de débris anguleux de toutes tailles provenant de la dislocation du plafond. On y retrouve également des morceaux d'ossements humains 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.

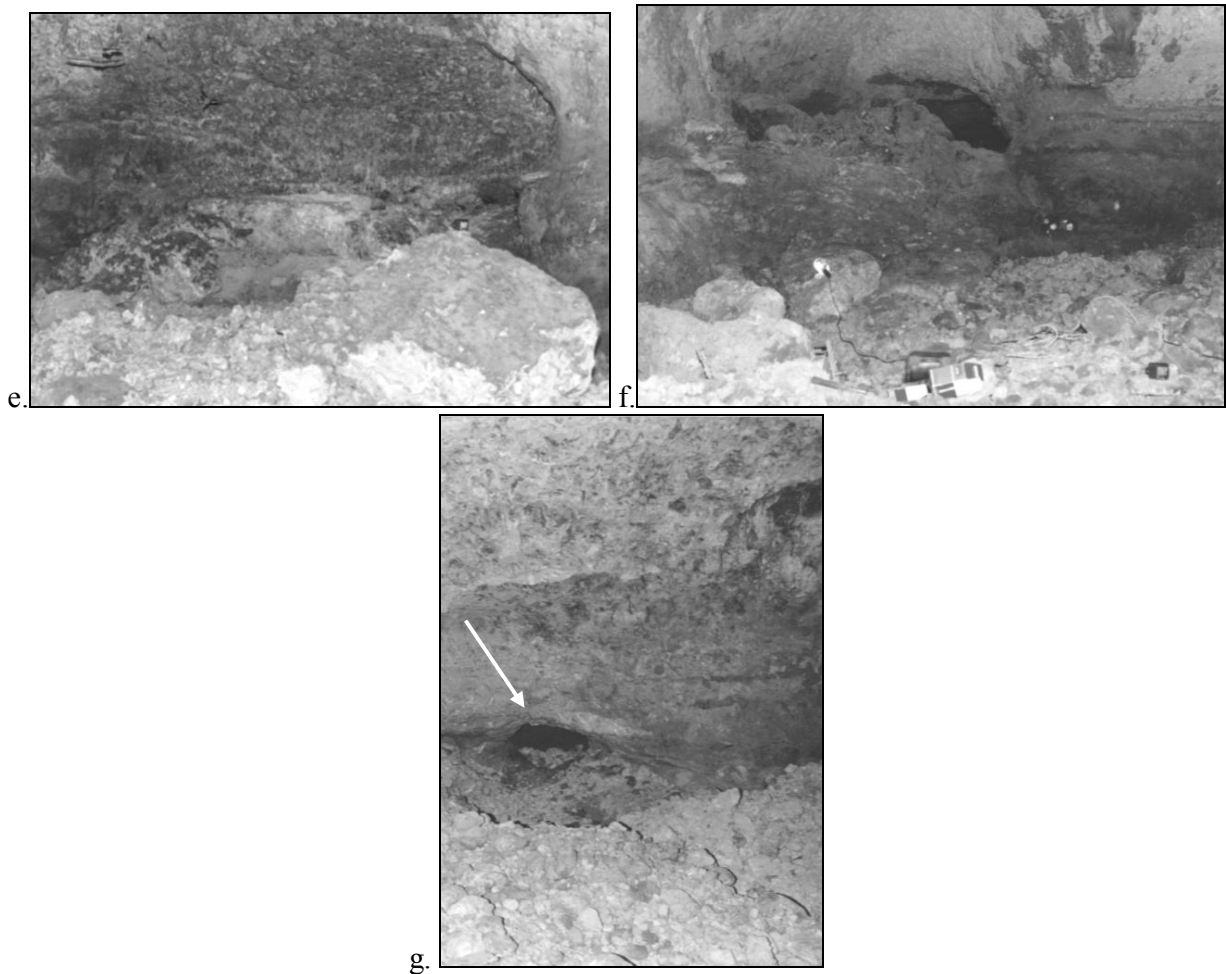
De la salle principale et du couloir d'accès partent plusieurs boyaux de dimensions réduites (Photo 11g). Leur section plus ou moins ovale se développe parallèlement aux strates plus ou moins indurées. Ces galeries sont relativement rectilignes et présentent les orientations suivantes : N 20°, N 60°, 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.

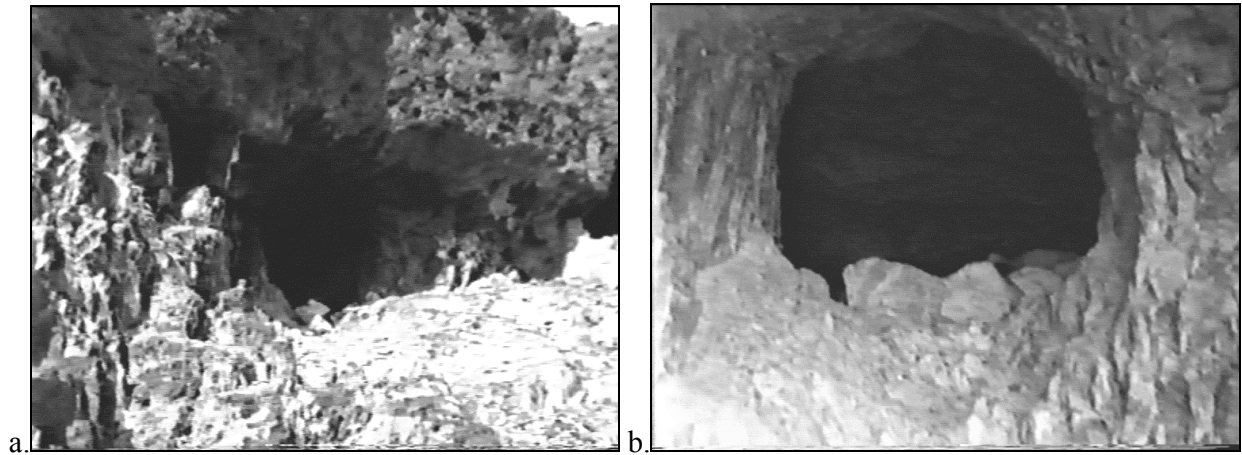
Le mélange d'ossements, de bois aux gravats trouvés dans la salle secondaire (C Sec) confirme la mise en place à l'air libre de ces derniers, qui continuent à se former à l'heure actuelle.

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.

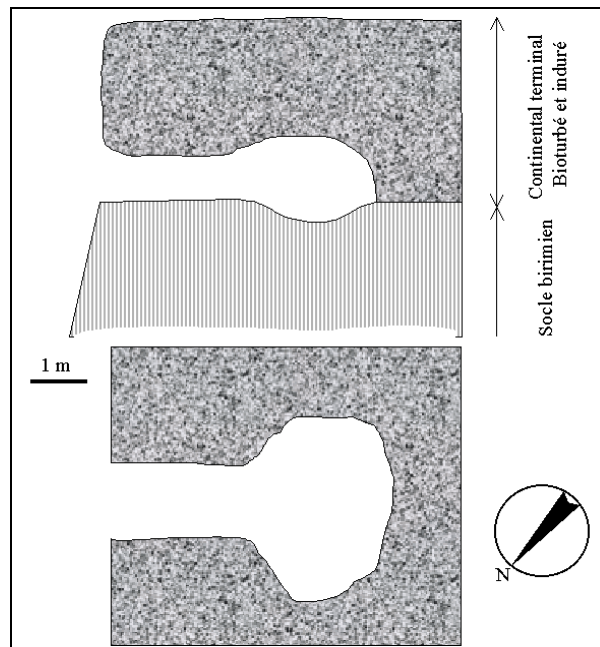


Fig. 22c : Coupe verticale et plan d'une grotte au contact entre le Continental terminal et le socle.

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.

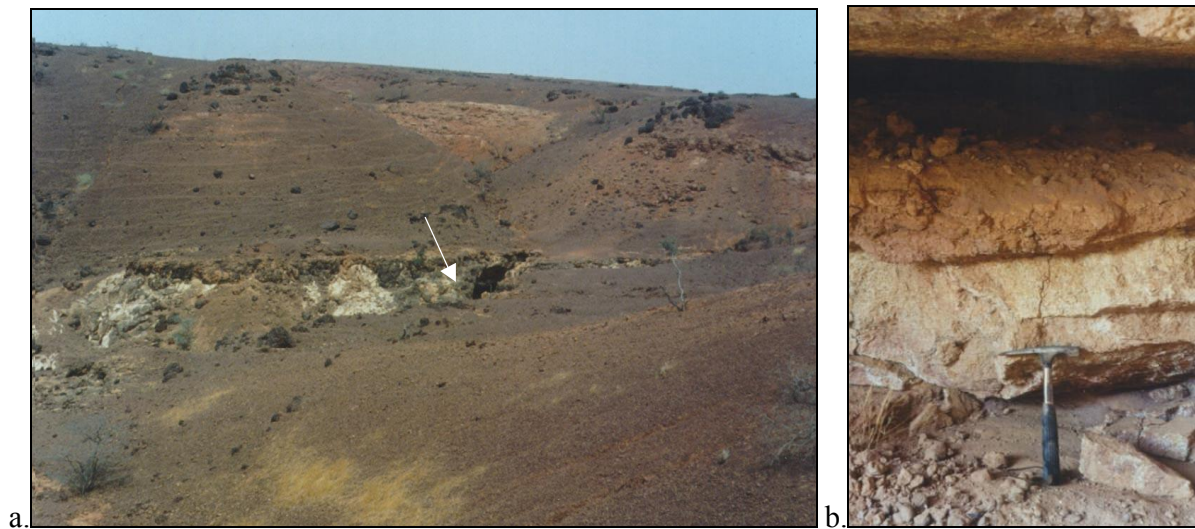
3.4.2 Description des conduits et aspects hydrologiques

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

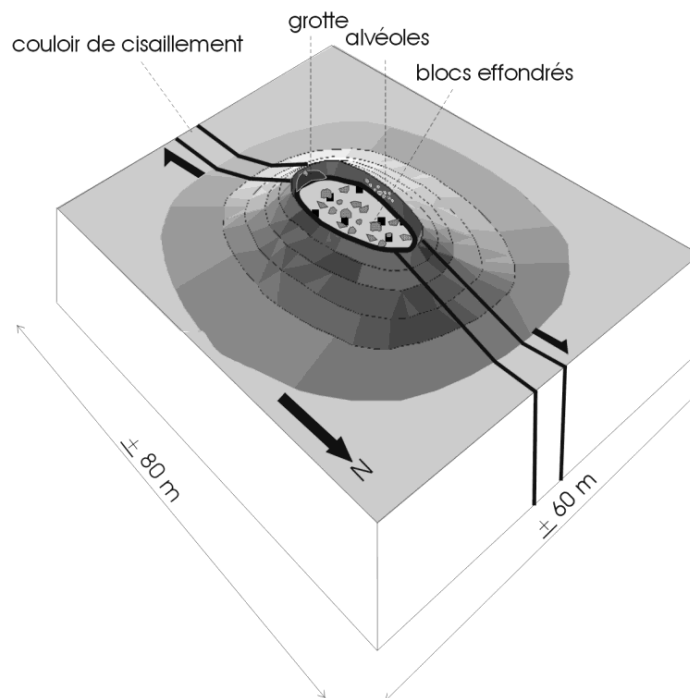
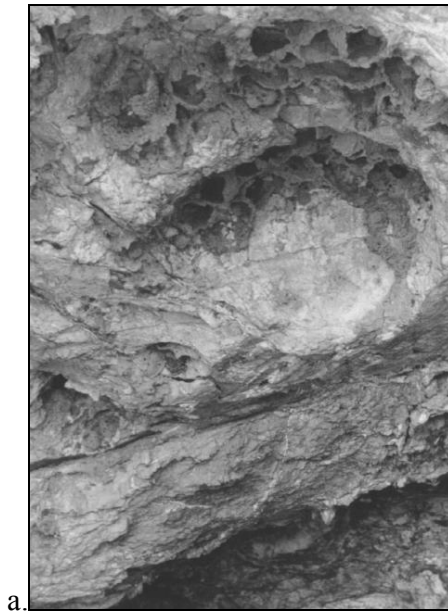


Fig. 23. Schéma général du site de Guéssédoundou (d'après WILLEMS *et al.*, 1996).

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.

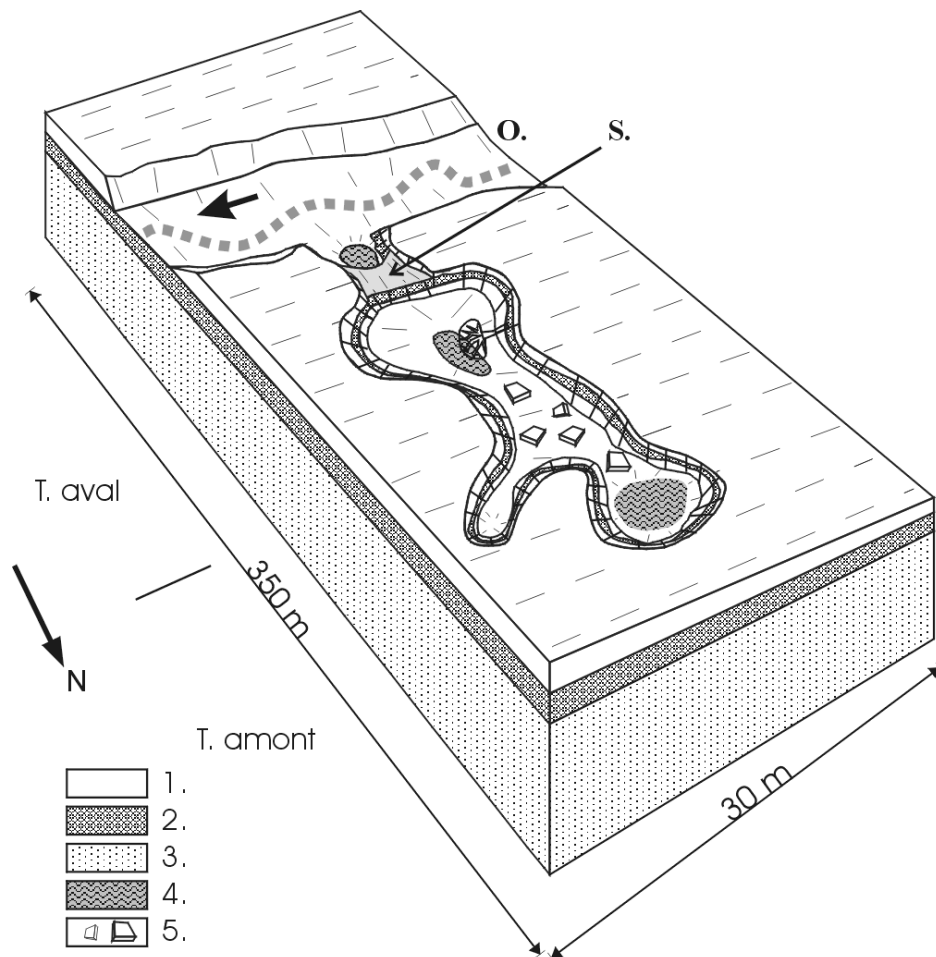


Fig. 24. Schéma général de l'effondrement de Guiddé. 1. : sol actuel, 2. : horizon induré et bioturbé, 3. : lithomarge, 4. : mare temporaire, 5. : blocs effondrés, O. : oued, S. : seuil (d'après WILLEMS *et al.*, 1993).



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).

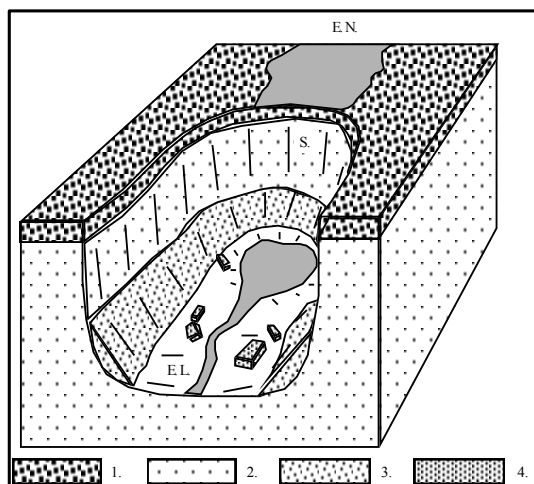


Fig. 25. Changement dans les sections transversales des oueds. 1 : cuirasse latéritique. blocs effondrés. 2. : socle. E.N. : écoulement en nappe. E.L. : écoulement linéaire. S. : surplomb. b. : exemple de rupture de pente à l’amont d’une vallée. L’abrupt fait une quarantaine de mètres de hauteur (d’après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

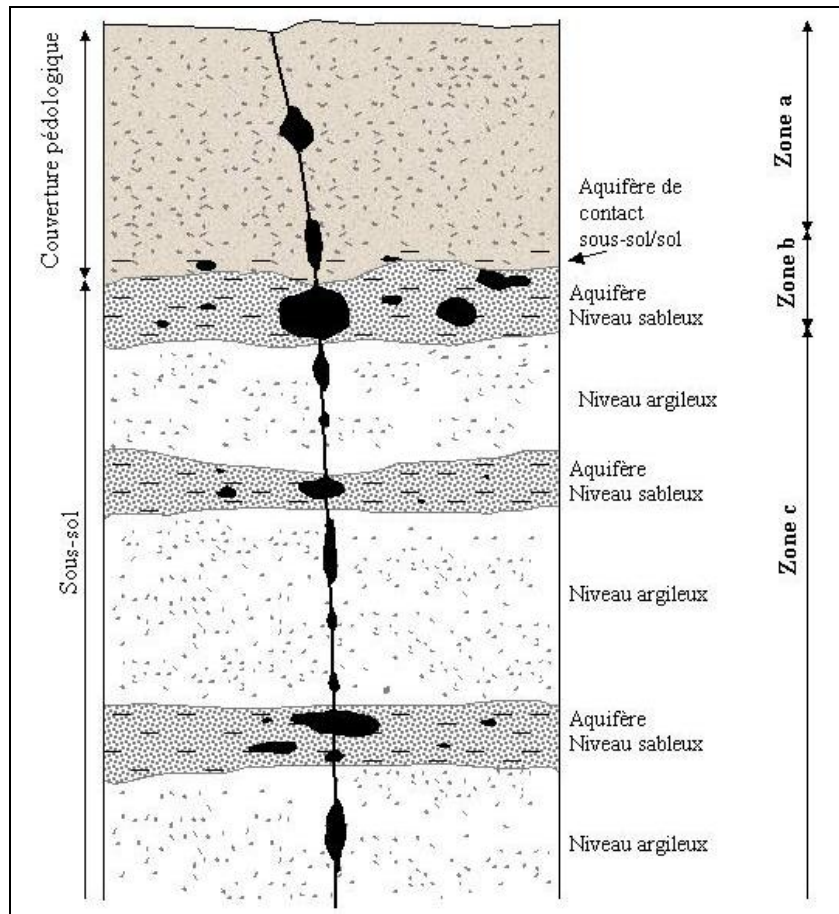


Fig. 26a. Mise en place de grottes en profondeur en relation avec des aquifères et des micro-organismes. Zones a, b et c : voir texte.

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.

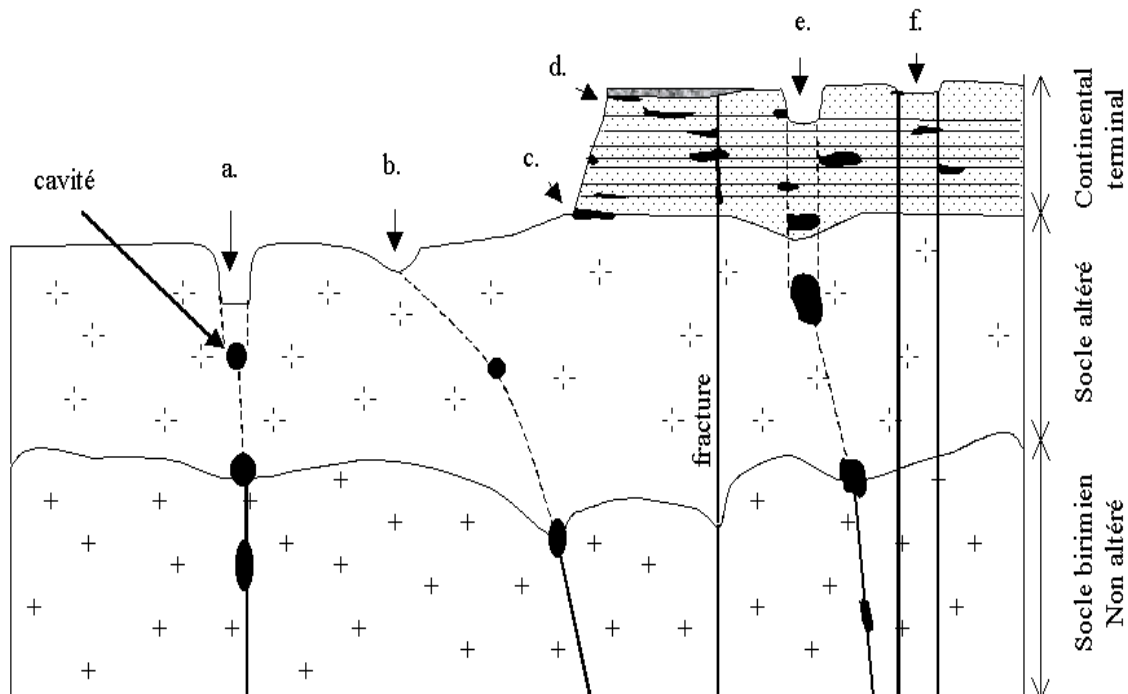


Fig. 26b. Schéma des réseaux souterrains au Niger occidental. . a., b. : anomalies dans le réseau hydrographique : a. liées à des affaissements au sein de la lithomarge birimienne, b. : à une zone de drainage préférentielle sur faille du socle . c. : cavités à la base du Continental terminal, d : cavités 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.

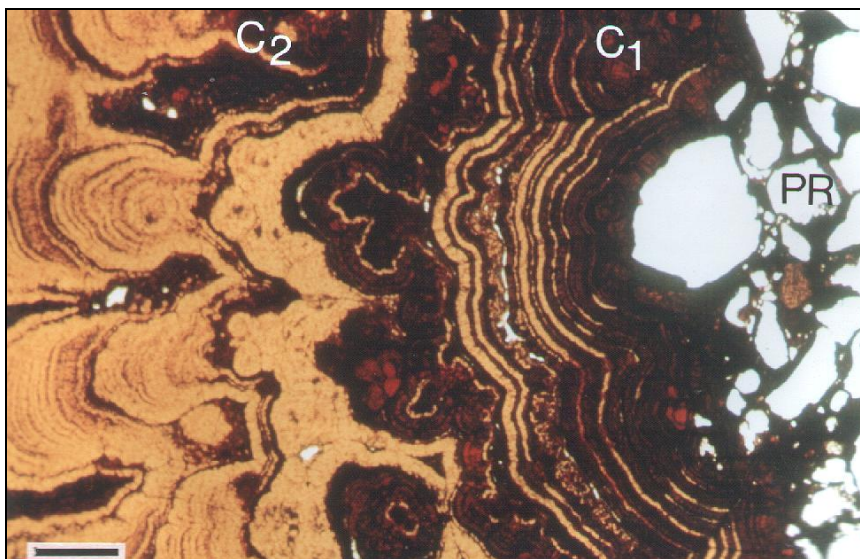
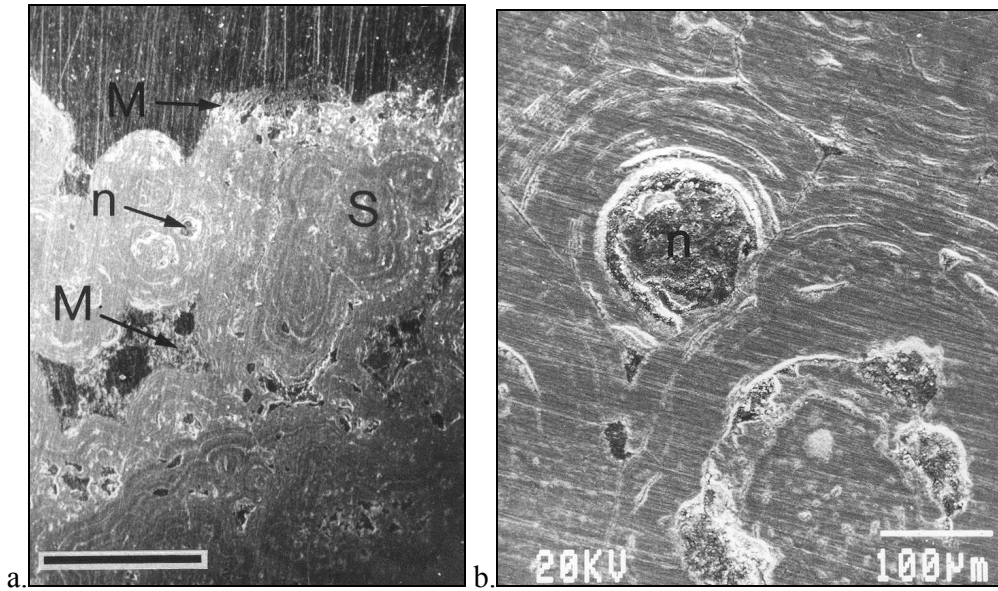


Photo 19. Lame mince vue en lumière polarisée. PR. : grès - roche-mère; C1 : première zone de concrétionnement, C2 : deuxième zone de concrétionnement. Barre d'échelle = 100 μm (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché B. SPONHOLZ).

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).

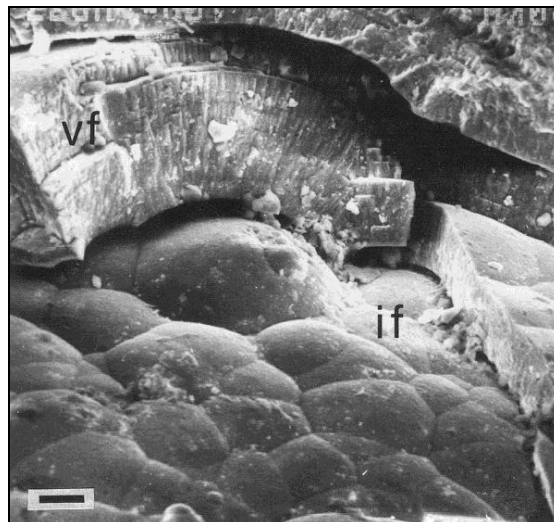


Fig. 28. Zone de concrétionnement secondaire ("cave popcorn") d'un échantillon brut. La surface de fracture interstrate (if) montre un relief en coussinet. Le plan de fracture perpendiculaire à la strate (vf) met bien en évidence la microstratification et la structure fibroradiée. Barre d'échelle = 10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

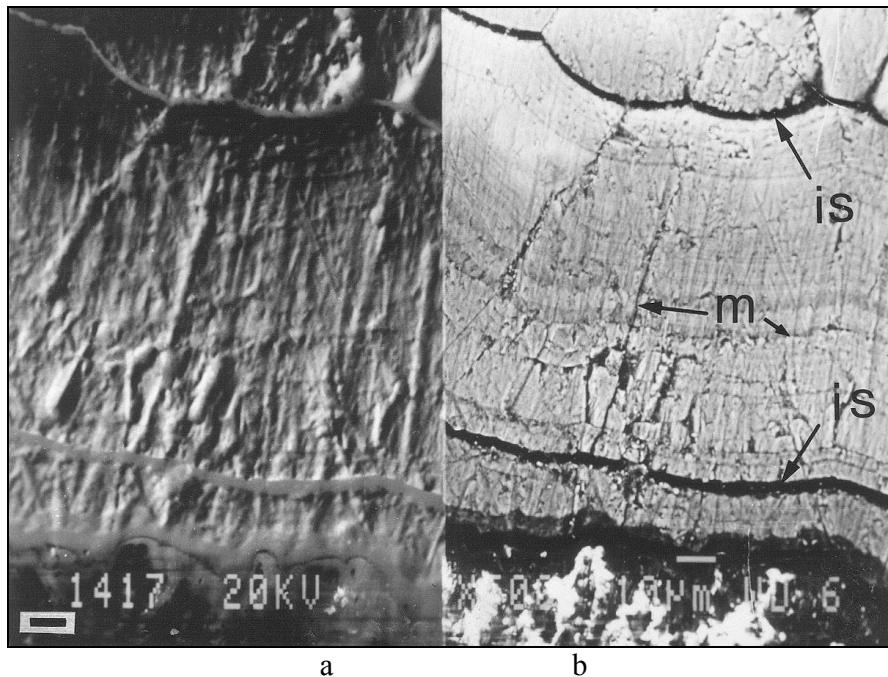


Fig. 29. Image obtenue par observation des électrons secondaires (a) et par électrons rétrodiffusés (b) d'une zone de sphérule dans la partie de concrétionnement secondaire sans métallisation préalable. Ces images montrent la microstratification et la structure fibroradiée des strates. Des vides interstratifiés (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).

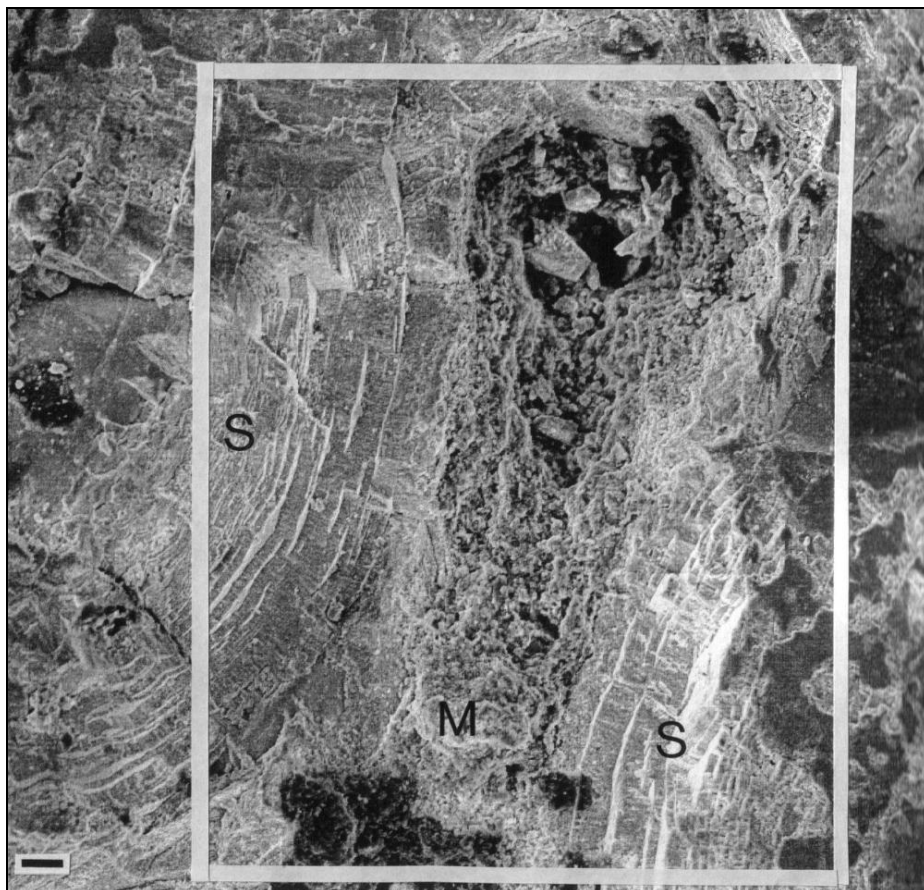


Fig. 31. Image en MEB d'un secteur entre deux sphérules voisines (S) et du matériau non structuré (M) présent entre elles (concrétion brute). La fenêtre délimite l'aire d'acquisition des cartographies élémentaires aux rX de la Fig. 29. Barre d'échelle = 10 μ m (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, cliché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

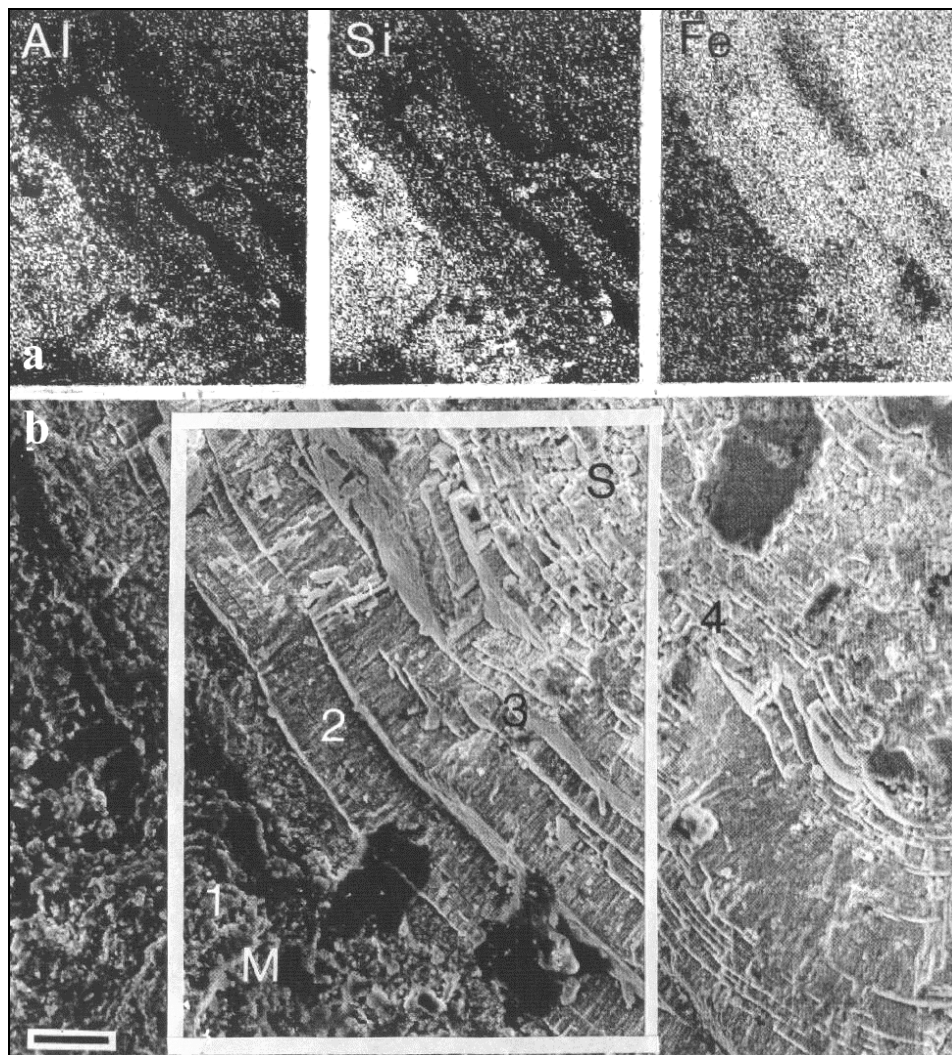


Fig. 32. a. : Cartographie élémentaire aux rayons X de la zone encadrée de l'image b. : Image en MEB d'un secteur d'une sphérule d'une concrétion brute cassée manuellement. La fenêtre délimite l'aire cartographiée en a. Les points 1 à 4 marquent respectivement les places d'acquisition des spectres des 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).

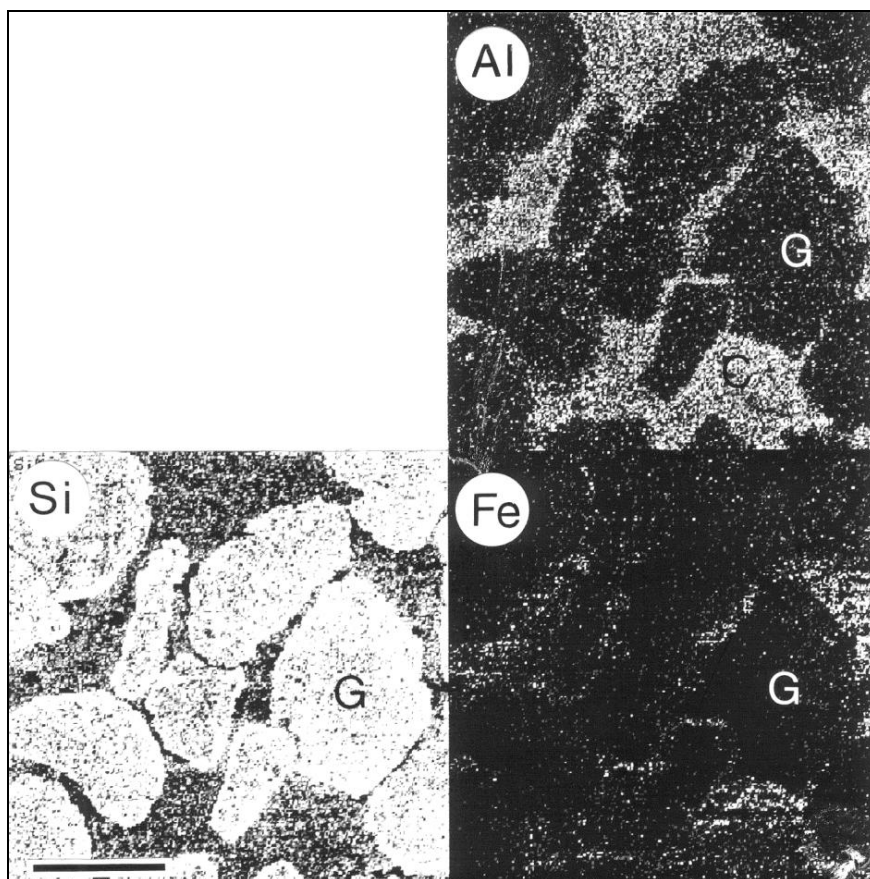
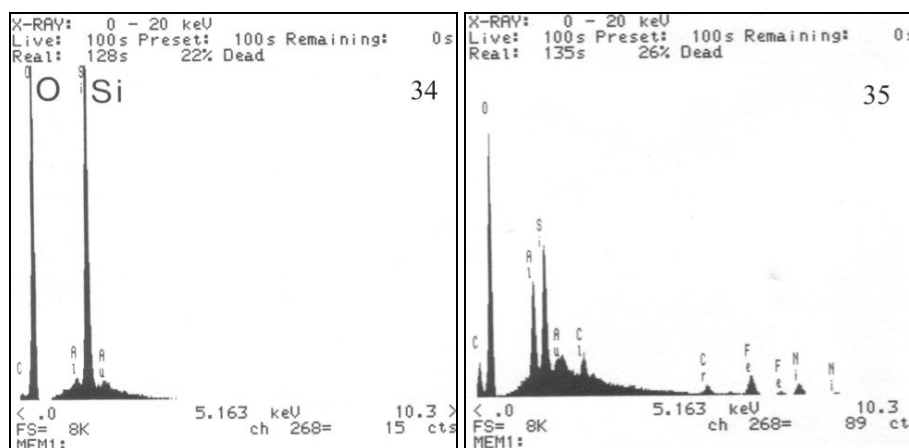
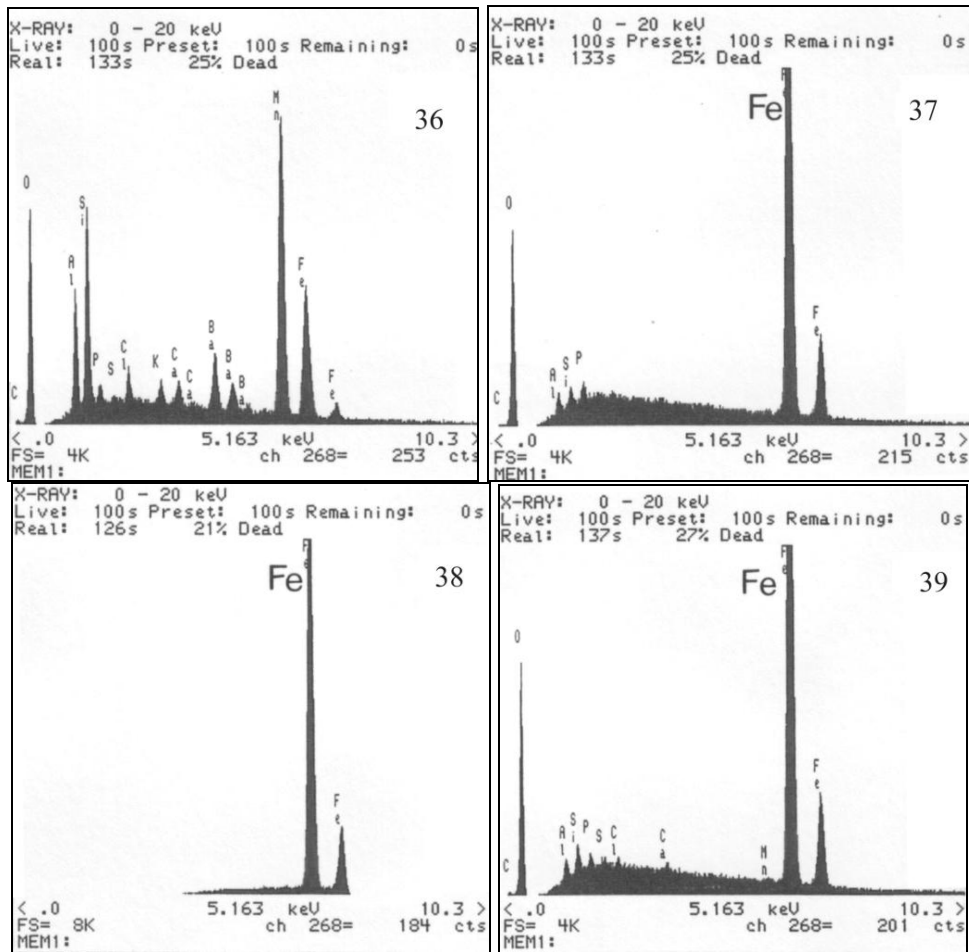


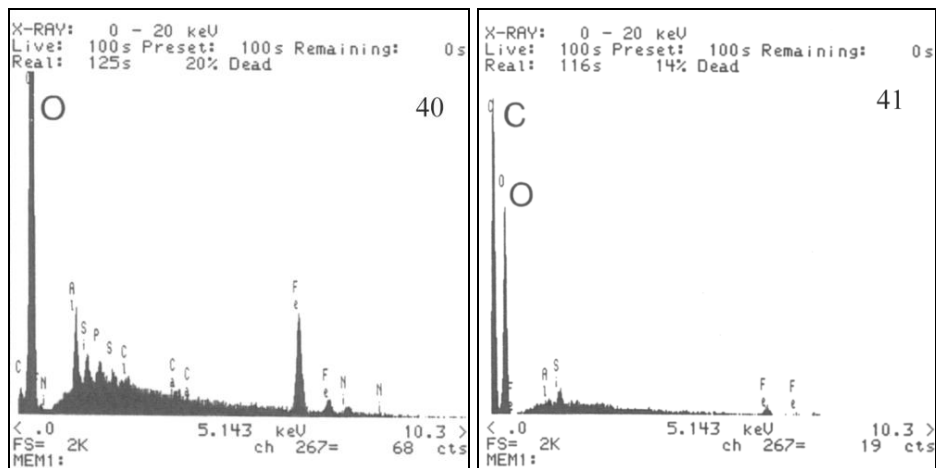
Fig. 33. Cartographies élémentaires aux rayons X de la roche-mère (à partir d'une lame mince) acquises avec le détecteur en fenêtre ouverte. Voltage d'accélération : 10 kV. Répartition d'Al (pic ka), de Si (pic Ka) et de Fe (pic Ka). C, ciment. G, grains de quartz. Barre d'échelle : 100 μ m (d'après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

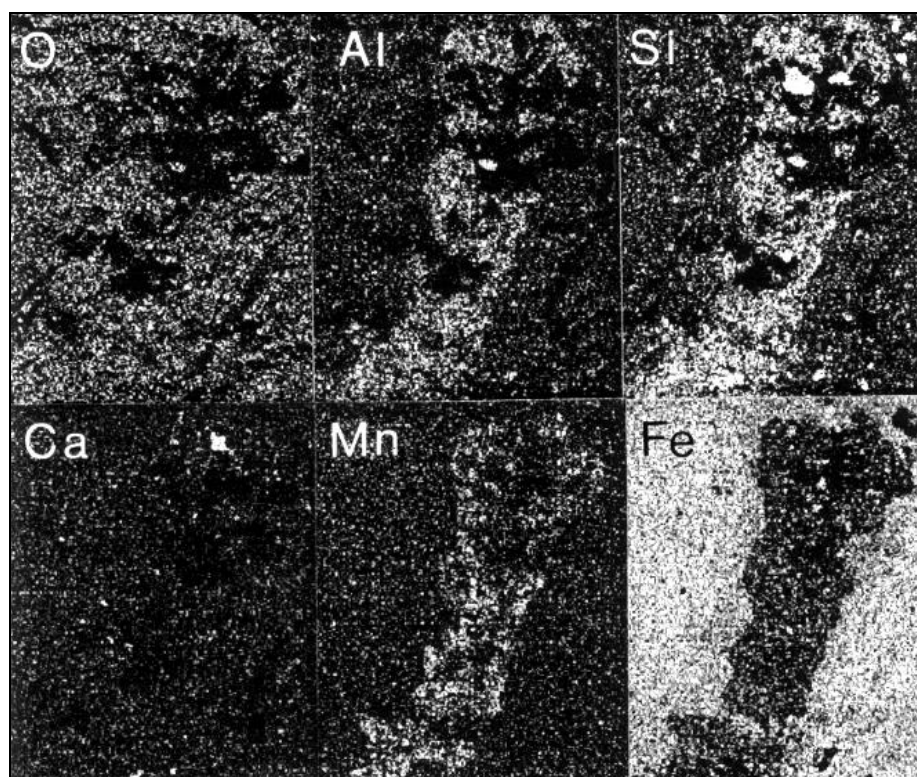


Fig. 42. Cartographie élémentaire aux rayons X de O, Al, Si, Ca, Mn et Fe (pics K_{α}) acquise dans la zone délimitée par la fenêtre de la Fig. 31 (concrétion brute). Acquisition par détecteur en fenêtre fine de Be. Tension d'accélération : 15 kV. Pour rappel, plus une zone apparaît claire, plus elle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

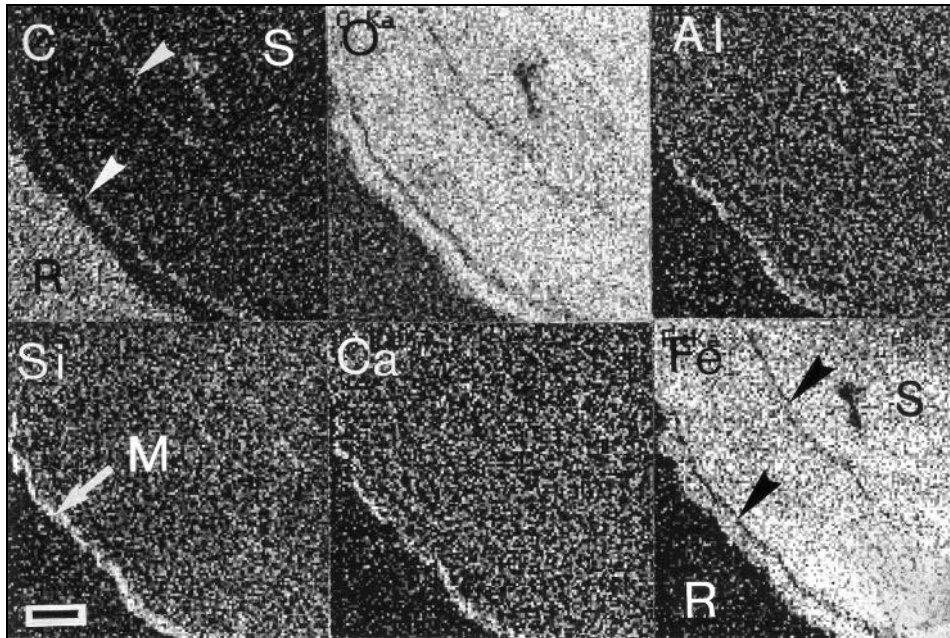


Fig. 43. Cartographie élémentaire aux rX de C, O, Al, Si, Ca et Fe (pics Ka) d'un secteur de sphérules d'une concrétion en lame mince. M : matériel non-structuré couvrant la surface de la sphérule. R : résine entourant la sphérule. S : sphérule. La flèche indique des joints interstratifiés comblés de 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).

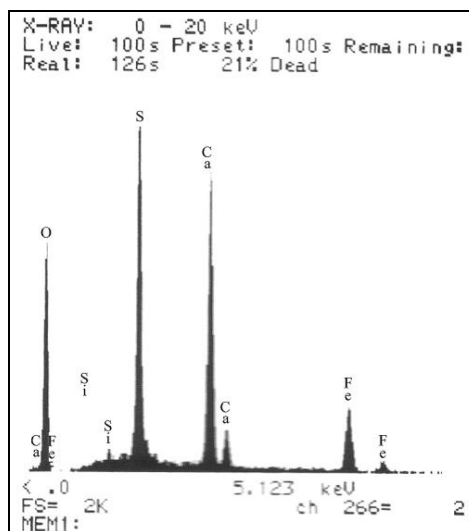


Fig. 44 . Spectre rX acquis d'un des cristaux visible sur la fig. 30. Acquisition avec détecteur en fenêtre ouverte. Tension d'accélération : 10 kV. Echelle : 2000 coups (d'après WILLEMS *et al.*, 1998, réalisation COMPERE et WILLEMS).

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) :

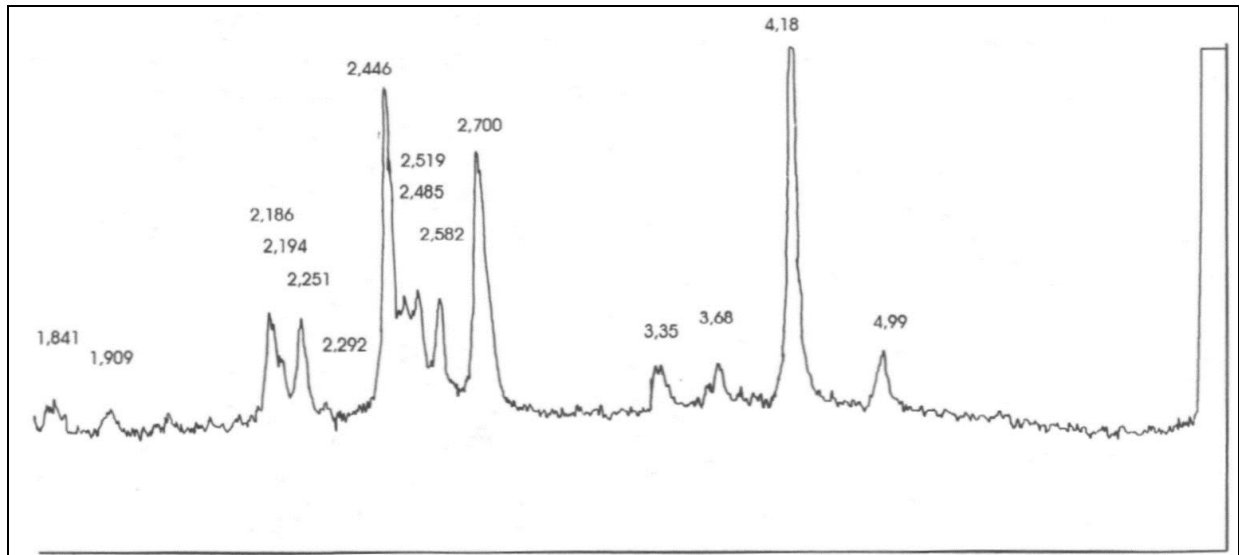


Fig. 45. Diffractogramme obtenu pour les concrétions du Tchigaï. (réalisation F. HATTERT, Dpt. de Minéralogie, service du Prof. FRANSOLETT, Université de Liège).

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.
