

UNIVERSITE DE LIEGE



**Phénomènes karstiques en roches silicatées
non carbonatées**

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

par Luc WILLEMS

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

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

Avant-propos - Remerciements

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

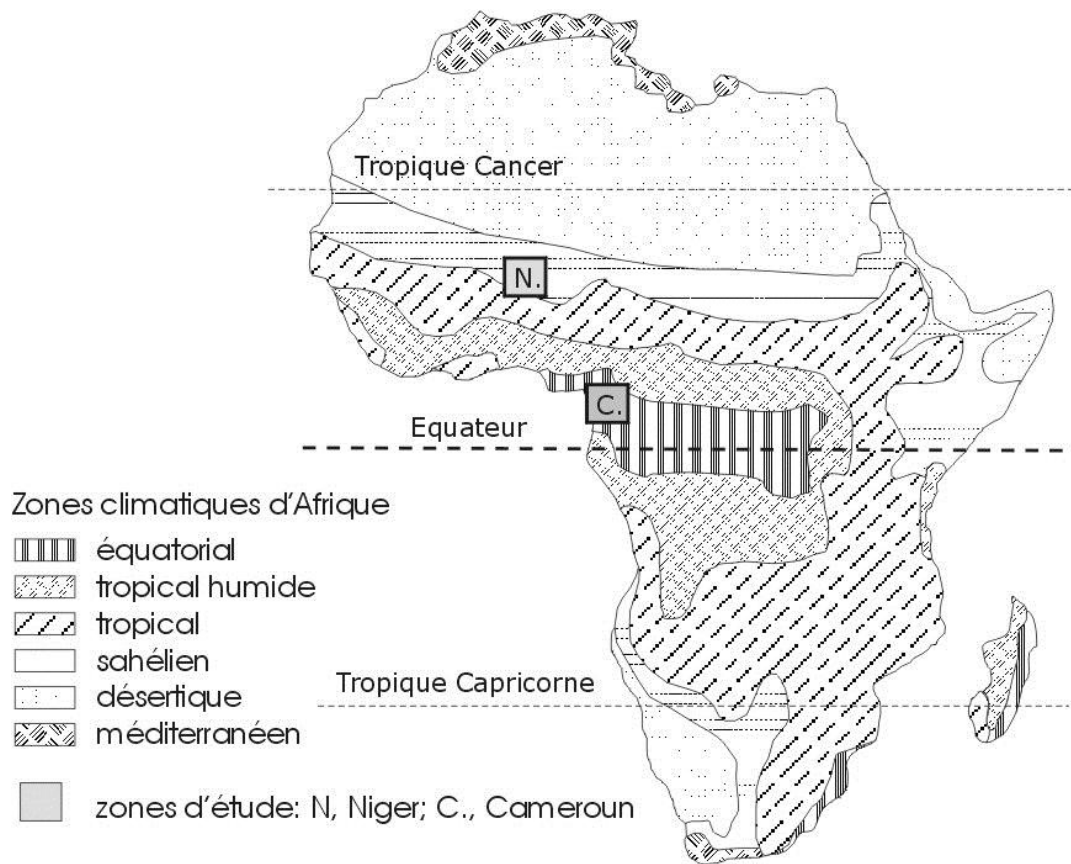
Mes remerciements vont également au Professeur André Ozer, promoteur de ce travail, qui, par son aide financière, m'a permis l'accès au M.E.B. ainsi que la réalisation de toute une série de lames minces. Ses remarques, ainsi que les échanges de points de vue avec Messieurs les Professeurs Jean Alexandre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

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

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

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

Localisation des zones d'étude du présent travail



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

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

par Luc WILLEMS

I. Introduction

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

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

¹ Karsts des roches calcaires

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

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

II.1 Introduction

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

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

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

2.1 Localisation

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

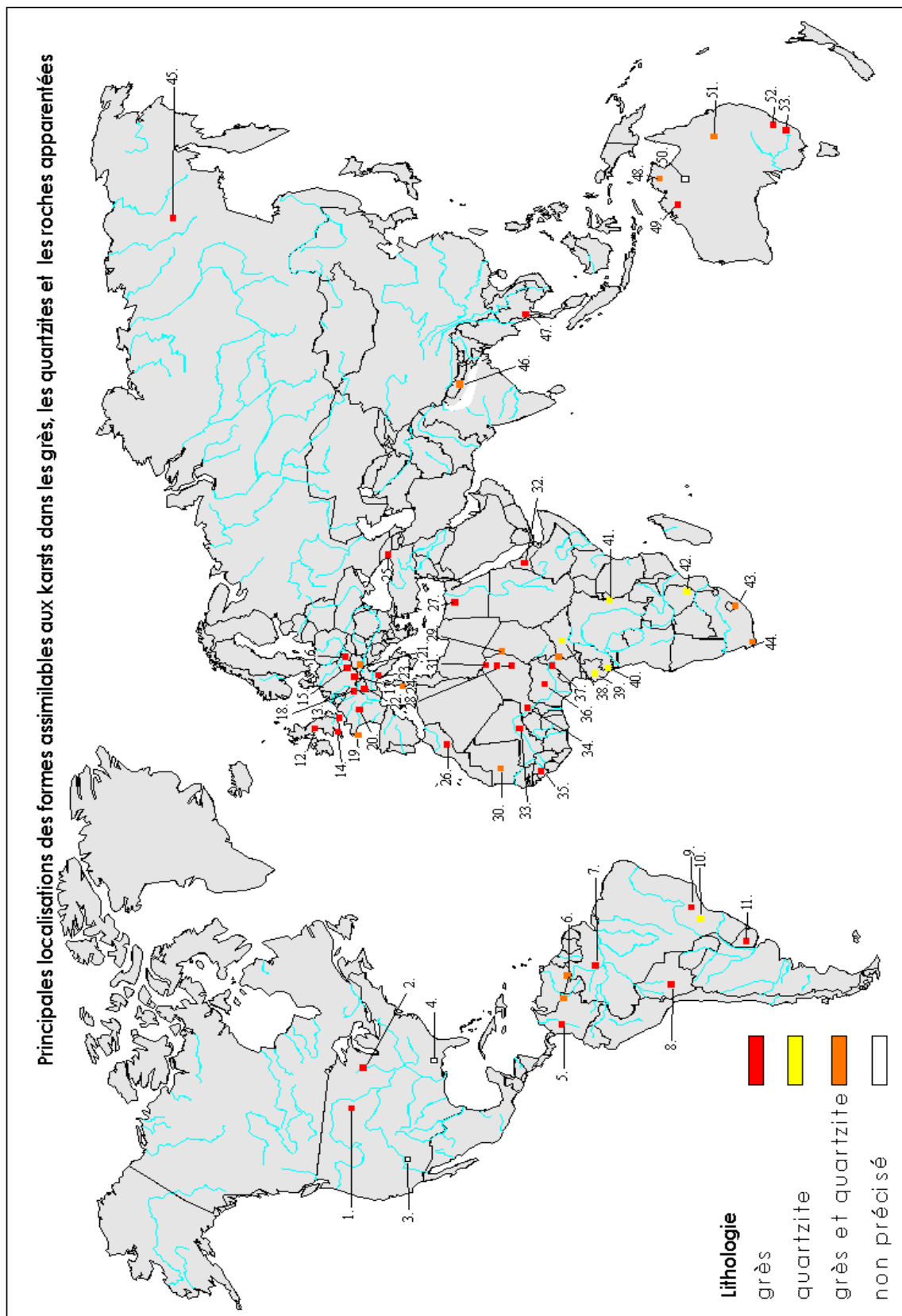


Fig. 1. Localisation des principales formes assimilables au karst dans les grès non-carbonatés, les quartzites et les roches apparentées répertoriées à ce jour à la surface du globe.

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

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

2.2 Mécanismes de formation proposés

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

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

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

D'autres processus peuvent jouer :

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

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

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

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

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

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

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

II.3 Formes assimilables au karst dans les granites

3.1 Localisation

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

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

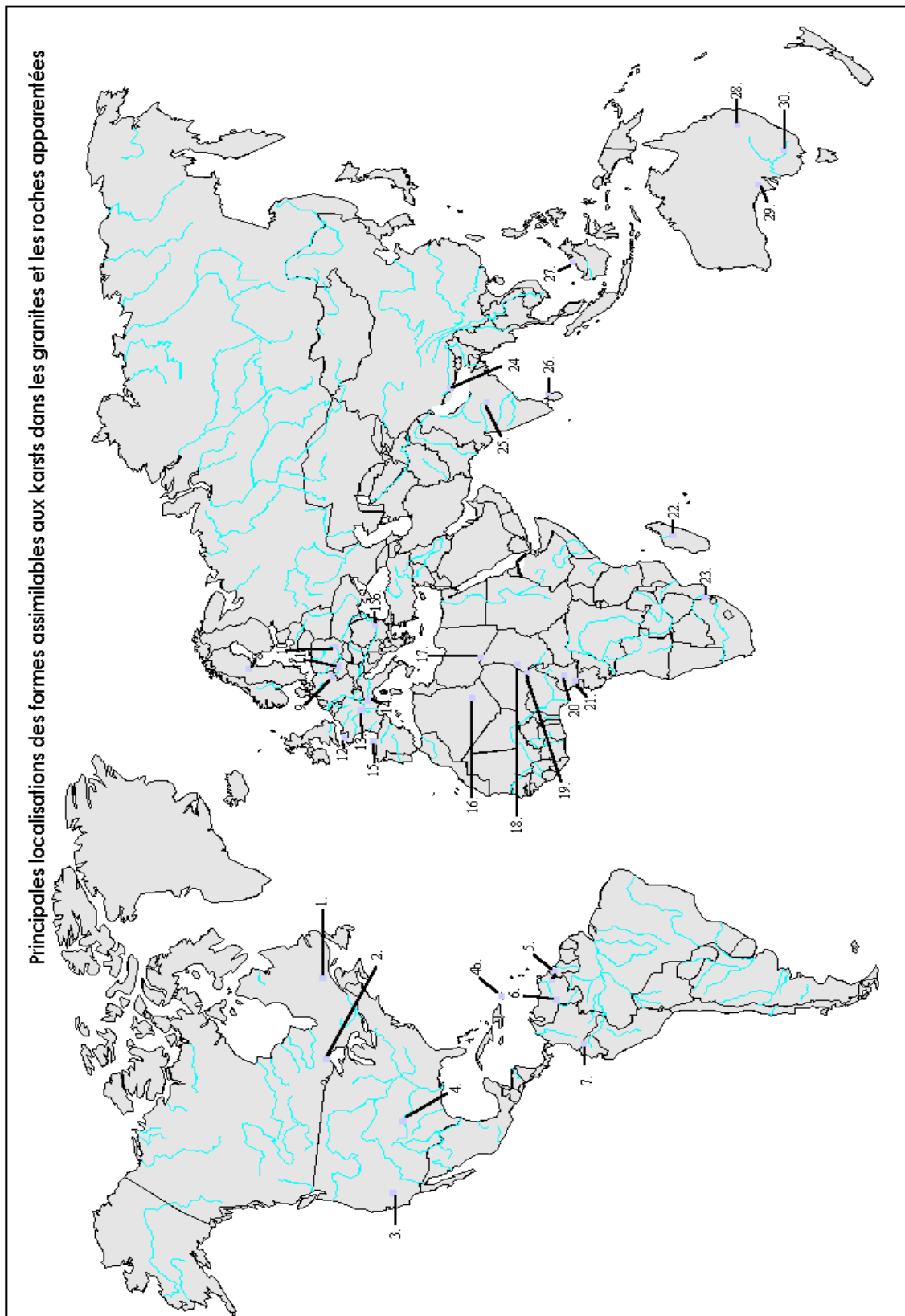


Fig. 2. Légende-Localisation des principaux karsts ou formes assimilées au karst dans les granites et les roches apparentées à travers le monde

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

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

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

3.2 Mécanismes de formation proposés

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.1 Localisation

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

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

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

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

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

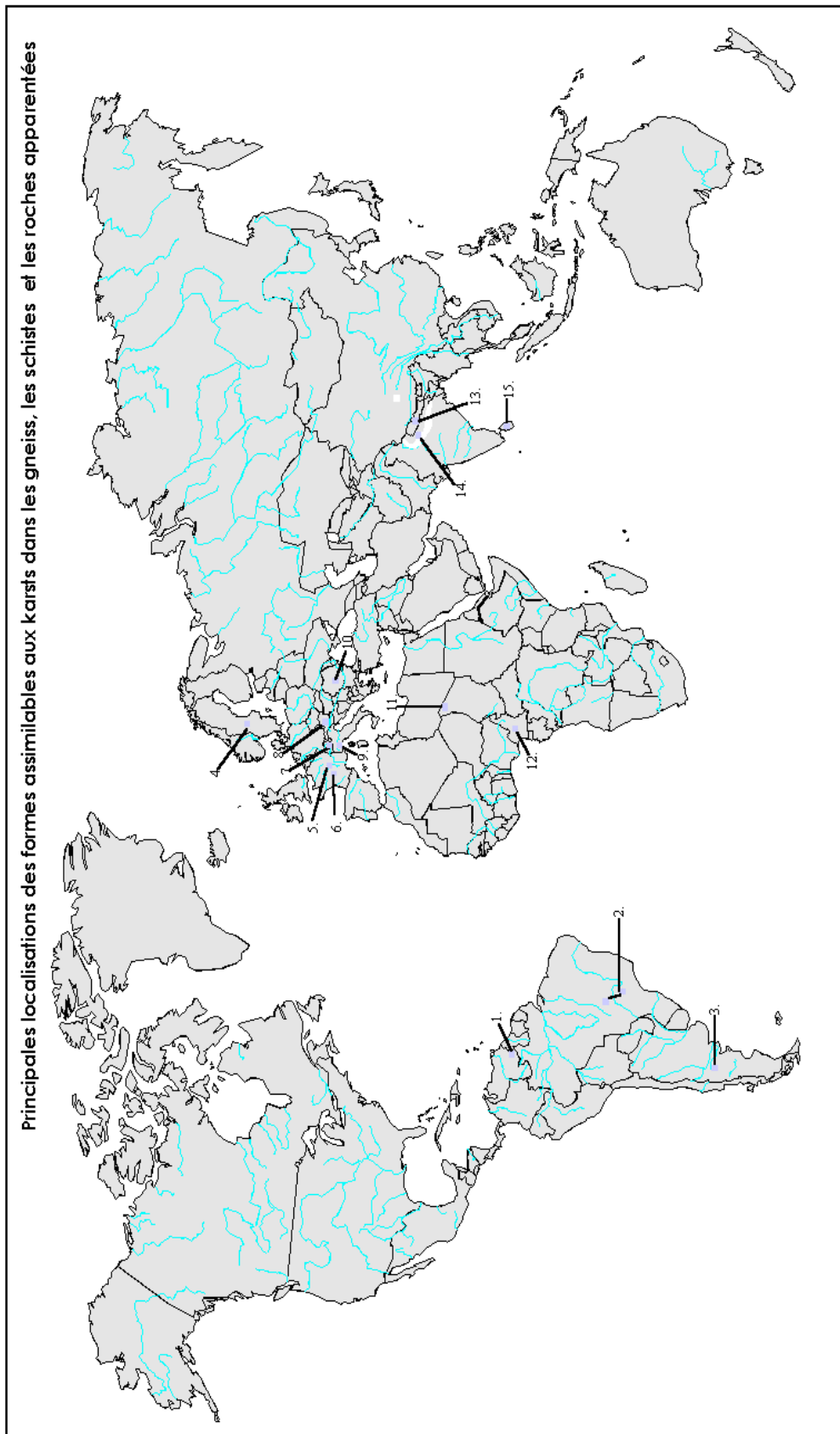


Fig. 3. Localisation des principales formes assimilables au karst dans les gneiss, les schistes et les roches apparentées répertoriées à ce jour à la surface du globe

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

4.2 Mécanismes de formation proposés

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

II.5 Les bases du problème

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

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

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

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

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

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

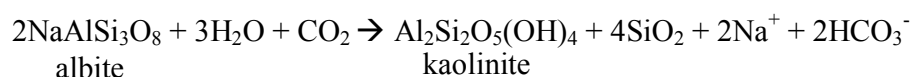
III. Etat de la question sur les données physico-chimiques du silicium, de l'aluminium et du fer

III.1 Introduction

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

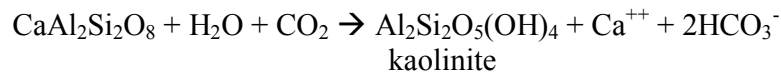
III.2 Hydrolyse des silicates

L'hydrolyse des silicates nécessite la présence de CO₂ : chaque cation métallique est remplacé par un vide cristallin. Elle peut être assimilée à une dissolution incongruente des minéraux silicatés alumineux. Les cations les plus mobiles (Na⁺, K⁺) sont perdus en premier lieu et sont suivis par les cations bivalents tels que Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, suivis par les ions polyvalents tels que Si⁴⁺, Fe³⁺ et Al³⁺. Les silicates sont parmi les minéraux les plus abondants de l'écorce terrestre, notamment les feldspaths et les minéraux ferromagnésiens. Les plagioclases encore appelés feldspaths calcosodiques caractérisent ce groupe. Comme exemple, prenons l'hydrolyse de l'albite qui peut s'écrire sous la forme suivante :

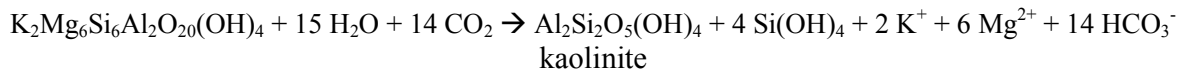


Dans cet exemple, la forte mobilité de l'ion Na⁺ fait qu'il est perdu en solution simultanément à une partie de la silice qui se recombine pour former de la kaolinite ou reste sous forme de SiO₂.

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

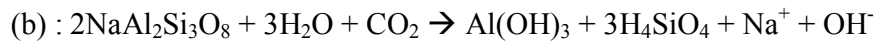
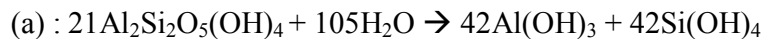


Pour la biotite par contre nous aurons la réaction suivante :



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

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

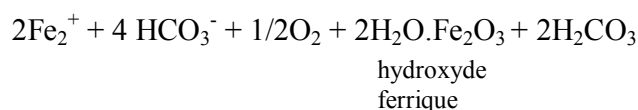


La formation de gibbsite est généralement considérée comme l'aboutissement du processus d'hydrolyse.

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

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

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



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

III.3 Données physico-chimiques générales sur la silice

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

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

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

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

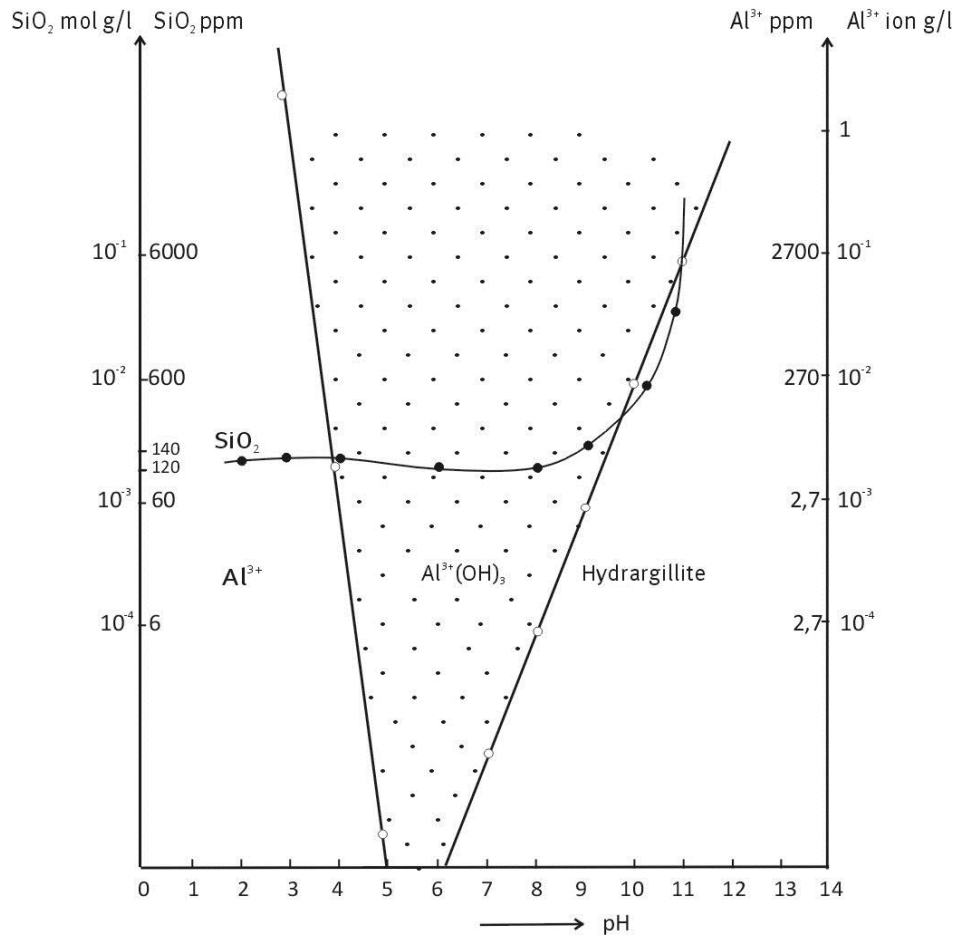


Fig. 4a. Courbe de la solubilité de la silice en fonction du pH (d'après KRAUSKOPF, 1956 in Millot, 1964)

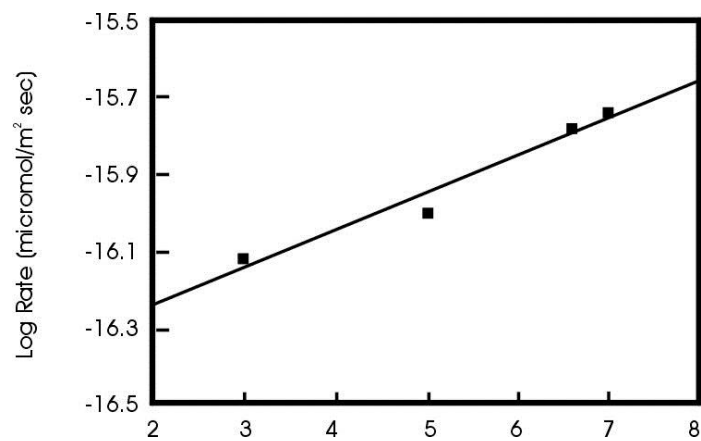


Fig. 4b. Comparaison entre la vitesse de dissolution en log 10 du quartz par rapport au pH dans de l'eau à pH 7,-6,6- 5 et 3 (d'après Bennett et al., 1988) .

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

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

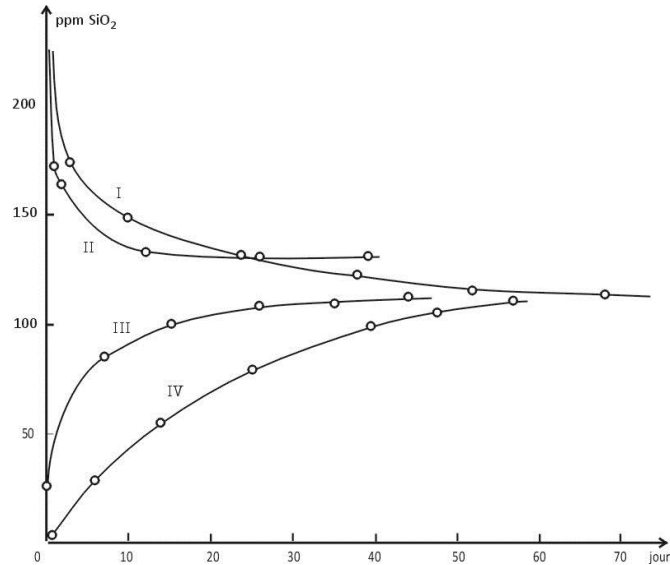


Fig. 5. Courbes représentatives de l'approche de la solubilité limitée de la silice monomère, par divers essais (d'après Krauskopf, 1959)

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

pH voisin de 8.

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

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

pH = 8.

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

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

pH=8.

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

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

progressivement augmenter au détriment des polymères présents.

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

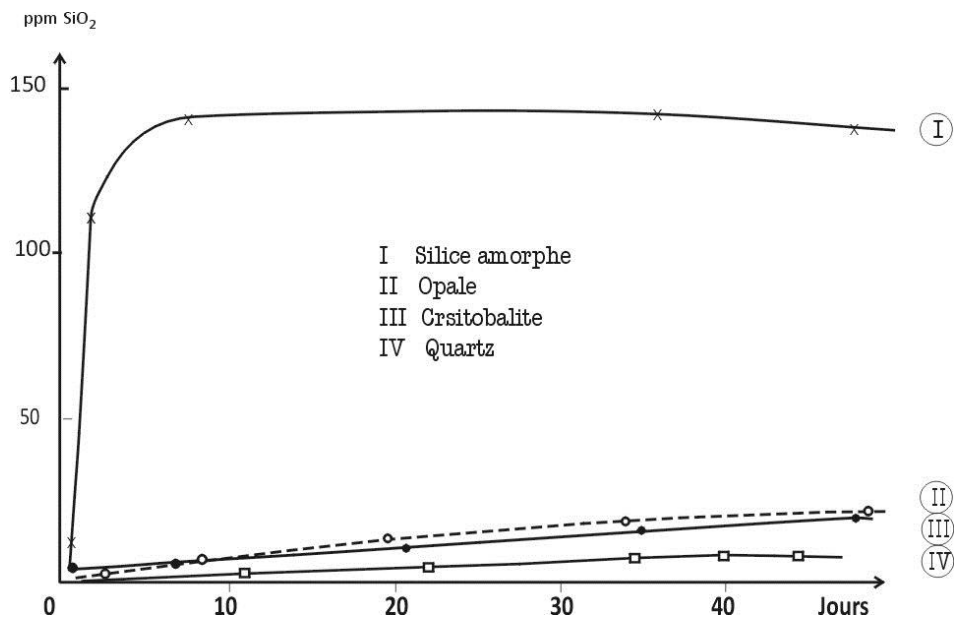


Fig. 6. Solubilité de la silice amorphe, de l'opale, de la cristobalite et du quartz (d'après WEY et SIFFERT, 1961 in Millot, 1964)

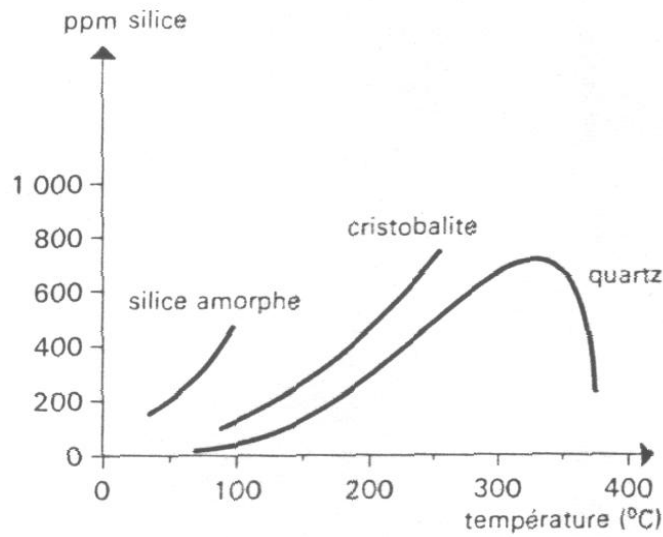


Fig. 7. Influence de la température sur la solubilité de différentes formes de silice (d'après WYART, 1995)

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

III.4 Solubilité de l'alumine

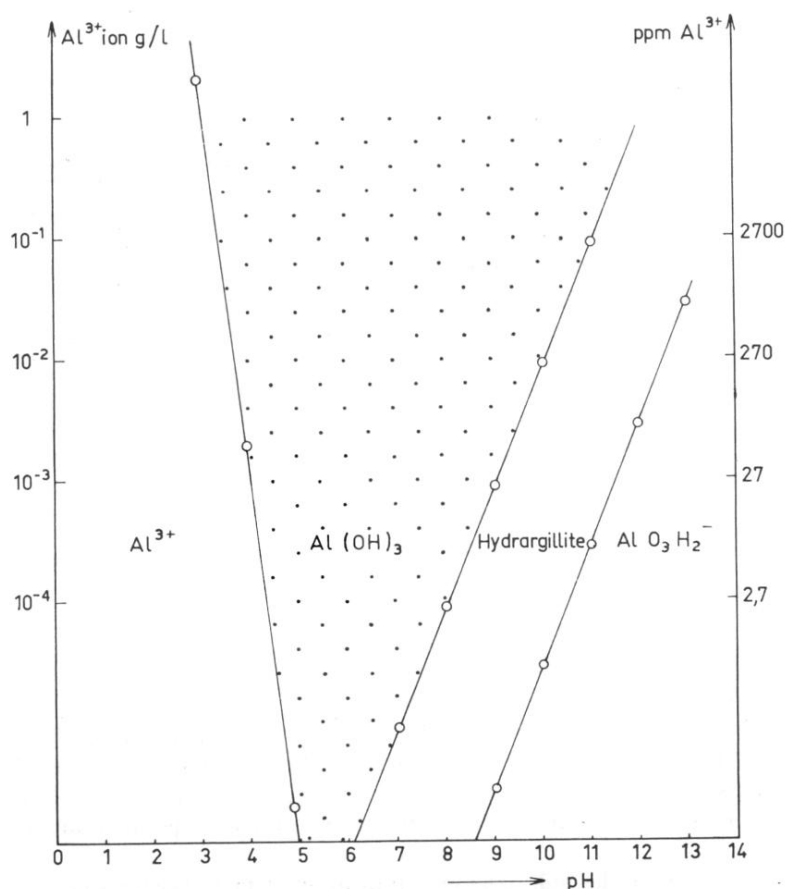


Fig. 8. Solubilité de l'alumine en fonction du pH (d'après WEY, 1962 in Millot, 1964)

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

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

III.5 Solubilité du fer

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

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

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

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

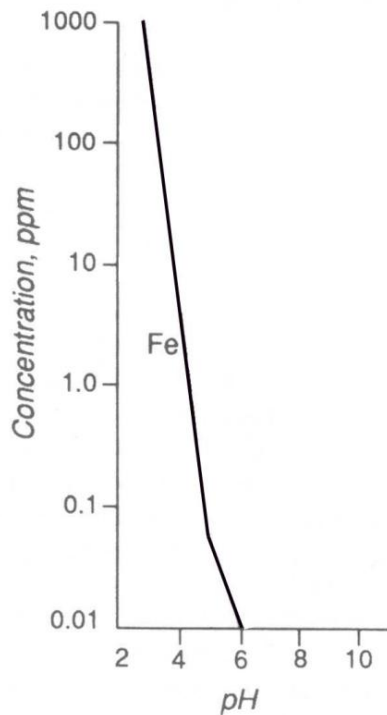


Fig. 9a

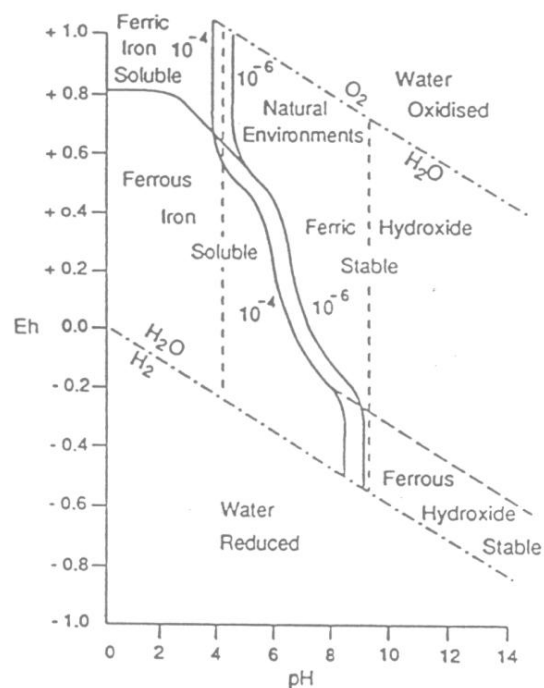


Fig. 9b

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

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

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

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

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

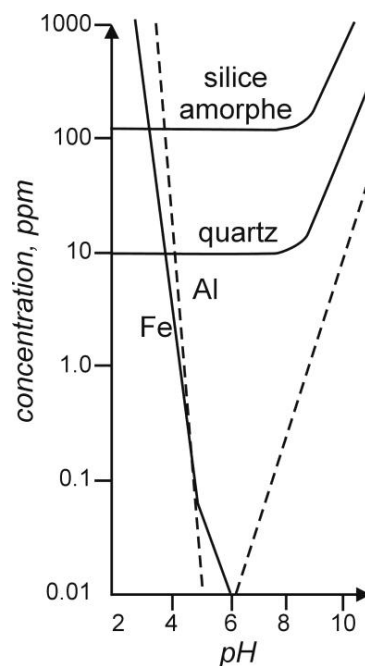


Fig. 10. Relation entre le pH et la solubilité de l'aluminium, du fer, de la silice amorphe et du quartz. Les données pour la silice amorphe et le quartz proviennent de Krauskopf (1967), celles pour le fer et l'aluminium proviennent de Black (1957) (d'après THOMAS, 1994).

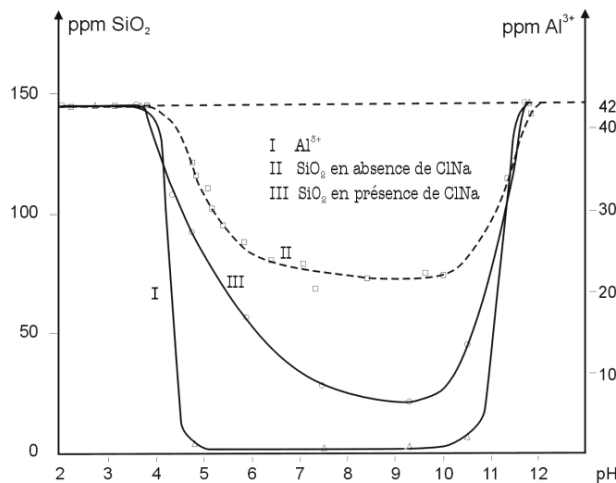


Fig. 11a

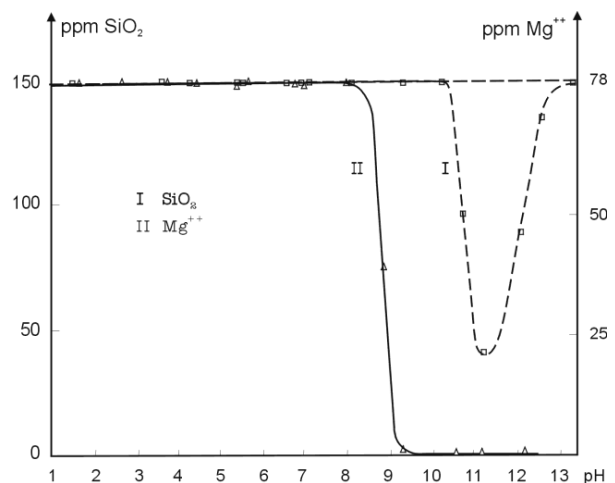


Fig. 11b

Figs. 11. (a) : variation, en fonction du pH, de la teneur en SiO_2 et en Al^{3+} d'une solution saturée en silice monomérique et contenant des ions Al^{3+} introduit sous forme de sulfate (d'après Wey et Siffert, 1961 in Millot, 1964). (b) : variation, en fonction du pH, de la teneur en SiO_2 et en Mg^{2+} d'une solution, saturée en silice monomérique et contenant une quantité équimoléculaire d'ions Mg^{2+} introduits sous forme de chlorure (d'après Wey et Siffert, 1961 in Millot, 1964).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

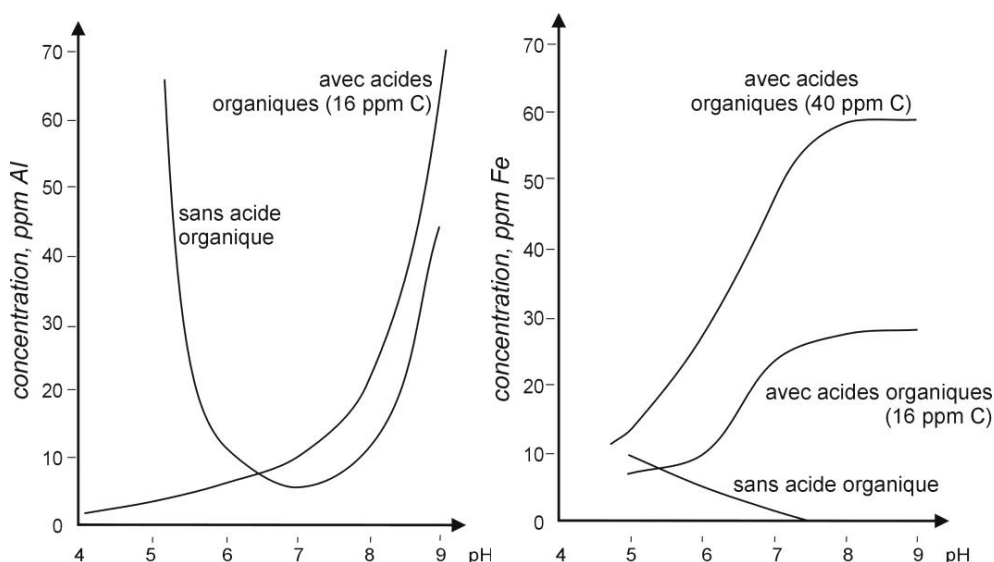


Fig. 12a. Solubilité de l'aluminium (graphique de gauche) et du fer (graphique de droite) en fonction du pH et en présence et en absence d'acides organiques (d'après Ong *et al.*, 1970 in Thomas, 1994))

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Plusieurs explications peuvent être avancées :

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

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

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

(THOMAS, 1994).

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

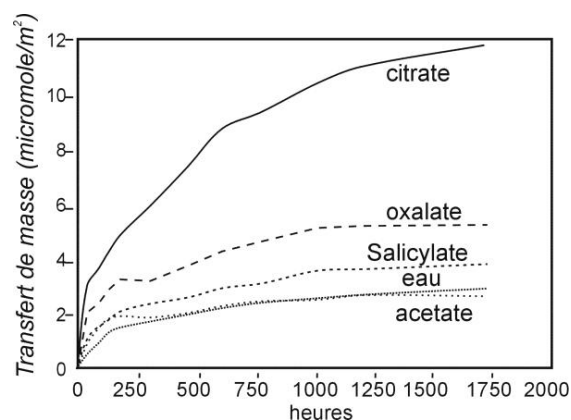


Fig. 12b. Transferts de masse de silice à partir de quartz en relation avec des solutions contenant 20 mmoles/Kg de différents acides organiques à pH 7, comparés au transfert de masse de silice à partir du quartz dans une eau pure à pH 6,6. Le transfert de masse est exprimé en micromoles de silice par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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

8.1 Introduction

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

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

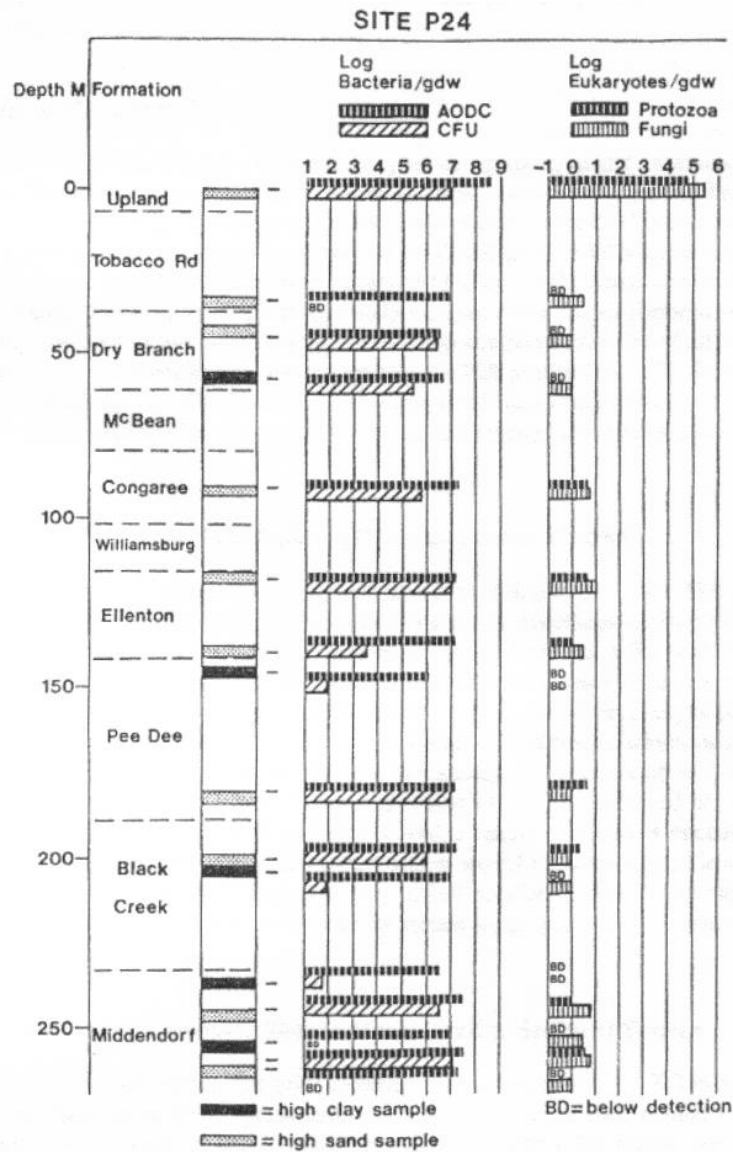
8.2 Localisations des micro-organismes

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

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

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

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



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

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

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

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

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

8.3 Propriétés des micro-organismes

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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