N° D'ORDRE : 161

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR 3e CYCLE

MENTION GÉOLOGIE APPLIQUÉE

(OPTION MINÉRALOGIE)

PAR

MAURICE BOUMA

LICENCIÉ ÈS SCIENCES

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES MINÉRALISATIONS DU BASSIN DE FRANCEVILLE - GABON

(ORIGINE - TYPE MÉTALLOGÉNIQUE - ÉVOLUTION)

Soutenue le 15 Janvier 1970 devant la Commission d'examen

MM. G. WATERLOT Président
A. BONTE Examinateur
J. PROUVOST Rapporteur

- A ta mémoire mon grand oncle Marc ONIVINONGO.

- A toi ma chère épouse pour ton courage et ton aide dans les périodes difficiles que nous avons traversées.

- A toi mon cher fils.

- A vous mes chers parents.

- A vous mes beaux-parents, beaux-frères, belle-soeur, neveu et nièce.

- Enfin à tous mes amis.

Je dédie ce modeste travail.

T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITE DE LILLE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR 3ème CYCLE

mention géologie appliquée

par

Maurice BOUMA

Licencié ès Sciences

CONTRIBUTION A L'ETUDE DES MINERALISATIONS DU BASSIN DE FRANCEVILLE

(Origine - Type métallogénique - Evolution)

Soutenue le devant la Commission d'Examen

Ceuta
Melilla
Alger
Oran
Tunis
TUNISIE
Rabat
Casablanca
MAROC
RÉPUBLIQUE DÉMOCRATIQUE ALGÉRIENNE
Tripoli
Benghazi
Alexandrie
Le Caire
Suez
St Ifni
IFNI
LIBYE
El Aioun
SAHARA ESPAGNOL
Rép. Arabe Unie (ÉGYPTE)
Villa Cisneros
Port Etienne
Rép. Islamique de MAURITANIE
Nouakchott
Rép. du NIGER
Rép. du TCHAD
Port Soudan
Khartoum
Massaoua
Dakar
SÉNÉGAL
MALI
Bamako
Niamey
Ouagadougou
Fort-Lamy
SOUDAN
CÔTE FRSE DES SOMALIS
Djibouti
Bathurst
GAMBIE
Bissau
GUINÉE PORT
GUINÉE
Hte VOLTA
FÉDÉRATION DU NIGERIA
Addis-Abeba
ETHIOPIE
Conakry
Freetown
SIERRA LEONE
CÔTE D'IVOIRE
GHANA
TOGO
DAHOMEY
Lomé
Accra
Porto Novo
Lagos
Cotonou
RÉP. FÉD. DU CAMEROUN
Rép. CENTRAFRICAINE
Bangui
Monrovia
LIBERIA
Abidjan
St Isabel
FERNANDO PO
Douala
Yaoundé
SOMALIE
Mogadiscio
PRINCIPE
Sao Tome
SAO TOME
Batas
OUGANDA
KENYA
Kampala
Nairobi
Rép. GABONAISE
Rép. du CONGO
RÉPUBLIQUE DÉMOCRATIQUE DU CONGO
Kigali
RWANDA
BURUNDI
Bujumbura
Mombasa
Pemba
Brazzaville
Pointe Noire
Léopoldville (Léopoldville)
Cabinda
TANZANIE
ZANZIBAR
Dares Salam
St Paul de Loanda
Benguella
ANGOLA
ZAMBIE
MALAWI
Zomba
Mozambique
Lusaka
Salisbury
RHODÉSIE
Quelimane
MOZAMBIQUE
SUD-OUEST AFRICAIN
Whindoek
BECHUANALAND
Lobatsi
Pretoria
Mbabane
Lourenço Marques
SWAZILAND
Maseru
Durban
BASUTOLAND
Républ. SUD-AFRICAINE
Port Elisabeth
le Cap

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE : APERCU GENERAL SUR LA REGION DE FRANCEVILLE (HAUT-OGOOUE) ET SUR LA SERIE DU FRANCEVILLIEN.

Historique .....P. 1

Section 1 : Cadre géographique

1- Climat et végétation.....P. 3
2- Faune.....P. 4
3- Relief et hydrographie.....P. 4
4- Voies de communication.....P. 4
5- Activité économique.....P. 5

Section 2 : Cadre géologique

1- Stratigraphie.....P. 6

Premier cycle du Francevillien.....P. 7
Deuxième cycle du Francevillien.....P. 8
Faciès particuliers.....P. 10

2- Tectonique et Esquisse structurale.....P. 11

Groupe directionnel WS.....P. 11
Groupe directionnel EO.....P. 11
Groupe directionnel NW-SE.....P. 11

3- Métamorphisme.....P. 12

4- Age des sédiments francevilliens.....P. 12

5- Restes organiques : ancienneté de la vie sur les aires continentales.....P. 13

6- Conclusions.....P. 14

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DES CONCENTRATIONS MINERALES DU BASSIN DE FRANCEVILLE

Section 1 : Milieu sédimentaire Fl

1- Caractères pétrographiques des sédiments du Fl.....P. 17

2- Paléogéographie du bassin Fl.....P. 19

Section 2 : Les formations minérales

Historique.....P. 20

A. l'Uranium.....P. 22

1- Morphologie des gisements.....P. 22
2- Minéralogie.....P. 23
3- Géochimie.....P. 26
4- Relations entre minéralisation et cadre géologique.....P. 27

Paléogéographie.....P. 27
Tectonique.....P. 28
Lithologie et caractères physiques.....P. 30
Matière organique.....P. 35

5- Type métallogénique et origine de l'uranium.....P. 37
6- Transformations et évolution.....P. 41

B. Le Manganèse

1- Données actuelles.....P. 42
2- Morphologie des gisements.....P. 43
3- Minéralogie.....P. 46
4- Minéralisation et cadre géologique.....P. 50
5- Position stratigraphique.....P. 51
6- Type métallogénique.....P. 52

TROISIEME PARTIE : ORIGINE DES GITES DE MOANDA

1- Origine du Manganèse.....P. 53

Volcanisme.....P. 53
Socle.....P. 53

2- Mise en solution du Manganèse et son transport :
Halmyrolyse.....P. 54

3- Dépôt du Manganèse - Sa séparation avec le Fer...P. 56

Solubilité.....P. 58
Ph du milieu.....P. 59
Eh = Potentiel d'oxydoréduction.....P. 59

QUATRIEME PARTIE : EVOLUTION ET TRANSFORMATION DE LA FORMATION MANGANESIFERE

A. Zones de surface et subsurface.....P. 62

B. Zones profondes.....P. 64

C. Zones de formations secondaires

- La cuirasse.....P. 64
- Le ruban de manganite.....P. 65

D. Importance de l'altération météorique et fluctuations du niveau hydrostatique.....P. 67

CONCLUSIONS GENERALES .....P. 70

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

BIBLIOGRAPHIE.

I N T R O D U C T I O N

Ce travail a été entrepris, en grande partie, dans le but de faire connaître une région du monde qui, malgré les immenses richesses que recèle son sous-sol, a toujours été mal connue : Le GABON.

Pour beaucoup d'esprits, le GABON c'est avant tout le pays de l'Okoumé, que l'on rencontre un peu partout sous forme de contre-plaqué, et qui a été jusqu'à une époque récente, la principale et unique ressource de ce pays.

Et c'est surtout Lambaréné, modeste ville sur les bords du fleuve Ogooué, dont le nom reste attaché au souvenir du grand Docteur qu'était Albert SCHWEITZER, lequel a préféré, aux honneurs et aux acclamations des foules occidentales pour ses talents de musicien, une vie d'hermite, au service exclusif de peuplades sauvages à qui, "apprendre la langue française, revenait à enseigner du Bach à des singes"(1).

Mais, le Gabon, c'est aussi d'immenses réserves minières : Fer de Mékambo (860 millions de tonnes) - Manganèse de Moanda (400 millions de tonnes) - Uranium de Mounana - Pétrole de Port-Gentil - Or - Diamant etc...

Si pour l'essentiel, de nombreuses descriptions et études de ces gîtes ont été publiées, il restait pour quelques uns d'entre eux, un certain nombre de points à peine éclaircis ou incomplètement résolus.

Je me suis donc attaché - pour ce qui est des gîtes de manganèse et d'uranium de la région de Franceville - à apporter une modeste contribution dans la solution des problèmes métallogéniques et la connaissance minéralogique de ces gisements.

---

(1) Je cite de mémoire.

Première partie

APERCU GENERAL SUR LA REGION DE FRANCEVILLE (HAUT-OGOOUE) ET SUR LA SERIE DU FRANCEVILLIEN

APERCU GENERAL SUR LA REGION DE FRANCEVILLE (HAUT-OGOOUE) ET SUR LA SERIE DU FRANCEVILLIEN

I. Historique :

Le terme de Francevillien, créé en 1954 par L. Baud, alors géologue principal à la direction des mines de l'A.E.F., pour désigner une série sédimentaire d'âge précambrien moyen, tire son nom de la localité de Franceville, chef-lieu du Haut-Ogooué.

En plus de son intérêt minier actuel, cette région présente également un intérêt historique. Franceville est en effet le premier poste important créé en 1880, au cours de la seconde mission, par l'explorateur français Savorgnan de BRAZZA, à la limite de navigabilité du fleuve Ogooué. C'est de là qu'il partira un peu plus tard à la conquête du Congo français.

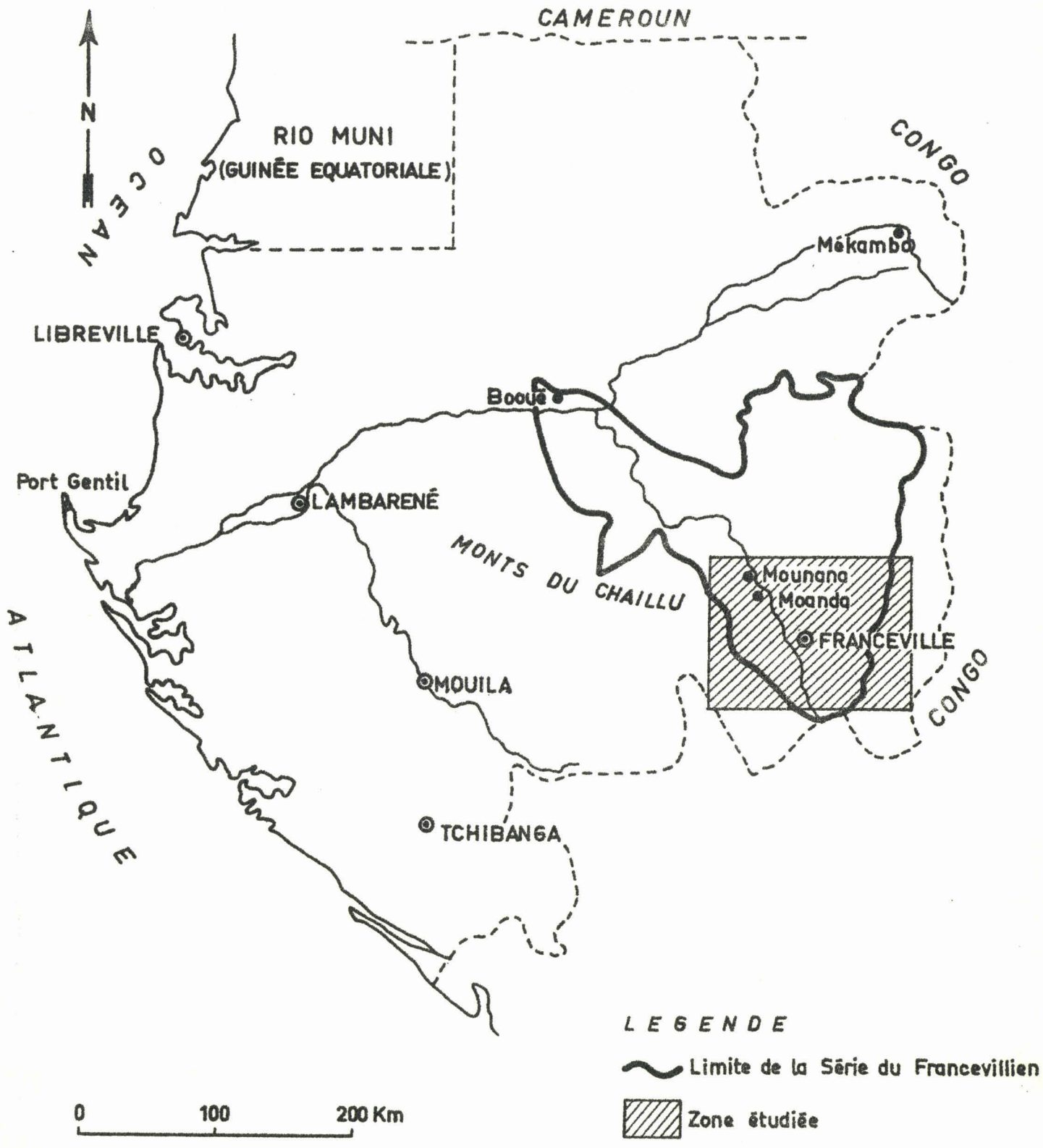
Par la suite, de nombreux voyageurs, prospecteurs et géologues ont parcouru la région et l'ont décrite en des études fragmentaires certes, mais non sans intérêt :

- Jacques de BRAZZA, frère de l'explorateur en 1886,
- Maurice BARRAT en 1893, ARSANDAUX en 1909, Erasme LOIR en 1913,
- AMSTUTZ en 1928, A. KATCHEWSKY en 1930, V. BABET en 1931,
- B. CHOUBERT en 1934, G. BERGER en 1938.

De toutes ces études et descriptions, il y a lieu de retenir celles de BABET et de BERGER, alors géologues au service des mines de l'A.E.F.

Pour BABET, les terrains sédimentaires anciens de la région de Franceville formaient un ensemble inextricable dans lequel il n'était pas possible d'établir un ordre de succession précis des diverses couches de terrain et il appela cet ensemble le complexe de Franceville, qu'il assimilait sur sa carte aux terrains anciens du Moyen-Congo, antérieurs au Schistocalcaire (Précambrien supérieur).

BERGER, pour sa part, dresse une carte beaucoup plus précise et détaillée, tant du point de vue géologique que topographique. On y trouve déjà



SITUATION DE LA SERIE DU FRANCEVILLIEN ET DU BASSIN DE FRANCEVILLE

un ordre de succession des terrains qui préfigure l'échelle stratigraphique qu'établira plus tard L. BAUD, lequel fera en outre la synthèse des données géologiques connues de la région et divisera cette série en :

- un Francevillien supérieur gréseux
- un Francevillien moyen schistogréseux
- un Francevillien inférieur gréseux.

Mais il faut attendre la période qui va de 1956 à 1962, à la suite de la découverte du gisement d'uranium de Mounana en 1956, pour que les géologues du CEA y mettent en évidence l'existence de deux cycles sédimentaires principaux FI et F2, dans lesquels certains faciès se succèdent dans le même ordre. Ce fait rendait alors caduque l'échelle stratigraphique de BAUD car ce qui était un anticlinal pour ce dernier devenait un synclinal pour les géologues du CEA.

Ceci me permet de souligner les difficultés qu'ont rencontrées des géologues tels que BAUD, qui étaient démunis de moyens de recherche adaptés, dans des régions où les affleurements de terrains sont rares.

II. Section 1 : Cadre géographique

Longitude approximative entre : 12°30 et 14° Est.

Latitude approximative entre l'Equateur et 2° Sud.

1- Climat et végétation

La région présente un climat moyennement humide, de type équatorial, avec une hauteur d'eau annuelle d'environ 1800 mm. On peut y distinguer quatre saisons, dont les limites ne sont pas toujours bien marquées :

- une petite saison sèche au mois de janvier
- une grande saison de pluies, de février à mai
- une grande saison sèche, de juin à septembre
- une petite saison de pluies, d'octobre à décembre.

La température moyenne oscille en général entre 22° et 25°C avec des écarts pouvant aller de 14° (saison sèche) à 35° (saison de pluies).

Le degré hygrométrique est en général moins élevé que sur la côte.

En ce qui concerne la végétation, on peut considérer en gros trois secteurs :

- les bords ouest des plateaux Batékés, formés d'une savane à herbes courtes, parsemée de petits arbustes rabougris et tordus, coupée de galeries forestières le long des rivières.
- la région située au nord de Franceville, jusqu'à Okondja, couverte d'une forêt à grands arbres, parmi lesquels se rencontrent quelques Okoumés. Le pays est découpé par de nombreuses rivières à débit important.
- la région de Franceville-Moanda-Mounana qui présente un aspect spécial, du fait d'un mélange naturel, harmonieux de savanes arborées et de petits îlots de forêt, dans un paysage relativement accidenté. C'est du reste pour ce paysage pittoresque que la principale localité de la région fut baptisée Franceville, en souvenir de certains paysages français.

2- Faune

Les espèces les plus courantes de la faune, sont le buffle, diverses espèces d'antilopes ; le gorille surtout dans les forêts de la région d'Okondja. L'éléphant est assez rare et se rencontre dans certaines vallées inhabitées. On rencontre parfois des lions - et plus rarement des panthères.

3- Relief et hydrographie

Le réseau hydrographique très dense est entièrement axé sur le fleuve Ogooué par l'intermédiaire de rivières importantes : La Mpassa - la Djoumou - la Leconi entre autres.

L'Ogooué est d'autre part coupé par un certain nombre de rapides et de chutes dont les plus importantes dans la région sont les chutes de Poubara.

Du point de vue relief, la topographie de la région est marquée par un certain nombre de plateaux et de quelques collines herbeuses, arrondies en forme de ballon (Monts Mbouma) dont l'altitude générale ne dépasse pas 700 m.

4- Voies de communications

Le Haut Ogooué est resté pendant longtemps une des régions les plus isolées du Gabon, la seule voie d'accès et de communication étant l'Ogooué, dont le cours, entrecoupé de rapides et de chutes, ne permet pas une navigation régulière en toute saison.

Ce n'est qu'en 1946, avec la création d'une route du Sud, reliant Franceville à Dolisie (Congo) par Zanaga et Sibiti, que la région sort un peu de son isolement et bénéficie d'un trafic par camions, relativement important. Cette route n'atteindra Lastourville qu'en 1955.

Cependant, en 1952 une ligne aérienne intérieure reliait hebdomadairement Libreville à Brazzaville avec escale à Lastourville et Franceville.

Depuis, en relation avec la découverte et la mise en exploitation des gisements métallifères de la région, les liaisons aériennes n'ont cessé de se développer et l'aérodrome de Moanda situé à 25 Km de Mounana et à 60 Km de Franceville, est relié à Libreville de façon régulière et presque quotidienne.

Enfin, une route assez récente (que j'appellerai la route du manganèse) suivant parallèlement le tracé du téléphérique de la Comilog, relie Moanda à Mbinda (au Congo - 100 Km) en passant par Bakoumba.

Notons cependant que, quoiqu'ouverte maintenant vers l'extérieur, la région du Haut-Ogooué reste malgré tout assez isolée du reste du Gabon. Il y a certes l'avion, mais celui-ci reste encore un moyen de communication inaccessible à l'ensemble de la population.

5- Activité économique

L'activité économique d'une région étant en liaison directe avec ses possibilités de communication avec l'extérieur, le Haut-Ogooué est resté longtemps défavorisé sur ce plan. L'activité économique se limitait à :

- quelques productions minérales : exploitations d'or alluvionnaire lié aux enclaves métamorphiques du socle.
- des essais de culture de fibres, qui se sont soldés par un échec.
- des cultures vivrières, principalement manioc et bananes.

Depuis, on a tenté également la culture du caféier mais, seulement à l'échelle du village.

Mais, avec la découverte et surtout la mise en exploitation des gisements d'uranium de Mounana et ceux de manganèse de Moanda, la région est devenue l'une des plus riches du Gabon.

Moanda et Mounana qui n'étaient, il y a quelques années encore que de petits hameaux perdus dans l'immensité de la forêt gabonaise, sont devenus de petits centres accueillants, dont le développement se poursuit à un rythme accéléré.

III. Section 2 : Cadre géologique

La géologie du Sud-Est du Gabon peut se résumer de la façon suivante :

- A l'Ouest, un vaste môle granitique (NW-SE), connu sous le nom de Massif du Chaillu, constitué dans l'ensemble par un granite migmatique, dans lequel on trouve encore des enclaves de roches métamorphiques (gneiss, amphibolites, quartzites ferrugineux), forme l'ossature structurale de la région.

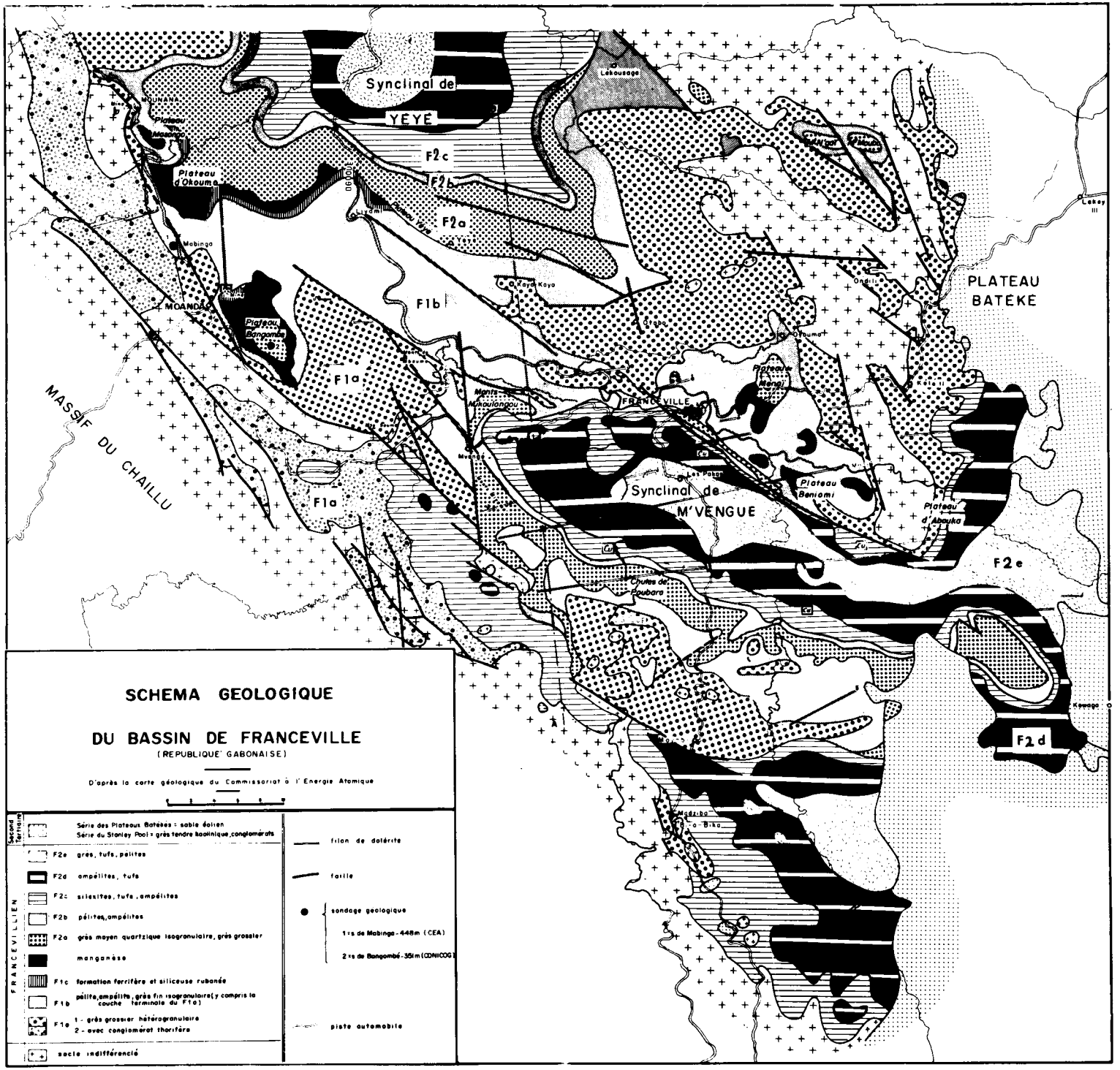
- En discordance sur ce massif et limité au Nord par les roches métamorphiques : gneiss, amphibolites du Nord Gabon, on trouve, en forme de coin, une épaisse formation subhorizontale, faite de sédiments détritiques à prédominance gréseuse, s'étendant sur près de 200 à 300 Km d'Ouest en Est, et de 50 à 250 Km du Nord au Sud : c'est le Francevillien. Des lambeaux de cette même formation sont conservés par failles dans la partie NW du massif du Chaillu.

- A l'Est, l'ensemble granite du Chaillu et Francevillien est recouvert en discordance totale par les sables et grès continentaux des plateaux Batékés, d'âge Tertiaire.

Ce bassin francevillien se présente comme une cuvette typiquement lacustre ou lagunaire, comblée par des matériaux détritiques issus de l'érosion fluviatile des chaînes cristallines avoisinantes.

L'ensemble présente une allure synclinale discrète et à été affecté par des mouvements épirogéniques se traduisant par une alternance de sédiments variés et par une tectonique cassante du socle.

Ce bassin se subdivise en une série de petits bassins dans lesquels la corrélation de certains faciès est difficile, le plus important étant celui de Franceville, le seul qui nous occupera par la suite.



SCHEMA GEOLOGIQUE

DU BASSIN DE FRANCEVILLE

(REPUBLIQUE GABONAISE)

D'après la carte géologique du Commissariat à l'Energie Atomique

Second Tertiaire

Série des Plateaux Batékés : sable éolien
Série du Stanley Pool : grès tendre kaolinique, conglomérats

FRANCEVILLIEN

F2e grès, tufs, pélites

F2d ampélites, tufs

F2c siltites, tufs, ampélites

F2b pélites, ampélites

F2a grès moyen quartzique isogranulaire, grès grossier

manganèse

F1c formation ferrifère et siliceuse rubanée

F1b pélite, ampélite, grès fin isogranulaire (y compris la couche terminale du F1a)

F1a 1 - grès grossier hétérogranulaire
2 - avec conglomérat thorifère

socle indifférencié

filon de dolérite

faille

sondage géologique
1 : s de Mabinga - 448m (CEA)
2 : s de Bangombé - 351m (COMICOG)

piste automobile

1. STRATIGRAPHIE

La stratigraphie du Francevillien a longtemps posé des problèmes aux géologues, jusqu'à ce que les équipes du C.E.A. (avec entre autres N. MORIN, F. WEBER, A. DURANDEAU, etc...) y mettent en évidence l'existence de deux cycles sédimentaires dans lesquels certains faciès se répètent dans le même ordre.

Premier cycle francevillien F1

Représentatif du district manganésifère de Moanda où il a une puissance totale de 200 à 600 m, ce cycle est bien connu grâce à deux sondages de recherche : le sondage de Mabinga (400 m) et le "sondage profond" de Bagombé (320 m) ; et aux levers de détail faits par les géologues du C.E.A.

Cette première série débute par un épisode grossier, auquel fait suite un épisode fin et calme, le tout est couronné par un épisode chimique. D'où sa division en trois termes : F1a, F1b, F1c.

F1a ou grès hétérogènes de Kaya-Kaya

En discordance sur le socle on trouve de bas en haut :

- des conglomérats et grès feldspathiques mouchetés parfois de dolomie rose.
- des grès quartzitiques noirâtres à stratification entrecroisée.
- des pélites gris vert avec de minces intercalations gréseuses.

Cette formation, très puissante (300 à 400 m) le long de la bordure occidentale du bassin, où elle est représentée par des grès à conglomérats thorifères, s'amincit au fur et à mesure que l'on s'éloigne de cette bordure, la sédimentation devenant plus fine, mais toujours de type deltaïque. Les pélites à intercalations gréseuses ne se rencontrent que dans la partie centrale du bassin, tandis que les grès quartzitiques noirâtres renferment dans la région de Mounana, le gisement d'uranium de la région.

F1b ou schistes charboneux à ciment carbonaté de Bagombé

A la sédimentation grossière du F1a, fait suite une sédimentation plus calme dans un milieu peu aéré, caractérisé par la présence d'une abondante matière carbonée, conférant à cette formation sa teinte noire caractéristique.

Notons que l'on rencontre assez souvent des lentilles charbonneuses dans les ampélites de cette formation.

F1c

Au-dessus des schistes F1b apparaît une formation manganésifère précédée en certains points par une formation ferrifère.

. Formation ferrifère d'Okouma

Très largement représentée sur les bords de ce plateau (8 m de puissance), et sur les bords du plateau Yéyé. Ailleurs, et c'est le cas pour le plateau de Bagombé, elle est réduite et localisée dans la seule partie NW.

. Formation manganésifère de Bagombé

Cette formation repose essentiellement sur un ensemble de plateaux ou reliques de pénéplaine, et ce, sur les schistes noirs du F1b, comme à Bagombé, ou sur la formation ferrifère, comme dans les autres plateaux Okouma et Yéyé.

Deuxième cycle francevillien F2

Conservée en totalité dans les seuls synclinaux de Yéyé au NOrd et celui de Mvéngué au Sud, cette seconde série a une puissance de 300 à 500 m.

La succession des terrains correspond en gros et pour certains termes à celle de la première série mais, il y a lieu de noter le moindre développement des grès et des ampélites d'une part et l'apparition de faciès nouveaux, inconnus dans la première série, d'autre part.

La série commence également par un épisode grossier, se poursuit par un épisode fin, puis chimique et se termine par un épisode volcanosédimentaire.

F2a ou grès de Poubara

Recouvrant les plateaux de Yéyé, Okouma et le centre de Bagombé, ce sont des grès moins grossiers que ceux du F1a, isogranulaires, à tendance quartzitique et souvent décolorés. Ils contiennent cependant les mêmes éléments que leurs homologues du F1a.

Ce sont eux qui donnent naissance, au Sud de Franceville, aux célèbres chutes de Poubara.

La puissance de cette formation est d'environ 100 m.

F2b ou ampélites de la Djoumou

Il s'agit ici de pélites et ampélites comme ceux du F1b, de sorte que cette formation ne peut être individualisée que là où elle surmonte les grès du F2a.

Sa puissance est d'environ 40 m.

F2c ou jaspes de Franceville

Cette formation peut être formée soit de jaspes uniquement, soit de jaspes associés à des ampélites et à des tufs contenant des indices de cuivre sous formes de malachite.

Cette formation déborde largement les limites des formations sous-jacentes et parfois même, elle est transgressive sur le socle (Sud et Sud-Ouest de Franceville).

La transgression du second cycle, amorcée avec le F2a, atteint à ce moment là son extension maximale.

Ces jaspes constituent, d'autre part, un excellent repère stratigraphique pour la région, en raison de leur résistance à l'érosion.

F2d ou ampélites et tufs de la Bambaï

Il s'agit là d'une formation d'ampélites et de tufs pyroclastiques. La puissance est de l'ordre de 150 m.

F2e ou grès de Les Pakas

C'est un épisode détritique avec éléments volcaniques alternant avec des tufs, ampélites et pélites.

Faciès particuliers

Les faciès décrits ici sont ceux que l'on rencontre dans le Bassin de Franceville. Ailleurs apparaissent d'autres faciès et certains même, peuvent manquer.

Dans la région de Lastoursville, la série stratigraphique classique est incomplète ; il manque en particulier les faciès terminaux des grès du Fla favorables à l'accumulation de l'uranium. Par contre, on voit apparaître des bancs dolomitiques, inconnus ailleurs.

Ces bancs dolomitiques de Lastoursville seraient l'équivalent stratigraphique des jaspes de Franceville.

Dans la région d'Okondja par contre, la série apparaît complète et devient extrêmement puissante à l'est, avant de plonger sous les plateaux Batékés.

Les faciès rencontrés sont localement différents de ceux rencontrés à Franceville et on note par ailleurs, l'apparition d'un volcanisme important (coulées interstratifiées) à l'est d'Okondja.

2. TECTONIQUE-ESQUISSE STRUCTURALE (Figure n°1)

Dans le socle, au Nord et à l'Ouest du bassin francevillien, la tectonique est dominée par un relief structural NS très marqué, déterminant une série de bandes parallèles et de largeur irrégulière qui s'ennoient sous les formations du Francevillien.

En contraste avec cette structure, la tectonique du bassin est caractériséepar trois groupes directionnels :

- groupe directionnel NS

Représenté par des failles qui ont été observées jusqu'à la base du second cycle. Elles correspondent en gros aux structures périphériques du socle avec un léger décalage vers l'ouest ; et sont probablement en rapport avec les jeux du socle.

- groupe directionnel EW

Groupe essentiellement formé par des filons de dolérite, qui recoupent toutes les formations du Francevillien. Ces fractures sans rejet sont conjurées avec un réseau de diaclases NS très fourni.

- groupe directionnel NW-SE

Le bassin francevillien est une région stable, une aire continentale dont l'ossature profonde est formée par des roches anciennes rigides. Les efforts tectoniques s'y traduisent non seulement par des failles ou des cassures verticales mais, aussi par des déformations à grand rayon de courbure (plis de fonds d'ARGAN). Ces déformations ont donné naissance à des soulèvements et à des affaissements sous forme de larges ondulations ; formant une série de synclinaux et d'anticlinaux. Ce sont du Nord au Sud, dans le bassin de Franceville :

- le synclinal de Yéyé
- l'anticlinal de Kaya-Kaya
- le synclinal de Mvéngué, bordé au NE par la flexure-faille de Djokaye
- l'anticlinal de Mvéngué.

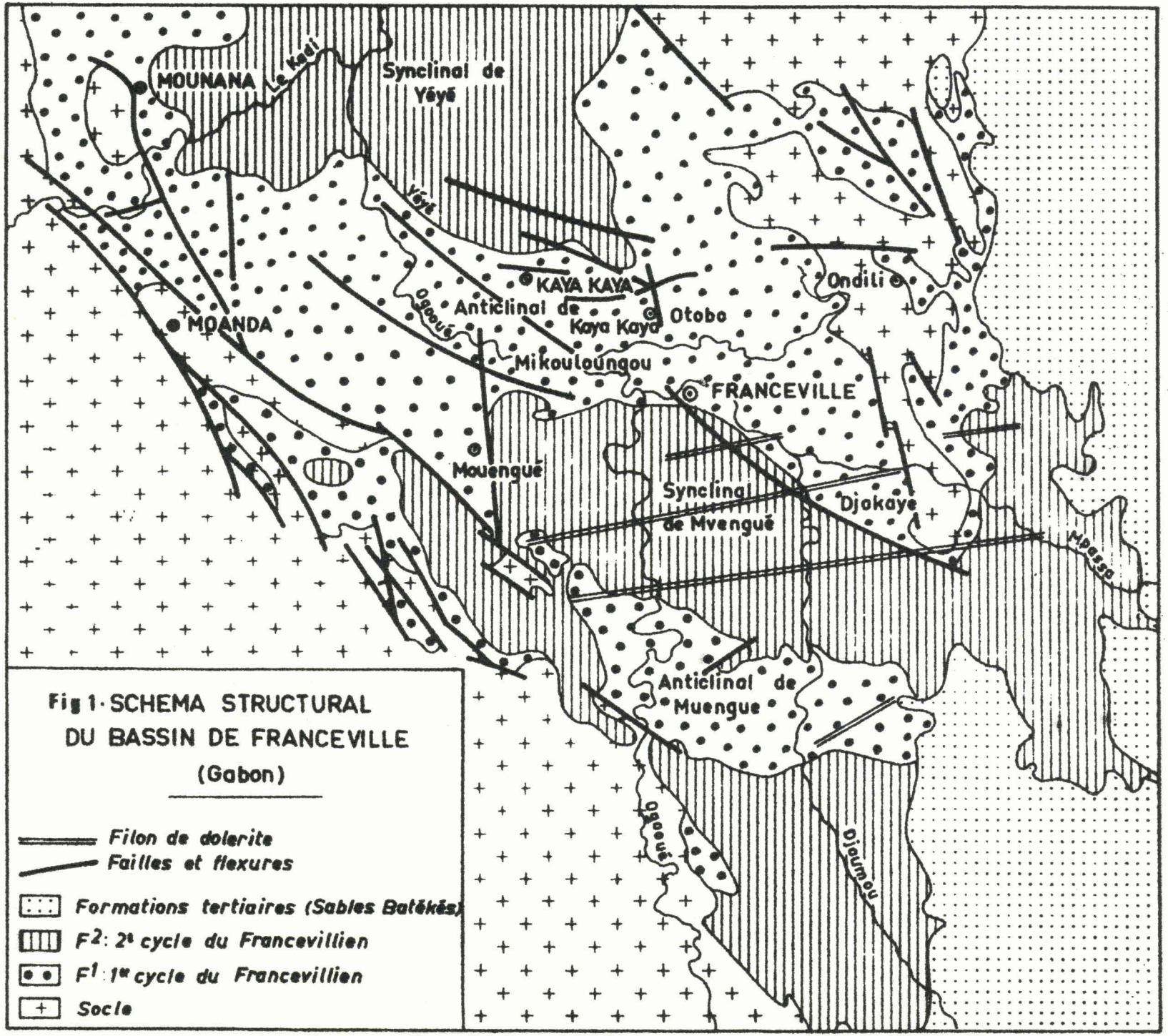


Fig 1 · SCHEMA STRUCTURAL DU BASSIN DE FRANCEVILLE (Gabon)

- *Filon de dolerite*
- *Failles et flexures*
- *Formations tertiaires (Sables Batékés)*
- *F^2: 2ème cycle du Francevillien*
- *F^1: 1er cycle du Francevillien*
- *Socle*

Ces ondulations sont parallèles à un réseau de grandes failles particulièrement bien marqué sur les bords du bassin et surtout la bordure occidentale.

3. METAMORPHISME

Les sédiments francevilliens peuvent être considérés comme n'ayant subi aucun métamorphisme. Ceci correspond bien à l'examen des données géologiques de la région.

. L'enfoncement de ces sédiments situés en bordure de la cuvette congolaise est très inférieur à 2000 m, chiffre qui correspond à l'épaisseur au centre du bassin.

. Les déformations observées dans les couches argileuses plastiques, correspondant à des pressions faibles, sont peu importantes.

. Aucune trace de granite intrusif n'est connu dans la région et le seul métamorphisme de contact possible s'observe dans les épontes des filons de dolérites. R.F. Mercuret a observé, en effet, une éponte de grès fin quartzitique de Poubara vitrifié sur un cm de puissance environ.

4. AGE DES SEDIMENTS FRANCEVILLIENS

D'après une étude de M. Bonhomme, J. Lucas et G. Millot, l'âge absolu des sédiments francevilliens, obtenu par la méthode au rubidium strontium, serait de 1700 MA, résultat qui conduit à placer le Francevillien dans le Précambrien moyen.

Dans un autre point de vue, on sait que le socle (Massif du Chaillu) est précambrien inférieur. Vers l'Ouest, le Francevillien passe en continuité aux séries du système intermédiaire (Précambrien moyen) et dans la région de Makongonio J. Cosson a observé que la série de la Bouenza (Précambrien supérieur) reposait en discordance sur la série de la Ouano (système intermédiaire). Ces deux résultats permettent, de façon irrévocable, d'assigner au Francevillien un âge précambrien moyen.

5. RESTES ORGANIQUES. PROBLEME DE L'ANCIENNETE DE LA VIE SUR LES AIRES CONTINENTALES

Le Précambrien a été considéré de tous les temps, comme une ère azoïque, non pas tellement parce que la vie y était impossible mais, pour la raison suivante : les sédiments précambriens très évolués et le plus souvent métamorphisés, ne permettent plus de déceler la moindre trace de fossiles et, lorsque ces traces existent, elles sont tellement déformées qu'elles sont méconnaissables. Or, avec les formations précambriennes du francevillien, nous avons affaire à une série qui, malgré son ancienneté, a été préservée du métamorphisme et peut se présenter ainsi comme un vaste champ d'investigation d'ordre paléontologique. Aussi, de nombreuses notes font état de la présence dans le Francevillien de restes plus ou moins organisés.

R.F. Mercuret rapporte dans son mémoire (DES) sur la minéralogie du Francevillien :

- qu'au F1a, on rencontre des débris de matière organique informes, plus ou moins opaques.
- au F1b, des restes d'algues plus ou moins désorganisés et corps sphériques. Certaines figures rappelleraient des spores et des algues du genre Pyla.
- F2a, des débris organiques plus ou moins opaques.
- F2c, présence de croûtes de stromatolitiques peu calcifiées.
- enfin au F2d, débris organiques noirs plus ou moins organisés et nombreux corps ovoïdes plus ou moins écrasés, thalles d'algues désorganisés, petits bâtonnets arrondis aux extrêmités.

Plus récemment, par une note dans le Bull. Soc. Géol. de France, VIII, 1966, R. Feys, Ch. Greber et M. Pascal, évoquent l'ancienneté de la flore continentale par la découverte de "charbons et de phytomorphes" dans le Francevillien.

Il s'agirait d'organites présentant des formes géométriques évoquant des Bothryococcacés, algues primitives qui sont à l'origine des bogheads

et autres charbons d'algues. Ceci expliquerait la présence dans ces sédiments de quelqu[illegible] lentilles charbonneuses.

L'étude d'un fragment de ces charbons a donné les résultats suivants :

Analyse chimique (Service de M. Dollé)

Cendres	0,3 à 0,4 %
Matières volatiles	2 %
Soufre	0,23 %
Hydrogène	1,38 %
Carbone fixe	95,83 %
Indice de gonflement	0

L'examen microscopique en section polie révèle qu'il s'agit d'un charbon homogène, à pouvoir réflecteur élevé, en d'autres termes, il s'agit d'un anthracite très évolué.

L'existence de quelques lentilles charbonneuses prouve qu'il a existé, lors de la formation des sédiments encaissants des organismes vivants, de type végétal qui ont, à leur mort, été à l'origine de ces charbons.

Pour ma part, j'ai pu observer dans un échantillon de grès très hétérogène (Flb), véritable brèche comportant des grains de quartz arrondis et des plages de carbonates (calcite et dolomie), des organites ovoïdes bruns plus ou moins opaques. Leur structure est assez peu visible. Au milieu de cet ensemble, on note très souvent la présence de plages de calcédoine concrétionnée avec de la matière organique noire. Ces plages de calcédoine évoquent beaucoup de structures stromatolithiques, qui auraient été épigénisées par de la silice secondaire.

CONCLUSIONS :

Des mouvements tectoniques variés donnent naissance à une phase de subsidence provoquant l'enfoncement, donc la formation du bassin francevillien. Il s'agit vraisemblablement d'une sorte de golfe en liaison avec une mer congolaise. On ne peut par contre interpréter le 1er cycle francevillien, comme le comblement progressif d'un bassin, en d'autres termes comme une régression au sens courant de ce mot.

En effet, les sédiments qui dans ce cas auraient été d'une granulométrie croissante, présentent au contraire, une succession granulométrique inverse : c'est-à-dire que l'on a des dépôts de moins en moins grossiers. Il s'agit donc ici d'un bassin qui s'exonde brusquement à la suite de la formation des nombreux haut-fonds qui l'affectent, isolant ainsi un grand nombre de lagunes qui vont évoluer peu à peu vers des lacs. Cette exondation se fait par à coups comme on peut le voir par l'existence d'intercalations grossières au milieu de sédiments fins.

Selon R.F. Mercuret, il y a similitude entre le bassin francevillien et le bassin d'Autun, du fait de la présence de faciès presque rythmiques et de la présence de restes d'algues rattachés au genre Pyla. Si on y ajoute aussi la présence de lentilles charbonneuses, on est amené à admettre que le bassin F1 est un bassin d'eau douce, relativement riche en microorganismes végétaux dont les restes sont à l'origine des lentilles charbonneuses que l'on y rencontre de temps à autre et, dela matière organique qui constitue une grande partie des sédiments.

A la fin du F1, une nouvelle subsidence continue à approfondir ce bassin, la transgression du F2, annoncée par les grès fins du F2a, atteint au F2c son maximum d'extension, empiétant sur les formations du F1 et parfois même discordant sur le socle.

L'existence généralisée des formations moyennes et terminales à l'échelle du bassin, montre que le F2 est un milieu marin de faible profondeur et les sédiments F2 résulteraient d'une sédimentation marine de type plateforme continentale.

Mais le bassin francevillien, tout au moins dans certaines de ses annexes (bassin de Franceville) présente une originalité dans l'existence d'une cordillière[1] qui a obligé les courants en provenance du socle, de s'engager dans trois passages privilégiés avant de se jeter dans le bassin et aussi par la présence de haut-fonds qui les ont déviés. Ces faits ont contribué à un remplissage irrégulier du bassin et aussi à la concentration en certains points, d'éléments métalliques divers.

(1) Cordillière séparant une dépression bordière de l'ensemble du bassin. Notons que c'est dans cette dépression que les grès Fla contiennent des conglomérats thorifères.

Deuxième partie

ETUDE DES CONCENTRATIONS MINERALES DU BASSIN DE FRANCEVILLE

ETUDE DES CONCENTRATIONS MINERALES DU BASSIN DE FRANCEVILLE

- Uranium de Mounana et annexes
- Manganèse du district de Moanda.

Les principaux gisements métalliques (U et Mn) que l'on rencontre dans la région du Haut-Ogooué, se présentent exclusivement dans le bassin de Franceville et sont liés stratigraphiquement au premier cycle des sédiments francevilliens. Aussi, c'est ce premier cycle qui nous occupera par la suite. L'essentiel sur la structure et la géologie de ce bassin ayant été exposé dans les généralités, je me contenterai de n'y ajouter que quelques données pouvant contribuer à la connaissance des conditions d'existence et de formation de ces gîtes.

Section 1 : Milieu sédimentaire du F1

1 - Etude pétrographique des sédiments détritiques du premier cycle F1

Cette étude a été faite sur des fragments de carottes prélevées sur les échantillons du sondage de Bagombé.

. Le F1a se présente comme une formation gréseuse, hétérogène, comportant aussi bien des grès grossiers que des grès à tendance quartzitique.

Cet ensemble peut être caractérisé par la présence de carbonates constituant une partie du ciment des grès, par une cristallisation secondaire très poussée de la silice, certains grains de quartz très gros, n'étant en réalité qu'une mosaïque de grains plus petits, d'orientation différente et quelconque. En dehors de ces éléments, on note la présence d'une quantité importante de feldspaths : microcline et surtout plagioclases, souvent altérés.

Autour des grains se trouve souvent un liseré de matière organique noire.

- *Il s'agit donc d'une formation gréseuse, à tendance arkosique.* Le fait que des minéraux aussi altérables que les feldspaths et les micas aient été conservés dans une formation aussi ancienne, montre que les éléments de cette formation n'ont pas subi de transport important et que par conséquent, au Fla le bassin francevillien devait se présenter comme une sorte de golfe, au pied des reliefs cristallins du Chaillu, dans lequel se déposent les sédiments grossiers issus de la destruction de ces reliefs.

. Le Flb se présente également comme une formation hétérogène dans le détail, formée par alternance de schistes pyriteux (ampélites), de grès fins avec matière organique (pélites) ; et de grès variés. Il y a néanmoins une nette prédominance de sédiments fins (pélites et ampélites).

Notons que la présence de grandes quantités de carbonates (dolomies en particulier) et surtout de matière organique et de pyrite, confère au bassin Flb les caractères d'un milieu réducteur.

. Le Flc est actuellement considéré comme formé d'une couche ferrifère, que surmonte la formation manganésifère de Moanda. Mais, pour des raisons que je développerai plus loin, je considère que seule la formation ferrifère doit être rangée dans le Flc, le manganèse devant être considéré comme une formation de transition entre la fin du 1er cycle et le début du 2ème.

Ce dépôt ferrifère du Flc se présente comme une belle roche rubanée, verte et noire, comportant à la base de la pyrite dans un schiste charbonneux puis des carbonates (sidérite) avec quartz et silicates (greenalite-stilpnomélane).

Ce minerai ressemble tant par sa structure que par sa composition à celui du Lac supérieur (USA).

Teneurs :

Fer..... 20 à 30 %

Manganèse..... 0,3 à 5 %

A l'issue d'une étude pétrographique de cette formation, Weber (1965) conclut à une recristallisation au cours d'une diagenèse précoce. La structure originelle est conservée et il n'y a pas eu homogénéisation des sédiments.

Esquisse paléogéographique du bassin F1 (Fig. N° 2)

L'étude pétrographique des sédiments du F1, nous a révélé que ces derniers étaient formés de sédiments grossiers à la base, de sédiments fins alternant avec quelques épisodes grossiers au sommet. La fin de la série est constituée par un épisode régressif, chimique.

Ces variations successives dans la sédimentation clastique, traduisent les modifications dans le comportement tectonique de la région.

Le F1a était une période d'érosion intense des chaînes cristallines voisines, s'installant après la subsidence qui crée le bassin de Franceville, subsidence due à des mouvements épirogénétiques variés.

BU LILLE1

A cette période troublée, succède un épisode calme F1b pendant lequel se déposent des sédiments fins. De temps à autre, de faibles mouvements dûs aux jeux du socle, viennent troubler cette période de calme, et se traduisent dans la sédimentation par les intercalations grossières que l'on rencontre au sein de cette formation.

Par ailleurs, la présence de minéraux très clivables et altérables tels que le sont micas et feldspaths, témoigne d'un transport très faible de ces éléments.

La présence de quantités importantes de matière organique prouve, que le bassin F1 devait être peu aéré, au pied des chaînes granitiques toutes proches.

Au total, le bassin de Franceville au F1, peut être interprété comme une sorte de golfe de la grande mer congolaise, plus ou moins vaseux, qui se remplit peu à peu de détritiques grossiers d'abord, fins ensuite, pendant que dans le même temps, de grandes quantités de fer et surtout de manganèse se trouvent libérées du socle et stockées dans les eaux du bassin.

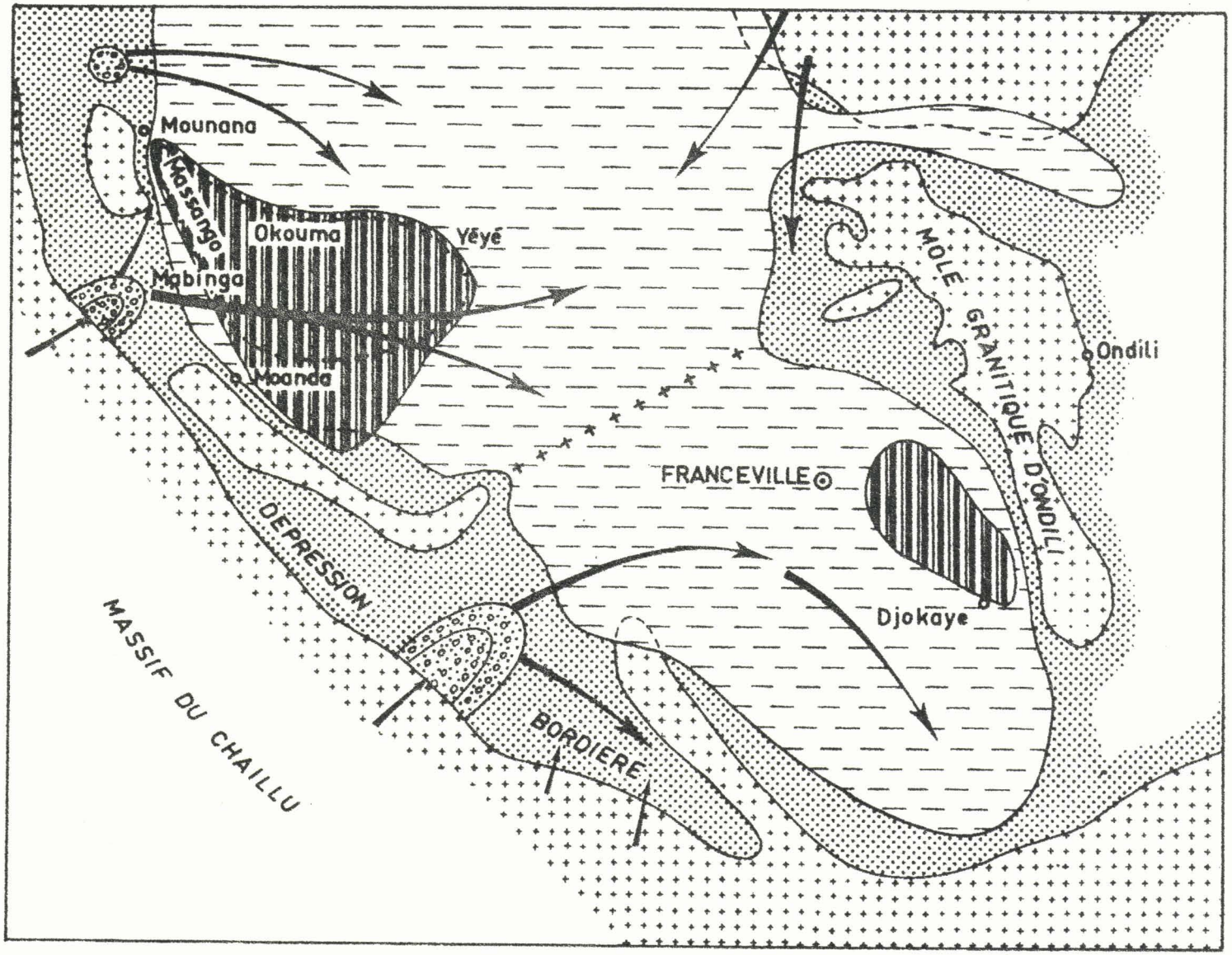


Fig 2 · ESQUISSE PALEOGEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE FRANCEVILLE AU F1

F1b

F1a

Socle

Paroxysmes conglomératiques

+++ Hauts fonds

F1c

sens des apports

Mais la fin de ce premier cycle est marquée par une brusque exondation du bassin, à la suite de la formation de haut-fonds par les jeux du socle. Il va se constituer ainsi des lacs dans lesquels, du fait de la concentration anormale des eaux en éléments métalliques divers, vont précipiter le fer tout d'abord, et un peu plus tard, le manganèse, lorsque les conditions physicochimiques deviendront moins réductrices, à la suite de l'arrivée des eaux oxydantes du second cycle.

Notons par ailleurs que le centre de l'actuel plateau de Bagombé devait être marqué par un bombement tectonique, une sorte d'îlot autour duquel se déposent fer et manganèse. Ce qui expliquerait l'absence de ces deux formations à ce niveau où les grès du F2a reposent directement sur les schistes noirs du F1b.

Section 2 : Etude des formations minérales du Francevillien

. Historique

Le CEA travaille en Afrique équatoriale depuis 1946. Après avoir concentré tous ses efforts -et ceci jusqu'en 1953- sur les indices radioactifs, liés eux-mêmes aux indices de Cu, Pb, Zn des formations schistogréseuses du bassin du Nyari, il change l'orientation de ses travaux, en envoyant une mission en vue d'étudier les formations du Massif du Chaillu, ainsi que les formations précambriennes formant le bassin de Franceville. Ces dernières sont en effet par beaucoup de points, analogues aux formations précambriennes du Canada, dans lesquelles se trouve le plus grand gisement d'uranium du monde (Blind River).

En 1955 on découvre les premières radioactivités au Mont Iboundji. En Juin 1956 une seconde mission est envoyée à la prospection de la bordure ouest du bassin de Franceville, dont les formations sont de la même nature pétrographique et de même position stratigraphique que celles du Mont Iboundji. C'est au cours d'un lever radiométrique-auto de la route Franceville-Lastourville que fut découvert, en décembre 1956, le gisement d'uranium de Mounana. Les premiers travaux, effectués au laboratoire de minéralogie du CEA montrent que l'essentiel de ce gisement était constitué par une espèce minérale nouvelle.

L'intérêt de l'indice de Mounana, incita donc la direction des recherches et exploitations minières du CEA à mettre en oeuvre le maximum de moyens dans les premiers jours qui suivirent la découverte. Les travaux de recherches furent dès lors menés à un rythme accéléré.

Le 21 Février 1958 était créée, à l'initiative du C.E.A., la compagnie des mines d'uranium de Franceville (C.E.A., Mokta, diverses sociétés) qui en assure l'exploitation.

Depuis, un certain nombre d'indices ont été découverts.

Quant au manganèse, il est connu depuis 1938, époque à laquelle des agents du service des Mines et de Géologie de l'A.E.F. signalent l'existence de blocs de minerai, épars sur les flancs des plateaux couverts de savanes. Cependant deux observations d'indices méritent d'être mentionnées : celles effectuées en 1944 par B. Choubert dans les rapides de l'Ogooué entre les plateaux Bafoula (actuel Okouma) et Yéyé et celles de J. Nicault et R. Bricot en 1945 le long de la route de Franceville à Lastourville, près du plateau Bagombé.

Mais, il faut attendre 1949 et même 1951 pour que des études très sommaires des gisements soient entreprises et, c'est en 1952 que le Bureau minier de la France d'Outre-mer (BUMIFOM) aujourd'hui B.R.G.M., en liaison avec l'U.S. Steel Corporation, en commence la reconnaissance systématique à la suite de laquelle était mis au jour l'un des plus grands gisements de manganèse du monde (avec environ 1/4 des réserves mondiales). En septembre 1953, la Compagnie minière de l'Ogooué (COMILOG) est constituée en vue de poursuivre l'étude du gisement et d'en assurer la mise en exploitation.

A. L'URANIUM

1- Morphologie du gisement de Mounana et des principaux indices

1) Mounana (Fig. 3).

Une faille à très fort pendage (f1) met en contact :

- à l'Ouest, une boutonnière du socle, constituée par un granite à deux micas, et surtout de gneiss à grains fins,
- à l'Est des grès grossiers, parfois conglomératiques avec de nombreuses intercalations de grès fins.

Ces grès sont également en contact avec les schistes F1b grâce à une faille f2

Le corps minéralisé se présentait sous forme d'un amas d'une longueur de 160 mètres suivant une direction N-NO, et d'une puissance horizontale pouvant atteindre 40 mètres et d'une extension verticale d'environ 150m.

Une troisième faille f3, délimite avec la faille f2, un compartiment NE, effondré d'environ 50 mètres par rapport à un compartiment SO où la minéralisation, atteignant la surface, s'était transformée en Francevillite.

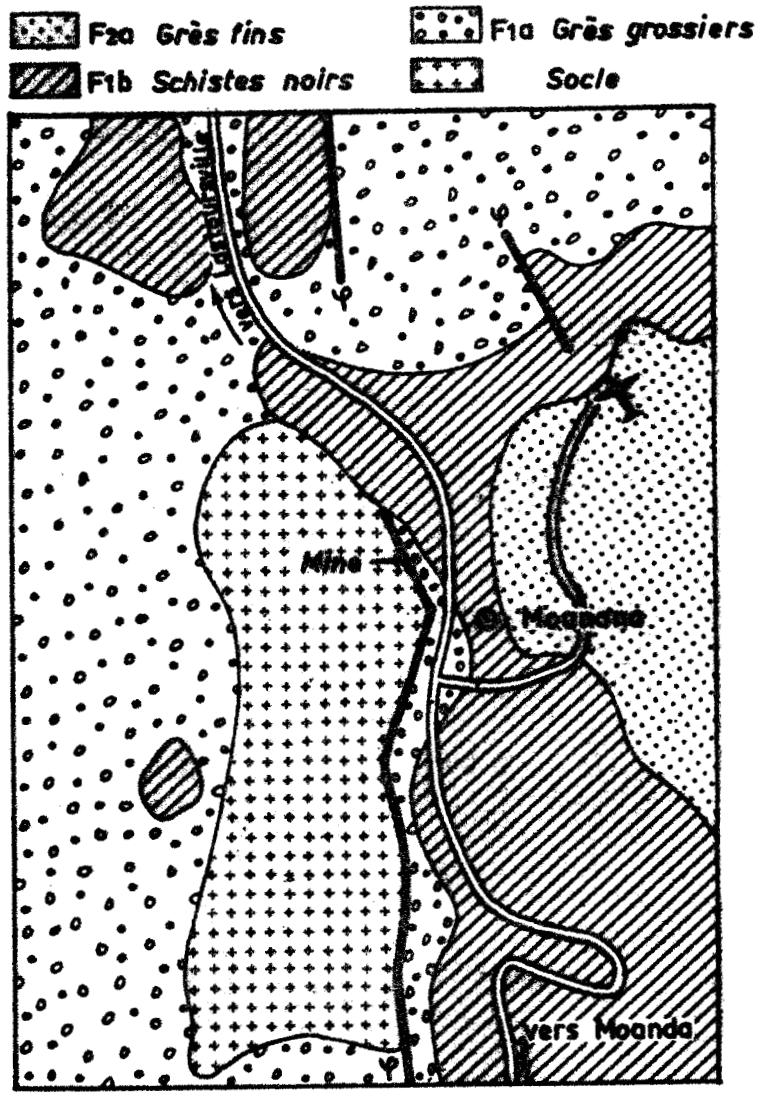
2) Mikouloungou

A Mikouloungou, les zones minéralisées se présentent sous forme d'amas stratoïdes dans les grès grossiers F1a subhorizontaux, en contact anormal avec les schistes du F1b, par l'intermédiaire d'une faille.

3) Indice Sud du plateau de Bagombé

La minéralisation se présente ici sous forme de paillettes d'autunite dans les grès du F1a, à leur contact avec les schistes F1b. A ce niveau, les grès F1a plongent brusquement sous les schistes. Il y a là donc une flexure simple ou peut être même une flexure-faille.

Fig 3 · CARTE GÉOLOGIQUE DU GISEMENT DE MOUNANA



D'autres indices sont connus et actuellement à l'étude. C'est notamment le cas pour les indices de Mbersé, d'Okélobondo entre autres.

Il semble que leur structure, d'après ce que l'on en sait, soit conforme au schéma classique, c'est-à-dire contact schistes-grès avec failles ou flexure-failles.

2- Minéralogie

La minéralogie du gisement de Mounana est essentiellement du type uranovanadifère. L'étude de cette minéralisation a permis, par ailleurs, de mettre en évidence l'existence de minéraux nouveaux, Francevillite et Chervétite entre autres.

. Minéraux d'uranium

Dans la zone superficielle et jusqu'à 40 mètres de profondeur, le minerai était constitué par la *Francevillite*, uranovanadate de plomb et de baryum hydraté (Ba, Pb) $(UO_2)_2$ $(VO_4)_2$. $5H_2O$. Cette espèce décrite pour la première fois dans le gisement gabonais en 1956, s'est révélée par la suite assez fréquente dans les gisements français. C'est un minéral jaune citron à jaune d'or se présentant sous plusieurs aspects, le plus répandu consistant en une imprégnation poudreuse des grès. Le deuxième aspect moins répandu est représenté par des placages de plusieurs millimètres d'épaisseur, recouvrant les parois des fissures des grès. Le troisième aspect également moins fréquent, se présente sous forme de filonnets de un centimètre de puissance parfois, la substance étant alors moins pulvérulente et cryptocristalline, de couleur jaune semblable à celle des imprégnations.

Enfin, un dernier aspect - de beaucoup plus rare - est la présence de cristaux remarquablement individualisés et de taille exceptionnelle (4 à 5 millimètres) pour ce genre de vanadates.

-En profondeur, au delà de 40 mètres, on trouve des *oxydes noirs d'Uranium de composition minéralogique mal définie.* Ils sont intimement associés à des quantités plus ou moins importantes d'oxydes de Vanadium, à des produits d'altération et à des sulfures.

Ils forment la grande partie du ciment des grès et on les trouve également en inclusions dans les franges d'accroissements des grains de quartz des grès et quartzites. Par endroits ils forment de véritables enduits tapissant diaclases et cavités. Notons que si l'on n'a jamais trouvé d'oxydes noirs en surface, la Francevillite peut se trouver, en petite quantité, en profondeur dans les cassures.

Ce qui peut s'expliquer par une migration per descensum des composés uranifères dans le milieu relativement riche en oxygène que constitue la cassure.

A côté de ces deux espèces principales qui constituent le minerai à proprement parler, on trouve une gamme de minéraux d'uranium et de minéraux de vanadium en faible quantité, avec : sulfures, calcite, wulfénite, barytine.

URANIUM :

- *Oxydes : pechblende :* finement disséminée et rare

  thucolite = carburane : mélange intime de matière carbonéeet de pechblende

  fourmarierite : $PbO\ 4UO_3\ 5H_2O$

  ianthinite : $5UO_3\ 10H_2O$ en fibres aciculaires violettes

- *Phosphates : chalcocite ou thorbenite*

  autunite

  bassétite

- *Silicates : kasolite*

- *Vanadates : carnotite*

  ferghanite

- *Sulfates : uranopilite* qui se forme très rapidement par oxydation en présence de pyrite, sur les échantillons en provenance des travaux miniers.

Minéraux de Vanadium

. *Oxydes de Vanadium amorphes,* proches des "New vanadium oxydes" des auteurs américains, abondants mais, difficiles à mettre en évidence.

. *Vanadinite*

. *Corvusite*

. *Mottramite*

. *Chervetite :* $Pb_2\ V_2O_7$ pyrovanadate de plomb, découvert et décrit pour la première fois en 1957 dans le gisement de Mounana. C'est de loin le plus abondant des minéraux secondaires de vanadium, souvent associé à la Francevillite.

A côté de cette minéralisation uranovanadifère, se rencontrent :

Sulfures banaux :

. *Pyrite et Marcassite* FeS_2, en placages dans les diaclases ou en cubes microscopiques, dont certains atteignent le 1/2 centimètre, disséminés dans les grès.

. *Galène :* PbS disséminée en très petits cristaux pouvant atteindre aussi le 1/2 cm, accompagne de façon régulière les minéraux d'uranium d'où son abondance dans les zones riches.

. *Chalcopyrite :* Cu Fe S_2, accompagne souvent la Galène mais semble toujours située en dehors des zones minéralisées.

. *Chalcocite :* Cu_2S, *Covellite* CuS, *Bornite* Cu_5FeS_4 sont également représentées.

. *Blende :* ZnS

. *Calcite* : CO_3Ca, formant une partie du ciment de certains grès.

. *Barytine* : SO_4Ba, accompagne toujours les oxydes noirs.

. *Wulfenite* : MoO_3 PbO, couleur jaune cire à orangée.

Remarque :

En ce qui concerne les sulfures de cuivre, notons que la chalcopyrite(Cu Fe S_2), le plus abondant de tous, est le premier terme de la série qui, par altération et enrichissement successifs en Cuivre, conduit à la bornite (Cu_5 Fe S_4), à la Covellite (CuS) à la chalcocite (Cu_2S) et se termine plus rarement par du Cuivre natif (Cu) signalé dans deux sondages.

Ceci est un indice certain de l'intensité de l'altération subie par cette formation uranifère.

3- Esquisse géochimique

On sait que depuis la découverte de la francevillite, plombifère au Gabon, cette espèce s'est révélée très fréquente dans certains gisements français mais, il s'agit d'une variété non plombifère (Cantal). Si pour la francevillite gabonaise le rapport BaO/PbO est constant, dans d'autres gisements, ce rapport peut être supérieur à l'unité mais différent de $\frac{2}{1}$

Ceci conduirait à considérer, avec J. Chervet, que la francevillite gabonaise serait le terme moyen d'une série continue entre la francevillite typique Ba $(UO_2)_2$ $(VO_4)_2$ nH_2O et un vanadate d'uranium et de plomb hydraté hypothétique, Pb $(UO_2)_2$ $(VO_4)_2$ nH_2O avec n = 5 dans les deux cas.

Les rayons ioniques de Ba et Pb étant voisins : 1,43 et 1,32 il y a eu substitution de l'un à l'autre sans modification de structure ; ce qui explique que les 2 variétés plombifères ou non, aient les mêmes diagrammes au rayons X.

L'existence de cette variété plombifère est donc conditionnée par la présence de grandes quantités de plomb, sous forme de galène, dont la libération a donné naissance à de nombreuses combinaisons minérales riches en plomb : *Chervetite* - *Vanadinite* - *Kasolite* etc...

4- Relations de la minéralisation uranifère avec le cadre géologique

L'examen d'une carte géologique de la région de Franceville, montre une relation évidente entre la présence et la situation des indices uranifères et un certain nombre d'éléments contrôles : tectonique et paléogéographie d'une part et, à l'échelle de l'échantillon, nature de la roche et type de sédimentation d'autre part.

Les contrôles à l'échelle macroscopique

. Paléogéographie

On a vu que la paléogéographie du bassin de Franceville au Fl était caractériséepar l'existence de haut-fonds et surtout d'une cordillière du socle qui sépare une dépression bordière de l'ensemble du bassin. D'autre part on a vu que les courants provenant du socle devaient s'engoufrer par quelques passages privilégiés avant de se jeter dans le bassin où ils étaient par ailleurs déviés par les haut-fonds.

La position des indices uranifères par rapport à ces passages privilégiés et, à la trajectoire présumée des courants qui en sont issus, montre que les indices sont situés sur les trajets de ces derniers, tout au moins de certains d'entre eux, correspondant à des zones conglomératiques.

On peut donc dire, sans toutefois en faire une règle générale, faute d'observations plus étendues, qu'il y a un rapport étroit entre la situation des indices uranifères et la trajectoire des courants qui ont contribué au remplissage du bassin, et qui étaient canalisés dans des passages privilégiés.

Nous verrons par la suite que c'est par ces passages privilégiés qu'ont dû cheminer les produits uranifères en provenance des conglomérats - uranothorifères à l'origine - de la dépression bordière.

. Tectonique

a) Flexures et failles

En dehors des données paléogéographiques, les principaux indices uranifères du Francevillien en général et du bassin de Franceville en particulier, sont localisés de façon stricte le long d'un axe N.W./S.E. d'une longueur de 100 Km environ, comportant du N au S :

- L'ensemble de Bembikani
- L'ensemble de Mounana et ses annexes : Okelobondo-Mbersé
- L'ensemble Kaya-Kaya-Otobo sur la rive droite de l'ogooué
- L'ensemble Bagombe - Mikouloungou sur la rive gauche.

A ces quatre ensembles géographiques correspondent exactement les accidents tectoniques principaux qui sont du N au S :

- Le faisceau de failles de Bembikani
- La faille de Mounana et ses annexes
- La faille de la Kiéné sur la rive droite de l'Ogooué
- La faille de Mikouloungou et la flexure du Sud du plateau de Bagombé sur la rive gauche.

Les indices uranifères sont donc liés de façon stricte aux principaux accidents tectoniques de la région, mettant en contact les grès grossiers et perméables du Fla avec les formations imperméables et fines du Flb.

Quel est le rôle exact de ces structures ? Est-ce seulement celui d'assurer la fermeture frontale des pièges stratigraphiques ainsi créés comme le pense M. Bernazaud, par la mise en contact de deux formations aux perméabilités différentes?

Je pense pour ma part, que, en plus de la protection de l'uranium en place, les structures tectoniques ont également favorisé sa mise en place, en créant en quelque sorte un passage privilégié pour les eaux météoriques.

Ces structures ont créé, en effet, une discontinuité sur le terrain, discontinuité qui a empêché les solutions uranifères de se répandre en quelque

sorte sur l'ensemble de la formation, ce qui n'aurait eu pour effet que de donner naissance à une formation dont la teneur en uranium aurait été élevée, sans toutefois constituer un gisement.

Une autre donnée capitale a été la mise en contact à la faveur de ces failles, d'une formation imperméable, mais riche en matière organique et d'une formation perméable, dans laquelle les produits de la décomposition de cette matière ont pu migrer pour créer les conditions favorables à la précipitation de l'uranium.

b) Pendage des couches

Un deuxième facteur important semble avoir été le pendage des couches.

Nous avons vu qu'à Mounana, la minéralisation était localisée dans des grès à fort pendage, sous la forme d'un amas unique relativement important.

A Mikouloungou au contraire, la minéralisation est incluse dans des couches subhorizontales, sous forme d'amas nombreux mais d'importance moindre.

Il semble donc que l'existence de couches redressées soit favorable à la constitution d'amas volumétriquement plus importants que dans le cas de couches horizontales.

L'explication est simple :

Soit un système de couches de terrains. On conçoit aisément que les propriétés physiques des différentes couches ne seront pas les mêmes suivant toutes les directions. Il y aura une certaine anisotropie dans la répartition de ces propriétés, en particulier de la perméabilité.

L'existence de formations imperméables (argiles) entre les différentes couches, rendra - en position horizontale - moins perméable l'ensemble qui se trouve dirigé perpendiculairement au sens des précipitations.

Au contraire, en position redressée, malgré la présence de ces formations imperméables entre les couches, l'ensemble reste encore très perméable puisqu'il est dirigé cette fois dans le sens des précipitations.

On peut donc dire que d'une manière générale, dans la région de Franceville l'accumulation de l'uranium est plus importante dans les couches redressées que dans les couches en position horizontale. En d'autres termes, la position redressée des couches favorise l'accumulation d'amas uniques mais de grandes dimensions.

Cette remarque nous permet d'entrevoir l'origine post génétique de l'uranium dans le bassin de Franceville.

Contrôle à l'échelle microscopique

Lithologie

Nous avons vu que le Fla commence par un épisode grossier, conglomératique, se poursuit par un épisode plus calme de grès moyens avec matière organique qui prélude en quelque sorte le dépôt riche en matière organique de la fin du Fla, mais surtout de la formation Flb.

C'est dans ces grès moyens du Fla que l'on rencontre toutes les concentrations uranifères connues dans le bassin de Franceville, en particulier dans le gisement de Mounana.

Etude microscopique des grès minéralisés (gisement de Mounana)

Un certain nombre de prélèvements ont eu lieu dans les travaux miniers, dans deux chambres. Notons en passant que dans un premier stade le minerai était exploité en carrière jusqu'à 80 mètres de profondeur. Depuis 1964, c'est l'exploitation souterraine par la méthode des chambres et piliers.

Chambre 17 : Description des différents échantillons.

- Echantillon n°1 : 250 C/S

Grains de quartz détritiques : les plus gros assez dispersés, unis par d'autres grains de taille variable, de moyens à très fins. En fait, les plus gros baignent dans un nuage de grains de taille variable, ne constituant pas à proprement parler un ciment. Ces grains sont en général anguleux et plus rarement on trouve des grains parfaitement lisses et arrondis, (il y a là une preuve d'usure, donc de transport), souvent diaclasés et dans ces diaclases, il y a eu recristallisation de quartz fin. Autour des grains, un fin liseré brillant de produits uranifères sans doute.

- Microcline et plagioclases plus ou moins altérés.

Il s'agit donc là d'un grès grossier à tendance microconglomératique.

- Echantillon N°2 : 450 C/S

Mêmes composition et structure que l'échantillon 1, mais ici le liseré de produits uranifères semble plus important.

- Echantillon N°3 : 450 C/S

Les grains de quartz ont tendance à s'engrener, ne laissant subsister par endroit, que des espaces très réduits avec très peu de produits uranifères. Notons que certains quartz présentent une extinction roulante, un peu de matière organique.

- Microcline et plagioclases altérés. Grès à tendance quartzitique.

- Echantillon N°4 : 950 C/S

Ici nous trouvons encore les mêmes structure et composition qu'au 3, mais les espaces entre les grains sont plus larges, et par conséquent on trouve un peu plus de produits uranifères. Grès à tendance quartzitique peu prononcée.

- Echantillon N°5 : 350 C/S

L'engrènement des grains est plus poussé, d'où espaces intergranulaires plus réduits. Les grains primaires ont été nourris par de la silice secondaire et leurs contours restent soulignés par un alignement d'impuretés sous forme de petites poussières.

- Microcline - plagioclases - un peu de matière organique noire.

Il s'agit d'un grès quartzitique.

- Echantillon N°6 : 300 C/S

Même caractère que 5, pas de matière organique.

- Echantillon N°7 : 650 C/S

Mêmes caractéristiques que 5, mais ici on note de nombreuses diaclases dans lesquelles se sont déposés des produits uranifères. Un peu de matière organique.

- Echantillon N°8 : 320 C/S

Mêmes caractéristiques que 1 et 4. Matières organiques et produits uranifères plus abondants.

- Echantillon N°9 : 260 C/S

Avec l'échantillon 9 nous avons affaire à un vrai grès quartzite ou l'engrènement est très marqué, avec pratiquement pas d'espaces entre les grains. Très peu de matière organique.

. Fragments de carotte du sondage B 08

1. B 08 - 2800 C/S

Grains très dispersés - hétérogènes comme au 1 de la chambre 17. Mais ici les espaces entre les grains les plus gros et moyens sont remplis de produits uranifères, alors qu'en 1 ils étaient remplis de matière organique.

2. B 08 - 600 C/S

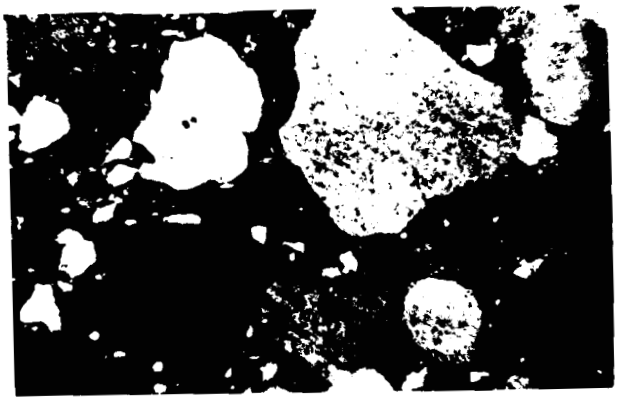
Grès très hétérogène dans certaines zones et à tendance quartzitique dans d'autres. Peu de matière organique.

Remarque :

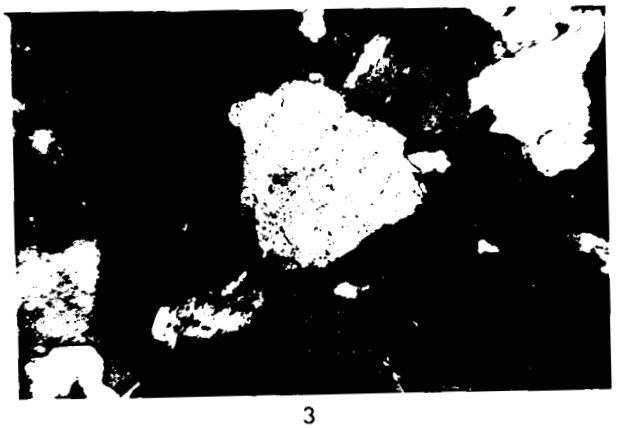
La présence de minéralisation a été décelée au scintillomètre SPP2 qui présentait un mouvement propre de 200 c/s.

Les divers échantillons ont été prélevés à une distance de 40 cm environ les uns des autres.

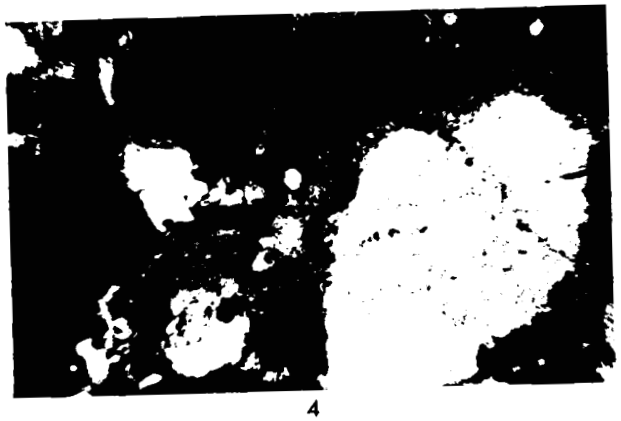
GRES MINERALISES (CHAMBRE 17)



1

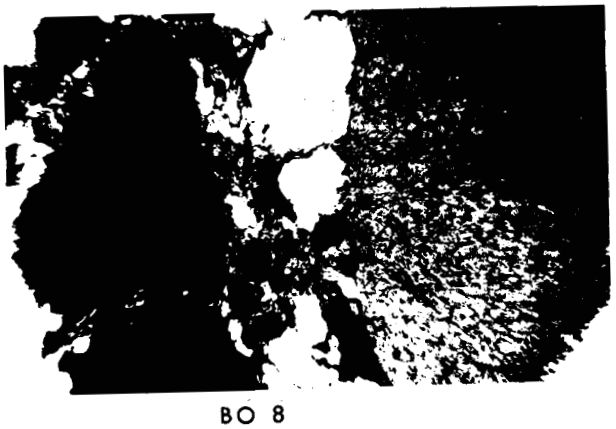


3



4

5



BO 8

Conclusions :

Remarque : N'ayant pas effectue des mesures précises de perméabilité et de porosité, je pense qu'on peut néanmoins se faire une idée qualitative valable de la perméabilité des différents grès, par comparaison de leur structure en lame mince.

. La perméabilité étant la propriété d'une roche de se laisser traverser par un fluide, on conçoit aisément qu'une roche à grains dispersés sera plus perméable qu'une roche à grains jointifs.

Je vais tenter d'appliquer cette remarque aux grès étudiés et déduire ainsi les rapports entre leurs structures, donc leur perméabilité et leur richesse en minéralisation.

L'examen microscopique a révélé que la minéralisation était localisée dans des grès de structure variée. On peut néanmoins faire ressortir les points suivants.

. Les grès grossiers, hétérogènes, avec espaces intergranulaires importants, donc à perméabilité élevée sont les plus minéralisés. Ce fait s'explique bien dans la mesure où ces grès à éléments très dispersés se sont laissés traverser plus facilement que les autres par les solutions uranifères qui y ont déposé leur uranium.

. En rapport avec leur faible perméabilité, d'autres grès sont moyennement minéralisés : ce sont les grès moyens où les espaces intergranulaires sont peu importants, certains grès quartzites diaclasés et, d'autres non diaclasés mais ayant inclus dans les franges d'accroissement de leurs grains, des minéraux uranifères.

. A l'opposé, sont stériles tous les grès dans lesquels les espaces intergranulaires sont réduits ou nuls, donc roches très faiblement perméables ou imperméables : ce sont les grès quartzeux dans lesquels les espaces intergranulaires sont occupés par un puzzle de quartz de néoformation et les grès quartzites dans lesquels les grains de quartz - nourris par de la silice secondaire- sont devenus jointifs.

Quant aux grès fins, il me semble qu'ils ne soient pas stériles du fait de leur nature, mais plutôt de leur position (leur structure mise à part). Suivant qu'ils sont à côté ou au sein d'une formation très perméable qui aspire en quelque sorte vers elle, toutes les solutions minéralisées et, dans ce cas, ils sont stériles. Ils seront au contraire minéralisés s'ils voisinent avec des formations imperméables. Disons qu'au total, la meilleure perméabilité des grès par rapport aux formations voisines, leur a conféré un rôle de collecteur des produits uranifères. Mais on rencontre souvent des grès stériles dont la structure est analogue à celle de tel autre grès minéralisé. S'agit-il là d'une contradiction avec les conclusions évoquées ci-dessus ? Je pense que non et qu'il s'agit d'introduire à ce stade, un autre facteur : la matière organique dont la destruction a créé, là où elle se trouvait, des conditions favorables à la précipitation de l'uranium. En effet, on peut se demander avec Pettijohn (1956) "puisque le milieu intérieur d'un sédiment est toujours réducteur, comment peut-il se faire que tous les sédiments ne soient pas réduits ?

Qu'un sédiment soit réduit ou non, cela dépend de la présence ou de l'absence d'un agent réducteur[1]". Par conséquent si, au sein des grès minéralisés, certaines parties sont stériles, cela dépend de la distribution de la matière organique.

Matière organique et présence d'Uranium

Les grès du Fla sont, d'une façon générale, colorés parfois en sombre par de la matière organique et, dans le gisement de Mounana il s'y ajoute de la Thucolite (mélange intime de Pechblende et de produits hydrocarbonés).

La nature exacte de cette matière organique est difficile à préciser (asphaltique ou charbonneuse). Cependant l'existence de petits points noirs charbonneux dans certains grès et aussi l'existence de petites lentilles charbonneuses dans le Flb, m'incite à supposer que cette matière organique est de nature charbonneuse, donc végétale.

---

(1) Cité par G. COURTY - Maître Assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

Mais quel a été le rôle de cette matière organique dans la précipitation et la fixation de l'uranium? ;

Nous venons de voir que certains grès, bien qu'ayant une structure favorable à la rétention de la minéralisation, se trouvent être stériles, alors que d'autres, de même nature et de structure semblable, sont minéralisés. Il semble que c'est la présence ou l'absence de la matière organique qui est responsable de cette apparente anomalie.

En effet, la localisation de cette matière organique au sein de la masse de roche qui nous intéresse est loin d'être uniforme. Certaines zones sont riches en matière organique, d'autres en sont, au contraire, dépourvues.

Il y aura donc 2 possibilités, lorsque les solutions minéralisées s'infiltreront dans la masse, ou bien :

a) elles parviennent dans des zones contenant de la matière organique : dans ce milieu se produisent des réactions biochimiques variées, l'oxygène est consommé et de grandes quantités de CO_2 et surtout de SH_2 sont libérées : le milieu devient peu à peu réducteur. Lorsque les solutions minéralisées parviennent dans ce milieu, elles sont brusquement soumises à des conditions différentes et précipitent leur uranium, qui occupe alors la place laissée vacante par la matière détruite ou bien peut être adsorbée sur la matière organique restante pour donner naissance, plus tard aux thucolites ou carburanes.

b) elles parviennent dans des zones de même structure, mais sans matière organique ; il n'y a pas de réaction chimique, le milieu reste le même ; il n'y aura donc pas précipitation et les solutions uranifères traversent cette zone sans y laisser de traces, pour aller déposer plus loin leur uranium dans des zones où les conditions seront favorables.

Si maintenant nous considérons l'ensemble de la zone minéralisée par rapport aux formations voisines on peut dire : qu'une grande partie de la matière organique du Fla est vite détruite et remplacée par des minéraux uranifères. Mais il faut, pour accroître le volume de la minéralisation, qu'un apport supplémentaire de SH_2 et CO_2 vienne modifier

constamment le milieu Fla où circulent les solutions uranifères. Et c'est là que le Flb devient un réservoir inépuisable, par destruction lente mais continue de sa matière organique qui contribue, par apport latéral à maintenir dans les grès du Fla un milieu favorable à la précipitation de l'uranium.

5- Type métallogénique et origine de l'uranium

Teneur en uranium des sédiments francevilliens d'après R.F. Mercuret

Dans le Fl	-	a	teneur faible	0,8 ppm	
		b	" "	0,7 ppm	
		c	" "	3 ppm	
Dans le F2	-	a	" "	0,8 ppm	
		b	" "	0,4 ppm	
		c	" "	11 ppm	lié à présence de phosphates
		d	" "	5 ppm	lié à matière organique des ampélites
		e	" "	4 ppm	"

- Origine de l'uranium : le socle granito gneissique du Chaillu.

L'uranium peut être considéré comme un constituant accessoire des roches éruptives, acides notamment.

Les teneurs moyennes sont variables suivant les auteurs et, d'après Vinogradov, elles seraient les suivantes :

Roches ultrabasiques :	0,03	ppm (10^{-6})
Gabbros :	0,3	ppm
Roches intermédiaires :	1,8	ppm
Granites :	3,5	ppm

On voit que les granites, renferment et de beaucoup, une plus grande quantité d'uranium par rapport aux autres roches éruptives.

On calcule ainsi que 1 Km^3 de granite contiendrait environ 10.000 tonnes d'uranium. Mais si la destruction d'une telle masse de granite ne paraît pas exceptionnelle dans l'histoire du Francevillien, il semble qu'au contraire la libération de l'uranium ne s'est pas faite entièrement au cours du premier cycle, mais plutôt au cours de l'ensemble de l'histoire du Francevillien. Considérant les teneurs en uranium des divers sédiments francevilliens, on peut voir que l'uranium n'est pas spécifiquement lié au F1a où sont localisés les gîtes actuels.

D'autres formations (F2c en particulier) en renferment beaucoup plus. Il y a donc lieu de penser qu'avant de s'accumuler dans cet horizon l'uranium avait été au préalable fixé dans d'autres formations (dépression bordière, F2c).

Etant donné l'existence de conglomérats thorifères dans la dépression bordière et de certaines formations du Francevillien très riches en uranium, comme le F2c avec ses 10,9 ppm, il me paraît que dans un premier temps, l'uranium libéré du socle s'accumule peu à peu dans la dépression bordière en même temps que le thorium et restera là tant que le bassin F1 restera exondé.

Dans un deuxième temps, au cours de la transgression du F2, une partie de cet uranium est mobilisée à nouveau et reprécipitera dans certaines formations du F2, telle le F2c. L'autre partie restera dans la dépression bordière et sera de son côté entraînée par les courants du socle vers les zones fracturées du bassin, cependant que le thorium, moins mobile restera sur place.

Les gisements actuels tirent leur uranium de deux sources "secondaires", (la source primaire étant évidemment le socle) : d'une part la dépression bordière et d'autre part les formations du F2 riches en uranium, que l'on peut qualifier de "gisements primaires".

. "Gisements primaires" : Rôle de la silice

Dans ces "gisements primaires" et en particulier dans les formations non détritiques du F2c, il semble que ce soit la silice qui ait joué le rôle

de fixateur. J. Chervet et R. Coulomb en 1958 ont en effet insisté sur ce rôle fixateur de la silice pour l'uranium. D'après ces deux auteurs on peut considérer la silice comme le plus puissant facteur de fixation de l'uranium hexavalent dans les gîtes primaires. Cette fixation se ferait sous forme de silicates d'uranium du type uranotile.

Dans la dépression bordière au contraire, l'uranium peut être considéré comme détritique, provenant directement de la destruction du socle et, c'est cet uranium en provenance de la dépression bordière, qui va être déplacé le long des anciennes lignes de drainage évoquées plus haut, vers les formations favorables du Fla. Mais sa fixation dans ces formations est régie par d'autres conditions.

. Fixation secondaire dans les grès du Fla - rôle de la matière organique

Dans une autre phase, la destruction par érosion des formations superficielles du F2, a permis de libérer de grandes quantités d'uranium qui vont être entraînées par les eaux superficielles et précipitées dans les formations Fla dont les structures et la nature sont favorables à l'accumulation de l'uranium. Dans cette phase c'est le rôle de la matière organique qui, semble-t-il est prépondérant (voir matière organique et uranium p.35).

- Type métallogénique

Il semble, d'après les caractères suivants : absence de filons ou de fractures nourricières, imprégnation des grès en minéraux uranifères exprimés incitent à proposer pour les formations uranifères du bassin de Franceville et le gisement de Mounana en particulier, une origine épigénétique due à une imprégnation(1) secondaire des grès, par des eaux téléthermales(2)

---

(1) les cassures et les bancs perméables ont guidé les eaux métallifères.

(2) eaux téléthermales : eaux minéralisatrices (le terme téléthermal indiquant surtout le caractère indéterminé et lointain de leur origine). Il peut s'agir d'eaux météoriques descendantes ou artésiennes, ou d'eaux ascendantes non métallifères ; enrichies peut être en sels métalliques par lessivage de formations métallifères anciennes profondes ou superficielles.

ayant lessivé des formations riches en uranium, le F2c par exemple et aussi la dépression bordière. Cette imprégnation se fait postérieurement aux accidents tectoniques qui affectent les formations minéralisées, ces accidents ayant permis aux solutions minéralisées de s'infiltrer plus facilement le long des passages ainsi créés.

Conclusions :

Les formations uranifères du Francevillien sont d'origine secondaire et la mise en place a été favorisée par un certain nombre de facteurs :

- tectonique : failles et flexures qui ont guidé les solutions minéralisées
- nature pétrographique et propriétés physiques de la roche encaissante (grès grossiers perméables)
- mais aussi et surtout l'existence de matière organique et de sulfures abondants ayant créé des conditions réductrices propices à la précipitation de cet uranium.

Cet uranium qui, libéré du socle, s'accumule peu à peu dans la dépression bordière en même temps que le thorium se trouvera repris en partie par la transgression du 2ème cycle. Lorsque toutes ces formations seront mises à nu par l'érosion, l'uranium se trouvera remis en solution et contribuera, grâce à l'action des eaux météoriques descendantes, à imprégner définitivement les grès grossiers du F1a.

On peut donc dire que ces gîtes "primaires" :
d'une part, la dépression bordière et les formations riches en uranium du F2c d'autre part constituent les sources immédiates des gisements actuels. Cet uranium se déposera définitivement dans les grès F1a, grâce à l'action des eaux météoriques descendantes - sous forme d'imprégnations.

Les phénomènes d'altération s'installant (oxydation - hydratation) on obtient en surface des produits jaunes, dont le plus abondant à Mounana est la Francevillite, vanadate d'uranium et de baryum hydraté qui, dans ce

gîte gabonais renferme du plomb, et au-dessus du niveau hydrostatique (40) on a trouvé les minéraux noirs qui devaient constituer la minéralisation originelle.

6-Transformation et évolution

On sait que l'ion tétravalent est stable dans un milieu sans oxygène. La précipitation des minerais est donc liée à la réduction de l'ion soluble uranyle par la matière organique et les autres réducteurs présents dans les sédiments. Par la suite, l'abaissement du niveau phréatique, favorisant une pénétration plus profonde de l'oxygène, a entraîné une oxydation de ces produits, pour donner naissance aux minéraux jaunes.

Il semble que le minerai uranifère de Mounana devait être composé à l'origine par les "oxydes noirs" mélés à une certaine quantité d'oxydes de vanadium et de sulfures variés, en particulier de galène.

L'érosion des couvertures et l'altération météorique de ces gîtes ont conduit à la transformation du minerai primitif, et surtout à la constitution de minéraux colorés à uranium hexavalent. La présence de galène a favorisé par ailleurs, la formation de minéraux uranifères et vanadifères nouveaux, riches en plomb.

LE GISEMENT MANGANESIFERE DU DISTRICT DE MOANDA

1-Données actuelles

Cet énorme gisement gabonais - le 2ème dans le monde après ceux du groupe de Nikopol U.R.S.S., a tout d'abord été considéré comme une minéralisation éluviale. Il résultait donc de la destruction lente en argiles terreuses des schistes charbonneux et de certains grès, renfermant l'élément manganèse en très faible quantité, par latéritisation. Le manganèse ainsi libéré et concentré aurait donné naissance au gîte actuel. C'est là le point de vue que retient M. Routhier dans son ouvrage : "Les gisements métallifères (1963)", avec cependant une certaine réserve car l'existence d'un aussi grand gisement est incompatible avec l'altération de schistes dont la teneur en manganèse est très faible (0,26%).

Reprenant l'étude de cette formation en 1965, J. Bouladon, F. Weber, C. Veysset et R.F. Mercurey en arrivent à la conclusion que ce gisement est plutôt une formation sédimentaire chimique, interstratifiée dans les formations francevilliennes et rejettent ainsi l'origine résiduelle de ce gisement.

En effet, d'après eux son absence sous le lambeau de grès du F2a du plateau de Bagombé (un des arguments des partisans de l'origine éluviale) s'explique par la forme lenticulaire de la formation.

Mais pour eux le ruban de manganite de l'extrême base de la formation repose sur les schistes du mur par un contact franc qui n'a rien de commun avec ce que serait la base d'un profil latéritique.

La présence de manganite et de rhodocrosite, donc à Mn^{2+} est incompatible avec les conditions oxydantes qui règnent pendant la formation d'une latérite.

Quant à l'origine, la grande partie du Mn proviendrait du socle et une autre partie serait d'origine volcanique. Il a été signalé en effet dans la région d'Okondja et d'Abouka, des indices de manganèse liés à des tufs.

N'ayant pu me procurer des échantillons de ces formations, je ne ferai que citer ces faits, tout en signalant que l'on peut également penser, étant donnée leur localisation, que ces indices peuvent résulter d'une sédimentation de flexure, au point de contact des eaux lagunaires du bassin francevillien avec les eaux oxydantes de la grande mer congolaise.

Le rôle de la latéritisation n'a été que d'enrichir, par destruction des interlits stériles qui devaient être sans doute carbonatés.

Ils concluent enfin que le gisement de Moanda doit se rattacher au type schisto gréseux qui ne semble avoir été signalé jusqu'ici qu'en Chine (Hsiangtan, province de Chianghsi) et dont le caractère principal est l'existence, aux murs des gisements, de puissantes assises de schistes noirs, pyriteux et devenant dolomitiques vers le haut.

Bien que partageant dans l'ensemble l'opinion adoptée par les auteurs, j'ai repris l'étude de cette formation manganésifère pour vérifier certains faits qui me paraissaient peu explicites et aussi pour faire ressortir le rôle de certains facteurs qui me semblaient ne pas avoir été suffisamment évoqués. C'est donc le résultat de ces études qui fera l'objet de ce qui va suivre, après un bref rappel de la morphologie et de la minéralogie du gisement.

2- Morphologie du gisement

Le gisement de manganèse du district de Moanda (60 Km de Franceville) repose sur quatre plateaux ou reliques de pénéplaine, marquant la topographie de la région.

Ce sont :

. Sur la rive gauche de l'Ogooné

- le plateau de Bagombé au Sud où se fait l'exploitation actuelle, renferme environ 75 millions de tonnes d'un minerai très riche.

- le plateau d'Okouma au Nord.
- le plateau de Massango, plus au Nord, au delà de la Lékédi (affluent de l'Ogooué).

. Sur la rive droite

- le plateau de Yéyé vis à vis des 2 premiers et présentant des tâches de minéralisation assez disséminées.

En gros la couche minéralisée se présente de la même manière dans l'ensemble du district et nous nous servirons du seul plateau de Bagombé comme type (Fig. 4).

Sous les alluvions récentes on rencontre de haut en bas :

. un recouvrement pisolithique
. un niveau de transition
. un niveau à plaquettes
. une couche compacte de base, avec à l'extrême base un ruban de manganite partiellement pseudomorphisé en polianite
. enfin le bed-rock, fait de schistes noirs, pyriteux.

Il s'agit donc dans l'ensemble d'une couche superficielle d'une dizaine de mètres de puissance, reposant en légère discordance sur les schistes noirs du mur Flb. Dans le niveau à plaquettes on note souvent des passées de grès noirs feldspathiques et à ciment manganésifère.

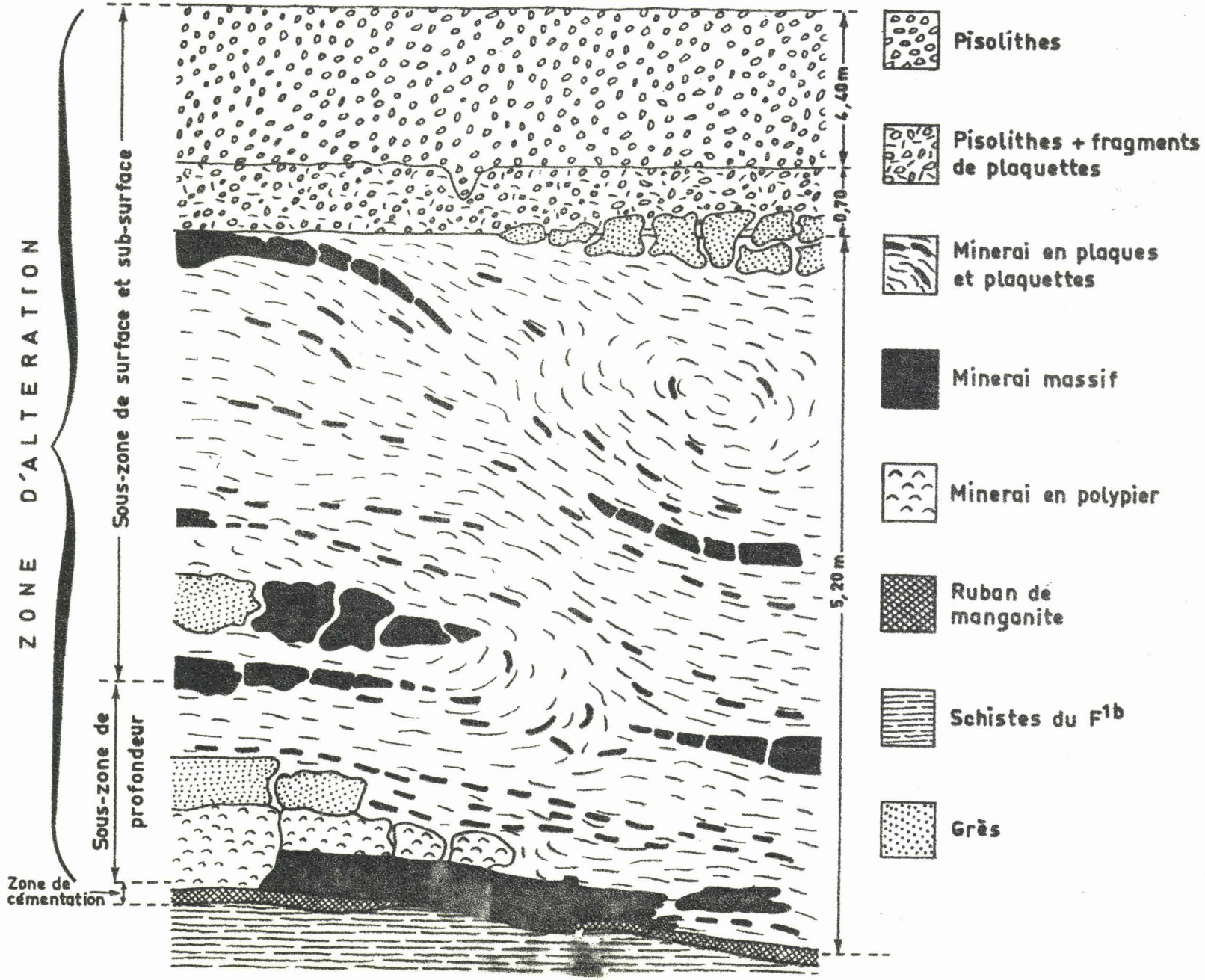
- Le recouvrement pisolithique

A la surface, s'est développée une couche de 3 à 5 m de puissance, d'un recouvrement meuble de pisolithes (Mn < 15%). Ces derniers de 3 à 16mm de diamètre, presque sphériques, noyés dans une formation résiduelle plus ou moins argileuse, comportent généralement un nucléus fait d'un fragment de plaquettes, transformé souvent en lithiophorite, avec autour des enveloppes concentriques d'hydroxydes de fer, d'aluminium et plus rarement de manganèse.

- Le niveau de transition

Vient ensuite un niveau généralement mince (1m) constitué par un

Fig 4. COUPE SCHEMATIQUE DU GISEMENT DE MANGANESE DE MOANDA



mélange désordonné de fragments de plaquettes, d'agrégats de pisolithes et de gros blocs d'un grès grossier, feldspathique, moucheté de tâches blanches qui correspondent à des argiles (kaolinite d'après diagramme aux rayons X), provenant de l'hydrolyse des feldspaths.

- Le niveau à plaquettes

Constituant avec la couche de base le minerai proprement dit. Ce niveau a été divisé en trois parties, pour des raisons économiques (tiers inférieur - tiers médian - tiers supérieur). Sous le niveau de transition, le minerai transformé par l'altération latéritique, se présente aujourd'hui à l'état de plaques, de plaquettes et de fragments plus massifs, le tout noyé dans une formation résiduelle argileuse. On pense que ce faciès est le résultat de la dislocation d'un ancien minerai lité où les bancs de minerai de manganèse devaient alterner avec des interlits plus solubles, aujourd'hui disparus. On y rencontre souvent des bancs de grès lenticulaires de quelques décimètres d'épaisseur, associés quelquefois à des minces lits de schistes rouges constitués par des hydroxydes de fer et qui s'intercalent périodiquement dans la formation manganésifère. Ces grès ont un ciment de manganèse où s'individualisent du cryptomélane, de la nsutite, lithiophorite et pyrolusite aciculaire.

- La couche de base

Constituée par un minerai massif lité, avec localement des zones d'un minerai dit "en polypier".

L'extrême base de cette couche est faite d'un ruban de manganite (2 à 5 cm) partiellement pseudomorphisée en pyrolusite, en grands cristaux.

Cette couche repose en légère discordance sur les schistes du mur dans les craquelures desquels on trouve de beaux cristaux roses de rhodocrosite et de la manganite bien cristallisée. Par endroit on trouve des sortes de poupées dans ces schistes, poupées qui sont faites de manganite massive.

L'ensemble schistes- couche de base est souvent traversé par des filonnets de silice (calcédoine).

La minéralisation se présente donc en surface exclusivement, affectant l'aspect d'une carapace qui épouse les variations de la surface topographique des plateaux.

- Divers faciès du minerai

Le minerai affecte une grande variété d'aspects :

- plaques et plaquettes à cassure d'éclat métallique
- plaques et plaquettes à cassure d'éclat mat
- blocs
- minerai en polypier noir à verdâtre
- minerai massif lité avec à l'extrême base un ruban de manganite à éclat métallique.

3-Minéralogie

La minéralogie des gisements manganésifères de Moanda est dominée par la présence d'oxydes de manganèse, surtout amorphes à l'examen microscopique, la rhodocrosite n'étant qu'accessoire et confinée à l'extrême base du gisement.

- Les oxydes

Le Cryptomélane : $K\ (M^{4+}, Mn^{2+})_8 O_{16}$. C'est l'un des plus abondants des oxydes surtout dans les zones cuirassées.

En lumière réfléchie : couleur gris clair avec une nuance bleuâtre. Normalement anisotrope, le cryptomélane paraît souvent isotrope, dans les zones où la cristallisation est imparfaite (cryptocristallines).

RX. Le diagramme de poudre donne des raies semblables à celles du $\delta\ MnO_2$ qui est une variété mal cristallisée de cryptomélane.

Groutite : α Mn O OH

Souvent confondue avec la manganite et ne s'en distingue que sur les diagrammes aux rayons X.

Lithiophorite : $(Al , Li).\ MnO_2\ (OH)_2$

Minéral peu abondant, de formation généralement secondaire. Dans le minerai en "polypier", elle tapisse souvent les parois des fentes de retrait du minerai. Ailleurs, elle s'individualise généralement au niveau d'anciennes diaclases et cavités.

En lumière réfléchie : Minerai gris sombre, très pléochroïque, fait de petites aiguilles. Forte anisotropie avec teintes lumineuses.

Manganite : $(\gamma\ MnO.\ OH)$

Principal minéral du ruban minéralisé de base, elle est souvent transformée en pyrolusite. La transformation de la manganite en polianite commence toujours ici par l'extérieur des cristaux et gagne peu à peu l'intérieur. On la rencontre également dans les espaces de décollement des lits schisteux.

Il semble qu'elle provienne en partie de la transformation de la rhodocrosite et en partie de la cristallisation du manganèse provenant du lessivage des formations supérieures et qui a migré en profondeur.

Minéral gris à pléochroïsme net. Très anisotrope, souvent avec des formes fibreuses et réflexions internes rouge vif.

Nsutite ou $\rho\ MnO_2$ $(Mn^{4+}_{1-x}\ Mn^{2+}_{x}\ O_{2-2x}\ (OH)_{2x}$ avec x compris entre 0,06 - 0,07.

La Nsutite, de formation secondaire tapisse souvent de minuscules cavités géologiques, sous forme concrétionnée. C'est un minéral à pouvoir réflecteur élevé, sans doute le plus élevé de tous les oxydes de manganèse. C'est un minéral très dur. Le pléochroïsme est faible et l'anisotropie est très forte dans les teintes jaune sombre et marron foncé. Dans les zones cryptocristallines elle paraît légèrement bleutée et isotrope. Notons qu'elle se présente généralement avec la même structure que le Psilomélane mais, s'en distingue par le moindre pouvoir réflecteur et l'anisotropie dans les teintes jaunâtres et bleutées de ce dernier.

Cet oxyde est très actif dans les piles sèches, sans doute à cause de sa légère déficience en oxygène.

Pyrolusite β MnO_2

C'est de loin le plus abondant des minéraux de manganèse bien cristallisés rencontrés ici.

Elle forme surtout dans la couche de base, une belle minéralisation massive, d'aspect fibreux, avec les fibres perpendiculaires au plan de contact schistes-minerai.

Ce minéral présente souvent des fentes de retrait, résultant de la réduction du paramètre b lors de la transformation de la manganite en polianite.

Un certain nombre de cristaux présentent, par ailleurs, des zones d'accroissement, très visibles dans certaines sections privilégiées. Dans les géodes que l'on rencontre au niveau des schistes sous-jacents, il s'agit de pyrolusite aciculaire dont les aiguilles transpercent très souvent les cristaux de rhodocrosite rose, indice d'une cristallisation ultérieure de cette dernière.

Signalons par ailleurs, l'existence en une plage minuscule, d'un minéral grisâtre présentant une mâcle polysynthétique.

La couleur grisâtre et la mâcle polysynthétique me permettent de dire qu'il s'agit de Hausmannite Mn_3O_4. Ceci indiquerait que la Hausmannite qui est considérée comme un minéral de haute température (métamorphique ou hydrothermal) peut également se former sous l'action des eaux météoriques dans les minerais résiduaires.

Oxydes amorphes :

Une grande partie du minerai est constituée par une sorte de ciment amorphe grisâtre dans certains cas, légèrement brun dans d'autres, au sein duquel se différencient Pyrolusite, Nsutite, Lithiophorite etc...

La structure de ce ciment évoque une sorte de gel dans lequel on note souvent des restes de minéraux au faciès micacé et des grains de quartz détritiques.

Rhodocrosite $MnCO_3$: rose en beaux cristaux, à l'extrême base du gisement.

Il semble qu'une partie de cette rhodocrosite s'est déposée au début même de la précipitation du Mn comme le suggère sa présence à l'extrême base du gisement, sous forme d'amas massifs et aussi sous forme de lits très fins aujourd'hui transformés en pyrolusite, alternant avec des lits d'un minéral plus ou moins amorphe.

Conclusions

La minéralogie des gisements de Moanda est caractérisée par la prédominance de pyrolusite (MnO_2) surtout au niveau des plaques et plaquettes.

Le cryptomélane est présent surtout au niveau de la cuirasse. Il semble qu'il n'y ait pas de psilomélane (ss) étant donné la très faible proportion de Ba, relevée par les analyses chimiques.

La lithiophorite et la nsutite sont très accessoires et se présentent sous forme de filonnets, remplissant secondairement les diaclases du minerai originel.

Manganite et rhodocrosite ; peu abondants, confirmés à la base de la formation.

Des considérations d'ordre géochimique permettent d'expliquer la présence habituelle de la rhodocrosite bien cristallisée dans les zones profondes du gisement et jamais ailleurs.

Lors du lessivage de la formation Mn par les eaux météoriques, le Mn^{++} peu oxydable est entraîné jusqu'aux schistes du mur qui sont souvent diaclasés et présentent de nombreuses géodes.

Lorsque les précipitations cessent, l'oxygène pénètre peu à peu et le Mn s'oxyde et se dépose à l'état de manganite ou même à l'état de polianite, puis la quantité d'oxygène diminuant avec la profondeur, il se dépose de la rhodocrosite.

4-MINERALISATION ET CADRE GEOLOGIQUE

- Minéralisation et paléogéographie

Les localisations des formations manganésifères dans l'ensemble du bassin de Franceville montrent que la précipitation du manganèse s'est faite dans des cuvettes, des lacs peu étendus, séparés les uns des autres par des haut-fonds et isolés de la mer à la suite de l'émersion du bassin à la fin du F1. L'absence de circulation des eaux y a favorisé l'apparition de potentiels d'oxydoréduction élevés et une composition anormale des eaux qui précipitent alors leurs métaux : fer puis Manganèse.

Par ailleurs, si la minéralisation est en rapport étroit avec la présence à son mur d'un F1c ferrifère, dans son ensemble, certaines de ses parties recouvrent les schistes F1b (Sud Bagombé). Ceci prouve le caractère transgressif de la minéralisation, liée à la venue des eaux oxydantes F2a, qui favoriseront la précipitation massive du Manganèse.

- Minéralisation et tectonique

Il ressort des diverses observations sur le terrain, que la minéralisation est indépendante de la tectonique. Si le plateau de Bagombé est affecté par des failles au Sud, aucun lien génétique ne paraît exister entre ces structures et la minéralisation.

- Minéralisation et milieu sédimentaire

L'association Fe-Mn des gisements de Moanda indique un milieu sédimentaire oxydant, qui a permis la précipitation du Mn, le fer ayant précipité alors que les conditions étaient moins oxydantes.

Conclusions

Il semble donc que les rapports de la minéralisation avec le cadre géologique (paléogéographie et milieu sédimentaire) permettent d'entrevoir une origine purement sédimentaire de cette minéralisation, comme nous allons le voir plus loin.

5 - Position stratigraphique (Fig. 5).

D'après l'étude de MM. Bouladon, F. Weber, C. Veysset et R.F. Mercuret d'une part, et mes propres observations sur le terrain d'autre part, on sait que la formation manganésifère de la région de Moanda repose :

- soit directement sur les schistes noirs du F1b, faiblement plissés (cas du plateau Bagombé dans sa plus grande partie).

- soit sur la formation ferrifère F1c, bien représentée sur les plateaux Okouma - Yéyé - Massango et réduite en un coin au NW de Bagombé.

- soit enfin sur les grès du F1a (cas au Sud de Bagombé).

Par ailleurs le toit de cette formation est constitué sur l'ensemble des plateaux par les grès du F2a, dont il ne subsiste à Bagombé qu'un lambeau, conservé au centre du plateau et qui repose là, directement sur les schistes du F1b.

Il a été observé d'autre part, en plusieurs points extérieurs à la zone étudiée (Mont Mbouma et N Gaï) et à 11 Km des chutes de Poubara (au Sud de Franceville) que les grès F2a reposaient sur un niveau ferrifère et manganésifère mince plus ou moins gréseux, qui surmontait les ampélites du F1b. La position stratigraphique de ce niveau est donc l'équivalent de celle de la formation Mn de Moanda, qui est donc interstratifiée dans les formations du Francevillien. Son absence sous le placage gréseux F2a conservé au centre de Bagombé peut s'expliquer par la présence d'un bombement, d'un îlot F1b, au milieu du lac F1c, autour duquel s'est déposée la couche de Mn qui, de ce fait, se termine en biseau autour de cet îlot. Les grès du F2a recouvriront donc en même temps la couche de Mn et l'îlot émergé de F1b.

Enfin, il y a généralement une augmentation des apports en éléments détritiques dans la partie supérieure de la formation. Ces apports annonçant l'arrivée des grès du F2a qui, d'après L. Baud contiennent des traces de Mn de constitution.

Toutes ces données soulignent bien le caractère transgressif et syngénétique de la formation Mn dont le dépôt est déclenché par l'arrivée des eaux oxydantes du F2a. Le syngénétisme de cette formation manganésifère est par ailleurs souligné par le caractère euxinique du bassin de Franceville à la fin du premier cycle.

Conclusions :

La formation manganésifère de Moanda se trouve interstratifiée dans les sédiments du Francevillien, avec au mur les formations du F1b sur lesquelles le Mn est en transgression et au toit les formations du F2a, dont les eaux oxydantes ont déclenché la précipitation massive du Mn.

6 - Type métallogénique :

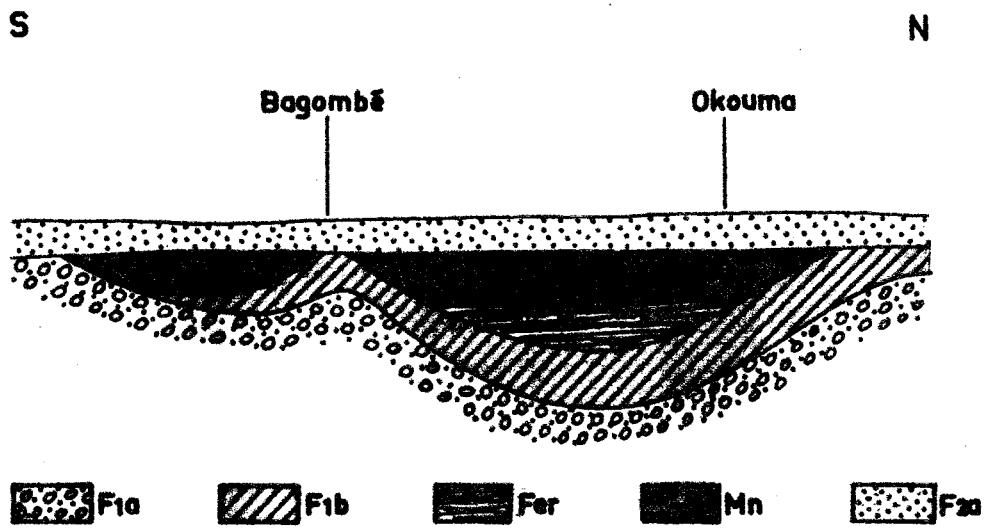
D'après les nombreuses études sur le terrain, il semble qu'il n'y ait ni filons, ni fractures nourricières dans le Francevillien ayant pu amener le Mn.

Par ailleurs, il n'existe aucune roche contenant du Mn, dont la décomposition aurait pu concentrer ce dernier.

Au contraire, on peut noter que la minéralisation est dans son ensemble indépendante de la nature du substratum et de ce fait en transgression sur les formations sous-jacentes. Elle est donc liée au phénomène général de la sédimentation.

L'étude des différents faciès actuels du minerai de Moanda semble indiquer que des lits de minerai massif - eux-mêmes très finement lités, devaient alterner avec des formations plus solubles, aujourd'hui disparues. Et si l'on tient compte de l'évolution parallèle des teneurs en Mn d'une part et, en Ca et Mg d'autre part dans les formations du premier cycle, il n'est pas exclu que ces interlits stériles étaient dolomitiques. On trouve du reste au sommet des schistes F1b, de nombreuses intercalations dolomitiques.

Fig 5 - COUPE SCHEMATIQUE



Le gisement manganésifère de Moanda est donc un gîte de sédimentation chimique, dont les caractéristiques essentielles sont celles des gîtes chinois, de type schisto gréseux. Dans cette formation des lits de minerai massif alternaient avec des interlits qui ont disparu, après la mise au jour du gisement par l'érosion, et ceci sous l'action de l'altération latéritique.

Troisième partie

ORIGINE DES GITES DE MOANDA

TROISIEME PARTIE : ORIGINE DES GITES DE MOANDA

I - Origine du Manganèse

. Sources du Manganèse

On a vu que le manganèse de Moanda n'était lié ni à des filons, ni à des fractures nourricières ayant pu l'amener en surface.

Il reste donc deux possibilités : volcanisme et socle.

Volcanisme

S'il n'existe pas, dans la région de Moanda des indices d'une activité volcanique quelconque, on note cependant dans certaines zones du bassin francevillien un volcanisme important (Est d'Okondja) où l'on rencontre aussi des indices de manganèse. Mais, aucune liaison à ma connaissance, n'a été objectivement établie entre cette activité volcanique et les indices de manganèse de Moanda, bien que l'association tuf - silexite - Mn du plateau d'Abouka soit l'indice d'une origine volcanique du Mn ; par conséquent, sans aller jusqu'à nier tout le rôle au volcanisme, je dirai que sa participation a été mineure et que la présence de telles quantités de Mn ne cadre pas avec la seule activité volcanique qui, à l'échelle du bassin, est peu importante.

Le socle

La presque totalité du manganèse de la région de Moanda me semble provenir du socle, bien qu'on ne connaisse pas, dans ce dernier, de manganèse sous forme de minéraux bien individualisés. Il semble au contraire qu'il doit s'y trouver à l'état de solution solide dans un certain nombre de silicates, aussi est-il nécessaire de faire intervenir ici une préconcentration du Mn dans certaines zones privilégiées. En effet, la faible teneur en Mn des granites du Chaillu (0,08% - 0,11% de MnO), ne me parait pas compatible avec l'énorme quantité de ce minéral accumulé dans le bassin de Franceville, si l'on suppose que ce dernier, n'a été libéré du socle qu'au cours de la destruction de celui-ci pendant le 1er cycle. Par contre on sait qu'un grand nombre

d'enclaves métamorphiques existent dans le socle, et que beaucoup de ces enclaves (micaschistes et quartzites graphiteux ont une teneur en Mn plus forte que celle des granites. D'autres, comme dans la région de Ndjolé (NW de Franceville) contiennent une minéralisation manganésifère. Par ailleurs, quelques indices de Mn ont été signalés par le Géologue B. Choubert en novembre 1938 dans la vallée de l'Ikoy. Le minerai semble provenir d'un faisceau de filons affectant des gneiss à biotite et des granites écrasés, qui aurait donné naissance à un chapeau ferro manganésifère. Il n'est donc pas impossible de supposer que les roches (en particulier certaines enclaves) de cette vieille plateforme, soumises à l'altération superficielle au cours de longues périodes antérieures de stabilité et d'évolution continentales, ont pu être recouvertes d'une importante couche ferromanganésifère, laquelle n'a été remise en solution que plus tard lorsque des mouvements tectoniques variés, ont rompu l'équilibre de cette stabilité continentale et donné naissance au bassin de Franceville.

Dans ces conditions, le minerai de Ndjolé ne serait qu'une relique de cette première concentration de manganèse.

2 - Mise en solution et transport du Mn et Fer - Halmyrolyse

L'*Halmyrolyse*. Définition et caractéristique du phénomène

Le terme d'Halmyrolyse a été défini par K.Hummel en 1922 pour désigner la transformation chimicominéralogique d'un sédiment primaire, au fond de la mer, sous l'influence des processus de la dissolution. C'est en d'autres termes une altération sous aquatique d'un sédiment, sorte de réaction entre le sédiment inondé par une transgression et la masse d'eau qui le surmonte, dans le sens d'une dissolution.

Bien que cette théorie ait été évoquée à plusieurs reprises, en autres pour expliquer la formation des Kupferschieffer allemands, qui auraient repris leur cuivre aux grès sous-jacents, il semble que c'est à Yeh-Lien-Tsun que revienne le mérite d'en avoir souligné le rôle fondamental dans les formations sédimentaires, à propos des gîtes sédimentaires chinois.

D'après cet auteur, les produits de l'altération continentale des sédiments qui se trouvent inondés lors d'une transgression, sont peu à peu dissouts et incorporés dans la composition de l'eau du bassin, sous l'action du phénomène de l'halmyrolyse.

Les agents responsables de ce pouvoir dissolvant du phénomène sont le CO^2 , NH_3 , les acides organiques etc...

Les particularités physico-chimiques du phénomène sont :

- absence d'oxygène dans les eaux de profondeur.
- conditions réductrices qui règnent dans les boues marines, riches en substances organiques.
- température basse et stable, en profondeur, et pression élevée.

Lorsque l'équilibre physicochimique de cet ensemble vient à se rompre du fait de l'installation d'autres conditions, il y a précipitation.

- Mise en solution du Manganèse et du Fer

A la suite de mouvements épirogénétiques variés, il se forme une zone d'effondrement qui sera à l'origine du bassin Francevillien. Cette zone effondrée devient une zone d'appel des eaux qui envahissent le bassin, inondant, par la même occasion, un grand nombre d'enclaves et de zones recouvertes d'une croûte de Mn.

Peu à peu, mais pratiquement dès le début de l'invasion du bassin francevillien par les eaux, le manganèse et le fer se trouvent remis en solution sous l'action de l'halmyrolyse, ce qui enrichit en manganèse les eaux du premier cycle francevillien.

Les conditions physico-chimiques des eaux de ce premier cycle sont en effet favorables à l'action dissolvante de l'halmyrolyse.

- Conditions réductrices dûes d'une part à la richesse en matière organique et au déficit en oxygène, et d'autre part à l'abondance du CO^2 dont la teneur devait être très élevée dans l'atmosphère durant ces périodes précambriennes.

Le manganèse ainsi solubilisé a dû être stocké dans l'ensemble des eaux du bassin sous forme ionique ou sous forme colloïdale, en même temps que le fer, son satellite habituel.

Lorsqu'à la fin du permier cycle, la formation d'un certain nombre de haut-fonds conduit à l'émersion de la partie sud-ouest du bassin francevillien, isolant ainsi un grand nombre de lagunes, c'est seulement une partie de ce manganèse, sans doute la moins importante qui précipitera dans le bassin de Franceville, la majeure partie restera dans l'eau et sera disséminée dans l'ensemble des sédiments très épais qui, à l'est d'Okondja et peut être à l'est du mole granitique d'Ondili, s'ennoyent sous les épaisses formations des plateaux Batekés.

Si dans l'ensemble du bassin francevillien les conditions physico-chimiques varient très peu, dans le bassin de Franceville qui se transforme peu à peu en lagunes, puis en lacs du fait de l'existence de haut-fonds, les conditions deviennent de moins en moins réductrices et l'arrivée des eaux du deuxième cycle instaurent des conditions franchement oxydantes qui conduisent à la précipitation du fer, puis à celle du manganèse.

3 - Dépôt de manganèse - Problème de la différenciation du fer et du manganèse

La formation manganésifère de la région de Moanda, étant précédée dans sa majeure partie, par une formation ferrifère à son mur, le problème de son dépôt est en liaison étroite avec celui de la séparation du fer et du manganèse dans les formations sédimentaires.

Il semble donc que les concentrations respectives de ces deux métaux se sont faites par séparation de phases, par précipitation différentielle à partir de solutions renfermant les deux métaux. Cette précipitation différentielle des deux métaux peut être avancée, par ailleurs, comme un argument de plus, en faveur de l'origine sédimentaire des gisements manganésifères de Moanda.

On sait que le Fer et le Mn présentent beaucoup d'analogies et se trouvent intimement liés dans les roches éruptives. Par ailleurs, ils ont tous deux tendance à former des composés colloïdaux qui, du fait de leur

faible solubilité donnent naissance à de grandes cuirasses à la surface de la terre.

Il est donc naturel de penser que les formations sédimentaires des deux métaux se sont formées dans les mêmes conditions (altération continentale, transport sous forme ionique ou colloïdale, précipitation par voie chimique).

Mais c'est au cours de leur précipitation que leur comportement vis à vis des conditions chimiques du milieu, devient différent. En effet, de nombreuses observations ont montré que les dépôts de fer et de manganèse sont généralement associés dans l'espace, mais toujours séparés dans le temps, le fer précédant toujours le manganèse et les gisements de Moanda ne font pas exception à cette observation.

Pour tenter de trouver une explication à ce phénomène, de nombreuses expériences - la plus ancienne étant sans doute celle de Chamussy, Directeur des Mines de Romaneche, en 1890 - ont été faites, pour essayer de cerner les conditions dans lesquelles pouvait s'effectuer la ségrégation des deux métaux (cf. Krauskopf) et une explication scientifique a été proposée par Marchandise en 1956.

- Les résultats

D'après toutes ces expériences, toutes les réactions chimiques non organiques, tendent toujours à précipiter le fer avant le manganèse, dans les conditions ci-dessous :

. Si une solution contenant les deux métaux est rendue progressivement basique, et si en plus elle contient des carbonates solubles, des sulfures ou des silicates, les composés du fer de ces anions peuvent précipiter, alors que le manganèse restera en solution : la différence de solubilité étant plus grande dans le cas des sulfures, la précipitation du fer sous forme de pyrite peut être considérée comme une méthode de séparation particulièrement efficace.

. Par ailleurs, s'il y a oxydation en même temps que le milieu devient progressivement basique, le fer précipitera aussi avant le manganèse du fait qu'il est plus facilement oxydable que ce dernier.

Ce mécanisme peut donc être considéré, à la suite de Krauskopf comme étant certainement l'hypothèse la plus raisonnable sur la séparation de deux métaux dans les conditions naturelles.

En effet, on peut aisément imaginer que dans la nature, des solutions acides peuvent devenir, peu à peu alcalines par :

- départ de CO^2
- réaction des roches silicatées ou carbonatées.

Une fois que le fer se trouve séparé du manganèse, le destin de ce dernier peut se résumer comme suit :

. Si la solution devient acide ou si elle est rendue réductrice le manganèse restera indéfiniment en solution.

. Si au contraire, les conditions oxydantes persistent et que la solution devient plus alcaline (Ph > 8), le manganèse précipitera sous forme d'oxydes à valence élevée.

Notons qu'on aboutit au même résultat par évaporation.

Explications

Un grand nombre de facteurs semblent entrer en jeu dans le processus de la séparation des 2 métaux. Il s'agit soit de facteurs propres aux métaux considérés, soit de facteurs inhérents au milieu.

- Solubilité

On sait que d'une façon générale, les éléments chimiques se déposent non pas en fonction de leur quantité relative, mais en raison inverse de leur solubilité. En d'autres termes, plus un corps est soluble et plus il précipitera difficilement.

Or, on sait que la plupart des composés du Mn que l'on rencontre dans la nature présentent une plus grande solubilité, par rapport à ceux du fer.

Ceci expliquerait en partie pourquoi, dans les mêmes conditions les composés du fer ont tendance à précipiter avant ceux du manganèse, lesquels restent donc en solution. Cependant d'autres facteurs jouent un rôle primordial parcequ'ils conditionnent la solubilité elle même. C'est le Ph et le Eh du milieu.

- Ph du milieu

La solubilité et la précipitation du fer et du Mn sont régies par le ph du milieu.

L'expérience montre que :

- le fer est mis en solution à un ph plus faible que le Mn et que sa solubilité décroit très rapidement. A ph 6, sa solubilité est 10^5 plus grande qu'à ph 8,8.

- par ailleurs il précipite également à un ph plus bas que le Mn.

Par conséquent, à une certaine valeur du ph, lorsque le fer commence à précipiter, le Mn encore très soluble, reste en solution.

En milieu réducteur et pour la même concentration, le fer Fe^{2+} commencera à précipiter sous forme de $Fe(OH)_2$ à ph = 5,5, tandis que le $Mn \rightarrow Mn(OH)_2$ à ph = 8,5.

Mais dans l'un et l'autre cas, les hydroxydes sont instables et s'oxydent immédiatement en hydroxyde ferrique d'une part et en MnO_2 d'autre part.

- Eh ou potentiel d'oxydoréduction

On sait que l'oxydation d'un élément correspond à une perte d'électrons par ce dernier, par exemple $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$. La stabilité d'un

élément dans un état d'oxydation donné, dépendra donc de l'énergie qui est mise en jeu pour lui retrancher des électrons. La mesure de cette énergie est exprimée par ce qu'on appelle le potentiel d'oxydoréduction, qui varie avec la concentration. C'est sur ce facteur, on le sait, que Marchandise (1956) fonde sa théorie sur la séparation du fer et du Mn lors de la précipitation de ces 2 métaux.

On sait qu'en solution on a l'équilibre :

$$M^{m+} \rightleftharpoons M^{n+} + (n - m)\, e^-$$

forme réduite forme oxydée

et qu'à 25° le potentiel d'oxydoréduction d'un tel système est exprimé par la relation:

$$Eh = Eo + \frac{0,06}{(n - m)} \cdot \log \frac{[M^{n+}]}{[M^{m+}]}$$

Le fer et le Mn s'oxydent suivant les réactions :

$$Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$$

$$Mn^{2+} \rightleftharpoons Mn^{4+} + 2\, e^-$$

Les potentiels d'oxydoréduction de ces 2 systèmes sont respectivement :

$$Eh = 0,75 + 0,06 \log \frac{[Fe^{3+}]}{[Fe^{2+}]}$$

$$Eh = 1,30 + 0,03 \log \frac{[Mn^{4+}]}{[Mn^{2+}]}$$

L'examen des simples potentiels normaux montre que Eo est égal à 0,75 volts pour le fer et 1,30 volt pour le Mn. Ce qui signifie en clair que le potentiel nécessaire pour faire passer le Fe^{2+} à l'état de Fe^{3+} est nettement plus faible que celui qui est nécessaire au système

$Mn^{2+} \rightleftharpoons Mn^{4+} + 2e^-$.

En conclusion, lorsque dans une solution coexistent fer et Mn, et que le ph atteint une certaine valeur (6-7) le fer commence à précipiter tandis que le Mn plus soluble reste en solution. Lorsque le milieu devient basique tout le fer précipite nécessairement alors que le Mn ne précipite qu'à un ph supérieur à 8.

Cette différence de comportement réside essentiellement dans la solubilité différente des 2 métaux, ainsi que dans la différence de leur potentiel d'oxydoréduction.

Conclusions :

Les conditions de précipitation de Mn étant précisées, sous quelle forme s'est effectué son dépôt ?

Il semble que le premier minéral formésoit la rhodocrosite ou dialogite que l'on rencontre encore sous forme d'agrégats massifs à l'extrême base du gisement et qui se dépose juste avant l'arrivée des eaux du F2a.

Après ce dépôt du carbonate, il semble que la minéralisation ait pris l'aspect de ce minéral lité, massif, tourmenté, avec parfois des amas colloïdaux qui ont conduit au minerai en polypier puis c'est le dépôt sous forme de couches régulières qui a donné naissance aux plaques et plaquettes actuelles alternant avec des parties stériles.

Quatrième partie

EVOLUTION ET TRANSFORMATION DE LA FORMATION Mn

EVOLUTION ET TRANSFORMATION DE LA FORMATION MANGANESIFERE

On a vu que la formation manganésifère du district de Moanda devait se présenter à l'origine comme un empilement alterné de couches de minerai et de couches stériles, sans doute carbonatées.

Lors de la mise à nu de cette formation à la faveur de l'érosion une altération de type latéritique s'y exerce de façon intense, pour enfin aboutir à cette croûte d'allure éluviale, résiduelle que l'on connaît aujourd'hui.

L'examen des divers faciès du minerai actuel pourra donc nous permettre de voir comment s'est exercée cette altération et, également nous fera saisir l'évolution ultérieure de la formation. Nous pouvons diviser cette formation en trois zones :

- une zone de surface et subsurface
- une zone de profondeur
- les zones de formation secondaire

A) Zones de surface et subsurface : Recouvrement pisolithique plus niveau de transition + les 2/3 supérieurs.

Sur tous les plateaux manganésifères du district de Moanda, existe une formation pisolithique meuble, surmontant un mince niveau dit de transition ou niveau I de Cl. Veysset.

L'absence de ces deux formations - et du reste de toute la formation minéralisée-sous le placage gréseux (F2a) conservé au centre du plateau de Bagombé et, qui repose là, directement sur les schistes noirs du F1b, montre que l'horizon minéralisé sous-jacent a joué un rôle dans leur formation et qu'il ne s'agit pas de formations indépendantes les unes des autres. Ces deux formations ne sont donc en fait que les termes ultimes du démantellement de l'horizon minéralisé, sous l'action des eaux météoriques. Il semble dès lors que la destruction du minerai aboutit à la formation de fragments de plus en plus petits, au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'horizon minéralisé.

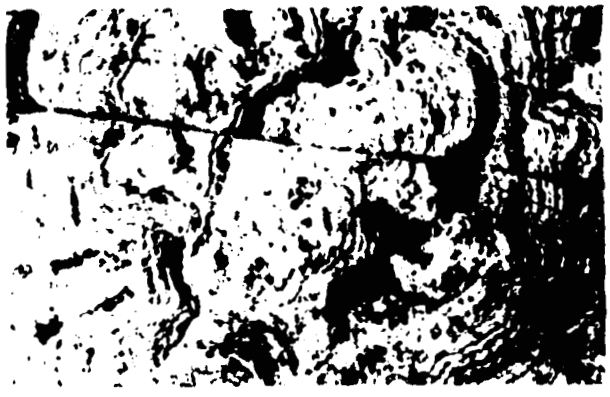
PISOLITHES

1

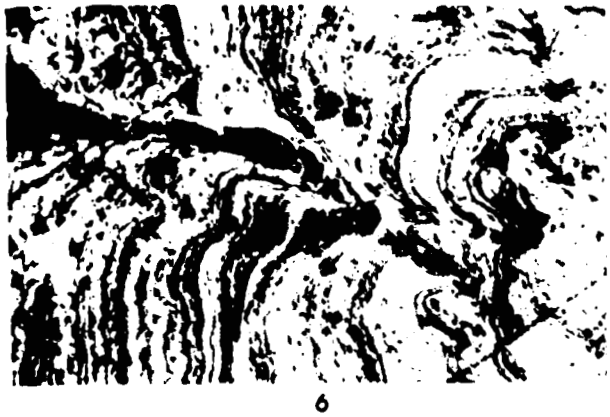
2

3

4



5



6

Lorsque ces fragments atteignent une certaine taille ils sont protégés par concrétionnement autour du centre de précipitation qu'ils constituent. Cette précipitation semble s'être faite à partir des eaux de rétention spécifique (1).

La structure de ces pisolithes (Fig. ci-contre) semble indiquer que leur concrétionnement s'est fait dans un milieu humide, continental ; parfois autour de plusieurs centres (Fig.). Par ailleurs ce milieu devait être doté d'une certaine plasticité, pour permettre la reprise du concrétionnement autour de fragments de pisolithes

D'autre part la composition chimique des enveloppes concentriques (hydroxydes de fer et d'aluminium) indique bien leur origine continentale. C'est là une pisolithisation qui pourrait choquer certains esprits mais il me semble qu'un grand nombre d'observations militent en sa faveur. En effet, nous avons vu plus haut que ces pisolithes présentent généralement un nucléus qui est un fragment de plaquettes plus ou moins transformées (Fig.).

Par ailleurs, la présence en profondeur d'un niveau pisolithique dans certaines parties du gisement de Bagombé indique qu'à sa place, devait exister une zone plus perméable et plus poreuse, une zone meuble dans laquelle l'action des eaux s'est exercée avec la même intensité qu'en surface.

On y trouve en effet, non seulement des pisolithes bien formées, mais aussi des fragments nus ou seulement revêtus d'une mince enveloppe (Bouladon et auteurs). Ceci semble donc bien indiquer que des pisolithes continuent de se former peu à peu, actuellement.

Quant au niveau de transition, dans lequel voisinent pèle mèle pisolithes et fragments de plaquettes, il semble que ce soit une étape d'évolution précédant la formation de pisolithes.

L'altération et l'évolution de ces zones supérieures ont libéré de grandes quantités de manganèse qui a migré vers la profondeur, où il s'est déposé ensuite en remplissant les diaclases et géodes et aussi en contribuant à la formation de la couche de base et de la cuirasse manganésifère, comme nous le verrons plus loin.

---

(1) Ensemble eau pelliculaire et eau de capillarité.

B) Les zones profondes

Nous avons vu que sous les pisolithes et le niveau de transition se trouve une formation en plaques et plaquettes. Dans l'ensemble on trouve les plaques vers le bas de la formation et au fur et à mesure que l'on s'élève les plaques se transforment peu à peu en plaquettes. Cette structure, il me semble, s'inscrit très bien dans la dynamique générale de l'altération de la formation, altération plus accusée dans le haut de la formation, et diminuant avec la profondeur.

Il me semble donc que si le cours des évènements n'était pas contrarié, le faciès pisolithe gagnerait peu à peu les zones profondes repoussant devant lui le niveau de transition.

La conséquence de tout ceci serait que le niveau à plaquettes verrait peu à peu diminuer son épaisseur, alors que le recouvrement pisolithique verrait, au contraire la sienne augmenter, comme celle des formations secondaires.

C) Les zones de formation secondaire

Nous avons vu que l'attaque des zones supérieures et leur évolution vers le type pisolithe avaient pour conséquence la libération d'une grande quantité de manganèse. Ce manganèse va migrer et contribuer à la formation de deux zones : la cuirasse et le ruban de manganite de base.

- La cuirasse

Sur les zones déprimées des plateaux où coulent de nombreuses rivières drainant ces derniers, se rencontre une véritable cuirasse manganésifère cimentant la plupart des niveaux de la formation. Il s'agit donc là d'une formation secondaire. Cette cuirasse est constituée dans ces zones les plus pures par du cryptomélane bleuâtre - dans lequel j'ai identifié aux rayons X, la variété δ MnO_2 - massive-où se sont développées un peu de nsutite, de pyrolusite, sous forme de veinules; ailleurs le cryptomélane cimente les pisolithes, parfois même les grès.

Par la suite ces zones cuirassées ont été largement découpées par les cours d'eau qui drainent les plateaux, formant de véritables falaises de minerai et de blocs énormes qui sont à l'origine de la découverte de ce gisement.

Notons cependant que cette cuirasse qui affecte l'ensemble des niveaux de la formation, s'arrête brusquement au contact des schistes.

- Le ruban de manganite

Au contact des schistes se trouve un mince ruban de manganite. Ce ruban, d'épaisseur variable (1 à 5 cm) est en discordance apparente sur les schistes du substratum. Ceci a permis à un certain nombre d'auteurs de conclure à l'existence d'une véritable discordance sédimentaire, "dont le contact n'avait rien de commun avec ce que serait la base d'un profil latéritique" (Millot 1964 cité par Bouladon et auteurs).

Or, l'étude d'un grand nombre d'échantillons au niveau même de ce contact m'a permis de reconsidérer la question et d'aboutir à d'autres conclusions (Pl. ci-après).

En effet, les schistes noirs du substratum sont légèrement plissés et finement lités. On constate par ailleurs que la fine stratification de ces schistes se poursuit de façon très nette dans le ruban minéralisé où elle est soulignée par des lignes parallèles prolongeant les interlits des schistes.

Certains échantillons présentent même d'autres lignes qui sont sensiblement parallèles au plan du contact schistes-minerai et qui, dans ce cas, recoupent les lignes de stratification évoquées plus haut.

Ces lignes parallèles au plan de contact, ne sont que les traces de ce même contact schistes-minerai qui a migré en profondeur au fur et à mesure de l'évolution de la formation manganésifère.

Par ailleurs, l'examen microscopique révèle d'une part, l'existence d'un grand nombre d'éléments fantomes : grains de quartz, minéraux phylliteux, alignés parallèlement aux interlits de schistes, et dont la taille est compatible avec la granulométrie des schistes, et d'autre part, là où le ruban de manganite surmonte des agrégats de rhodocrosite, on devine encore au sein de la minéralisation, les formes ovoïdes des cristaux de rhodocrosite transformée en manganite.

Comment peut-on interpréter l'existence de telles structures ?

1) ou bien ces grains détritiques se sont déposés en même temps que la minéralisation manganésifère et dans ce cas leur alignement devrait correspondre au litage du minerai. Ce qui n'est pas le cas.

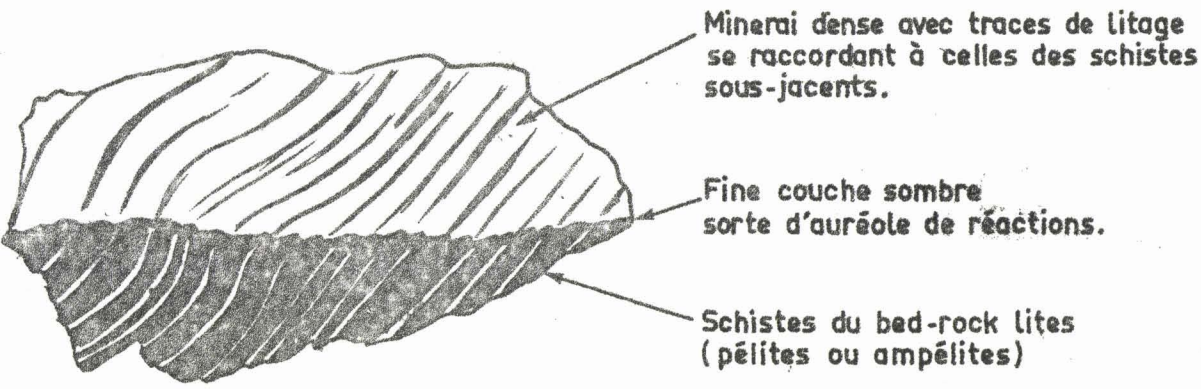
2) ou bien ces grains faisaient partie d'une formation finement stratifiée et plissée avant le dépôt du manganèse, ce qui expliquerait que leur alignement correspond et prolonge les interlits des schistes sous-jacents. Ces derniers ayant été épigénisés et indurés par la minéralisation.

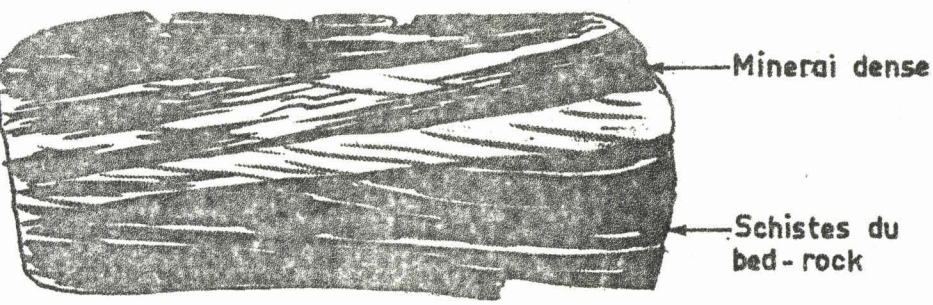
Enfin, sur certains échantillons on note l'existence de filonnets de calcédoine fibreuse recoupant, perpendiculairement au contact, l'ensemble schistes-minerai. On constate alors que la partie du filonnet incluse dans le minerai est transformée ; elle est recoupée par des veinules de la minéralisation et, on constate même dans certains cas, que la calcédoine disparue a été remplacée par des oxydes de manganèse, où s'individualise parfois de la nsutite. La partie du filonnet incluse dans les schistes est au contraire intacte et présente parfois quelques rares cristaux de rhodocrosite, prouvant une migration du Mn en profondeur.

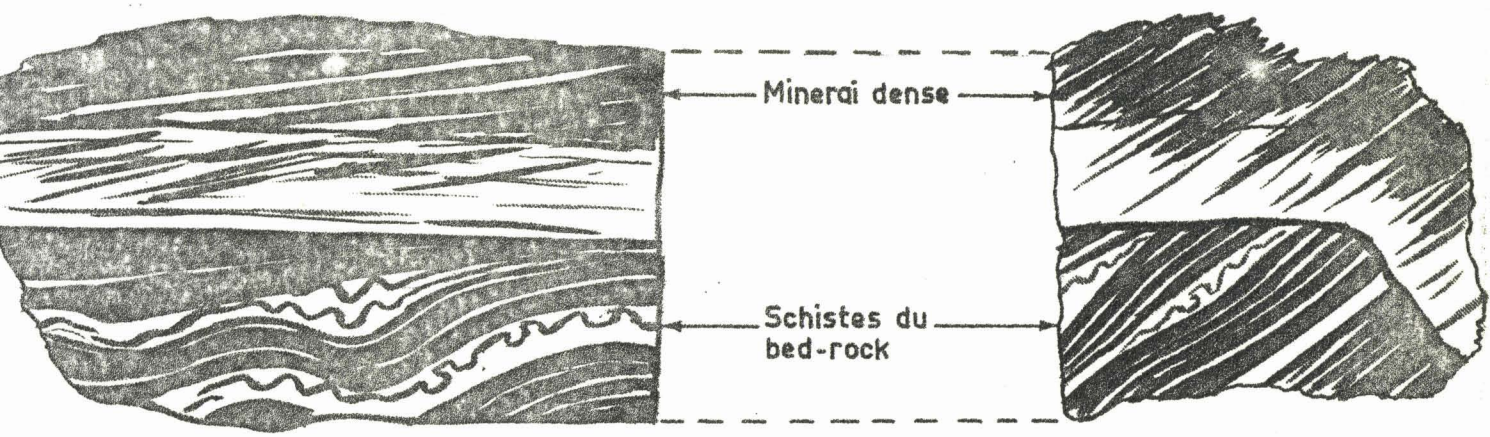
Toutes ces observations tendent à démontrer que la discordance apparemment nette entre la minéralisarion et les schistes n'est pas une

ECHANTILLONS DE BASE (Contact schistes/minerai)

Grand. nat.







discordance sédimentaire, mais au contraire qu'elle est secondaire, et que par ailleurs, il y a eu migration du Mn en profondeur. Cette migration est attestée par la présence dans les interlits des schistes, les diaclases et les cavités géodiques, de beaux cristaux de rhodocrosite rose et de manganite bien cristallisée.

Dans ces cavités géodiques, on remarque très souvent que les cristaux de rhodocrosite sont transpercés par des aiguilles de pyrolusite ou plus exactement de manganite transformée peu à peu en pyrolusite.

Toute cette évolution et ces transformations de la minéralisation originelle ont pour agents l'altération météorique et les fluctuations de la nappe phréatique.

D) Importance de l'altération météorique et fluctuation du niveau hydrostatique

D'après les données paléogéographiques évoquées en page 19, on sait que toute la zone manganésifère était recouverte par les grès du F2a.

Lorsqu'à la suite de l'érosion des formations supérieures, la formation manganésifère est mise au jour, l'altération s'exerce de façon intense.

On sait que le climat est marqué dans cette région par l'existence d'une saison humide et d'une saison sèche alternées, et se caractérise par une forte pluviosité, suffisamment importante pour entraîner un lessivage intense des formations.

Les variations du volume des précipitations au cours du temps ainsi que les écarts de température, entraînent des fluctuations très importantes du niveau hydrostatique.

Ces fluctuations intensifient l'altération des roches, ainsi que l'évacuation des cations lessivés, d'une manière générale, et la formation manganésifère n'a pas échappé à ce sort.

L'altération étant importante, la zone dite d'oxydation sera de ce fait très bien exprimée et puissante, tandis qu'au contraire la zone de cémentation ou de réactions chimiques sera ou absente ou très réduite.

Les faciès actuels du minerai de Moanda peuvent donc être interprétés comme le résultat de la forte altération latéritique d'un minerai dans lequel à l'origine, des bancs massifs et minéralisés devaient alterner avec des formations plus solubles, aujourd'hui évacuées.

Le lessivage de ces interlits a provoqué un effondrement des bancs massifs et leur dislocation en fragments plus ou moins gros. Il s'agit là de ce que certains auteurs appellent une subsidence d'oxydation, qui se manifeste par ailleurs au niveau de la couche de transition par de véritables entonnoirs de brèches d'effondrement.

L'altération a, dans un premier stade, provoqué un enrichissement relatif du minerai, par élimination des parties stériles. Puis peu à peu s'est installée l'attaque de la minéralisation elle-même par les eaux météoriques.

La circulation des eaux superficielles se faisant par définition de haut en bas, il en a résulté un transport, une migration du Mn arraché aux formations supérieures qui venu se déposer par la suite dans les diaclases et les espaces des formations inférieures, sous forme de cryptomélane, de nsutite et de lithiophorite ; la plus grande partie ayant été transportée jusqu'au contact du Bedrock. Celui-ci va être imprégné sur une certaine profondeur par ces eaux chargées de Mn, et contribuer à former le ruban de manganite de base.

On peut donc diviser la formation manganésifère de Moanda en deux zones superposées, d'importance très inégale.

a - la zone d'oxydation ou zone d'altération, la plus importante, constituant près de 99% de l'ensemble et qui englobe la formation pisolithique, le niveau de transition et le niveau à plaques et plaquettes.

Dans cette zone on peut, d'après le degré d'altération, individualiser deux sous-zones :

- une sous-zone de surface et subsurface, dans laquelle une aération, donc une altération relativement importante, a favorisé la formation d'éléments de petite taille : pisolithes, nodules, petits fragments de plaquettes.

- une sous-zone de profondeur où une humidité quasi permanente (le sol restant gorgé d'eau pendant la saison humide) et un drainage moins efficace ont empêché la dislocation des lits massifs en éléments plus petits, favorisant ainsi la formation de gros blocs et créant également les conditions propices à des transformations chimiques dans les zones sous-jacentes.

b - la zone de cémentation ou zone de réactions chimiques représentée par le ruban de manganite qui est une formation secondaire.

Cette seconde zone est caractérisée à Moanda par une transformation chimique et minéralogique des schistes sous-jacents, sur une certaine épaisseur (1 à 7 cm) suivant les contours de la nappe phréatique.

Cette transformation est telle, que la structure primitive des schistes se trouve préservée jusque dans ses moindres détails : fines stratifications des schistes se poursuivant de façon très nette dans le ruban de manganite qui le surmonte, présence d'éléments de quartz détritique, et fantomes de minéraux phylliteux, alignés.

Il s'agit donc là d'une véritable transformation à l'état solide ; d'une métasomatose, postérieure à la diagénèse des schistes. Cette transformation a été tellement poussée, dans certains échantillons, que même le quartz a été dirigé par les oxydes de manganèse, ou évacué. La preuve de la solubilité et de la mobilité de la silice sous le climat de Moanda est d'ailleurs matérialisé par l'existence de calcédoine remplissant certaines fissures au contact schistes-minerai.

Si une grande partie des eaux minéralisées a migré verticalement pour donner naissance au ruban de manganite, une partie non moins importante a, par migration oblique vers les zones déprimées des plateaux, donné naissance à la cuirasse manganésifère qui cimente la plupart des zones minéralisées.

Conclusions

Le faciès actuel du minerai de Moanda résulte de l'intense altération subie par cette formation.

Le démantellement général du minerai par les eaux météoriques a libéré de grandes quantités de manganèse, des parties supérieures du profil. Une migration à composante verticale et oblique à partir de ces zones supérieures a entraîné d'une part la formation d'un ruban de manganite au contact des schistes, et un cuirassement sur les flancs des plateaux d'autre part.

L'importance des mouvements de l'eau dans les phénomènes de cuirassement a été démontrée en Guinée par Maiguien (1958) qui explique que "la percolation des solutions s'effectue soit verticalement, soit obliquement, soit latéralement, et que les processus de drainage l'emportent sur les phénomènes de remontée par tension capillaire sous l'effet de l'évaporation".

Conclusions générales :

- le gisement manganésifère du district de Moanda est un gisement sédimentaire de précipitation chimique interstratifié dans les formations du Francevillien.

Il tire son Mn du socle granito-gneissique du Chaillu et des enclaves métamorphiques que l'on rencontre au sein de ce socle. Un certain nombre d'observations permettent de penser que ce Mn a dû, dans une première phase former avec le fer, une croûte ferromanganésifère sur le socle et les enclaves, avant d'être dissout et disséminé dans les eaux du bassin lagunaire Fl.

- la fin du premier cycle était marquée par une émersion générale du bassin F1, le fer précipite d'abord dans les lacs résiduels tandis que le Mn reste en solution, les conditions physico-chimiques n'étant pas encore propices à sa précipitation.

C'est l'arrivée des eaux oxydantes du début du deuxième cycle, qui déclenche la précipitation massive de ce Mn, qui de ce fait présente un caractère transgressif très marqué.

Il semble donc plus logique de faire de cette formation, non pas un début de cycle, encore moins une fin de cycle comme c'est le cas actuellement mais, une formation de transition, un niveau de passage entre les deux cycles.

Quels arguments peut-on avancer pour celà ?

- C'est d'abord le caractère transgressif de cette formation, dont l'extension est plus grande que celle de la formation ferrifère sous-jacente, c'est surtout l'existence au sein de cette formation et surtout à son sommet [illegible] d'éléments gréseux que l'on peut rattacher aux grès du F2a d'une part, et de récurences ferrifères qui se rattachent à la formation ferrifère du F1c d'autre part.

En conséquence, sans introduire de modifications fondamentales dans l'échelle stratigraphique actuelle du bassin de Franceville, je me permets, pour les raisons évoquées plus haut, de proposer la succession suivante :

F2 2ème cycle	F2 e. grès F2 d. schistes F2 c. jaspes F2 b. schistes F2 a. grès
Formation de Transition	Formation Mn
1er cycle F1	F1 c. formation ferrifère F1 b. schistes charbonneux F1 a. grès arkosique

Cette précision étant donnée, disons que, la structure et la minéralogie du gisement à l'origine nous échappent étant données l'évolution et les transformations profondes subies par cette formation. On peut tout au plus supposer que le minerai devait se présenter au départ, comme une formation litée, où les couches de Mn alternaient avec des couches stériles sans doute dolomitiques, aujourd'hui disparues.

L'altération latéritique intense en zone équatoriale humide a donc eu pour résultat d'enrichir relativement la formation originelle, mais aussi, de la transformer en cette couche d'allure résiduelle que l'on trouve actuellement. Dans ces transformations, le rôle des mouvements de l'eau a été déterminant aussi bien dans la formation secondaire du ruban basal de manganite, que dans le cuirassement des zones déprimées des plateaux.

La condition essentielle pour la production des phénomènes latéritiques est un climat très humide et une température élevée.

L'optimum a donc été, sans aucun doute, réalisé dans cette région soumise à une alternance de grandes et de petites pluies et au fond, ce qui a été le plus important, c'est l'ampleur des variations du niveau hydrostatique.

Pendant les saisons de pluies, celui-ci s'élève dès que la quantité d'eau absorbée par les sédiments, excède la quantité qui en part. Les saisons de pluies débutent par des averses qui lavent le sol et entraînent, dans les parties sous-jacentes, tous les sels solubles.

La saturation du sol se fait peu à peu et lentement ; pendant ce temps les solutions relativement concentrées en éléments métalliques ou autres, agissent sur les roches imbibées et particulièrement au contact des formations sous-jacentes encore intactes. Ainsi la zone attaquée augmente par le bas.

Quant aux pisolithes, l'hypothèse a été émise qu'ils se sont formés dans des lacs ou dans des eaux en mouvement. Cette opinion est certainement inexacte, car il semble qu'à Moanda, des pisolithes se forment actuellement à l'intérieur même de la formation minéralisée. Il semble donc au contraire, qu'ils résultent d'un concrétionnement en milieu meuble. leurs formes et dimensions dépendent de l'état physique de ce milieu, au moment de leur formation : milieu homogène, c'est-à-dire dépourvu de particules de grandes dimensions et possédant une certaine plasticité.

R E M E R C I E M E N T S

Enfin, pour terminer, je tiens à remercier Monsieur le Professeur G. WATERLOT qui a bien voulu me faire l'honneur d'accepter la présidence du Jury de cette thèse ainsi que Monsieur le Professeur A. BONTE qui a accepté d'examiner ce travail et faire partie du Jury.

Que Monsieur le Professeur J. PROUVOST, qui m'a accueilli dans son laboratoire, veuille bien trouver ici l'expression de mes sincères remerciements et de ma profonde reconnaissance, pour tous les conseils qu'il m'a prodigués et pour la bienveillance qu'il m'a toujours témoignée.

Je remercie également Monsieur le Professeur DERCOURT pour ses conseils et ses avis éclairés.

Je remercie par ailleurs Madame E. HANTON pour le dévouement avec lequel, en dépit de mes nombreuses retouches, elle a assuré la dactylographie de ce mémoire et Monsieur CARPENTIER pour ses belles reproductions photographiques.

Je remercie aussi le personnel des laboratoires du service de Géologie qui m'a aidé dans l'accomplissement de ce travail.

Enfin, je remercie tous ceux qui, à des titres divers, m'ont apporté leur concours : je pense en particulier, aux responsables des compagnies COMILOG et COMUF qui ont bien voulu m'accueillir dans leurs entreprises respectives et, à ceux de leurs collaborateurs qui m'ont aidé et conseillé dans le prélèvement de mes échantillons minéralogiques.

P L A N C H E I

N° 1 : Pyrolusite concrétionnée autour d'une cavité. Alternance de zones finement cristallisées et de zones à gros cristaux montrant de nombreuses fente de retrait.

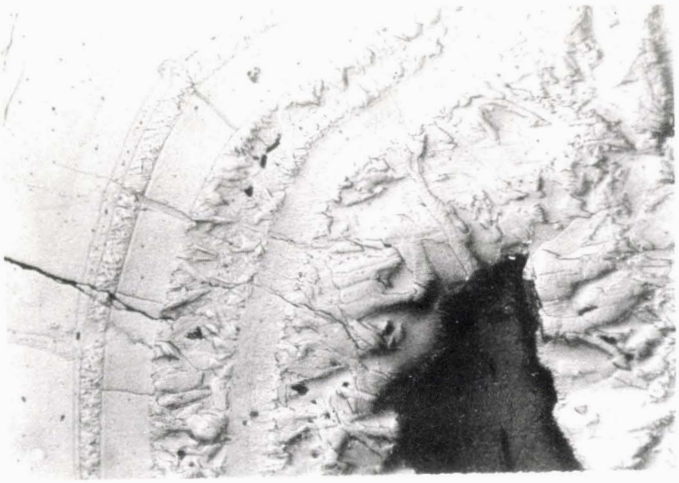
N° 2 : Manganite (se transformant en pyrolusite) en fibres et gerbes désordonnées, évoquant un dépot en milieu quelque peu agité.

N° 3 : Nsutite concrétionnée, avec alternance de zones cryptocristallines et de zones bien cristallisées.

N° 4 : Nsutite cristallisée tapissant une diaclase, avec au centre une zone à fins cristaux (lumière polarisée).

N° 5 : Le même en lumière polarisée analysée, montrant la forte anisotropie du minéral.

PLANCHE 1

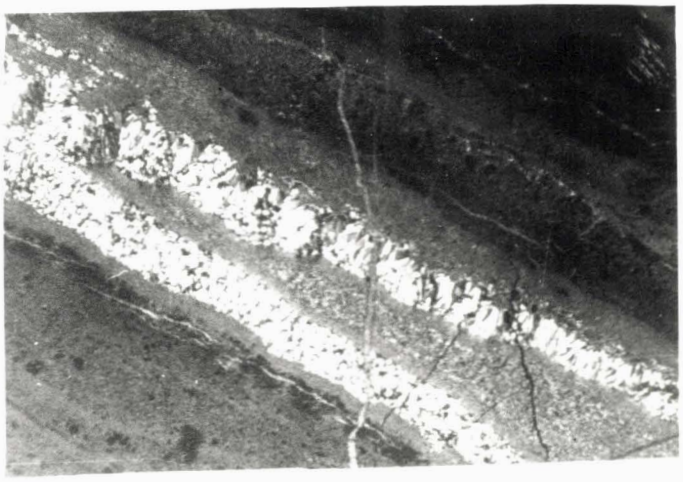


1

2

3

4



5

P L A N C H E II

N° 1 : Occupant un espace libre entre les gros cristaux de pyrolusite, on voit en bas à droite, un minéral avec macle polysynthétique qui est vraisemblablement de la Hausmanite (lumière polarisée analysée).

N° 2 : Liseré de Lithiophorite sur les bords des fentes de retrait du minerai "en polypier". En grès, remplissant ces fentes : résine d'inclusion.

N° 3 : Filonnet de pyrolusite fait de fines aiguilles parallèles au sein de gros cristaux du même minéral (lumière polarisée analysée).

PLANCHE 2

1

2

3

P L A N C H E III

N° 1 : Vue montrant le contact schistes/minerai.
La minéralisation est constituée de manganite se transformant à la base en pyrolusite (plus clair). Au sein de la minéralisation de petits grains de quartz présentant un certain alignement, parallèle au contact schistes/minerai.

N° 2 : Ici le contact schistes/minerai, Légèrement oblique, est recoupé par une sorte de ligne dans le minerai, prolongeant l'interlit des schistes (plus clair, droit en bas).

N° 3 : Même préparation, montrant un peu plus haut dans la minéralisation une structure qui est la réplique exacte de ce que nous avons vu en N° 2. Il s'agit donc d'un fantôme de ce contact schistes/minerai, dont la migration en profondeur est ainsi démontrée.

N° 4 : Schistes (sombres) à gauche, avec en contact de la manganite (gris foncé) se transformant en pyrolusite (gris clair) au sein de laquelle s'est développée une concrétion d'un minéral gris sombre.

N° 5 : Ancien filonnet de calcédoine remplacé par des oxydes de manganèse.

PLANCHE 3

1

2

3

4

5

P L A N C H E IV

DIVERS ASPECTS DU RUBAN DE MANGANITE DE BASE

(GRANDEUR NATURE) MONTRANT LE CONTACT SCHISTES/MINERAI

N° 1 : Schistes plissés surmontés selon une discordance très nette par le ruban de manganite.

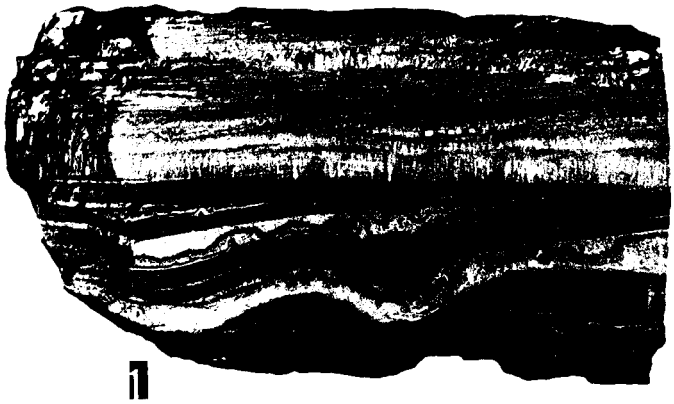
N° 2 : Ici la minéralisation s'insinue entre les schistes qui semblent avoir été digérés en certains points par la minéralisation.

N° 3 et 4 : La fine stratification des schistes se devine encore dans le minerai, preuve de la transformation de ceux-là en celui-ci.

N° 5 : Filonnet de calcédoine recoupant l'ensemble schistes/minerai. Dans le N° 6, les schistes sont remplacés par de la rhodocrosite en agrégat massif.

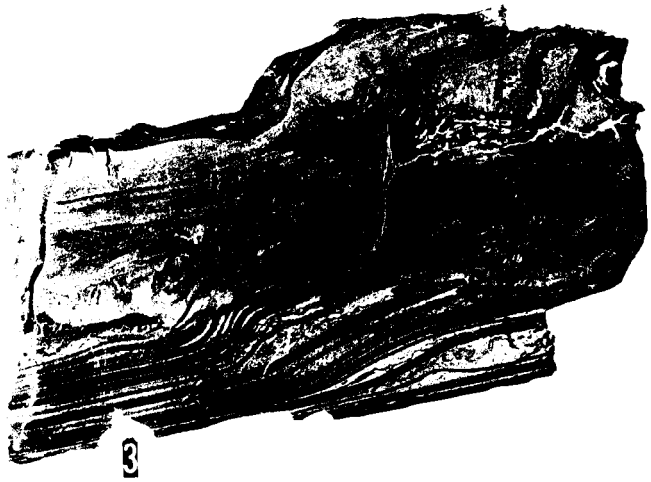
Dans les deux cas, la partie du filonnet incluse dans le ruban de manganite est très évolué et la silice y a disparu pour laisser la place à des oxydes de manganèse.

PLANCHE 4



1

2



3

4

5

6

B I B L I O G R A P H I E

1954. L. BAUD.- Notice explicative de la carte géologique de reconnaissance au 1/500.000 de Franceville Est. (Paris, Imprimerie Nationale).

1956. L. BAUD.- Les gisements et indices de Manganèse de l'A.E.F. (20^{e} Congrès géologique international de Mexico, t. II. p.21-30).

MARCHANDISE.- Contribution à l'étude des gisements de manganèse sédimentaires (20^{e} Congrès géologique international de Mexico, t. I. p. 107-118).

1959. F. RAGUIN.- Géologie des gites minéraux (Masson Paris).

1962. Revue mensuelle :- Perspectives d'Outre-Mer. Le livre d'or de Comilog Société des Editions Paul Borey (Monaco).

1963. ROUTHIER.- Les gisements métallifères (Masson Paris).

Yeh Lien TSUN.- A theory of imbibition of terrestrial weathering product. A new concept of the genesis of sedimentary deposits (Scientra Sinica vol XII n° 7).

1965. BOULADON - Cl. VEYSSET - R.F. MERCURET - F. WEBER.- Données nouvelles sur le gisement de Manganèse de Moanda, près Franceville.

1966. R. FEMS - Ch. GREBER - M. PASCAL.- A propos de l'ancienneté de la flore continentale : découverte de "charbons" et de phytomorphes dans le Francevillien (Précambrien du Gabon). (Bull. Soc. Géol. de France VIII p. 638-641).

1967. WILLIAM C. PRINZ.- Géology and ore deposits of the Phillipsbing. District granite Conty Montana. (Geol. Survey. Bull. 1237).