Notice Explicative
Carte
Géomorphologique
de la
République Centrafricaine
à 1 / 1 000 000

Yves BOULVERT

DIRECTEUR DE RECHERCHES

ORSTOM - BANGUI

Juin 1990

TOME - 1

RESUME

Ce travail est subdivisé en trois parties:

La première partie comprend d'abord une présentation du milieu physique centrafricain: substrat géologique, relief et hydrographie, climat et végétation, érosion, sols et cuirassement, facteurs biodynamiques divers. Un rappel est présenté des études antérieures sur les aplanissements et le cuirassement: sommairement pour l'Afrique Noire, plus précisément pour l'Afrique Centrale.

La deuxième partie est une description détaillée des grandes unités morphologiques centrafricaines: les plateaux de Bouar-Bocaranga au nord-ouest, le massif déchiqueté du Dar Chala au nord-est, ces deux ensembles encadrant la surface centrafricaine qui constitue l'axe de la dorsale oubanguienne et sépare les trois piémonts sur socle: oubanguien, tchadien et nilotique (au Soudan). Ces derniers assurent la transition aux plaines alluviales de ces trois grands bassins africains.

La troisième partie correspond à un essai de synthèse sur les cuirasses et les paysages cuirassés centrafricains suivi d'une reconstitution de la morphogénèse et de l'évolution paléoclimatique en Centrafrique. Enfin sont abordées les relations de la géomorphologie avec les autres facteurs du milieu.

En annexes, la place géologique et géomorphologique du Centrafrique en Afrique Centrale est évoquée et un essai de reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique est présenté.

Mots clés : Afrique Centrale - République Centrafricaine - Géomorphologie - Aplanissements - Cuirassement - Erosion différentielle - directions structurales.

ABSTRACT

This book is divided in three parts:

The first one describes Centrafrican physical environment: geological substratum, relief and hydrology, climate and vegetation, erosion, soils and ferricretes, various biodynamical factors. Some previous studies are quoted on the planation levels and ferricretes: for Subsaharan Africa, more specifically for Central Africa.

The second part is a detailed description of the centrafrican morphological major units: Bouar - Bocaranga plateaus in the northwest and Dar Chala jagged mountain range in the northeast enclose the centrafrican planation level which is the Ubanguian axis separating the Ubanguian, Chadian and Nilotic (in Sudan) piedmont plains. These latter constitute a transition with the alluvial plains of the three african basins.

The third part presents a synthesis about the ferricretes and centrafrican crusted landscapes, and a reconstitution of the morphogenesis and paleoclimatic evolution in Central African Republic. At the end, relations between geomorphology and other environmental factors are studied.

The appendix shows the geological and geomorphological importance of Central African Republic in relation to Central Africa as a whole and a reconstitution is attempted about the evolution of hydrological river systems.

Key-words: Central Africa - Centrafrican Republic - Geomorphology - Planation levels - Ferrricretes - Differential erosion - Strikes of the rocks.

SOMMAIRE

Page 6 Introduction

Page 10 PREMIERE PARTIE:

Page 10 Chapitre I - Présentation du milieu physique centrafricain.
25 II - Etudes antérieures sur les aplanissements et le cuirassement en Afrique noire.
35 III - Aplanissements centrafricains.

Page 45 DEUXIEME PARTIE: Les grandes unités morphologiques centrafricaines.

Page 47 Chapitre IV - Reliefs du nord-ouest centrafricain.
77 V - Limites de la surface centrafricaine.
106 VI - Piémont Oubanguien.
122 VII - Le plateau gréseux d'Ouadda (ou des Bongo).
144 VIII - Le plateau gréseux de Gadzi-Carnot.
168 IX - L'extrémité occidentale de la surface centrafricaine.
179 X - La partie axiale de la surface centrafricaine.
205 XI - Plateau gréso-quartzitique de Kembé-Nakando.
211 XII - Le plateau cuirassé du Mbomou.
221 XIII - Unités morphologiques encadrant le plateau du Mbomou.
240 XIV - Bordure orientale de la surface centrafricaine.
257 XV - Morphologie de l'interfluve Congo-Nil.
265 XVI - Le bassin moyen de l'Oubangui-Bamingui.
301 XVII - Le nord-est centrafricain: massif, piémont et plaine.

Page 329 TROISIEME PARTIE: Essai de reconstitution et de synthèse.

Page 329 Chapitre XVIII- Cuirasses et paysages cuirassés de Centrafrique.
363 XIX - Essai de chronologie de la morphogenèse et de l'évolution paléoclimatique en Centrafrique.
379 XX - Relations de la géomorphologie avec les autres facteurs du milieu.

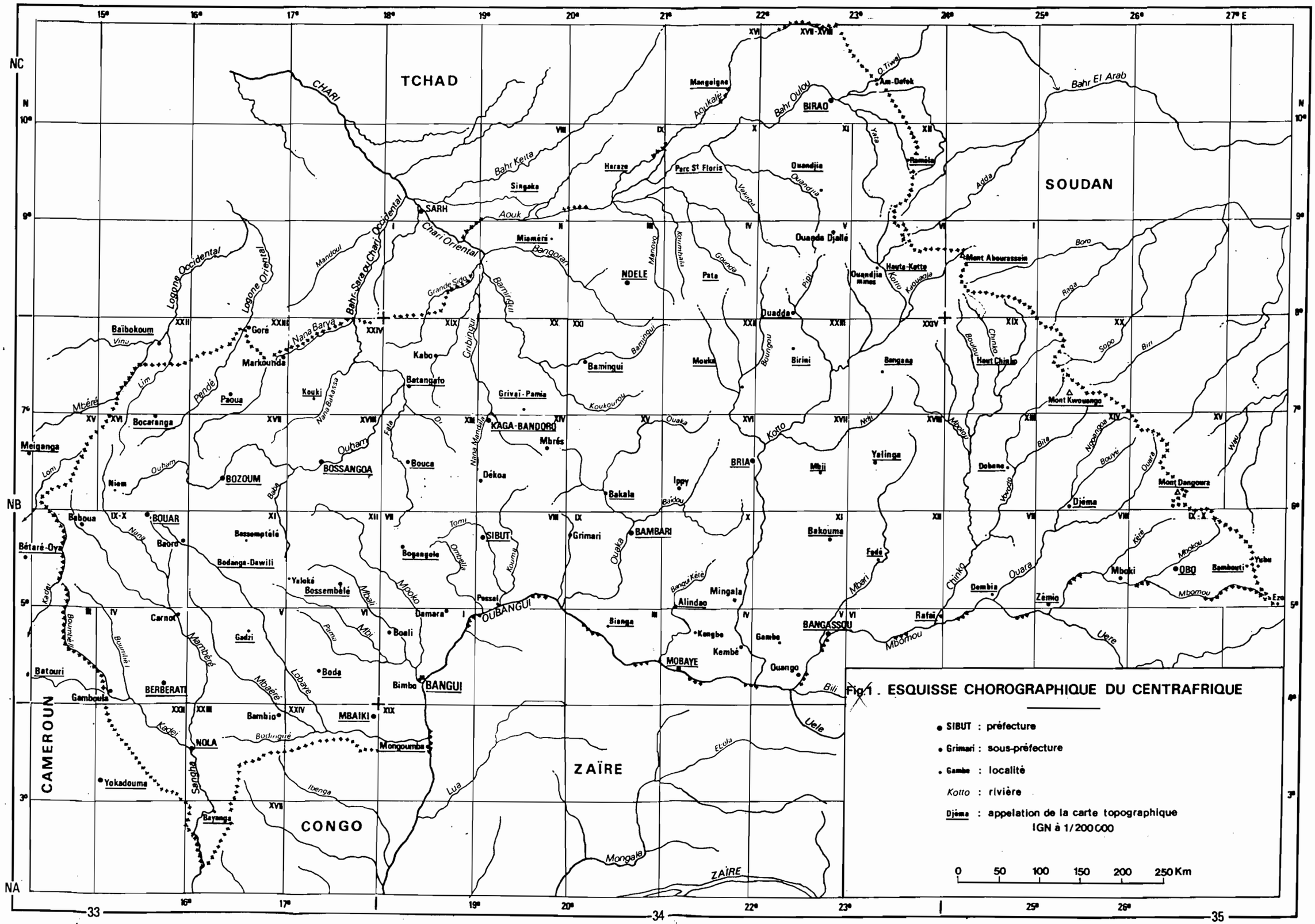
Page 386 Annexe 1 - Place géologique et géomorphologique du Centrafrique en Afrique Centrale

Page 390 Annexe 2 - Essai de reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique

Page 396 Conclusions.

399 Bibliographie.

430 Table des matières.


TCHAD
SOUDAN
CAMEROUN
ZAÏRE
CONGO
CHARI
Bahr Keita
Aouk
Chari Oriental
Bahr Sara
Chari Occidental
Logone Occidental
Logone Oriental
Mandoul
Nana Barya
Grande Sido
Bamingui
Bahr Oulou
Bahr El Arab
Adda
Boro
Raga
Sopo
Biri
Kotto
Ouaka
Mbomou
Uere
Bili
Uele
Lua
Ibenga
Mongala
Ouham
Pendé
Mbéré
Lim
Nana Bakassa
Fafa
Nana Mambéré
Baddo
Tomi
Ombella
Kouma
Mbaéré
Lobaye
Sangha
Kadéi
Boumbéré
Bouniguié
Mbaéré
Membéré
Mbili
Pama
Mbaski
Mbooko
Mbaiki
Mbokou
Kéré
Ouara
Chinko
Mbari
Fédé
Banqui Kété
Vakaga
Kounbalu
Gounda
Pipi
Karlu
Kovadja
Manovo
Aoukalé
Tiwel
Yata
Adda
Bangoran
Baïbokoum
Vinu
Gore
Markounda
Koukj
Paoua
Meiganga
Lom
Bocaranga
Niem
Bozoum
Bossangoa
Bouca
Batangafo
Kabo
Grivaï-Pamia
Kaga-Bandoro
Mbrés
Dékoa
Bamingui
Koukourou
Bakala
Ippy
Bria
Mouka
Birini
Bangoua
Yalinga
Mbiji
Dobane
Djéma
Mont Dangoura
Mont Kwouango
Mont Abourassoin
Haute-Kotto
Ouandjia mines
Ouadda
Ouandjia
Parc St Floris
Mangeigne
Am-Dafok
Birao
Heraze
Singako
Miamari
Bangoran
Ndele
Pata
Ouadda Djallé
Grimari
Bambari
Bakouma
Alindao
Mingala
Bianga
Kembé
Gambo
Bangassou
Mobaye
Rafaï
Zémio
Obo
Bambouti
Yubu
Ezo
Mboki
Dembia
Bossembélé
Yaloké
Bogangolo
Sibut
Damara
Boali
Bimbo
Bangui
Boda
Gadzi
Carnot
Berberati
Batouri
Gamboula
Bambio
Mbaiki
Nola
Yokadouma
Bayanga
Mongoumba
Baboua
Bétaré-Oya
Bouar
Baoro
Bossemptélé
Bodanga-Dawili
Ouadda
Kémbé
Ouango
Fig.1 . ESQUISSE CHOROGRAPHIQUE DU CENTRAFRIQUE
• SIBUT : préfecture
• Grimari : sous-préfecture
• Gambo : localité
Kotto : rivière
Djéma : appelation de la carte topographique IGN à 1/200 000
0 50 100 150 200 250 Km
NC
NB
NA
N
9°
8°
7°
6°
5°
4°
3°
15°
16°
17°
18°
19°
20°
21°
22°
23°
24°
25°
26°
27° E
33
34
35

INTRODUCTION

La République Centrafricaine (ex Oubangui-Chari) reste méconnue. L'ORSTOM, dont les chercheurs travaillent dans ce territoire depuis 1949, a entrepris, à partir d'une documentation disparate et inégale, la réalisation d'un ensemble cartographique thématique sur le milieu physique de ce pays. Après les cartes gravimétriques, pédologiques, phytogéographiques, oro-hydrographiques et l'ouvrage d'Agroclimatologie, il restait à réaliser les cartes géomorphologiques et géologiques. L'on disposera ainsi d'un premier essai de synthèse sur le Milieu Naturel Centrafricain.

Cette notice ne doit donc pas être isolée des autres ouvrages thématiques auxquels elle renvoie. Elle a été établie à partir d'études régionales ou locales mais aussi de reconnaissances à très larges mailles. Elle s'appuie essentiellement sur l'observation stéréoscopique des photographies aériennes IGN à 1/50 000. Curieusement cet ensemble de près de 30.000 documents des années cinquante n'avait jamais été utilisé de manière systématique. Outre certains secteurs, urbains notamment, couverts à grandes échelles (de 1/8 000 à 1/30 000), certaines zones ont été reprises à moyennes échelles (1/60 000 ou 1/90 000) entre 1975 et 1982. Surtout, depuis 1972 nous avons pu utiliser la couverture d'images Landsat à 1/1 000 000. Ces images permettent un recul indispensable par rapport aux multiples photographies aériennes; elles font ressortir les grands ensembles. Révélant une multiplicité de linéaments inconnus sur sol, elles ont montré à partir de ces cicatrices multiples, l'importance des influences structurales et tectoniques. Faute de moyens, les toutes récentes images SPOT n'ont pu être utilisées que dans les environs immédiats de Bangui (Th.SIMON et al., 1987).

En 19 ans de séjour, des milliers de kilomètres d'itinéraires ont été relevés en empruntant des moyens de transport très variés: avions, hélicoptères, automobiles tout terrain, canots à moteur mais aussi pirogues, sans oublier les colonnes à pied avec porteurs, comme autrefois. Si les itinéraires couvrent tout le territoire, ils sont plus ou moins denses: l'est du pays notamment reste toujours aussi difficile d'accès. Certaines pistes s'ouvrent, d'autres se ferment; en zones cynégétiques ou forestières, le réseau des voies d'accès n'est plus celui des années soixante.

Des observations morphologiques et phytogéographiques ont toujours accompagné les études pédologiques régionales ou locales (cf.Y.BOULVERT 1966 à

1979, Fig.1): certaines étaient plus spécialement géomorphologiques (Y.B.1971b-c-d-1974a). Un rapport de 1982 regroupe des "Notes géomorphologiques régionales".

Quelques articles de synthèse ont été présentés (Y.B.1984-85a et b), d'autres traitent de problèmes spécifiques (Y.B.1978-82e-87b-88-90) ou régionaux (Y.B.1987c) du Centrafrique. (Les uns parlent du Centrafrique, les autres de la Centrafrique. A la suite d'une demande d'éclaircissement, ayant reçu une réponse officielle du gouvernement centrafricain, j'utilise le masculin mais pour beaucoup, la confusion subsiste!)

18°
24°
8°
4°

Fig. 1

Extrait de la Carte géologique internationale
de l'Afrique - 1/5 000 000- feuille 2
Comm. Carte Géol. du Monde-UNESCO (J.SOUGY)

Légende

Q Quaternaire :
Holocène
Q1 Pleistocène
T Tertiaire ou Cénozoïque

NQ Néogène-Quaternaire
(Pliocène-Pleistocène)
T T Roches effusives-tertiaires

Néogène
Paléogène
M2 Mésozoïque
K3 (supérieur)
Crétacé (moyen)
inférieur
Paléozoïque

Carbonifère-Crétacé (grès nubiens)
Paléozoïque inférieur

Roches intrusives

(granite mésozoïque)
granité paléozoïque
Précambrien
: Précambrien et Cambrien inférieur probable

Roches métamorphiques d'âge indéterminé

Précambrien ou Paléozoïque
Préc. indéterminé rajeuni à 500-600 m.a.

PA Préc.A supérieur
moyen
inférieur

Précambrien B et A

Préc. B

Précambrien C et B

Préc.C supérieur
inférieur

Précambrien D et C

idem. rajeuni à 500-600 m.a.

Préc.D supérieur
moyen
inférieur

: Précambrien D2 rajeuni à 500-600 m.a.

Précambrien D inférieur et moyen

Roches effusives, intrusives, métamorphiques précambriennes

γ granites post-tectoniques
syntectoniques
gneiss-granitiques
migmatites
γ6 granodiorite

roches basiques
charnockites
amphibolites
X (syénites)

Failles
nappe de charriages

PREMIERE PARTIE

Chapitre I: PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE CENTRAFRICAIN.

I.1 Le substrat géologique (J.L. MESTRAUD et al., 1964-82), (Fig.2).

En 1964, J.L.MESTRAUD publiait la carte géologique consacrée à la République Centrafricaine. La Notice correspondante n'est sortie qu'en 1982 mais son sous-titre précise qu'il s'agit d'un "Etat des connaissances à fin 1963". Le soubassement du Centrafrique est constitué d'un bouclier précambrien. J.L.MESTRAUD individualisait le complexe de base d'après la lithologie et le degré du métamorphisme. Parmi les facies cristallophylliens, il distinguait les schistes épimétamorphiques, les quartzites, les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et amphibolo-pyroxénites, les formations charnockitiques, une partie du complexe de base restant indifférenciée. De même parmi les facies cristallins, il différenciait, outre des intrusions basiques recristallisées, les granites en massifs circonscrits des granites hétérogènes.

Au-dessus de ce Complexe de base ou Précambrien D, on distinguait un Groupe supérieur rattaché au Précambrien A. Composé de facies siliceux, argilo-siliceux, argileux ou carbonatés mais aussi de tillites, conglomérats, cherts ou brèches avec quelques intrusions basiques, il constituait les séries de Nola, Kouki, Bangui-Mbaïki, Ouakini, Fouroumbala, Banga, Tandja, Kosho, Moyen-Chinko, Morkia et Coumbal.

Le Primaire n'est connu en Centrafrique que par une formation fluvio-glaciaire sous-jacente aux formations mésozoïques fluvio-lacustres des grès de Carnot-Berbérati, qui constituent l'équivalent occidental des grès orientaux de Mouka-Ouadda.

J.L.MESTRAUD rattachait au Tertiaire les formations des plateaux de Bambio sus-jacentes aux grès de Carnot et, en bordure du bassin tchadien, les formations paléo-tchadiennes du Continental Terminal. Au Quaternaire, il différenciait les formations fluvio-lacustres néo-tchadiennes, des formations alluviales récentes.

Faute de fossiles et de datations, cet essai stratigraphique restait relatif. Des travaux poussés furent poursuivis par le CEA (1966-72) dans la cuvette de Bakouma en raison d'un indice uranifère. Un forage y révéla la présence de formations fluvio-glaciaires, dolomitiques (avec fosses d'érosion karstique) mais aussi de phosphates, datés de l'Eocène. Alors qu'on ne connaît en Centrafrique aucun épisode marin depuis le Précambrien, C.BIGOTTE et G. BONIFAS

Figure 3

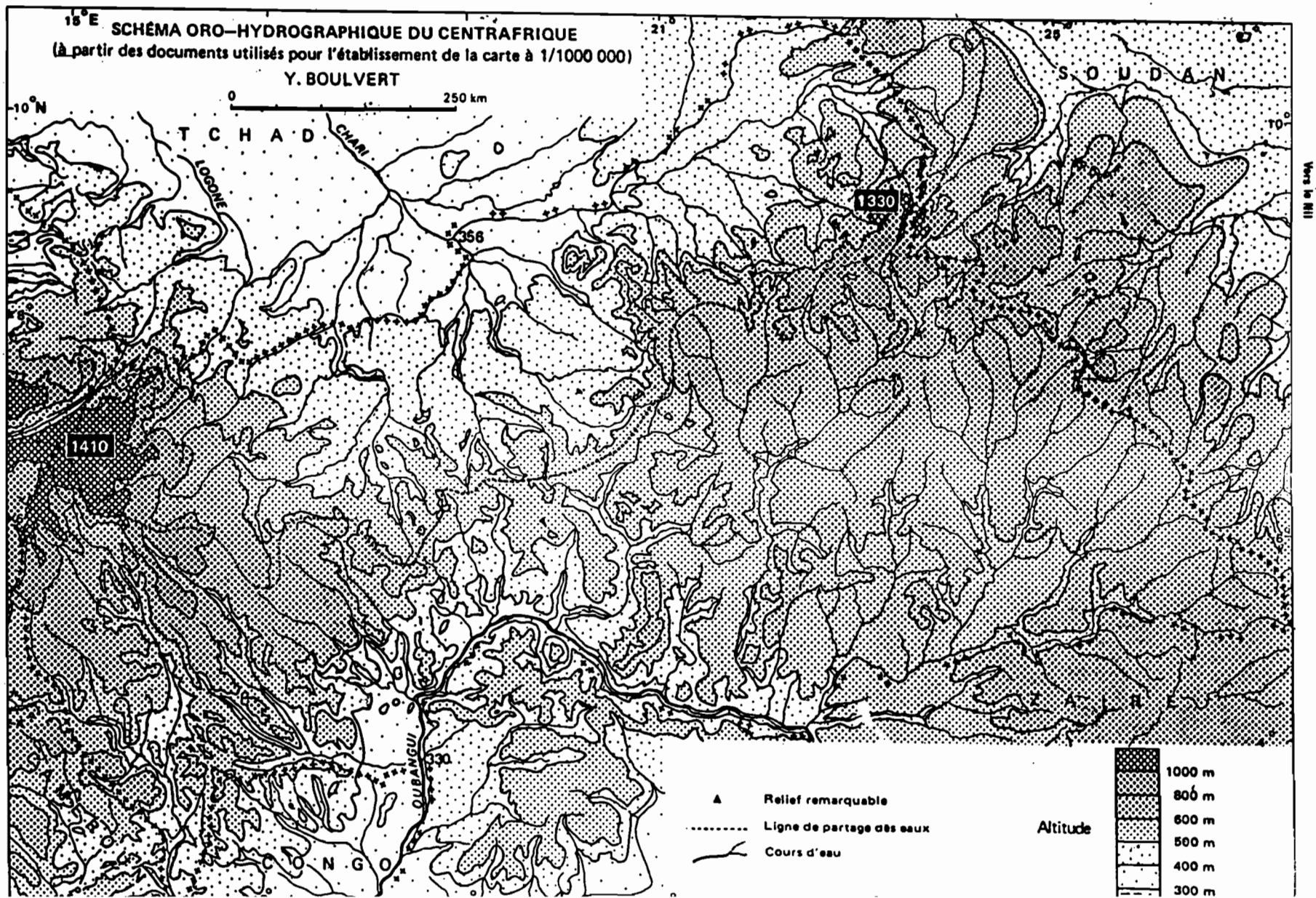


SCHÉMA ORO–HYDROGRAPHIQUE DU CENTRAFRIQUE
(à partir des documents utilisés pour l'établissement de la carte à 1/1000 000)
Y. BOULVERT
0
250 km
15°E
10°N
21°
25°
10°
T C H A D
CHARI
LOGONE
S O U D A N
1330
1410
356
330
OUBANGUI
C O N G O
Z A I R E
Vers le Nil
Relief remarquable
Ligne de partage des eaux
Cours d'eau
Altitude
1000 m
800 m
600 m
500 m
400 m
300 m

(1968) présentaient une interprétation hardie. Selon ces auteurs, la "découverte d'une série phosphatée tertiaire de caractéristiques voisines de celles des bassins côtiers de l'Afrique Occidentale... prouve une extension considérable et insoupçonnée jusqu'alors de la mer des phosphates tertiaires à l'intérieur du continent africain". J.D.MIAUTON (1980) devait réduire à néant cette interprétation en démontrant que les phosphates de Bakouma étaient continentaux et non marins.

A partir de 1964, l'on commence à établir très progressivement les datations radiométriques qui permettent d'établir une chronologie absolue. Il est admis désormais que le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou doit être rattaché au craton congolais (d'âge >3 Milliards d'années). J.L.POIDEVIN (1979-85) distingue trois mégacycles sédimentaires, assimilant notamment les séries de Nola et Bangui au Francevillien du Gabon (âge 2 G.A.). A l'inverse, il ne semble plus possible de rapporter à un seul ensemble stratigraphique les séries granulitiques (charnockites) et gneissiques de RCA. Il faudrait distinguer un ensemble archéen (cf 2,9 G.A.) sur la bordure du craton congolais et un ensemble panafricain (600 à 840 M.A.) à l'intérieur de la "chaîne panafricaine - zone mobile de l'Afrique Centrale" (B.BESSOLES et R.TROMPETTE, 1980) ou chaîne de collision de Oubanguides (cf. J.L.POIDEVIN, 1985, 87 et thèse à paraître). La réalité est très complexe car à l'intérieur du socle les ceintures de granites et roches vertes de Bakala et Dékoa, les gneiss et le complexe amphibolitique de l'Ouham sont datés de l'Archéen tout comme celui du Mbomou. Par contre des massifs granitiques, intrusifs dans la série quartzito-schisteuse post archéenne, ont donné des âges éburnéens; la série date donc du Protérozoïque inférieur (cf J.LAVREAU et J.L.POIDEVIN, à paraître).

Ainsi l'on assiste, à partir d'un petit nombre de datations absolues, à une totale remise en question de la chronologie stratigraphique, admise dans les années soixante. Ces modifications signalées, l'on a conservé en grande partie pour le fond lithologique de la carte géomorphologique, celui de J.L.MESTRAUD, déjà révisé et complété en 1975 et 1977. La Figure 2 est extraite de la carte géologique d'Afrique (UNESCO, 1985) nettement plus détaillée que la carte tectonique d'Afrique (UNESCO, 1968), (cf. Annexe 1).

I.2 Le relief et l'hydrographie (Fig.3), (Y.BOULVERT,1987a).

Situé au coeur du continent africain, et couvrant 618 000 km2, le pays s'étage entre 325 m à l'entrée de l'Oubangui, au Congo et 1 410 m au mont Ngaoui, sur la frontière camerounaise. Le Centrafrique constitue le seuil séparant le bassin congolais des bassins tchadien mais aussi nilotique. Les reliefs supérieurs à 900 m (massifs de Yadé au nord-ouest et du Dar Chala au nord-est), ne couvrent que 4

p.100 du territoire. A côté de la faible importance des reliefs, il faut noter l'étendue limitée des plaines : 6 p.100 du territoire est compris entre 300 et 400m: bassin de l'Ouham-Bamingui-Aouk, vallée de l'Oubangui (cf.Fig. 5a).

En Centrafrique, les plateaux prédominent: 25 p.100 du pays est situé entre 4 et 500 m, 28,5 p.100 entre 5 et 600 m; c'est notamment le cas du seuil d'Oubangui-Chari, 20 p.100 entre 6 et 700 m, 18 p.100 entre 7 et 800 m, 3 p.100 entre 8 et 900 m.

Un tiers du territoire centrafricain se rattache au bassin tchadien qui couvre près de 2,5 millions de km2 mais dont, pratiquement seul, le bassin de 600 000 km2 du Chari-Logone alimente le lac Tchad. Deux tiers du territoire centrafricain appartiennent au bassin de l'Oubangui-Sangha qui couvre 405 000 km2 à l'intérieur de l'immense bassin du Congo-Zaïre: 3,8 millions de km2.

La comparaison des débits des rivières centrafricaines confirme une réalité physique et climatique: le Centrafrique, en grande partie tropical humide, est tourné vers le bassin congolais. Les régions plus arides du nord-est apparaissent excentriques et marginalisées. En effet le module ou débit moyen de l'Oubangui est 7,5 fois supérieur à celui de l'Ouham; quatre de ses affluents (Kadei, Sangha, Lobaye et Mbomou) lui sont également supérieurs; les contrastes seraient beaucoup plus accusés en prenant les débits d'étiage. Pourtant l'Ouham est bien le véritable cours amont du Chari; son apport est essentiel, relativement à ceux des autres affluents: Aouk, Gribingui, Bamingui et a fortiori Bangoran. Le rôle de "château d'eau" de l'Afrique Centrale, joué par les reliefs du nord-ouest centrafricain, ressort clairement sur les croquis des modules spécifiques; celui du massif du Dar Chala reste mal connu. L'importance, en tant que réservoir hydraulique, des massifs gréseux de Carnot et d'Ouadda demeure sous-estimée.

I.3 Le climat et la végétation (Y.BOULVERT 1980a-b-81-86a-90, P.FRANQUIN et al., 1988).

Le Centrafrique subit les influences de deux anticyclones: celui de Libye et celui de Sainte Hélène. Les alizés, issus de ces zones de haute pression, convergent vers les basses pressions intertropicales appelées ZIC (Zone intertropicale de Convergence) ou FIT (Front Inter Tropical). Les déplacements de la ZIC au-dessus du pays conditionnent les saisons. En janvier, elle se situe à 3°N et le Centrafrique subit l'influence de l'harmattan, vent desséchant venant du nord-est. En juillet, elle se situe à 20°N et la région est arrosée par la mousson venue du golfe de Guinée. (M. LEROUX, 1983)

La hauteur moyenne des précipitations par jour de pluies varie très peu (entre 11,4 et 12,3 mm) d'une station

à l'autre. La différence de pluviosité dépend essentiellement de la durée de la saison des pluies sur la région considérée. L'utilisation de l'indice des saisons pluviométriques d'A.AUBREVILLE (1949), établi à partir de moyennes mensuelles (i 1: nombre de mois à pluviométrie supérieure à 100 mm, i 2: mois compris entre 100 et 30 mm, i 3: mois inférieur à 30 mm), estompe les différences locales et révèle une grande homogénéité régionale dans la distribution des pluies. On peut en déduire une carte de zonation climatique qu'il est possible de relier à la carte phytogéographique du Centrafrique. En effet, comme le souligne J.DEMANGEOT (1989), c'est la combinaison "durée de la saison sèche - total annuel des précipitations qui règle la répartition des formations végétales intertropicales".

Le sud du pays se rattache au climat guinéen forestier. Avec des indices 9.2.1. ou 8.2.2., une saison sèche est perceptible et l'on y rencontre les forêts denses semi-caducifoliées à Triplochyton scleroxylon, Terminalia superba et Entandrophragma cylindricum.

L'indice 7.3.2. correspond aux savanes périforestières à Terminalia glaucescens. La variété soudano-oubanguienne, avec les savanes à Burkea-Lophira des grès de Carnot, marque la transition avec le domaine soudano-guinéen dont l'indice type est 6.3.3. et la végétation caractéristique est celle de savanes et forêts reliques semi-humides à Anogeissus-Albizia. Dans ce secteur, la durée de la saison des pluies est double de celle de la saison sèche. Une variante à intersaison très courte 7.1.4. s'observe sur les plateaux de Bouar-Besson avec des savanes à Daniellia-Lophira, dégradées par surpâturage.

La saison sèche s'accuse dans le climat soudanien correspondant aux savanes à Isoberlinia-Monotes-Uapaca. Le type en est représenté par le climat médio-soudanien de type 6.1.5. Le karité (Butyrospermum paradoxum ssp.parkii) fait son apparition dès le secteur de la variante sub-soudanienne 6.2.4., tandis que le secteur de transition soudano-sahélien se traduit par l'apparition de Xeromphis nilotica, Guiera senegalensis.

En Centrafrique, le climat sahélien, à saison sèche supérieure à la saison des pluies, n'est représenté que par sa variante méridionale sahélo-soudanienne 4.2.6 (Birao), marquée par le développement de Capparidacées des genres Boscias, Capparis...

I.4 Le relief et l'érosion (Fig.3), (cf.Y.B.1987a).

L'influence du relief sur la pluviométrie se révèle sur les cartes pluviométriques annuelles et surtout mensuelles. La pluviométrie varie de 1 700 mm à Rafaï sur le Mbomou, à 750 mm à la frontière Tchad-Soudan. Tandis qu'au Tchad, les isohyètes sont sensiblement orientées ouest-est, on remarque

leur très nette incurvation vers le sud-est, au long de l'interfluve Congo-Nil (Y.BOULVERT, 1987c).

On peut également être surpris de relever en Centrafrique plusieurs couloirs d'aridité relative, à pluviométrie inférieure à 1 400 mm en bordure de la forêt dense humide. L'un, contournant le plateau gréseux de Gadzi-Carnot, s'enfonce vers la vallée de la Kadei et la cuvette de Boda; un autre suit les vallées du Bamingui-Koukourou. Celui de la boucle de l'Oubangui s'explique par sa position en cuvette, encadrée de collines rocheuses.

L'influence du relief et de la position géomorphologique ressort si l'on peut comparer les moyennes pluviométriques de deux stations voisines. Ainsi en Lobaye, le plateau de Boukoko reçoit 1 659 mm contre 1 606 à Mbaïki, situé à 13 km sur le rebord de l'escarpement. De même il tombe 1 616 mm à Bombiti au pied N.W. de l'escarpement et seulement 1 420 mm à Boda, situé à 20 km dans la cuvette. J.CALLEDE (1974) relève des différences similaires sur les reliefs de Bouar-Bocaranga : Sarki, situé à 1 134 m d'altitude sur le bassin perché de la Koui, reçoit 1 431 mm; Bocaranga, situé à 1 075 m, au pied du relief de Yadé, à 35 km à l'est, reçoit 1 572 mm tandis que Ndim, situé à 901 m, au pied du massif de Bakoré, à 35 km au nord, en reçoit 1 740 mm. Au sujet de ce site au pied du relief et au confluent de plusieurs marigots, J.CALLEDE écrit "il n'est pas à exclure que cet emplacement soit plus propice aux phénomènes convectifs et à la formation des cumulus et cumulo-nimbus".

Ainsi, en dépit de différences d'altitudes relativement faibles - un escarpement de 300 m est exceptionnel - de faibles reliefs suffisent à modifier le jeu des vents et de la pluviosité, comme le confirme l'apparente complexité de la carte des isohyètes.

L'habitude de travailler sur des moyennes ne doit pas occulter la variabilité du climat centrafricain. La résultante annuelle de la pluviosité du bassin oubanguien, se traduit à l'échelle de crue de l'Oubangui à Bangui qui permet de suivre depuis 1911 un bassin versant de 480 000 km2. Outre la variation annuelle autour d'un étiage moyen mensuel de 849 m3/s. en mars et d'un débit de crue de 9 260 m3/s. en octobre, on peut suivre aussi les variations interannuelles. Si les années soixante ont été très pluvieuses, on note depuis 1971 une succession d'années déficitaires, l'amélioration constatée en 1988 ne s'étant pas vérifiée en 1989.

En utilisant un graphique soulignant l'allure décroissante de la pluviométrie moyenne annuelle pour Ndélé et Birao, certains ont voulu prouver l'évolution inéluctable vers la désertification. Etablissant ce graphique pour 26 stations centrafricaines, suivies depuis les années trente, on observe en fait une série de pics qui ne se correspondent

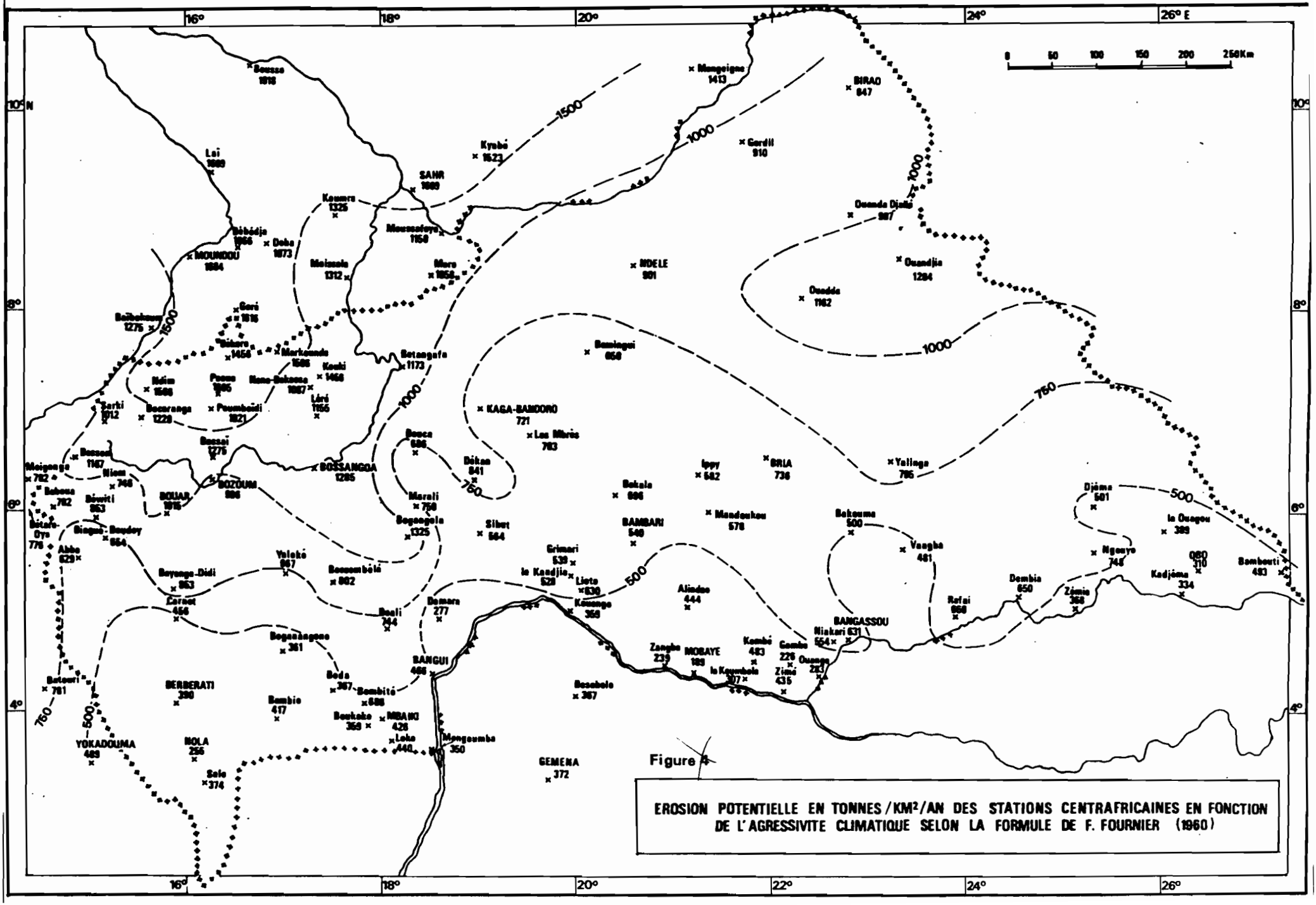


Figure 4

EROSION POTENTIELLE EN TONNES/KM²/AN DES STATIONS CENTRAFRICAINES EN FONCTION DE L'AGRESSIVITE CLIMATIQUE SELON LA FORMULE DE F. FOURNIER (1960)

pas d'une station à l'autre. Il y a des phénomènes de compensations et on se trouve en présence de cycles.

Les orages sont d'importance et d'intensité très variables. J.CALLEDE et G.ARQUISOU (1972) signalent à Bangui le 22 août 1967 une averse de 171,5 mm. Durant celle de 118,2 mm du 11 mai 1969, on a relevé une intensité de 660 mm/h durant 3 mn. Enfin R.RICHARD (1934) a décrit "la trombe et le grain orageux du 27 mai 1932" qui ravagèrent Bangui.

F.FOURNIER (1960) avait proposé, pour étudier la dégradation spécifique des bassins pluviaux, d'utiliser pour des régions à relief peu accentué comme c'est le cas général pour le Centrafrique, l'équation de régression :

$$y = 27,12\ x - 475,4$$

x, indice de la capacité érosive du climat, est donné par le rapport p2/P avec p: hauteur d'eau moyenne tombée pendant le mois de pluviosité maximale et P: pluviométrie moyenne annuelle.

Ces valeurs, calculées pour les stations pluviométriques centrafricaines, permettent d'établir un schéma cartographique (Fig.4) du danger d'érosion comparé des divers secteurs de ce pays. L'érosion potentielle serait en général inférieure à 500 t./km2/an dans le secteur forestier au sud du 5e parallèle avec un minimum de 189 à Mobaye. Dans les savanes centrafricaines, elle serait en général comprise entre 500 et 1 000. Cette érosion potentielle dépasserait 1 000 t./km2/an sur les reliefs du nord-est centrafricain (de Ouadda vers Ouandja) mais aussi sur tout le nord-ouest du pays à partir de Bogangolo. Elle serait maximale dans le bassin de la Pendé où elle atteindrait 1 921 t./km2/an à Poumbaidi. Dès 1959, N.LENEUF estimait qu'une telle vitesse d'ablation ne pouvait être valable que "pour des périodes restreintes d'érosion active, agissant sur des matériaux meubles, dégagés du substratum par l'altération ou lorsque la protection végétale est réduite".

A partir d'expérimentations effectuées à la station agronomique de Grimari en 1960, P.QUANTIN et A.COMBEAU (1962a et b) montrent que le tonnage de terre entraînée par érosion augmente avec le ruissellement (de l'ordre de 8 à 20%) mais aussi et surtout avec l'instabilité de la structure du sol (indice de S.HENIN, 1956, lui-même en relation directe avec la teneur du sol en carbone). Selon P.QUANTIN (1965), sur une pente moyenne de 3 p.100, la perte en terre est de l'ordre de : 150 à 200 tonnes/km2/an sous savane (ou jachère),, de 100 à 500 t./km2/an pour une culture sans excès et de 800 à 1 000 t./km2/an sur sol nu. L'érosion correspondante est estimée par cet auteur respectivement à 10 à 13, 6,5 à 33 et 53 à 66 centimètres de sol par 1 000 ans. Des expériences de lutte antiérosive ont été conduites par l'I.R.C.T. dans cette région (cf M.BRAUD et R.KAISER, 1984)

La comparaison de ces valeurs selon les secteurs est intéressante mais il ne faut pas leur accorder une valeur absolue. Selon R.LAL (1988), les estimations de la dégradation spécifique en Afrique sont fort variables même

si les chiffres fournis par F.FOURNIER restent excessifs. Ainsi STRAKHOV (1967) estime en Afrique Centrale l'érosion comprise entre 10 et 50 t./km2/an tandis que selon WALLING (1984), elle serait dix fois plus forte: entre 100 et 500 t./km2/an. Les valeurs données par les hydrologues et sédimentologistes faisant les bilans des grands bassins, sont beaucoup plus réduites. En 1973, J.Y.GAC et M. PINTA estiment dans le bassin de l'Ouham-Chari, l'érosion mécanique spécifique à 10t./km2/an et l'érosion chimique spécifique à 7,5t./km2/an. Pour ces auteurs, le temps nécessaire à la transformation de 1 m de roche en kaolinite est d'environ 100 000 ans. Ces chiffres sont comparables à la durée de 53 000 à 192 000 années qui selon N.LENEUF (1959) seraient exigées en Côte d'Ivoire centrale pour assurer la ferrallitisation théorique complète d'un granite calco-alcalin sur 1 m d'épaisseur. Pour J-Y.GAC et M.PINTA, en 100 000 ans, l'ablation mécanique ne soustrait qu'une quantité de matière correspondant à une épaisseur de sol de 75 cm; le gain pour une telle tranche d'âge se chiffrerait donc à 25 cm (ou 0,002 5 mm/an). Ainsi l'épaisseur des sols augmenterait d'environ 1 m tous les 400 000 ans. En 1980, J.Y.GAC souligne, combien par rapport au Congo (23% selon M.PARDE, 1965), le coefficient d'écoulement du Chari est faible. Il est même extrêmement ~~faible~~ pour le Chari oriental (5% à Sahr) contrairement au Chari occidental (16% à Manda). L'érosion mécanique spécifique qui affecte le bassin amont du Chari et du Logone est une des plus faibles du continent africain et même du monde.

Selon J.C.OLIVRY et al. (1989), la lame d'eau écoulée de l'Oubangui est de 270 mm pour une lame d'eau précipitée de 1 490 mm soit un déficit d'écoulement de 1 220 mm et un coefficient d'écoulement de 18 p.100. Les transports de matières sont étudiés pour l'Oubangui à Bangui par J.P. THIEBAUX depuis 1987. La saison sèche correspond à un arrêt quasi total de l'érosion météorique sur le bassin et donc des transports particulaires. Par contre les premières pluies sont les plus érosives; le maximum des concentrations de la charge solide précède la crue annuelle (octobre). Pour l'Oubangui, la concentration moyenne de 35,9 g/m3 reste très faible au regard d'autres bassins situés aux mêmes latitudes, comme par exemple la Sanaga (58 g/m3 selon J.C.OLIVRY, 1986).

En deux années de mesures 1986-1988, les exportations de matières en suspension ont été de 2,9 et 2,97 millions de tonnes pour un volume écoulé de 83,9 et 82,6 millions de m3. Les dégradations spécifiques ont été de 6,04 et 6,19 t/km2.an: ces valeurs sont encore plus faibles que pour le bassin du Congo à Brazzaville (8,7 t/km2/an) en plein contexte de forêt dense équatoriale. En dépit de l'hydraulicité faible de ces deux années, ces valeurs confirment la faible dégradation anthropique du bassin. A titre comparatif, la dégradation est 9 fois plus forte sur l'Amazone que sur le Congo.

Comme pour le Congo, la charge dissoute dans l'Oubangui est supérieure à la charge solide en suspension; elle

totalise: 3,7 et 4,09 millions de tonnes par an avec un rapport des suspensions sur la charge totale de 43 p.100. Ceci traduit l'importance relative de l'érosion chimique. Au cours de la décrue , les eaux étant filtrées naturellement par le sol, la quantité de matière dissoute est élevée et celle en suspension très faible. A la remontée des eaux, on assiste au phénomène inverse, car les pluies entraînent un ruissellement qui s'accompagne d'arrachement de matière sur les sols.

I.5 Les sols et le cuirassement (P.QUANTIN 1961-65, Y.BOULVERT, 1966 à 87, notamment 1983a et 1984).

En Centrafrique, les processus de pédogénèse sont avant tout conditionnés par le climat et secondairement par le matériau originel. Les études pédologiques à 1/200 000 de ce pays, synthétisées à 1/1 000 000, montrent que la ferrallitisation, couvrant les trois quarts du territoire, est de loin le processus dominant. Typiques de la zone tropicale humide, ces sols sont caractérisés par l'altération intense des minéraux primaires (certains d'entre eux peuvent toutefois subsister: illite, ilménite), l'abondance de quartz résiduel, l'élimination d'une grande partie de la silice et de la majeure partie des bases alcalines et alcalino-terreuses. Les silicates d'alumine de type 1:1 (kaolinite) y sont présents en abondance de même que les oxydes et hydroxydes de fer (goethite, hématite) et assez souvent d'alumine (gibbsite). La température et l'abondance de la pluie déterminent l'apparition des caractères physico-chimiques suivants: pH acide, quantité de bases échangeables et capacité d'échange faible, degré de saturation en bases variable mais généralement peu élevé.

Il est difficile de parler de processus de "ferruginisation ", ce terme étant controversé, car il n'y a pas d'altération typique des sols ferrugineux tropicaux. Pour G. PEDRO (1964), ce terme correspond à un processus d'altération superficielle de silicates ferromagnésiens aboutissant au maintien << in situ >> du fer à l'état ferrique et à son individualisation sous forme d'hydrates plus ou moins cristallisés. Avec B. DABIN et R. MAIGNIEN (1979), on peut tout de même caractériser les sols ferrugineux tropicaux par leur profil différencié, peu à moyennement épais, de teinte claire à limites tranchées avec redistribution de l'argile et des oxydes de fer. Le matériau originel est acide, riche en quartz. La mobilité des oxydes de fer peut y être très poussée et affecter des distances verticales et latérales importantes qui donnent lieu dans le paysage à des concentrations ou accumulations intenses sous forme de concrétions, nodules mais aussi carapaces ou cuirasses. Ces sols s'observent sous une pluviométrie ne dépassant guère 1 250 mm sur des versants récents (quaternaires). En RCA, ces sols occupent le plus souvent des secteurs à drainage déficient au nord du 7ème parallèle.

L'hydromorphie est liée à un engorgement par l'eau qu'il soit dû au manque d'infiltration des eaux pluviales (texture

Figure 5a. Répartition en altitude du territoire centrafricain

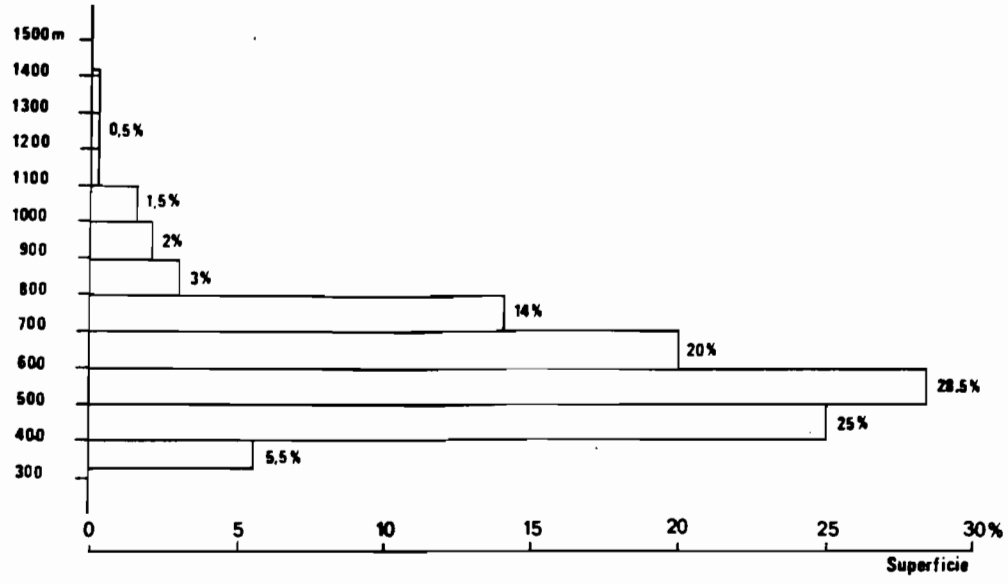
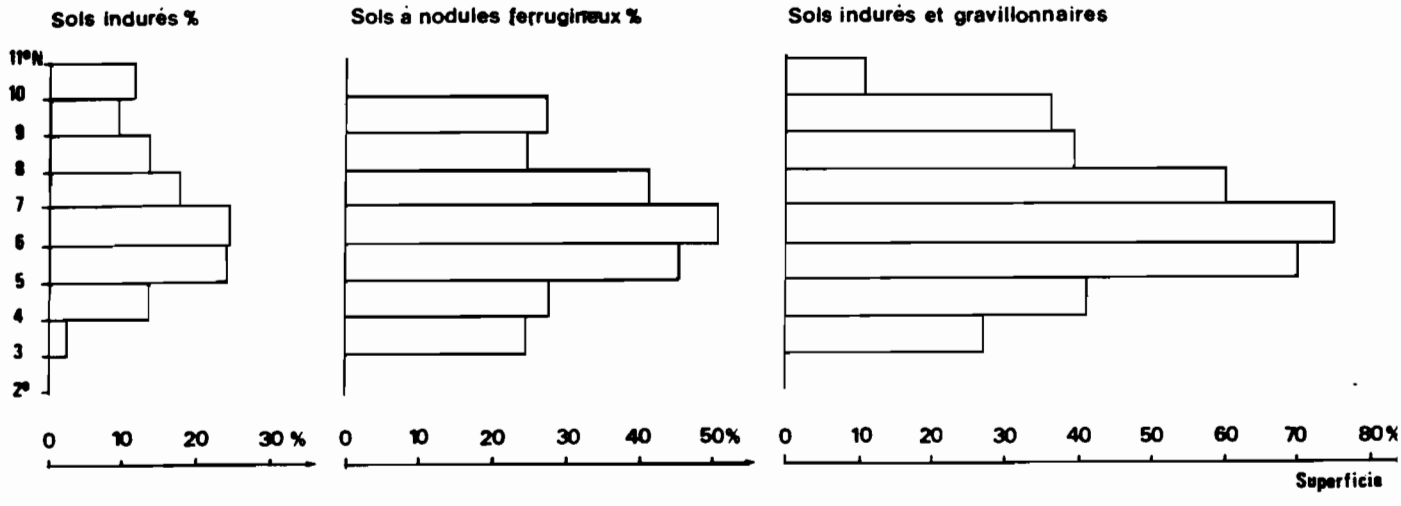


Figure 5b. Répartition en latitude des sols centrafricains à individualisation de fer



trop fine), à un drainage déficient ou à une suralimentation en eau. La zone de battement des nappes phréatiques peut s'étendre sur plusieurs mètres. En raison de la quasi-saturation de la porosité, des phénomènes d'oxydo-réduction se manifestent par des nodules ferrugineux et parfois même des carapaces.

D'autres processus pédologiques sont également représentés mais avec extension très réduite. La vertisolisation se développe sur des argiles gonflantes ou smectites 2:1 (roches fortement basiques ou plaines de décantation). Signalons pour mémoire l'halomorphie détectée localement sur le bassin tchadien.

La répartition des différents types de sols centrafricains est la suivante:
- les sols minéraux bruts et peu évolués couvrent 95 150 km2 soit 15,3 p.100 du territoire (dont 4,5 p.100 de cuirasses dénudées).
- les vertisols n'ont été rencontrés que sur 750 km2 soit 0,1 p.100
- les sols ferrugineux représentent 51 500 km2 soit 8,7 p.100 (dont 0,5 p.100 sont indurés).
- les ferrallitiques s'étendent sur 451 800 km2 soit 72,8 p.100, presque les trois quarts du territoire dont 24 500 km2 (3,9 p.100) sont à évolution actuelle ferrugineuse ou intergrades fersiallitiques, 190 800 km2 (soit 30,7 p.100) renferment d'abandants nodules ferrugineux (sols à nappes de gravats dits "remaniés"), 86 450 km2 (soit 13,9 p.100) sont indurés en carapaces ou cuirasses.

Enfin les sols hydromorphes représentent 21 250 km2 soit 3,4 p.100 du territoire.

On constate ainsi en Centrafrique, l'importance fondamentale de l'individualisation ferrugineuse. Certains sols restent meubles avec des proportions déjà importantes d'oxyde de fer. Dans d'autres, notamment les sols ferrugineux tropicaux, s'individualisent des concrétions ferrugineuses en lamelles concentriques. Très répandus, les sols à nodules ferrugineux résiduels couvrent le quart de la zone comprise entre 3 et 10° N, 40 p.100 entre 5 et 8° N et même plus de la moitié entre 6 et 7° N. L'ensemble des sols indurés en carapace ou cuirasse s'étend sur 116 400 km2 soit 18,8 p.100, près d'un cinquième du territoire centrafricain; le cuirassement dépasse 30 p.100 de la superficie sur dix degrés-carrés et même 40 p.100 pour Fodé, Rafaï, Dembia.

Si l'on superpose sur un même graphique (Fig. 5b), la répartition en pourcentages, fonctions de la latitude, de l'ensemble des sols indurés, cuirassés et des sols gravillonnaires ou à nodules ferrugineux, on obtient un remarquable histogramme de fréquence dont le maximum se situe vers 6°30', sur le seuil de l'Oubangui-Chari. L'induration ferrugineuse apparaît surtout intense entre 4° et 9° N, dans les domaines soudano-guinéen à deux saisons tranchées avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1 200 et 1 700 mm.

1.6 Minéralogie des sols centrafricains comparée aux suspensions des grands cours d'eau.

A côté du résidu quartzeux (0 à 20 p.100), la fraction argileuse des sols centrafricains est essentiellement constituée de kaolinite (75 à 90 p.100 du total). Les altérites sont relativement peu profondes et la présence de traces d'illites assez générale. Ces illites sont souvent "ouvertes" et l'on peut rencontrer des interstratifiés illite-vermiculite ou illite-chlorite. Les smectites qui ne sont pas rares dans le bassin du Chari, restent exceptionnelles dans le bassin de l'Oubangui (plaine de décantation de l'Oubangui, altération de formations carbonatées). La gibbsite, absente des sols ferrugineux tropicaux du nord du Centrafrique, peut s'observer en milieu ferrallitique à l'amont de la séquence de couleur. Il en est de même de l'hématite, tandis que des traces de goethite sont présentes à tous les niveaux.

Assez curieusement les différences semblent peu accentuées dans la composition minéralogique des matières en suspension du Chari et de l'Oubangui. Pour le Chari, selon J.Y.GAC (1980), la kaolinite est toujours prépondérante à côté de quartz, de goethite, exceptionnellement d'hématite et de gibbsite. L'illite n'est pas rare, de même que les interstratifiés apparentés aux smectites et aux chlorites. Les premières analyses minéralogiques des suspensions de l'Oubangui (J.M.JOUANNEAU et al., 1989) indiquent que la kaolinite (56-60 p.100) est très largement majoritaire suivie de l'illite (9-17 p.100), puis d'un peu de smectites (traces à 4 p.100); la phase amorphe est relativement abondante (20-25 p.100). Le quartz se concentre dans les sédiments de fond.

I.7 Facteurs biodynamiques divers.

A côté du relief, du climat, du substrat et de la végétation, l'Homme, les feux et les animaux jouent un rôle certain dans l'évolution des paysages. Certains sols sont caractérisés par une intense activité des Lombricidés ou vers de terre, leurs déjections s'amoncellent en turricules de quelques centimètres de hauteur. Elles ameublissent le sol et le protègent de l'érosion. Beaucoup plus spectaculaires sont les constructions des termites, notamment les termitières champignons, dues à Eutermes fungifaber SPOST. Elles sont un élément caractéristique des paysages des "lakéré" (clairières dénudées sur cuirasses subaffleurantes); on les rencontre également en bordure des zones d'inondation. Avec leurs multiples clochetons, les termitières cathédrales qui atteignent plusieurs mètres de hauteur, sont les plus spectaculaires. Dues à Bellicositermes natalensis HOV, elles sont souvent fréquentes sur les sols sableux, notamment ceux dérivant des grès de Carnot et d'Ouadda. Les plus impressionnantes sont les termitières géantes, édifiées par Macrotermes bellicosus

(ex Bellicositermes rex). Ce paysage de montagnes-russes avait déjà surpris l'écrivain A.GIDE (1927) dans la région d'Alindao. Il fut étudié par P.P.GRASSE et Ch.NOIROT (1959), puis Ph.BOYER (1973-75). Ces édifices ont un volume hors du sol de 20 à 25 m3. A la densité de 4 par hectare en moyenne autour d'Alindao - au lieu de 2,3 à 2,9 dans l'Ubangi voisin selon A.BOUILLON et S.KIDIEN (1964) -, elles ont provoqué un exhaussement de 80 à 100 m3, soit 8 à 10 cm de sol, si elles étaient également réparties en surface. La photo-interprétation permet assez facilement de suivre la distribution de ces termitières en savanes. Elles sont communes et souvent abondantes dans tout le secteur périforestier de Kembé jusqu'à Yaloké. On les retrouve à l'ouest des grès de Carnot, au long de la frontière camerounaise ainsi que dans les savanes incluses de Salo. Les inventaires forestiers ont révélé leur présence au nord-ouest de Nola sous forêt secondaire à Ceiba pentandra (fromager). ~~Il s'agirait là~~, comme au Cameroun (R.LETOUZEY, (1982-85) et au Congo (R.LANFRANCHI et D.SCHWARTZ, à ~~paraître~~) de témoins d'une reprise forestière récente (12 ~~000 B.P.?~~).

Impressionné lors de sa traversée en 1946 par la dénudation de certaines savanes centrafricaines et notamment des lakéré, A.AUBREVILLE (1947-49) édifia sa théorie de la bovalisation c'est-à-dire de la désertification de l'Afrique par les feux de brousse. En fait il s'avère que ces paysages cuirassés sont très antérieurs à l'Homme; d'ailleurs les conditions climatologiques de cette région sont favorables à la reforestation (Y.BOULVERT à ~~paraître~~).

Les savanes centrafricaines sont chaque année parcourues par les feux de brousse. La végétation savanicole est adaptée à ces feux. S'ils sont précoces, ils laissent subsister les chaumes. Il semble bien qu'avec le développement de l'élevage dans l'ouest centrafricain, la période des feux soit plus avancée; la dénudation des sols s'accentue en fin de saison sèche. Ces feux qui représentent un formidable gaspillage de biomasse, devraient être réglementés. Il faudrait notamment éviter de brûler et de cultiver des pentes fortes sensibles à l'érosion; c'est le cas des collines de Bangui. Des périmètres de reboisement devraient être développés autour des agglomérations en vue de les alimenter en bois de feu. Enfin les feux tardifs dénudant le sol avant les pluies sont à proscrire.

I.8 Rôle de l'Homme.

Les recherches préhistoriques de R.de BAYLE des HERMENS (1975) ont montré que le peuplement du Centrafrique est très ancien. Par contre il semble bien que la sédentarisation soit récente, guère plus de deux millénaires: l'Age du fer aurait débuté dans la première moitié du premier millénaire de notre ère (P.VIDAL, 1982, et al., 1983). Seule l'acquisition de la métallurgie permit à côté de la pêche, l'introduction de l'agriculture sur

brûlis (cf site de Batalimo, en Lobaye, daté du IVe siècle de notre ère). Cette agriculture sédentaire, coupée de contacts avec l'extérieur, se serait développée et dispersée dans le pays jusqu'au XVIIIe siècle où la séquence culturelle semble s'interrompre assez brutalement. Le pays ne s'est jamais remis de cette grave crise démographique, consécutive, semble-t-il à l'ouverture sur le monde extérieur: invasions, luttes tribales, épidémies, razzias esclavagistes.

En conclusion la dégradation anthropique du milieu est récente; elle est restée limitée comme le prouve l'importance unique en Afrique des témoins de forêts denses semi-humides. La densité moyenne n'atteint pas aujourd'hui 5 habitants au km2; elle a pu être double au XVIIIe siècle mais l'habitat était alors très dispersé. On assiste aujourd'hui à une expansion urbaine incontrôlée, parallèlement à un exode rural qui achève de vider l'est centrafricain. A défaut de la grande faune impitoyablement massacrée, la végétation devrait pouvoir reprendre ses droits.

Chapitre II: ETUDES ANTERIEURES SUR LES APLANISSEMENTS ET LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE NOIRE.

Dans le cadre de cette Notice, il n'est pas possible de donner une étude exhaustive sur les aplanissements africains mais seulement quelques repères.

II.1 Aplanissements en Afrique méridionale.

Les premiers travaux ont été conduits en Afrique du Sud par des géologues. S.PASSARGE (1904) émet au Kalahari son hypothèse des "reliefs résiduels" élaborés au cours de cycles d'érosion antérieurs. E.J.WAYLAND (1928-29) décrit en Ouganda de vastes surfaces d'aplanissement (PI supérieure à 6 000 pieds, PII et PIII - Pliocène, inférieure à 4.000 pieds) avec leur couverture de latérite, attribuant à certaines un âge crétacé.

Au Kenya, L.S.B.LEAKEY estimait en 1931 que le grand fossé ou Rift était postérieur à l'apparition dans le pays de l'homme-artisan dont les outils sont recouverts par des couches de laves postérieures. Selon cet auteur, les variations de niveaux de nombreux lacs sont dues aux changements climatiques pendant le Pleistocène dont il propose une première chronologie (avec les étages: Kagérien, Kamasien, Gamblien, Makalien et Nakurien).

Etudiant l'évolution du bassin du Congo, A.C.VEATCH (1935) décrit des surfaces qu'il considère à juste titre comme déformées. Sans preuves, il détermine la surface la plus ancienne comme "grande pénéplaine miocène". Selon la conception du grand géomorphologue américain W.M.DAVIS, A.C.VEATCH admet que l'usure des reliefs aboutit à la pénéplanation. En Angola, O.JESSEN (1936) fait remonter au Crétacé la surface des plateaux intérieurs; ~~le~~ premier, ~~semble-t-il~~, ~~il présente~~ l'évolution du relief africain par recul des escarpements. F.DIXEY (1937) décrit les reliefs pré-Karroo et pré-Crétacé du Nyassaland. C'est à cet auteur que l'on doit la première synthèse (1942) montrant que les formes principales du relief d'Afrique Centrale et Australe sont des formes d'érosion cyclique. A.L.du TOIT (1939) étudie entre autres des reliefs résiduels crétacés, la glaciation de Dwyka...

En 1951, L.C.KING révise la chronologie admise par F.DIXEY. La surface fondamentale du plateau intérieur (ex grande pénéplaine miocène) correspond à un cycle d'érosion de la fin du Secondaire :"surface de Gondwana". Les reprises d'érosion suivantes sont des séries de larges aplanissements en gradins emboîtés, la plus étendue étant la plaine mi-Tertiaire ou Africaine. Les cycles postérieurs tous multiples, sont ceux des "Victoria Falls" (fin Tertiaire) et du Congo (Pleistocène). L.C.KING (1954) rejetant la théorie du cycle normal de W.M.DAVIS, adopte la conception de l'évolution du relief par recul des versants, parallèlement

à eux-mêmes; c'est la pédiplanation. Pour cet auteur, les régions morphologiques s'expliquent par l'érosion cyclique et non par la structure. Contrairement à la pénéplaine multi-convexe, la pénéplaine multi-concave est constituée par un assemblage de pédiments.

En 1967, L.C.KING développe et actualise sa théorie, difficilement acceptée en Europe (cf J.PINCHEMEL, 1958). Il distingue la surface de Gondwana (Jurassique) la plus élevée, dominant la surface Africaine I, qu'il considère début Tertiaire plutôt que Mi-Tertiaire; celle-ci est fondamentale en Afrique où elle est parfaitement aplanie et parfois cuirassée. Deux cycles cuirassés fin Tertiaire incisent cette surface. L'induration est un processus lent; les cycles quaternaires ont seulement des indurations mineures.

Les auteurs du Congo belge admettent l'étagement des surfaces (cf L.CAHEN et J.LEPERSONNE, 1948-50-51-56, J. de HEINZELIN 1952-54). Les couches du Karroo (du Carbonifère au Jurassique inférieur) sont limitées vers le haut par une pénéplanation importante qu'on s'accorde à dater du Jurassique supérieur. Le système du Kalahari s'étend du Crétacé inférieur au Pleistocène moyen. Les niveaux d'aplanissement sont successivement la surface Crétacé supérieur PI, la surface mi-Tertiaire PII et la surface fin Tertiaire PIII, presque toujours profondément latéritisée ou limonitisée. Au Bas-Congo, L.CAHEN et J.LEPERSONNE (1951) distinguent sur ce modèle cinq niveaux de cuirasses limonitiques (P'2 mi Tertiaire, P2 fin Tertiaire, P2b Plio-Pleistocène, P3 Pleistocène, P4 Pleistocène). Des variations climatiques sont évoquées à ce sujet.

Au Soudan, G.ANDREW (1948), étudiant la région de l'Equateur, rattache au milieu du Tertiaire une pénéplaine supérieure, formée d'un manteau ferrugineux surplombant de 5 à 25 mètres une pénéplaine inférieure, constituée de gravillons ferrugineux concrétionnés.

Etudiant l'Ituri au N.E. du Congo, B.RUHE (1954) conteste la chronologie admise. Il distingue une surface d'érosion majeure fin Tertiaire. La surface mi Tertiaire ne subsiste que par des résidus d'érosion de quelques hectares seulement, constitués de buttes latéritiques bien indurées. Pour cet auteur, les surfaces jurassique ou crétacé des travaux précédents n'existent pas, les étagements de terrain étant dus à des failles; il identifie par contre six surfaces quaternaires: quatre en gradins, une terrasse fluviatile et la plaine d'inondation actuelle. Il souligne que les surfaces ne peuvent être reconnues par leur altitude et que leur continuité doit être suivie sur le terrain.

N.N.OLEJNIKOV (1957) explique les différentes surfaces du bassin du Congo, non pas par des cycles d'érosion mais par des remaniements tectoniques: la cuvette congolaise est la conséquence d'un affaissement tectonique. Le cycle de Gondwana résulte d'une élévation du continent corrélative à

un affaissement littoral. Le milieu du Crétacé est marqué par une intensification des mouvements tectoniques (ouverture de l'Atlantique sud). Le milieu du Tertiaire (Miocène) est lié à une nouvelle activation des mouvements tectoniques (cassures grandioses d'Afrique orientale) qui se traduit par un sensible affaissement de la cuvette du Congo et une surélévation de ses régions périphériques. Après un court repos, le pays a de nouveau subi au milieu du Pleistocène des mouvements verticaux qui ont considérablement élevé les régions périphériques. L'auteur souligne le caractère "conservatif" de ces mouvements tectoniques, allant dans le sens d'un affaissement de la cuvette et d'une élévation de la périphérie. A la fin du Pleistocène s'est constitué le canal d'écoulement du Congo inférieur. L'activité érosive est la plus intense dans les régions de perturbations tectoniques, localisées d'après les lignes de rapides ou de chutes.

P.JONGEN (1957-60b-68) a étudié la province zaïroise de l'Ubangi, frontalière du Centrafrique, dans l'optique classique de ce pays. Il y souligne les étroites corrélations entre soubassement géologique, les sols et les grandes unités géomorphologiques de cette région. Des inselbergs (dans le sens de reliefs résiduels: crêtes gréso-quartzitiques, collines de phyllades) - témoins d'une surface ancienne qui n'a pas subi l'influence d'un cuirassement, dominent d'une cinquantaine de mètres une surface pénéplanée. Les surfaces cuirassées qui couvrent ces pénéplaines seraient à rapporter à la période fin Tertiaire. Il s'agirait d'un groupe de surfaces scindées en trois cycles: Pliocène supérieur - fin Pliocène - début Pleistocène et Pleistocène :

- Hauts plateaux du Bembe moyen, 630 m.
- Collines latéritiques tabulaires, 480 à 520 m.
- Nappes de concrétions ferrallitiques, niveau 460-470 m, le plus constant en Ubangi.
- Niveau des replats à termitières géantes, 450 m.

L'auteur qui ajoute en outre des "surfaces actuelles et récentes", souligne le rôle des alternances climatiques. Entre temps, une discussion s'était ouverte entre J.LEPERSONNE (1956b-58) et R.V.RUHE (1958). Il en ressort que les données de terrain ne prouvent pas indiscutablement l'existence de failles et permettent encore moins de les dater. De plus l'existence d'îlots résiduels de chaque surface sur la suivante et celle de larges vallées, liées à la surface inférieure, incisée dans la surface moyenne, militent au contraire en faveur de la thèse de trois niveaux d'aplanissement.

Ayant effectué par photo-interprétation une étude des bassins Uele-Ituri, J.MOEYERSONS (1975) admet les corrélations suivantes :

- collines à l'est du bassin 1 (correspondant au haut Ituri, autour de Kibali): surface PI, fin Crétacé.
- bassin 1: équivalent de la surface PII mi-Tertiaire.
- bassin 2 (celui de l'Uele-Bomu): équivalent de PIII, groupe du Pliocène supérieur ou Pleistocène inférieur.

- bassin 3A (celui de l'Ituri moyen): équivalent de PIII, groupe de fin Pliocène.
- terrasses : équivalent PIII, groupe de cycles subactuels.

Selon cette étude, l'escarpement entre les bassins 2 et 3A (interfluve Uele-Ituri) ne coïncide pas avec un gradin de failles. Il faut noter que cet auteur revient à l'idée ancienne que la cuvette a jadis appartenu au système hydrographique du lac Tchad.

En conclusion, on note qu'en Afrique subméridionale les discussions ont été parfois serrées. L'on y a privilégié l'explication par cycles érosifs dont on a eu tendance à multiplier le nombre. Par contre l'étude des niveaux de cuirassement ne paraît pas avoir été approfondie, sauf exceptions (cf. M.J.MACFARLANE 1976 ou J.ALEXANDRE 1978-86, J.ALEXANDRE et S.ALEXANDRE-PYRE 1987 qui proposent une méthode pour le moins originale de datation des cuirasses d'après la nature de la cuticule de fer qui les enduit).

II.2 Aplanissements et cuirassement en Afrique occidentale.

Sans remonter aux pionniers comme A.LACROIX (1913) en Guinée, E. de CHETELAT (1938) présente une étude géomorphologique des reliefs tabulaires et cuirassés originale pour l'époque. Outre la distinction chimique des cuirasses bauxitiques, latéritiques normales et à cuirassement ferrugineux, il distingue, à partir d'un nom vernaculaire guinéen, les hauts bowé des bas bowé de pénéplaine. En dehors d'articles généraux ou d'ouvrages de synthèse (cf J.DRESCH 1947-60-67, H.BAULIG 1952, P.BIROT 1958-70, J.TRICART 1960-68, J.TRICART et A.CAILLEUX 1965, J.DEMANGEOT 1969-76-86, J.DERRUAU 1974-86), les géographes français s'intéressent aux paysages cuirassés. Ainsi M.LAMOTTE et G.ROUGERIE (1952) décrivent les paysages tabulaires cuirassés à vallées concaves de Guinée, qu'ils opposent (cf S.DAVEAU et al., 1962) à ceux de Côte d'Ivoire. Ce pays ne présente plus que les ruines d'un état de chose semblable; tandis que celui de Haute Volta est encore comparable mais frappé de sclérose: le cuirassement n'y est actif qu'en zone basse en relation avec les conditions hydriques.

Au Nord Nigéria, J.C.PUGH (1953,55,66 suivi de K.BURKE 1970) avait esquissé l'étendue des surfaces Post Gondwana et Africaine I, caractérisée par le développement de splendides pédiments autour des reliefs résiduels.

Dès 1957, W.D.BRUCKNER reconnaissait trois cycles climatiques dans les profils latéritiques quaternaires du Ghana et du Sénégal.

En 1959, J.VOGT, géomorphologue étudiant les terrasses d'accumulation, qualifie de "relief intermédiaire" une cuirasse ferrugineuse de versant situé entre les témoins des vieilles surfaces bauxitiques et les niveaux indurés plus

récents dans lesquels il distingue trois niveaux: haut glacis associé à une haute terrasse, bas glacis et basse terrasse et enfin graviers sous berge du lit actuel.

L'importance des apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses, fut largement développée par R.MAIGNIEN (1958-66). Ces idées se retrouvent chez J.POUQUET (1960) mais aussi M. LAMOTTE et G.ROUGERIE (1961-62). Pour ces derniers, la très grande majorité de cuirasses ouest-africaines se révèlent d'âge tertiaire; leur formation ne peut être consécutive à une déforestation récente comme le craignait A.AUBREVILLE (1947-48-49).

Selon le modèle de L.C.KING, ces auteurs essayèrent de repérer dans tout l'ouest africain quatre niveaux-clés d'aplanissements d'érosion tabulaire, jalonnant un bourrelet situé entre 8 et 12°N. Quelques témoins du niveau supérieur Gondwanien 1 600 m s'observeraient sur la dorsale guinéenne et au Nigéria. Le niveau post-Gondwanien, 1 300m, serait un peu moins rare. La grande Surface Africaine, éocène des 800m serait une surface majeure avec laquelle l'ample surface pliocène des 500m présenterait beaucoup d'analogies.

P.MICHEL (1970-73-76), ayant poursuivi pendant une dizaine d'années l'étude d'ensemble des bassins des fleuves Sénégal et Gambie, distingue trois grandes surfaces d'aplanissement:
- la première dite de Labé, située entre 1 200 et 1 150 m, est datée du Jurassique inférieur.
- la seconde dite de Dongol Sigon, située entre 1 000 et 850 m, est datée du Crétacé (Albien).
- la troisième dite de Fantofa, dont les bowé se situent entre 650 et 550m, est datée de l'Eocène inférieur.

Le Continental Terminal correspond à une période d'érosion intense et de façonnement des "reliefs intermédiaires" (Pliocène). En effet des versants protégés par leur cuirasse et d'une pente moyenne de 10 à 15p.100 raccordent les plateaux aux glacis quaternaires. P.MICHEL en distingue trois, respectivement désignés par haut, moyen et bas glacis. Ils constituent des surfaces d'érosion locale qui s'ordonnent en fonction du réseau hydrographique et se situent à des altitudes variables. Le bas glacis se différencie par l'absence d'une cuirasse ferrugineuse continue. Ces glacis correspondent à des oscillations climatiques et le cuirassement semble s'être produit à la fin de chaque période humide. Ils se terminent en certains cas par des lambeaux de terrasses (cf J.VOGT, 1959). A noter qu'au cours des âges, l'alumine a pu se concentrer sur les plateaux bien découpés des surfaces anciennes, tandis que sur les bowé aux formes massives, le cuirassement est resté essentiellement ferrugineux.

Au terme de dix années d'études pédologiques au Sud Niger avec G.BOCQUIER et R.BOULET - nous y avions participé comme stagiaire en 1963-64.-, M.GAVAUD (1969) observait qu'à l'orée du Quaternaire s'était développé sur les dépôts du Continental Terminal un épais manteau d'altération

kaolinique et une épaisse cuirasse ferrugineuse. Au cours du Quaternaire, l'intensité des conditions génétiques a continuellement décru à la suite de trois "péjorations" (ou détériorations) des conditions climatiques. La première péjoration se traduit par le creusement des glacis et leur pétrification par des cuirasses ferrugineuses banales. La seconde correspond au glacis inférieur concrétionné ou avec des sols ferrugineux lessivés à concrétions et des sols lithodépendants (sols à kaolinite ou à argiles gonflantes). La troisième péjoration se traduit par la succession de deux périodes désertiques (ergs ancien et récent) en alternance avec des récurrences humides (sables rouges et sols hydromorphes). La période subactuelle à actuelle se traduit par l'apparition de faciès sahéliens et l'érosion anthropique. Pour M.GAVAUD, la cuirasse ancienne correspond à celle des "reliefs intermédiaires" du Sénégal; quant aux cuirasses ferrugineuses, ce sont celles des glacis supérieurs et moyens, les sols ferrugineux étant l'équivalent du glacis inférieur.

En Haute Volta septentrionale, R.BOULET (1970) distingue plusieurs surfaces successives, d'abord les surfaces à cuirasses "anciennes": cuirasse bauxitique, cuirasse ferrugineuse pisolithique, ces deux types localisés sur roche basique ou schisteuse et non sur granite, les surfaces à cuirasse ferrugineuse conglomératique: supérieure et inférieure. Les modelés paraissent pouvoir être reliés à la nature pétrographique du substratum. Dans ce même pays, P.KALOGA (1969) reconnaît au-dessous de la Surface Africaine, éocène, bauxitique, trois glacis quaternaires constituant une surface polygénique. L'altération y est paléoclimatique tandis que dans les zones où la cuirasse du moyen-glacis et les altérites ont été déblayés jusqu'à la roche saine, se développe une altération montmorillonitique.

En Côte d'Ivoire, G.GRANDIN et J.DELVIGNE (1968-69) définissent divers jalons de l'histoire morphologique de ce pays :
- au niveau 500 m: cuirasse bauxitique d'accumulation relative (Crétacé-Eocène).
- au niveau 300 m : cuirasse ferrugineuse d'accumulation absolue (Pliocène).
- au niveau 200m: cuirasse du haut-glacis (Quaternaire ancien, antérieur à cent mille ans).
- au niveau 130 m: moyen glacis (entre soixante et quarante mille ans).
- bas glacis avec des carapaces de battement de nappe de plaine alluviale. Chaque phase d'élaboration d'un glacis ("glaciplanation") correspond à une période humide qui se termine par un cuirassement. Pendant la période sèche qui suit, se produit le démantèlement localisé du glacis. Ainsi, contrairement à l'opinion de KING, selon lequel les cycles quaternaires ont été trop courts pour que d'importantes indurations aient pu se développer, trois niveaux cuirassés fin Tertiaire - Quaternaire ont été reconnus en Afrique Occidentale.

En 1973, R.BOULANGE et al. caractérisèrent pour la première fois les divers niveaux cuirassés par un ensemble de descriptions macroscopiques et microscopiques et d'analyses chimiques et minéralogiques. Sommairement, les niveaux, sans quartz et avec des caractères spécifiques sont considérés comme anciens (Tertiaire): niveau bauxitique différencié par ses facies (pisolithique, poreux, gréseux), sa composition chimique (30 à 60 p.100 d'Al2O3), ses associations minéralogiques (gibbsite et/ou boehmite, hématite); niveau intermédiaire (facies lobé, avec liserés rubanés, riche en fer, surtout sous forme de goethite). Les autres niveaux, à caractères moins différenciés et à quartz conservé sont rattachés à trois glacis quaternaires (haut, moyen et bas), le haut-glacis constituant un des éléments majeurs du paysage. Ces auteurs ont également signalé l'existence de cuirasses mixtes (à caractères bauxitique et intermédiaire) et très haut glacis (à gibbsite secondaire).

II.3 Aplanissements et cuirassement en Afrique Centrale au voisinage du Centrafrique.

En 1964, Y.CHATELIN décrit au Gabon des surfaces récentes, à sols ferrallitiques peu évolués. On les trouve en position basse ou sur des reliefs rajeunis. Ils les distingue des surfaces considérées comme anciennes. Ces dernières, comprises entre 500 et 600 m, correspondent probablement au même niveau d'aplanissement. Epargnées par l'érosion, elles ont conservé une morphologie de plateau. A noter que sur la pénéplaine granitique, la cuirasse "cimente des sables de quartz et de muscovite". Près de Franceville, certains plateaux possèdent une couverture manganésifère épaisse et très pure.

Les chercheurs du Congo-Brazzaville ont longtemps été très influencés par les travaux menés sur l'autre rive du Congo-Zaïre. Ainsi F. GRAS (1970) reconnaît, sur la bordure orientale du Mayombe, les vestiges de quatre surfaces d'aplanissement : surface P1, sans doute à rattacher à la Surface Africaine I miocène, entre 700 et 800m, surface P2, fin Tertiaire, vers 660 et 670m, surface P2b ou Africaine II, fin Tertiaire, vers 450-550m, et plaines quaternaires P3 (375m) et P4 (275m). Chacune de ces surfaces s'est développée, par recul de la surface supérieure plus ancienne, à partir du niveau de base local. Beaucoup de faits militent en faveur de l'existence, au cours du Quaternaire, de périodes favorables à la destruction des anciennes surfaces d'aplanissement, à la formation des nouvelles surfaces et, en même temps, à la mise en place de la <<stone line>> et de la couverture meuble supérieure, au cours de cycles appelés par J.RIQUIER (1969) << pavage d'érosion-couverture>>. Après la synthèse géologique de P.DADET (1969), la sédimentologie y est étudiée par P.GIRESSE (1971-82).

Au Cameroun, succédant aux premiers pédologues (G.BACHELIER et A.LAPLANTE, 1953), P.SEGALEN (1967) s'est

efforcé d'appliquer les idées de L.C.KING. Caractérisant les diverses surfaces d'aplanissement, il en a proposé une chronologie, en les comparant aux aplanissements des pays voisins. Ainsi la surface gondwanienne ou jurassique de Minim-Martap, 1 200 à 1 400m, surmontée de cuirasses bauxitiques, est représentée en RCA par la zone de Yadé. La surface de Meiganga, 1 000 à 1 200 m, post-gondwanienne ou crétacée est occupée par les sols ferrallitiques moyennement désaturés; elle se prolonge jusqu'à Bouar en RCA.

La surface intérieure, entre 600 et 800m, africaine I ou éocène, occupe une surface considérable au centre et au sud de ces états, avec des sols ferrallitiques moyennement et fortement désaturés, elle est particulièrement étendue en RCA. Dans ce pays un escarpement, matérialisé par les chutes de Boali, aboutit à une nouvelle surface africaine II ou pliocène, dont le niveau de base est fourni par la cuvette congolaise.

Selon P.SEGALEN, l'explication de ces surfaces étagées ne peut être trouvée dans la Tectonique: aucune carte ne mentionne de faille réelle ou supposée, à laquelle puisse être rattaché l'un quelconque de ces importants accidents topographiques que constituent les escarpements. Si les zones faillées sont bien connues, elles ne correspondent pas aux escarpements observés, dont l'origine doit, semble-t-il, être recherchée uniquement dans des processus liés à l'érosion. L'élaboration des surfaces d'érosion est à mettre avant tout en relation avec les mouvements relatifs d'ensemble de l'océan et du continent voisin.

En même temps que cette étude d'ensemble, D.MARTIN (1967) présentait une étude de géomorphologie régionale sur le Centre Cameroun. Se replaçant dans le cadre de la surface africaine I, cet auteur différencie deux niveaux: l'un (700-740m) à induration généralisée, l'autre, inférieur d'une cinquantaine de mètres (620 à 670 m), à induration réduite. En contradiction avec P.SEGALEN, il écrit : en dehors de ces deux surfaces d'aplanissement nettement caractérisées, certains paysages ou certaines anomalies ne peuvent s'expliquer que par des mouvements tectoniques.

Etudiant, pour sa thèse, la bauxitisation dans l'Adamaoua, S.E.BELINGA (1971-72) y décrit, dans l'esprit de P.SEGALEN, un étagement de cuirasses: hauts plateaux (1 200 - 1 400m) de Minim-Martap et du Ngaoundal avec cuirasse bauxitique sur basalte et morphologie "pénékarstique" (avec circulation d'eau souterraine), "relief intermédiaire", cuirasse ferrugineuse sur granite des pénéplaines de Meiganga et Tibati (900 à 1 000m). Selon cet auteur, le soutirage entraîne la création de diaclases dans les interfluves tabulaires dont des fragments peuvent se déplacer par effondrements, glissements ou mouvements de bascule. La surface d'aplanissement la plus ancienne a été élaborée au Paléocène qui fut une période biostasique (cf.H.ERHART, 1956). L'Oligocène a connu une période rhexistasique; une épirogenèse régionale a provoqué le basculement de la pénéplaine paléocène vers le sud-est. Au

Miocène, la flexuration régionale du Burdigalien a déclenché un nouveau cycle d'érosion. Au cours du Néogène, l'Adamaoua a été de nouveau le siège de manifestations volcaniques.

P.FRITSCH (1969-76), étudiant la morphologie du piémont nord de l'Adamaoua, y distingue trois niveaux cuirassés assimilables aux reliefs intermédiaires, haut et moyen glacis du Sénégal. Le même auteur étudie ensuite, en 1976, la chronologie relative des formations cuirassées du Cameroun. Il signale que des formations ferrugino-bauxitiques, à grande extension régionale, mais souvent remaniées, voire démantelées, peuvent être observées en contre-bas des témoins de la surface bauxitique mais en position relative haute, par rapport aux niveaux cuirassés jalonnant l'incision quaternaire. Elles se situent donc "en position intermédiaire". Des datations de basaltes du plateau de l'Adamaoua (âge fin miocène - pliocène), le caractère très évolué du relief moulé permettent toutefois, selon P.FRITSCH, d'attribuer, au moins localement, un âge fin miocène - pliocène à cette phase de cuirassement.

Les cuirasses ultérieures, essentiellement ferrugineuses, situées nettement en contrebas des niveaux précédents, jalonnent les étapes de l'élaboration du modelé en creux. P.FRITSCH distingue quatre phases successives de cuirassement, très haut glacis cuirassé, haut glacis, moyen glacis et bas glacis; ces deux derniers glacis se subdivisent localement chacun en deux niveaux! Cet auteur souligne l'importance de la position en latitude qui intervient à travers la zonation climatique actuelle ainsi que la diversité des conditions géographiques régionales; il délimite des provinces de cuirassement. La réserve héritée d'alumine et de fer ou "capital ferrugino-bauxitique" ne se redistribue par migration latérale qu'à l'échelle locale; les véritables glacis cuirassés n'ont donc eu qu'une extension limitée à 10 ou 20 km au maximum.

Selon B.HIERONYMUS (1976), l'étude des bauxites camerounaises permet de mettre en évidence une évolution différente des gisements de bauxite selon les processus géodynamiques auxquels ils sont soumis. Ainsi, une structure de plus en plus élaborée et individualisée, au sein de la roche, de même que l'apparition de la boehmite, peuvent donc servir à apprécier le degré d'évolution de la bauxite par rapport à la latérite originelle.

Au Tchad voisin, on s'est surtout préoccupé des sédimentations successives de la cuvette tchadienne. Dans sa synthèse, J.PIAS (1967,68,70) insiste sur les alternances climatiques entre les pluviaux et les périodes arides. Pour cet auteur, les séries sédimentaires les plus anciennes remontent au Tertiaire et sont postérieures au dépôt des sédiments du Continental Terminal, post Eocène. La phase ferrallitisante, qui s'est poursuivie dans le sud du Tchad jusqu'à une période très récente, accompagnait des mouvements de surélévation sur le pourtour et de subsidence dans la cuvette. Curieusement pour J.PIAS, la plus ancienne surface bauxitique, celle de Koro, s'est formée sur les

dépôts les plus récents du Continental Terminal (argilites de la série paléo-tchadienne supérieure).

J.PIAS décrit ensuite une surface cuirassée ("cuirasses ferrugineuses anciennes" à kaolinite et oxydes de fer) qui se retrouve à des altitudes relativement constantes (420-500m) et évoque bien un ancien niveau de nappe, entretenu par la présence d'un lac. Il distingue une première surface ferrallitique jusqu'au 12e parallèle; la surface cuirassée présente encore des témoins abondants jusqu'au 16e parallèle. La deuxième surface ferrallitique s'est développée jusqu'à une période récente au sud du 9e parallèle. Son démantèlement en cours donne des sols ferrugineux tropicaux lessivés.

Selon G.BOUTEYRE et al. (1964), la formation marine crétacée des calcaires de Lamé au S.W du Tchad fossilise une surface d'aplanissement où subsistaient des bosses ou inselbergs. Les dépôts sus-jacents du Continental Terminal sont constitués d'une série supérieure latérisée, d'une série moyenne de sables rouges et d'une série inférieure comprenant des grès ferrugineux (grès de Pala) et des sables beiges. Une même surface cuirassée recoupe en biseau le socle et sa couverture.

Les buttes les plus élevées (Bégamber 627 m, Koro 550m), protégées par une cuirasse argileuse scoriacée ferrallitique, sont les témoins d'une ancienne surface tertiaire. La dissection de cette haute surface a été interrompue par une période de stabilité, l'élaboration d'une surface emboîtée à cuirassement généralisé: "cuirasse principale" (villafranchienne?).

Chapitre III: APLANISSEMENTS CENTRAFRICAINS.

III.1 Observations préliminaires sur les aplanissements centrafricains.

La géomorphologie centrafricaine n'a guère donné lieu à des études spécialisées qu'elles soient d'ensemble ou de détails. Ainsi, faute de données fiables, P.BIROT (1970) se contente d'écrire : "nos connaissances sont très vagues en ce qui concerne la marge est et nord de la cuvette congolaise". Il est vrai que la plupart des auteurs évoquent seulement "la vaste pénéplaine" centrafricaine; c'est le cas de J.L.MESTRAUD (1953-82).

Selon G.BRUEL (1930): " En général, l'AEF est formée de plateaux s'étageant en terrasses... Ces plateaux sont surmontés de quelques massifs montagneux: le noeud orographique de Yadé, ... le massif Fertit (ses plus hauts sommets paraissent avoir 1 400 m)... Entre ces divers massifs montagneux, on trouve une série de vastes dépressions formant des cuvettes ...". En 1947, les termes de E.TREZENEM restent identiques.

En 1958, R.SILLANS considère l'Oubangui-Chari comme un "vaste plateau" séparant les cuvettes tchadienne et congolaise, cette monotone pénéplaine étant encadrée aux extrémités nord-est et ouest par deux massifs importants: ceux du Fertit et du Yadé. Cependant, il distingue les "gradins" supérieurs, constitués par ces massifs, des gradins inférieurs pénéplanés.

Pour P.QUANTIN (1965), la majeure partie de la R.C.A. forme une vaste pénéplaine de pente faible et régulière. A l'est, le massif du Fertit, à l'ouest celui du Yadé forment (de 1 000 à 1 400 mètres) la "limite supérieure" de cette pénéplaine. Les anciens "niveaux" supérieurs de pénéplaine "s'étagent" progressivement de 600 à 900 mètres. Le niveau le plus récent de la pénéplaine (proche de l'Oubangui), se situe entre 400 et 500 mètres. Généralement, le relief est faible, tabulaire ou vallonné.

Dans sa présentation de l'Afrique, pays après pays, P.GOUROU (1970) reste au niveau des généralités. Il évoque les "passages aisés entre les cuvettes congolaise et tchadienne. En territoire centrafricain, la cuvette congolaise est une surface d'aplanissement poussée à la perfection; le socle y est habituellement dissimulé sous une couche de débris d'altération ou de transports...Paysage classique : réseau dendritique de modestes vallons aux versants convexes et au fond plat, cuirasses latéritiques sur les interfluves, inselbergs cristallins, échines de quartzites".

Selon C.PRIOUL (1970), le pays donne une image parfaite de classique "pénéplaine africaine ". Considéré topographiquement, le pays ressemble à une selle. De part et d'autre d'une assise centrale vers 600m, le relief s'élève aux extrémités occidentale et orientale tandis qu'au nord et au sud, le terrain s'incline vers les cuvettes tchadienne et congolaise. Cet auteur distingue cinq unités de relief, la dorsale centrafricaine, les hautes terres et piemonts de l'ouest, les beaux paysages du nord-est, la frange méridionale de la cuvette tchadienne et la transition vers la cuvette congolaise. Ainsi le relief centrafricain peu différencié à l'échelle du continent africain, offre à l'échelle nationale une variété du détail dont il faut tenir compte.

En 1972, M.MAINGUET considère que le Centrafrique est constitué d'un vieux bouclier aplani et d'un ensemble de cuvettes sédimentaires, notamment les plateaux gréseux de Carnot et surtout d'Ouadda, auxquels une partie de l'ouvrage de cet auteur sur le modelé des grès est consacré. Cette étude régionale est la première réalisée par un professionnel de la géomorphologie dans ce pays.

Selon G.GRELLET et al.(1982), "les géographes ont appelé cet ensemble de collines multiconvexes, la <<pénéplaine oubanguienne>>". Elles est dominée au nord-ouest par les gradins du massif de Yadé, au nord-est par les alignements de trois petites chaînes quartzitiques, ces deux ensembles faisant office de château d'eau.

Plutôt que de pénéplaine au sens de DAVIS, on aurait pu parler de pédiplaines étagées (voir également J.BUDEL, 1967). Il y a près d'un siècle, les explorateurs européens de la contrée décelèrent l'étagement des niveaux. C.MAISTRE (1895), qui fut le premier à réaliser le transect sud-nord, identifia trois zones morphologiques: la plaine de l'Oubangui, zone de transition avec la grande forêt équatoriale , les plateaux en grandes tables presque unies de la ligne de partage des eaux et l'immense plaine qui s'étend du Gribingui vers le Baguirmi.

Le Commandant LENFANT (1909), chargé de reconnaître le "noeud orographique" du Yadé, mit en évidence la succession de paliers et d'escarpements qui le constituent: "on perçoit les divers plans inclinés, les couronnes circulaires qui les composent: c'est une série de troncs de cônes irrégulièrement inclinés et superposés". Il soupçonne même l'origine structurale de ce massif: "le noeud orographique de Yadé révèle un affaissement géologique bien net autour d'un noyau central. Tout révèle un bouleversement ou plutôt un effondrement du massif dont le centre aurait résisté".

D'une manière analogue, le capitaine MODAT (1912) décrit quatre niveaux dans le "Dar Fertit" au nord-est du pays: une plaine basse, une plaine non inondable, le plateau gréseux, ainsi que la zone montagneuse des "monts Bongo et Challa".

Dans son esquisse géologique de l'Oubangui-Chari, B.BORGNIEZ (1935) différencie le pays de part et d'autre d'une dépression centrale: " Le plateau oriental se relève insensiblement, sans grandes perturbations jusqu'à une altitude d'environ 1 100 mètres. La plateau occidental présente une série bien marquée de paliers échelonnés jusque près de 1 400 mètres ".

"Ces deux plateaux sont d'anciennes pénéplaines et les tronçons supérieurs de nombreuses rivières..., par leur cours calme dans des dépressions insensibles, constituent des témoins d'un ancien cycle d'érosion". Cet auteur souligne les contrastes des profils de rivières: " Au cours supérieur, calme, lorsqu'il subsiste, succède, le long des rivières naissant sur les plateaux, un tronçon torrentiel avec rapides et chutes parfois importantes". Des indications concordantes lui "font penser à des arrangements d'ordre tectonique"; il relève "ainsi des indices de l'effondrement du bassin du Tchad". De même "les effondrements limités par (des) failles ont déterminé l'allure actuelle du bassin de l'Oubangui, surtout des grandes artères dont la direction paraît anormale parmi l'ensemble du réseau hydrographique. Il observe que "certaines de ces failles ont joué à une époque très ancienne et ont facilité des venues intrusives. Des failles ont joué à une époque suffisamment récente pour que les effets soient encores sensibles actuellement..."

Après avoir effectué un parcours reliant Ngaoundéré à Bangui, J.DRESCH (1946) donne quelques précisions sur ces niveaux étagés. Le massif de Yadé lui apparaît constitué de deux hautes surfaces emboîtées: la plus haute crétacée nivèle granite et gneiss à environ 1 000 mètres. Elle surplombe l'immense surface régulière qui s'étend sur tout le seuil séparant les monts Karré des hauteurs de l'Oubangui oriental. Cette surface est recouverte dans l'Oubangui occidental par les sables du Kalahari supérieur (cf grès de Carnot). Il s'agirait donc bien de la surface miocène qui constitue ainsi le soubassement de la cuvette du Tchad. Mais tandis qu'aucun autre cycle d'érosion n'est visible dans la cuvette tchadienne, on observe sur le versant oubanguien une nouvelle surface emboîtée à larges vallées très mûres et contact souvent brutal (cf chutes de Boali). C'est dans ces larges vallées que se sont emboîtées les surfaces quaternaires. La multiplicité des surfaces d'érosion révèle la complexité de l'évolution récente du bassin congolais.

En 1950, J.DRESCH développe ces Notes en présentant "les Régions Naturelles d'A.E.F". Dans la succession des cycles de sédimentation et d'érosion, les termes employés font toujours référence au Congo belge et surtout à l'Afrique du sud. Dans tous les massifs (Mont de Yadé et Karé à l'ouest, Dar Fertit et Dar Challa à l'est), "on peut supposer que les crêtes allongées ou plateaux sommitaux représentent les témoins des plus vieilles surfaces, surtout prékarroo ou prékalahari, que les immenses plateformes en contrebas... représentent la surface dite miocène, que les très larges vallées emboîtées représentent enfin la surface fin Tertiaire".

Il est à noter que l'Oubangui oriental est décrit comme le pendant de l'Oubangui occidental: "C'est un vaste glacis... On peut y distinguer un gradin supérieur: le massif du Fertit (avec les rochers et crêtes appalachiennes de l'Abourassein et du Dar Challa). En contrebas s'inclinent vers le sud de vastes plateaux les uns constitués par le socle, couverts de latérite... les autres constitués par des placages de grès du Karroo".

Au centre "les formes sont si séniles, longues dépressions herbeuses... ruisseaux qui décrivent des méandres...(qu'il est) difficile de préciser la ligne de partage des eaux entre versants Tchad et Congo"... Aux abords de l'Oubangui, les vallées deviennent des plaines bosselées, emboîtées" entre des buttes et des plateaux à flancs raides et de même altitude, témoins de la vieille surface rajeunie".

Dans son essai de représentation morphologique à 1/10 000 000, L.C.KING (1967) rattache toute la dorsale de l'Oubangui-Chari aux surfaces dicycliques, fin Cénozoïque; seule la région située à l'ouest de Bouar est rapportée à la Surface Africaine, début Tertiaire. On a vu qu'en 1967, P.SEGALEN avait subdivisé ces deux ensembles prolongeant jusqu'à Bouar la surface de Meiganga 900-1 000 m (post-gondwanienne ou crétacée) surmontée du secteur de Yadé, 1 200 m (Gondwanien ou Jurassique). La surface intérieure, 700-800 m, Africaine I ou Eocène est particulièrement étendue en RCA. Elle domine par l'escarpement de Boali une nouvelle Surface Africaine II ou Pliocène dont le niveau de base est fourni par la cuvette congolaise.

III.2 Evolution de la perception du cuirassement en Centrafrique

III.2 - 1 Aperçu historique sur la caractérisation des cuirasses avant 1964, en Centrafrique.

De cet aspect traité dans une Note inédite (Y. BOULVERT 1983d), on peut retenir quelques points. Les premiers explorateurs furent frappés par l'extension et la morphologie des cuirasses dénudées: lakéré et bowé (cf W.JUNKER - 1889-91, Dr CUREAU - 1901). Le premier à prélever des échantillons "d'hématite globulifère" et à les faire analyser par S.MEUNIER (1892), fut J.DYBOWSKI (1893)... Décrivant, en 1903, la première coupe de sol centrafricain, L.LACOIN signale des "bancs ferrugineux se formant en profondeur par un phénomène d'infiltration,...origine en tous points comparable à celle de l'alios". En 1907, le naturaliste A.CHEVALIER note que "le fleuve est coupé de rapides formés de grès cimentés par une pâte ferrugineuse qui est une espèce de latérite..., ciment... apporté par le courant".

Entre les deux guerres, les géologues portent leurs regards sur les latérites. Dans ses "Remarques sur la structure des latérites en Oubangui-Chari", J.LOMBARD (1934) décrit les processus de latérisation comme le "remplacement des constituants d'une roche par des oxydes métalliques de nature très diverse. Suivant que la roche originelle est homogène ou schisteuse, il distingue les latérites massives ou foliacées. "Les latérites dérivant des sédiments quartzeux fins ne contiennent pas de grains de quartz visibles, tandis que celles qui se sont formées aux dépens de roches plus grossières ou de roches cristallines quartzifères contiennent généralement des fragments de quartz plus ou moins irrégulièrement répartis... "On trouve également du quartz dans la latérite provenant d'alluvions récentes ou de roches injectées de silice... Les amphibolites donnent un enduit très sombre, tandis que les gneiss conduisent à un enduit bien pâle. Les latérites des alluvions récentes contiennent des oxydes de manganèse en grande quantité". Deux points sont à souligner: "l'examen de la structure des latérites peut former de très intéressantes données sur les roches dont elles proviennent... et la plupart des latérites sont en place..."

En 1937, dans "les altérations superficielles en A.E.F.", J.LOMBARD développe son point de vue, admettant que les deux facteurs principaux de la latérisation sont la "pénéplanisation" et le caractère saisonnier des chutes d'eau.

En 1935, G.BORGNIEZ estimait qu'une cuirasse de type latéritique était générale à des altitudes inférieures à 1 000 m. Il distinguait deux cas: la cuirasse s'est formée au détriment d'éléments apportés lorsqu'elle s'étend au-dessus de roches qui par elles-mêmes seraient incapables de fournir les éléments qui les constituent (sous-sol gréseux blanc). Par ailleurs le phénomène latéritique a pu s'exercer sur des roches en place.

La même année 1935, pour E.POLINARD, la subdivision des latérites en types de plateaux (classées suivant la roche mère) et types de plaines déprimées ne correspond pas seulement à une répartition géographique mais à une origine, à une évolution et à une constitution différente.

Contrairement à la période précédente, dans les années cinquante, lors des grandes missions en vue de la cartographie géologique de reconnaissance à 1/500 000, on ne s'attache plus à la recherche des correspondances entre cuirasses et substrats. Les prospecteurs suivent les cours d'eaux à la recherche des quelques affleurements; ils évitent les plateaux cuirassés considérés comme des masques. Les formations superficielles non cartographiées sont souvent citées pour mémoire. Toutefois sur Berbérati ouest, G et J.GERARD (1953) distinguent "une cuirasse de latérite ancienne dépassant souvent plusieurs mètres d'épaisseur et une cuirasse de latérite récente, produit de remaniement de la première et formée des gravillons latéritiques recimentés."

J.L.MESTRAUD (1953) souligne l'importance du facteur lithologique sur Bangassou-ouest. Il en est de même pour B.BESSOLES (1955) sur Yalinga-ouest: "les latérites, presque inexistantes sur les plateaux gréseux, plus fréquentes sur les quartzites, prennent un développement particulier sur les formations cristallophylliennes du complexe de base". G.POUIT (1959) évoque, sur Crampel-ouest , un certain parallélisme avec le couvert végétal"; en savane, "la croûte ferrugineuse parfois remaniée est fréquente tandis que dans les zones à végétation plus abondante, il se forme surtout des argiles rouges".

Sur le nord-est centrafricain, R.DELAFOSSE (1960c) donne un peu plus de renseignements. Il insiste sur la dépendance lithologique et régionale des cuirasses: "les latérites sont étendues entre le 8 et le 9è parallèle. Au nord de ce parallèle, elles diminuent progressivement d'importance. Le faciès et la composition chimique de ces latérites sont liés à la roche mère". Cet auteur fait intervenir le facteur temps: "les formations argilo-sableuses quaternaires ne sont pas latéritiques. Il semble donc que la formation des latérites dans cette région, ne soit pas actuelle mais antérieure au Quaternaire. Ces cuirasses latéritiques seraient donc fossiles, d'âge probablement tertiaire".

Ainsi sur Fort Archambault-est, R.DELAFOSSE reconnaît quatre types principaux de cuirasses:

- les cuirasses vacuolaires alumineuses du Continental Terminal.
- les cuirasses détritiques ferrugineuses des grès de Mouka-Ouadda.
- les cuirasses bréchiformes ferrugineuses des quartzites de Ndélé d'épaisseur faible, voisine d'un mètre.
- les cuirasses pisolithiques ferrugineuses des granites, migmatites et gneiss des bassins du Bangoran et de la Djangara, beaucoup plus épaisses (10 m parfois).

En 1963, J.GERARD réalise une étude photogéologique de la feuille Bossangoa-est. Il délimite la série de Kouki sur des critères morphologiques: "Malgré la carapace ferrugineuse, les lignes structurales apparaissent encore nettement à la surface des plateaux et permettent de mieux saisir le style tectonique de la série". Sur le "Continental Terminal", les formations latéritiques constituent "trois séries de plateaux emboîtés dont les altitudes repères seraient 400, 420 et 450 mètres. De la même façon, G.GERARD (1954) observait sur les reliefs du massif granitique de Yadé des cuirasses latéritiques d'altitudes croissantes: 500 m à Baïbokoum, 750 m à Mann, 900 m près de Mbéré-Guili, 1 100 m aux environs de Borodoul".

En 1964, il y avait à peine une douzaine d'échantillons de cuirasses centrafricaines analysées.

III.2 - 2 Découverte progressive du cuirassement centrafricain. Problèmes posés.

A partir de 1964, les premières reconnaissances menées en vue de la cartographie systématique à moyenne échelle de la région de l'Ouham, au centre nord du pays, révélaient l'importance du cuirassement et la généralisation des nappes de gravats, le tout adapté à la topographie aussi bien sur les interfluves que sur les versants. Ces nappes de gravats, épaisses de plusieurs mètres, ne correspondent pas à une simple "stone-line" mais à une masse de gravillons ou nodules ferrugineux, englobant successivement des blocs de cuirasse, des débris de roches - quartz filonien essentiellement - et parfois des concrétions ferrugineuses ou manganésifères.

Une végétation ligneuse - au sous-bois parfois dense, on parle alors de "baco" - recouvre la majorité de ces interfluves; le cuirassement y est souvent discontinu, permettant aux racines de s'insérer. Ces savanes arborées ou arbustives font place localement à des clairières dénudées sur cuirasses compactes subaffleurantes; ce sont les "lakéré" (R.SILLANS, 1958) analogues aux bowé guinéens. La compacité de la cuirasse ne permet pas à la végétation ligneuse de s'y installer sauf quelques individus rabougris, profitant de lithoclases. Cette cuirasse peut être recouverte de quelques centimètres de terre meuble peu colorée, désaturée, constituée de pseudo-limons fins (kaolinite et oxydes de fer).

La végétation y est donc composée de petites herbacées annuelles. Sur les sols les moins profonds, on observe Brachyachne obtusiflora, Rhytachne triaristata puis Ctenium newtonii, Loudetia annua, L.simplex avec Hyperthelia sp. Les termitières champignons, édifiées par Eutermes fungifaber, y abondent fréquemment. Souvent légèrement concaves, les lakéré servent d'aires de rassemblement et d'écoulement des eaux. En raison du gondolement, de petites mares temporaires, appréciées par la faune en saison pluvieuse, peuvent subsister. Selon la durée d'immersion, on relève Setaria ciliolata, Loudetia coarctata, Scirpus sp., Eriocaulon sp. jusqu'à Sacciolepis ciliocincta.

Les cuirasses apparaissent étagées (cf toposéquences de Bombon - Y.B.1968a, de la Mbéré ou d'Ouroumbia - Y.B.1971a). Suivant leur position dans le paysage, on distingue les lakéré de plateaux, de versant ou de battement de nappes. La plupart des interfluves cuirassés de l'Ouham correspondent à une seule surface d'aplanissement, inclinée en pente douce depuis l'interfluve d'Oubangui-Chari (650-600m), vers la cuvette tchadienne (400-380m). Toutefois ces interfluves, dénommés à l'origine "surface principale", peuvent être dominés d'une cinquantaine de mètres par des buttes témoins d'une cuirasse épaisse, compacte, évoluée dite "surface ancienne". Ces témoins constituent de véritables plateaux dans le cas particulier de la série schisteuse de Kouki.

Une comparaison entre les cuirasses de plateau et celles de pente ou de versant a été effectuée sur le remarquable ensemble cuirassé de Kouki (Y.B.1971b et c). Les cuirasses de plateau n'apparaissaient pas alumineuses mais alumino-ferrugineuses; elles s'individualisent par une quantité d'hématite trois fois supérieure à celle des versants (21 et 6,6 p.100), une quantité de résidus trois fois inférieure (3,5 et 10,3 p.100), les pourcentages de gibbsite (9 p.100) et de goethite (38 et 36 p.100) variant relativement peu.

Les plateaux dits de la "surface principale" sur socle semblaient en continuité topographique avec les dépôts du Continental Terminal situés plus au nord, tandis que les plateaux de la "surface ancienne" sur série de Kouki les dominaient et seraient plus anciens. "Une grande période d'altération ferrallitique et d'érosion correspond au Mio-pliocène pendant qu'au nord se constituent les dépôts du Continental Terminal"

Outre l'intensité du cuirassement, la caractérisation principale de cette série résidait dans sa morphologie cuirassée en lanières: alternance de lakéré compacts et de cuirasses discontinues sous couvert arbustif. La révélation de la lithologie sous-jacente confirmait l'autochtonie de ces cuirasses tandis que les cuirasses de pente paraissaient sous la dépendance de transports latéraux de matières approvisionnées par l'amont.

Un essai était présenté (Y.B.1971d) pour différencier le matériau originel d'après le modelé, l'allure et l'intensité de l'induration. Par exemple, au lieu de lanières allongées sur roches métamorphiques orientées, les lakéré sur roche éruptive, type granite, prennent des formes curvilignes en auréoles, couronnes circulaires ou en fer de cheval. Sur dépôts détritiques, type Continental Terminal, les formations cuirassées ne peuvent être orientées; dans le cas contraire les examens du terrain révèlent qu'il s'agit d'îlots témoins du socle. Dans ce secteur, en dépit de différences topographiques peu accusées, on peut distinguer trois niveaux cuirassés étagés: plateau, pente et liseré cuirassé de battement de nappe qui souligne la limite avec les alluvions néo-tchadiennes. Ils peuvent être assimilés avec les trois glacis définis en Afrique occidentale: haut, moyen et bas glacis.

Fin 1972, une tournée commune avec deux collègues de Côte d'Ivoire (B.BOULANGE et V.ESCHENBRENNER) nous confirmait que les cuirasses des hauts plateaux du nord-ouest centrafricain n'étaient pas plus anciennes que celles de l'Ouham. Ces dernières se rattachaient aux "niveaux" ou plutôt types "intermédiaire" et "mixte" mais pas au type bauxitique caractéristique, les cuirasses de la "surface principale" se corrélant au type haut-glacis. Ces types identifiés, les prospections ultérieures sur tout le territoire devaient permettre d'en étudier la répartition ainsi que les caractéristiques particulières (cas des

cuirasses de chape sur itabirites) en vue de différencier les régions naturelles.

Plusieurs problèmes restaient à résoudre. En Afrique occidentale, la cuirasse argilo-ferrugineuse était attribuée (G.GRANDIN 1968 à 76, V.ESCHENBRENNER 1970, B.BOULANGE 1970 à 84) à une surface dite "surface intermédiaire", datée du Pliocène supérieur, nettement postérieure à la surface bauxitique (Eocène). Ces reliefs intermédiaires, définis par J.VOGT (1959), ont été décrits comme des versants en pente douce, à revêtements latéritiques, convexes en haut puis rectilignes, prolongeant le haut boval jusqu'aux glacis ou aux entailles récentes. L'extension de ces reliefs intermédiaires restait réduite, leur altitude s'abaissant progressivement avec l'éloignement d'un relief principal. Or en Centrafrique, les cuirasses similaires à ce type s'observent en position localement la plus élevée sur les interfluves; elles peuvent constituer des aplanissements de dimensions non négligeables comme sur les séries de Kouki, de Dialinga et surtout sur la série amphibolo-pyroxénique du Mbomou.

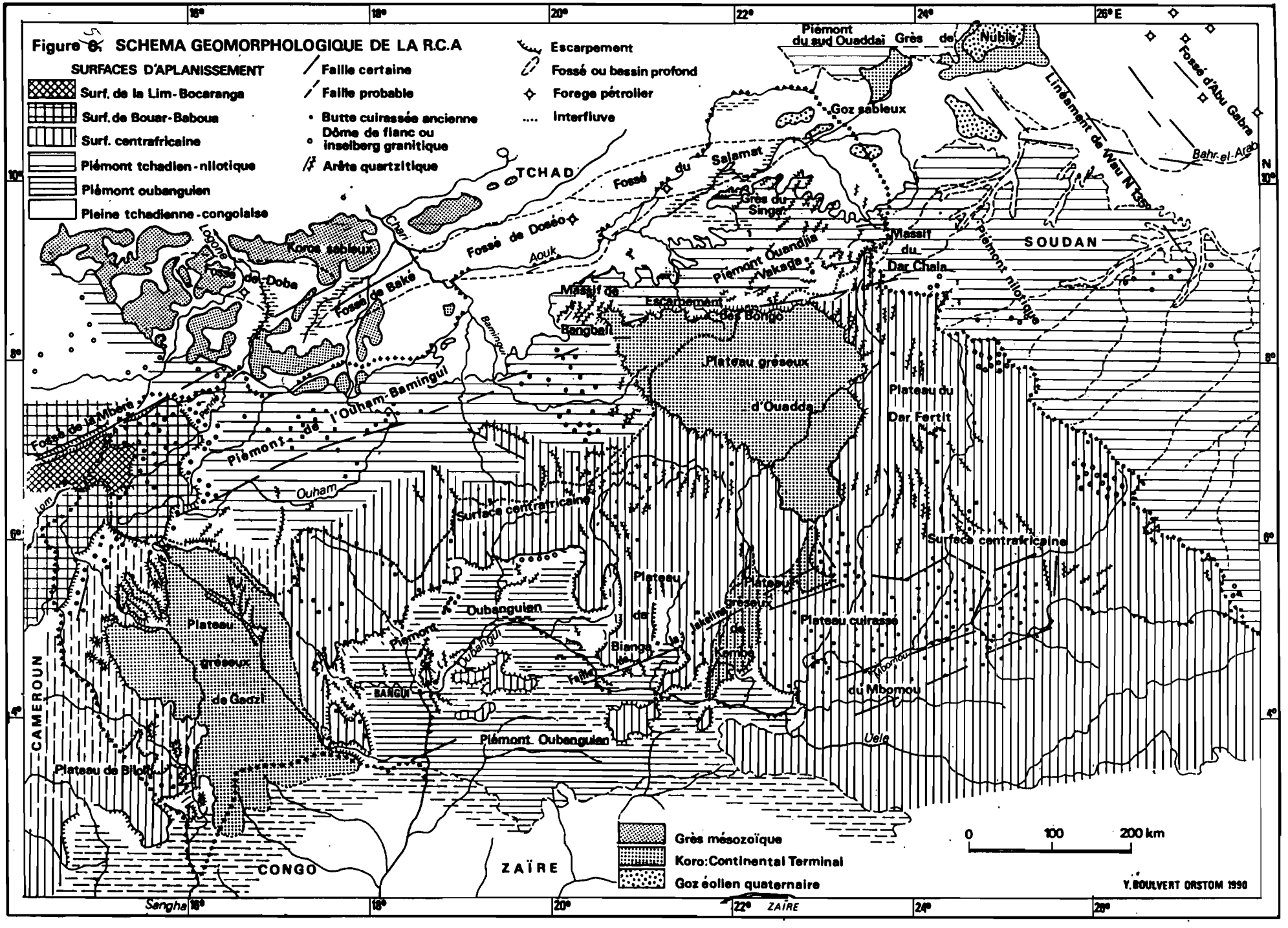


Figure 5. SCHEMA GEOMORPHOLOGIQUE DE LA R.C.A
SURFACES D'APLANISSEMENT
Surf. de la Lim-Bocaranga
Surf. de Bouar-Baboua
Surf. centrafricaine
Piémont tchadien-nilotique
Piémont oubanguien
Pleine tchadienne-congolaise
Faille certaine
Faille probable
Butte cuirassée ancienne
Dôme de flanc ou inselberg granitique
Arête quartzitique
Escarpement
Fossé ou bassin profond
Forage pétrolier
Interfluve
Grès mésozoïque
Koro: Continental Terminal
Goz éolien quaternaire
0 100 200 km
Y. BOULVERT ORSTOM 1990
TCHAD
SOUDAN
CAMEROUN
CONGO
ZAÏRE
Piémont du sud Ouaddaï
Grès de Nubie
Goz sableux
Fossé d'Abu Gabra
Linéament de Wau N 135
Bahr-el-Arab
Fossé du Salamat
Grès du Singa
Massif du Dar Chala
Piémont nilotique
Piémont Ouandjia Vakaga
Massif de Bangbali
Escarpement des Bongo
Plateau gréseux d'Ouadda
Plateau du Dar Fertit
Fossé de Doséo
Aouk
Chari
Koros sableux
Fossé de Doba
Fossé de Baké
Logone
Bamingui
Piémont de l'Ouham-Bamingui
Fossé de la Mbéré
Ouham
Lom
Surface centrafricaine
Plateau de Bianga
Plateau gréseux de Kembé
Plateau cuirassé du Mbomou
Mbomou
Uele
Plateau gréseux de Gadzi
Piémont Oubanguien
Oubangui
BANGUI
Plateau de Biloli
Sangha
ZAÏRE
16° 18° 20° 22° 24° 26° E
10° 8° 6° 4°

DEUXIEME PARTIE

LES GRANDES UNITES MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAINES

Présentation d'ensemble (Fig.6 et 7)

La République Centrafricaine ou Centrafrique se situe, pour sa plus grande part, sur le bouclier précambrien séparant les trois grands bassins africains: congolais, nilotique et tchadien; elle s'étend d'ailleurs sur une portion des plaines alluviales de ce dernier. Deux placages de couverture mésozoïque recouvrent partiellement ce bouclier arasé. Dans sa partie centrale, il se présente sous l'aspect d'une surface d'aplanissement, dite centrafricaine, qui se poursuit depuis le Cameroun jusqu'au Zaïre, au-delà du Mbomou.

La surface centrafricaine s'adosse au nord-est sur le massif rocheux du Dar Chala, intersection des trois bassins. Le petit massif de Bangbali en constitue le pendant, au nord-ouest du plateau gréseux d'Ouadda. Symétriquement au nord-ouest du pays, la surface centrafricaine s'appuie sur les plateaux de Bouar-Bocaranga, prolongeant l'Adamaoua camerounais.

Devant cet ensellement, il est difficile de parler de "dorsale oubanguienne". La surface centrafricaine domine toutefois deux portions du bouclier affaissées ou entaillées: au nord, le piémont tchadien qui passe insensiblement aux épandages du bassin tchadien; au sud, le piémont oubanguien, qui assure la transition avec la cuvette congolaise, développée au sud du troisième parallèle, c'est-à-dire au Zaïre-Congo.

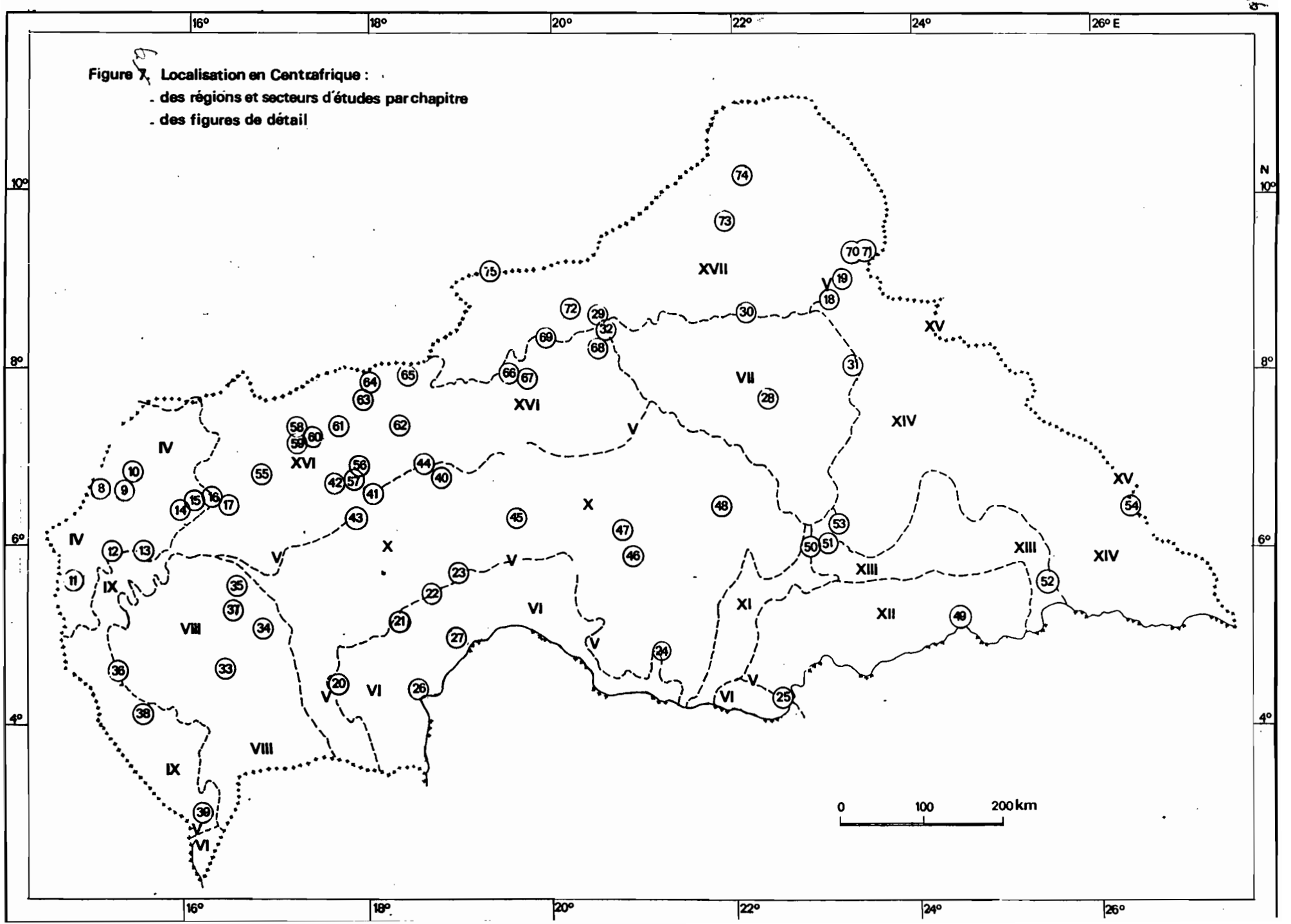


Figure 7. Localisation en Centrafrique :
- des régions et secteurs d'études par chapitre
- des figures de détail
16°
18°
20°
22°
24°
26° E
N
10°
8°
6°
4°
0
100
200 km

Chapitre IV: RELIEFS DU NORD-OUEST CENTRAFRICAIN: LES PLATEAUX DE BOUAR-BOCARANGA.

IV.1 Généralités.

L'appellation de "massif" ou noeud orographique de Yadé, du nom d'un village autrefois dissimulé dans les éboulis rocheux à 12 km à l'W-SW de Bocaranga, aujourd'hui déplacé au sud sur la piste de Sarki-Bocaranga, fut donnée par le Commandant LENFANT (1909) pour souligner que ce massif commande trois réseaux fluviaux: celui du Logone-Ouham et donc du Chari, celui de la Lobaye-Sangha et donc de l'Oubangui-Congo et celui du Lom (affluent de la Sanaga) vers le Cameroun et l'Atlantique. Tout en évoquant un "plateau central granitique", cet auteur a noté (cf. chap. VI.1) la succession de replats et d'escarpements. Ses remarques semblent avoir été oubliées et il faudra attendre J. DRESCH (1945) et P. SEGALEN (1967) pour que l'on reparle de niveaux étagés.

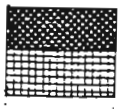
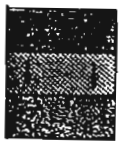
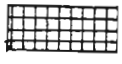
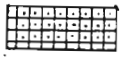
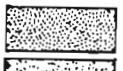
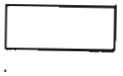
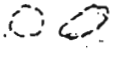
Comme l'a confirmé M. CORNACCHIA (1980 à 84), ce massif est encadré et recoupé par un réseau de failles et fractures dont les principales sont celles de direction N60-70°E: fossé de Bozoum et au Cameroun: fossés de la Mbéré et du Djérem qui le séparent du plateau de l'Adamaoua stricto sensu. Ces failles, soulignées par des couloirs mylonitiques, sont encadrées par des failles conjuguées: N120-140°E. (cf linéaments: Pendé (7°15'-16°17') - Siboué (7°20'-16°09'30") mais aussi Yoyo (5°20'-14°58').

L'unité de la région est due à son substrat essentiellement granitique mais l'appellation géologique "massif de Yadé" englobe tout cet ensemble granitique. Débordant les reliefs, il s'étend au nord de Paoua, sur le piémont tchadien ainsi que vers le sud, en direction de Gamboula. C'est pourquoi il est préférable d'utiliser l'appellation morphologique de plateaux de Bouar-Bocaranga, correspondant à une surface composite, prolongement centrafricain des plateaux définis au Cameroun par P. SEGALEN.

IV.2 Surface de la Lim-Bocaranga

La surface la plus élevée, dite de la Lim-Bocaranga, est le prolongement de la surface camerounaise de Minim-Martap ou surface 1 200 mètres. D'altitude comprise entre 1 240 et 1 150 mètres, elle est constituée de plateaux faiblement inclinés vers le nord et relevés sur les bordures; elle correspond au bassin supérieur de la Lim et du Midé-Ngou (7°04'-15°10') jusqu'au niveau des grandioses chutes Lancrenon (7°07'30"-15°13'). Ces plateaux peuvent être surmontés de quelques reliefs résiduels constitués d'une accumulation de boules granitiques du type chaos,

LEGENDE DES FIGURES

Légende morphologique	Figuré graphique	Interprétation pédologique
		Lithosol et sol peu évolué d'érosion :
		- sur cuirasse :
Plateau ou butte de cuirasse ancienne		a) continue
Lakéré :		
de plateau de versant de battement de nappe		b) continue et dénudée (lakéré)
dôme de flanc granitique inselberg granitique arête quartzitique		- sur roche
		Sol ferrallitique :
Cuirasse de plateau ou d'interfluve :		- induré (pétrostérite) :
assez compacte et de couleur vive		rouge
moins compacte et de couleur moins vive		ocre
pseudomorphique gréseuse		sur grès ferruginisé
versants à nodules ferrugineux :		- remanié, nodulaire (à gravolite) :
de couleur vive		rouge
moins colorée		ocre
Bas de versant sans caractères particuliers		- sur colluvions de bas de pente
sinon crypto-karst éventuel		
interfluve polyconvexe sur matériau dérivant des grès		- appauvri, sableux, (psammitique)
entaille érodée, idem sur grès		- appauvri, sableux, (psammitique)
Bas-fond engorgé et plaine alluviale		Sol hydromorphe
mare résiduelle		

Corniche cuirassée

direction de fracturation

mylonite

Figure 8 : Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par la Nana, la Modé, séquence d'Azian

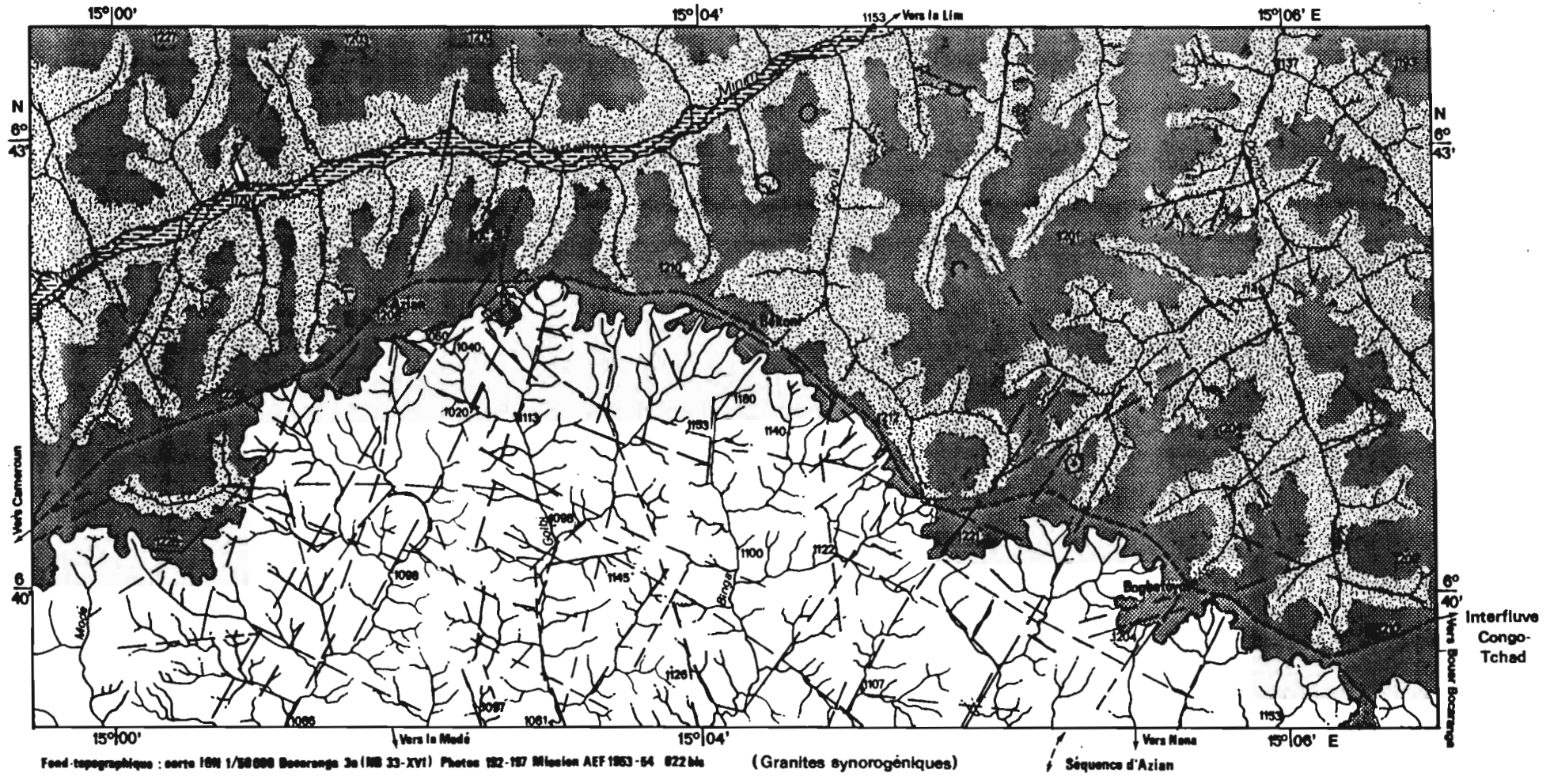


Figure 27: Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par la Nana-Modé

(cf séquence d'Azian et figure 2, in Y.B. 1982, to. 1).

Dans son bassin amont, la rivière Minim coule dans un petit "flat" herbeux hydromorphe. Son réseau polygonal est à peine incisé parmi les interfluves faiblement polyconvexes de la surface d'aplanissement de la Lim-Bocaranga, située dans ce secteur entre 1 200 et 1 230 m. L'étude de la toposéquence d'Azian a montré que l'induration y est réduite. La Minim coule paresseusement vers l'E.NE à moins de deux kilomètres de l'entaillé de ce plateau par la Nana, la Modé et leurs affluents (interfluve Congo-Tchad).

Le contraste est vif avec les ramifications du réseau hydrographique dendritique de l'entaille. L'incision dans les altérites profondes ne dégage pas d'affleurements rocheux; en trois kilomètres, la dénivelée atteint la centaine de mètres. L'érosion est facilitée par un réseau de fracturations conjuguées N30 et 110°E, qui ressort d'autant mieux sur l'entaille que l'érosion est active. A ces fractures, parfois légèrement curvilignes, s'ajoutent de petites structures circulaires, de diamètre 2 à 300 mètres, observées en tête de ravine. Elles semblent devoir être attribuées à des phénomènes de suffosion. La simple carte topographique à 1/50 000 (feuille Bocaranga 3a) fait bien ressortir les contrastes du modelé: sur l'entaille, les courbes de niveau de même que le réseau hydrographique sont beaucoup plus denses que sur le plateau. Des captures se sont produites lors du recul de l'escarpement; ainsi vers 6°40'40"N-15°01'E, un vallon morphologiquement rattaché à la surface de la Lim apparaît suspendu alors qu'il s'écoule désormais vers le sud et la Modé. La piste qui suit l'interfluve l'évite.

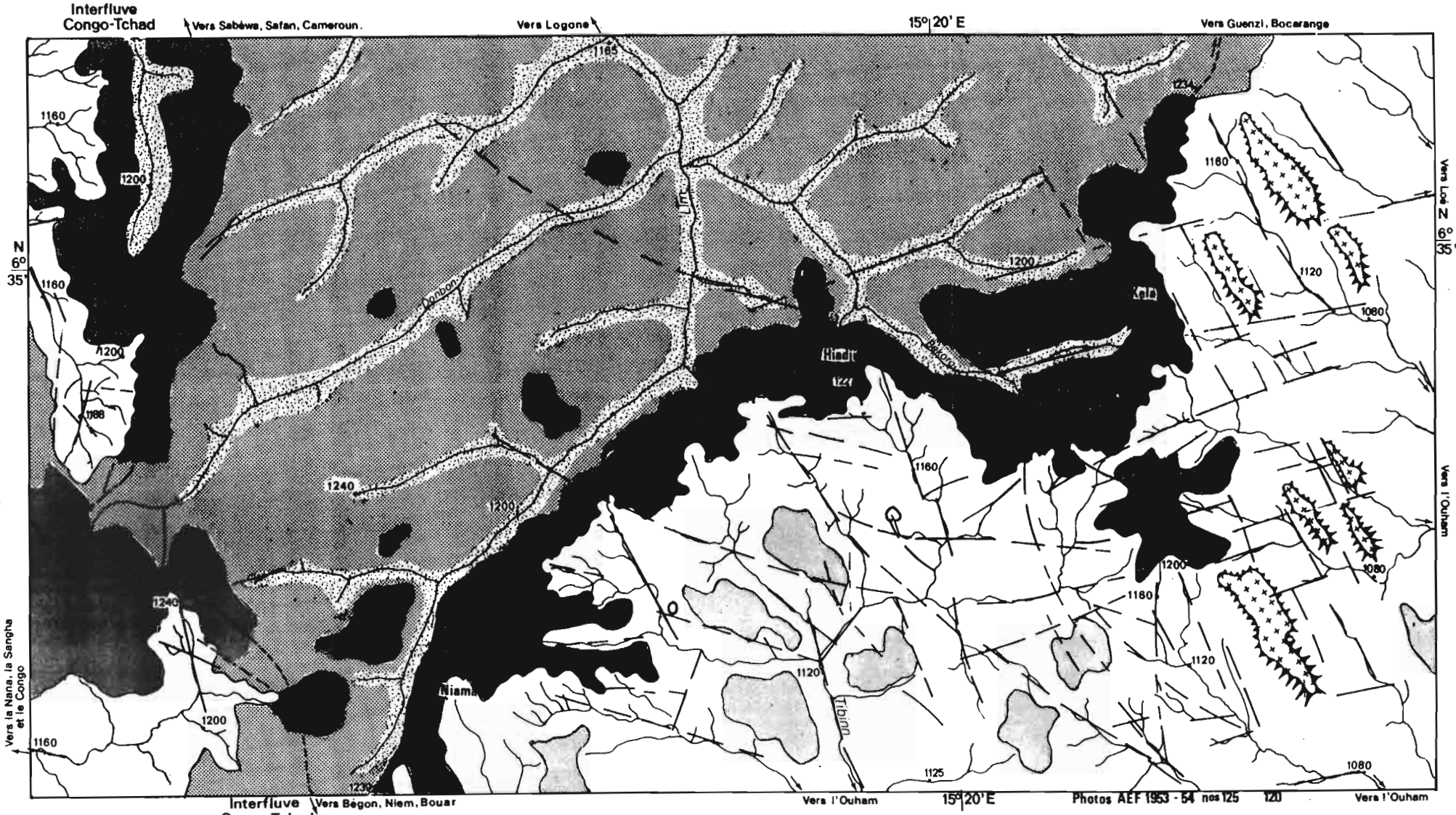


Figure 9 : Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par les affluents de l'Ouham près de Hiadji

Figure 28: Entaille de la surface de Lim-Bocaranga par les affluents de l'Ouham près de Hiadji.

Le bassin supérieur de la Lim constitue la partie méridionale de la surface de la Lim-Bocaranga, entre 1 200 et 1 240 m. La piste venant de Bouar-Niem se divise en deux branches au carrefour de Bégon: l'une vers le N-NW suit l'interfluve de la Lim avec la Nana (interfluve Congo-Tchad, cf. Fig. 31), l'autre vers le N.E et Bocaranga suit l'interfluve de la Lim avec la Tibinn et la Loé, affluents de l'Ouham-Chari. Le réseau hydrographique de la Lim, de forme remarquablement rectangulaire, à maille d'ordre au moins kilométrique, est faiblement incisé mais on n'observe pas de vallon alluvial. L'induration, réduite, est plus apparente sur les bordures de la surface d'aplanissement.

Facilitée par des directions de fracturation, l'incision est hétérogène. L'escarpement est plus ou moins marqué. L'entaille peut mettre en relief des dômes de flancs ou de simples "dos de baleine" granitiques; ailleurs elle laisse subsister des replats ou glacis de versants plus ou moins indurés, notamment dans le bassin de la Tibinn, moins incisé que celui de la Loé. D'ailleurs au sud de Bégon, la route de Niem-Bouar suit l'un des ces plans inclinés ou glacis de raccordement, celui de l'interfluve Congo-Tchad. Profitant d'une discontinuité structurale, le recul de la source de la Tibinn a capté un affluent de la Lim à l'W-SW de Hiadji; il n'en reste plus qu'une amorce de bras mort. Il pourrait bien en être de même un jour pour la Lim elle-même dont le cours supérieur longe l'entaille sur plusieurs kilomètres.

Figure 10. Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga entre Ouaourou-Youma et Guennzi

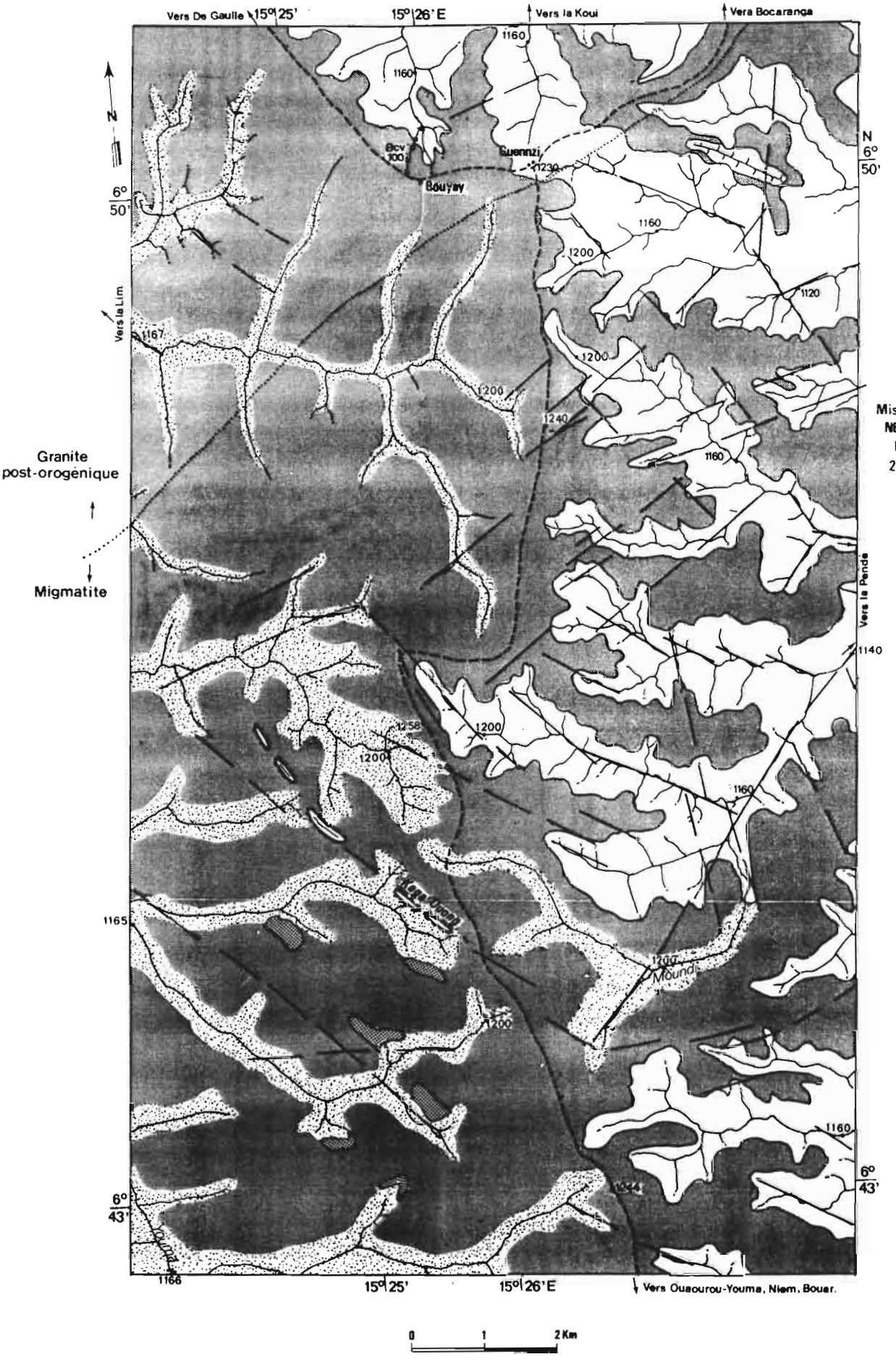


Figure 10: Entaille de la surface Lim-Bocaranga entre Ouarou-Youma et Guennzi.

Entre Ouarou-Youma et Guennzi, la piste Niem-Bocaranga (construite postérieusement aux prises de vues aériennes IGN 1954-1955) suit l'interfluve séparant à l'ouest le bassin de la Lim (affluent du Logone occidental) et celui de la Pendé ou Logone oriental, elle longe par conséquent le rebord oriental de la surface de la Lim-Bocaranga, voisine de 1 250 m dans ce secteur. Quelques reliefs résiduels rocheux (Kaga Ouong) la surmontent. Le secteur repose sur migmatites et au nord- ouest sur granite tardi-orogénique; de petits inselbergs se distinguent dans le bassin de la Koui. Comme dans les secteurs précédemment étudiés, l'incision des vallons est réduite dans le bassin de la Lim: réseau à maille rectangulaire assez lâche. En fait l'induration est faible et le plateau résiste assez peu devant l'incision, les entailles des bassins de la Koui au N.W et de la Pendé à l'est, dont le bassin supérieur correspond à un replat: équivalent démantelé de la surface 1 000 mètres.

On n'observe pas ici d'escarpement régulier abrupt; le front d'érosion n'est pas uniforme; le plateau apparaît disséqué en lanières. Utilisant les discontinuités structurales, l'incision s'effectue à partir des vallons. Ce front d'érosion très découpé et récent n'a pas encore atteint l'affluent sud de Moundi dont la vallée apparaît suspendue. Au sujet des sols de la région, se reporter à l'étude de la toposéquence de Bouyay (Y.CHATELIN et al., 1972).

"castle-kopjé", "tors". C'est le cas dans le petit massif de Yadé (stricto sensu, entre Sarki et Bocaranga) ou du Mont Ngaoui 1 410 m, point culminant de la RCA (sur la frontière camerounaise).

Les sols ferrallitiques sont anciens (structure "aliatique" ou farineuse), profonds, de couleurs vives, peu indurés si ce n'est sur les bordures. Le réseau hydrographique y est à mailles de type polygonal à rectangulaire. Le drainage est convenable (excepté à l'amont des vallées du Minim ou de la Lim: 6°46'-15°12'). Pourtant l'incision des vallées est peu accentuée, sauf au centre (bassin de la Koui: 6°55'-15°23'). La végétation est une savane soudano-guinéenne, très dégradée par surpâturage. Entre les deux guerres, cette zone, considérée comme inapte à la culture du coton, fut réservée à l'élevage Mbororo, en provenance du Cameroun. En effet , au-dessus de 1 100m, on ne trouvait pas de mouche tsé-tsé.

IV.3 Escarpement bordier.

Cette surface d'aplanissement apparaît en voie de démantèlement. Elle est entaillée par les réseaux hydrographiques de la Mbéré (affluent du Logone occidental au nord), de la Pendé ou Logone oriental à l'est, de l'Ouham-Chari au sud-est, de la Nana (affluent de la Mambéré-Sangha) au sud ainsi que du Lom camerounais au sud-ouest. Les limites sont le plus souvent nettes. Des pistes d'interfluves jalonnent les escarpements correspondants: la piste Sabéwa (6°40'-14°57') - Bégon (6°31'-15°16') surplombe l'entaille de la Nana (Fig.8), la piste Bégon - Ouarou Youma (6°40'-16°26'), celle de l'Ouham (Fig.9), la piste Ouarou Youma - Guennzi (6°50'-15°27'), celle de la Pendé (Fig.10).

En première approximation, ces têtes de bassin ont l'aspect curviligne de cirques d'érosion régressive. En fait, leurs limites sont denticulées et largement influencées par la structure. On relève un approfondissement des entailles, un soutirage des éléments par suffosion, accentué progressivement du bassin de l'Oubangui à celui du Logone. Ainsi sur la bordure sud, entaillée par le bassin de la Nana, le creusement des altérites dégage peu d'affleurements granitiques en dépit de quelques captures. En revanche, au sud-est, dans le bassin de l'Ouham, l'entaille met en relief des barres rocheuses orientées NW-SE entre lesquelles les torrents (Tibinn: 6°30'-15°20', Loé (6°35'-15°24'...) s'écoulent d'abord parallèlement suivant les lignes de fracturation. A l'est, le tracé heurté, avec des coudes en baïonnette, de la Pendé et de ses affluents (Moundi: 6°46'-15°44', Lima: 6°58'-15°49') s'explique par la même orientation NW-SE des "dômes de flanc" granitiques. L'entaille s'accentue progressivement vers le nord (cf bassin de la Koui) jusqu'à dépasser 400 mètres de dénivelée au-dessus du fossé de la Mbéré.

Il est important de souligner qu'entre ces têtes de bassin en forme de cirques d'érosion, la transition de cette surface supérieure de la Lim-Bocaranga à la surface sous-jacente, se fait insensiblement par des sortes de "plans inclinés de raccordement", de pente suffisamment réduite pour qu'ils soient indurés. Les pistes Niem (6°12'-15°13') - Bégon ou Bohong (6°29'-15°39') - Sangaré Lessé (6°38'-15°33') les empruntent bien évidemment de préférence aux entailles érodées. L'utilisation de ces pistes ne permet donc pas de se rendre compte de cette morphologie d'escarpement qui n'apparaît que lors d'itinéraires pédestres transversaux, comme celui du Commandant LENFANT, ou en établissant des coupes transversales (cf. fig.13-14-15-27-28 in Y.B.1882c), des profils en long de rivières, des cartes de photo-interprétation.

IV.4 Surface de Bouar-Baboua

La surface de Bouar-Baboua, ou surface 900-1 000 mètres, s'étend à l'est et surtout au sud de la surface de la Lim-Bocaranga. C'est de la même façon le prolongement de la surface camerounaise de Meiganga (P.SEGALEN 1967). Elle nivelle un substrat granitique au milieu duquel les intercalations de roches plus altérables correspondent à des entailles ou bassins: de la Pendé (sur migmatites et amphibolites), de la Mambéré (sur migmatites) et du Lom (sur schistes). Les savanes soudano-guinéennes à Daniellia oliveri et Lophira lanceolata y sont, entre Niem et Baboua, dégradées par surpâturage. (On y assiste paradoxalement à un embuissonnement par Samanea leptophylla et Harungana madagascariensis). Cette surface d'aplanissement est moins régulière au nord de 6°30'. Elle peut être subdivisée suivant les bassins versants.

Le plateau sud de Baboua ou bassin supérieur de la Kadeï s'étend de part et d'autre de la frontière camerounaise qui longe alors cette rivière. A l'ouest, il se prolonge jusqu'à l'escarpement de Bétaré-Oya sur la vallée du Lom. Voisin de 950-1 000 mètres au sud de Baboua, il s'incline vers le sud-ouest jusqu'au niveau 800 mètres, aux chutes d'Oudou (5°06'-14°16': au Cameroun par conséquent).

Cet aplanissement nivelle un ensemble de granitoïdes variés (granites syntectoniques tardifs selon G.GERARD, 1954). Moyennement cuirassé, il n'est surmonté que par quelques chicots granitiques (Mont Tandoé ou Gogo Mbama: 1 025m) (Fig.11). A part le ~~flat alluvial~~ de la Kadeï, les rivières sont incisées en ravins, remplis de végétation ligneuse (les "bois de ravins" d'AUBREVILLE, 1948). La végétation y est moins dégradée qu'ailleurs (sous-bois à Dryopteris athamantica).

Le plateau de Koundé (6°06'-14°38') - Besson (6°15'-14°50') correspond au bassin de la Mambéré auquel on peut adjoindre ceux de la Mbali (affluent du Lom:

6°05'-14°26') et de la Yibi (6°09'-15°). La dégradation y est localement accentuée en raison de l'hétérogénéité du substrat (intercalation dans l'ensemble granitique, des schistes du Lom et des embréchites de Baboua). Les vallées sont encaissées, l'érosion vive dégage des affleurements rocheux en boules ou dos de baleine.

Le bassin Nana-Modé (6°19'-15°06') s'incise profondément aux dépens de la surface de la Lim. Ces rivières ont à peine atteint leur profil d'équilibre au niveau 1 000 mètres qu'à Dompta se produit, pour des raisons structurales, l'entaille de la Nana (Fig.12).

La surface 1 000 mètres est largement développée au nord de Bouar (Fig.13) dans le bassin supérieur de l'Ouham. Cette importante rivière, cours supérieur du Chari, prend sa source dans le plan de raccordement Niem-Bégon que suit la ligne de partage des eaux Congo-Tchad. L'Ouham et ses affluents (Tibinn, Loé...) provenant de l'escarpement de la Lim-Bocaranga atteignent rapidement leur profil d'équilibre. Le cuirassement se généralise. On relève l'aplanissement légèrement déboîté de la Bolé qui a tendance à étendre son bassin aux dépens d'un affluent de l'Ouham: la Sing (6°14'-15°40') qui longe cet escarpement secondaire.

Ces plateaux se prolongent à l'est jusqu'aux sources de la Nana Barya (Fig.15). Au nord par contre, le bassin de la Pendé apparaît comme une entaille au milieu de ces plateaux: les replats cuirassés y sont secondaires à côté des sols jeunes sur gneiss et amphibolites. La végétation soudano-guinéenne y fait d'ailleurs place à la végétation moins humide de type médio-soudanien: savane à Isoberlinia-Monotes-Uapaca.

Entre Bocaranga et Ndim, cette surface d'aplanissement paraît très dégradée. On l'identifie à partir de quelques buttes cuirassées, elles-mêmes surplombées de chaos granitiques en boules. On peut rattacher à cet aplanissement le replat de la Lim moyenne ou de Mbéré-Guili (7°16'-15°32').

IV.5 Escarpement séparant les plateaux de Bouar - Baboua de la surface centrafricaine.

IV.5 - 1 Diversité de l'escarpement.

Cet escarpement est diversifié en fonction du soubassement géologique et surtout des conditions structurales. La différence d'altitude, presque insensible sur le 7ème parallèle, dépasse 300 mètres à l'ouest de Bouar. L'escarpement peut être unique ou présenter un replat intermédiaire. Il est compris entre les niveaux cuirassés figeant ces deux surfaces d'aplanissement.

Figure 11 : Escarpement du plateau de Baboua autour de Bondiba

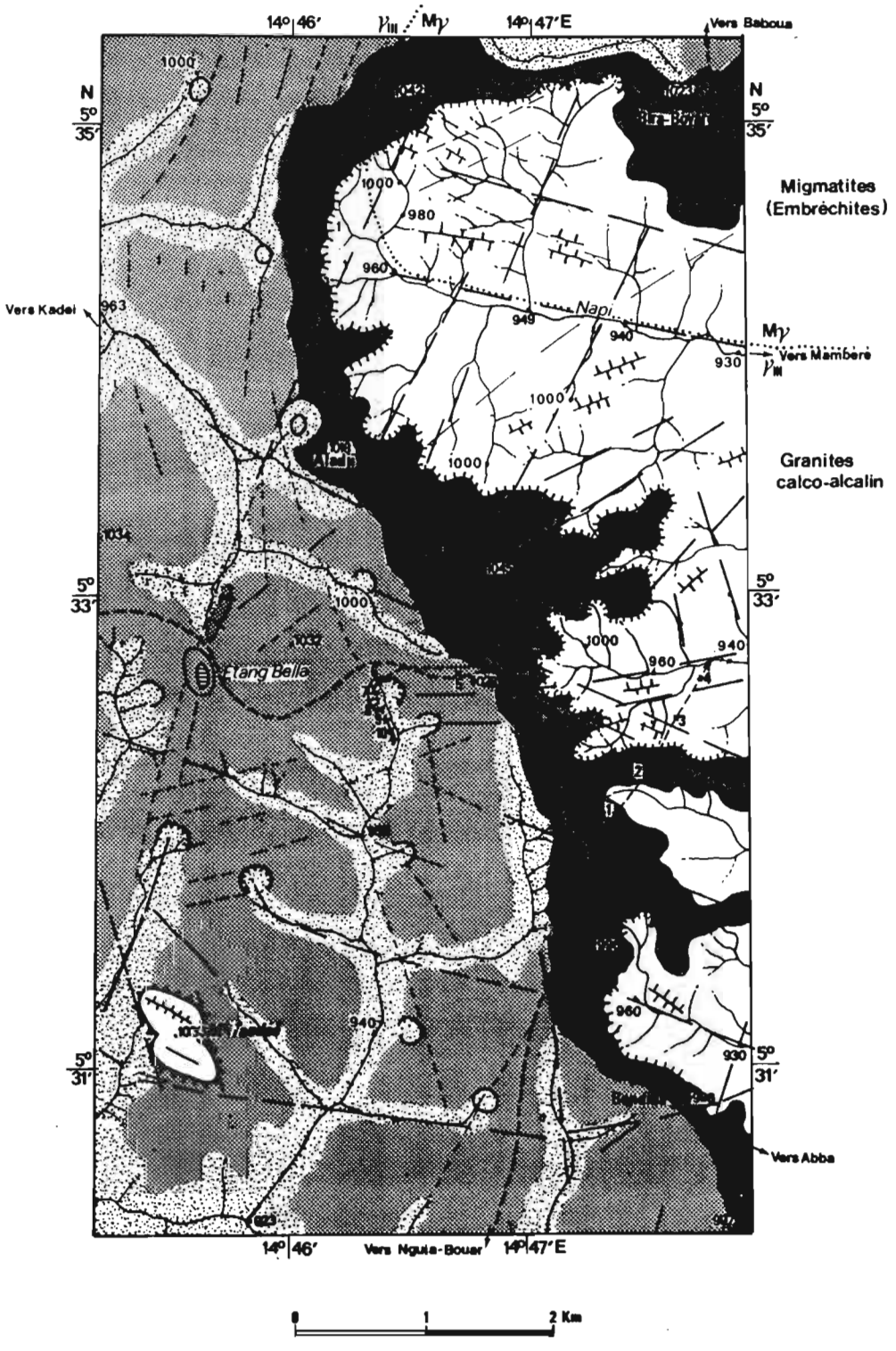


Figure 21: Escarpement du plateau de Baboua autour de Bondiba.

Au sud de Baboua, la piste de Nguia-Bouar suit localement l'interfluve entre les bassins de la Kadei et de la Mambéré qui correspond au rebord de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua, compris entre 1 003 et 1 045 m dans ce secteur, situé sur granite tardi-orogénique et migmatite au nord. En dehors des entailles dégagées par l'érosion, la roche n'apparaît guère que dans des reliefs résiduels (Mt. Tandoé, 1 033 m). Sur granite, l'induration n'est pas très accusée; elle peut être soulignée par quelques lakéré.

Les vallons y sont relativement étroits et incisés, permettant à la végétation d'y être protégée (Syzygeraies à Syzygium guineense var. macrocarpum cf p. 55 Not. 104, ou "bois de ravins" d'A.AUBREVILLE-1949). Les têtes de marigots correspondent assez souvent à de petites structures circulaires, cirques de suffosion. L'une d'elle incisée sur le plateau est exceptionnelle: elle correspond à l'étang Bella déjà signalé par l'explorateur MIZON en 1895.

Le bassin supérieur de Napi est révélateur de l'utilisation des discontinuités structurales dans le creusement des entailles et le recul des fronts-crêtes. L'érosion différentielle met à nu des dos de baleines granitiques, à côté de lambeaux protégés de l'érosion par des boqueteaux résiduels de forêt dense semi-humide (cf toposéquences de Bondiba fig. 5 - Y.B.1982c).

L'escarpement est caractérisé par l'absence d'induration, dès que la pente est accusée, et la présence de sols jeunes, peu évolués. Le manque de réserves hydriques de ces sols entraîne le développement d'une végétation moins humide: les savanes médio-soudaniennes à Isoberlinia - Monotes - Uapaca, suivant l'escarpement, s'enfoncent profondément à l'intérieur du domaine soudano-guinéen.

On peut subdiviser cet escarpement en plusieurs secteurs.

IV.5 - 2 Escarpement de la Kadeï.

Au sud, de part et d'autre de la frontière camerounaise, le passage du plateau de Baboua - Bétaré Oya aux bassins Kadeï - Boumbé I et II se traduit morphologiquement par un léger escarpement mais surtout par le tracé heurté et les chutes de la Kadeï et surtout d'Oudou dont J.HURAULT (1967) a démontré l'origine structurale. Cet auteur (cf pp.23-24, fig.17) les a prises (dans le système G S2) comme type de chutes résultant du blocage de l'érosion regressive par une discontinuité dans la direction des diaclases.

IV.5 - 3 Escarpement est de Baboua.

L'escarpement est de Baboua (entre Nguia-Bouar: 5°13'-14°44' et Dompta: 6°18'-15°07'), sans conteste structural, est commandé par la faille N10°E Yoyo-Boyo (5°23' - 14°59' et 5°40' - 15°08'). Cet escarpement est composite. Entre le rebord induré du plateau de Baboua (cf Fig.11, séquence de Bondiba) et le bassin d'Abba (5°20'-15°09') sur la Mambéré ou de Béwiti (5°49'-15°13') sur la Nana, l'escarpement est en moyenne de 300 mètres. Il peut être abrupt (à Babini: 5°56'-15°05') ou composite avec un replat intermédiaire de 10 à 15 km de large. C'est notamment le cas des bassins amont de la Bongo (5°23' - 14°49') ou de la Yoyo (5°28' - 14°52'). Les torrents entaillent cet escarpement suivant les directions de fracturations conjuguées (N120°E) à la principale (N10°E). Cependant la "vague d'érosion régressive" progresse plus ou moins vite suivant l'intensité du diaclasage. Certains de ces torrents incisent avec peine le replat (Yoyo, Bongo) tandis que d'autres l'ont disloqué jusqu'à la corniche cuirassée de Bondiba (Napi: 5°35'-14°46', Youma :5°26'-14°48', Lisim :5°22'-14°42'). Cet aspect qui ressort sur les cartes morphopédologiques et morphostructurales de Bétaré Oya avait été signalé par J.HURAULT (1967, fig 18-19).

L'influence structurale prédominante explique la morphologie hétérogène et discontinue de cet escarpement. Les cours d'eau utilisent les moindres discontinuités structurales, ce qui explique les variations du tracé de

Figure 12 : Entaille des plateaux de Meiganga-Bouar (surface 1000 m) par la Nana, Séquence de Dompta

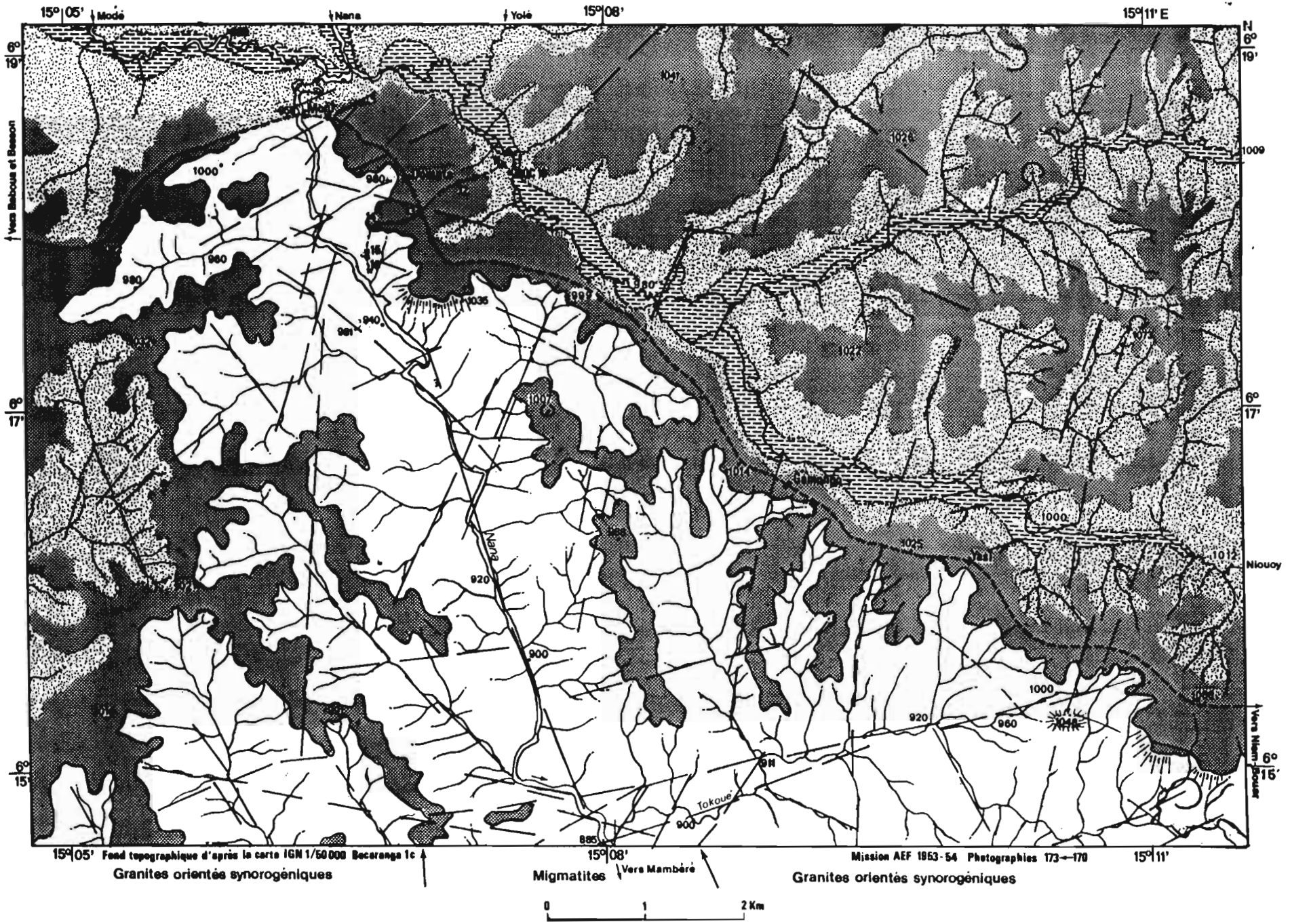


Figure 12: Entaille des plateaux de Meiganga-Bouar (surface 1 000 m) par la Nana. Séquence de Dompta 6°20'-15°10'E.

Au coin sud-ouest de la feuille Bocaranga, la Nana incise profondément sa vallée vers l'intérieur de l'escarpement des plateaux de Bouar-Baboua. Pour ce faire, elle profite à la fois d'une discontinuité lithologique: un lambeau de migmatite (anatexite à biotite et amphibole) enfoncé en coin au milieu de granites orientés synorogéniques, mais également d'un réseau de fracturations conjuguées (N50-60°E), pour pénétrer plus profondément vers l'intérieur du plateau.

A proximité du village de Dompta (et du site protohistorique Nana-Modé découvert par N.DAVID et P.VIDAL, 1980), la Nana, venant du nord (cf Fig.8), reçoit l'apport de ses deux affluents: Modé et Niouoy coulant dans le prolongement l'un de l'autre. A une cote voisine de 960 m, ces trois rivières ont atteint leur profil d'équilibre. A peine entaillées dans la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua, elles coulent dans une vallée alluviale large de deux à quatre cents mètres.

Le contraste est frappant avec le modelé de l'entaille. Dès le confluent, la Nana s'engage, en suivant une ligne de fracturation, dans une vallée incisée en V. On n'observe pas de chute mais une succession de rapides. Dans ce modelé juvénile d'érosion la maille du réseau hydrographique devient beaucoup plus fine, dendritique. L'un quelconque des petits affluents de la rive gauche de la Nana pourrait bien un jour capter le Niouoy dont la vallée sénile longe de trop près l'escarpement, non protégé par l'induration, qu'emprunte la piste Besson-Niem. Le contraste des sols et de la végétation a été étudié dans la séquence de Dompta (cf. Y.B. 1982c, pp.13-14), tandis que le profil BOC 10 était pris comme type des sols hydromorphes moyennement organiques (cf. Not.100, pp.92-95).

Figure 12. Toposéquence de Dompta

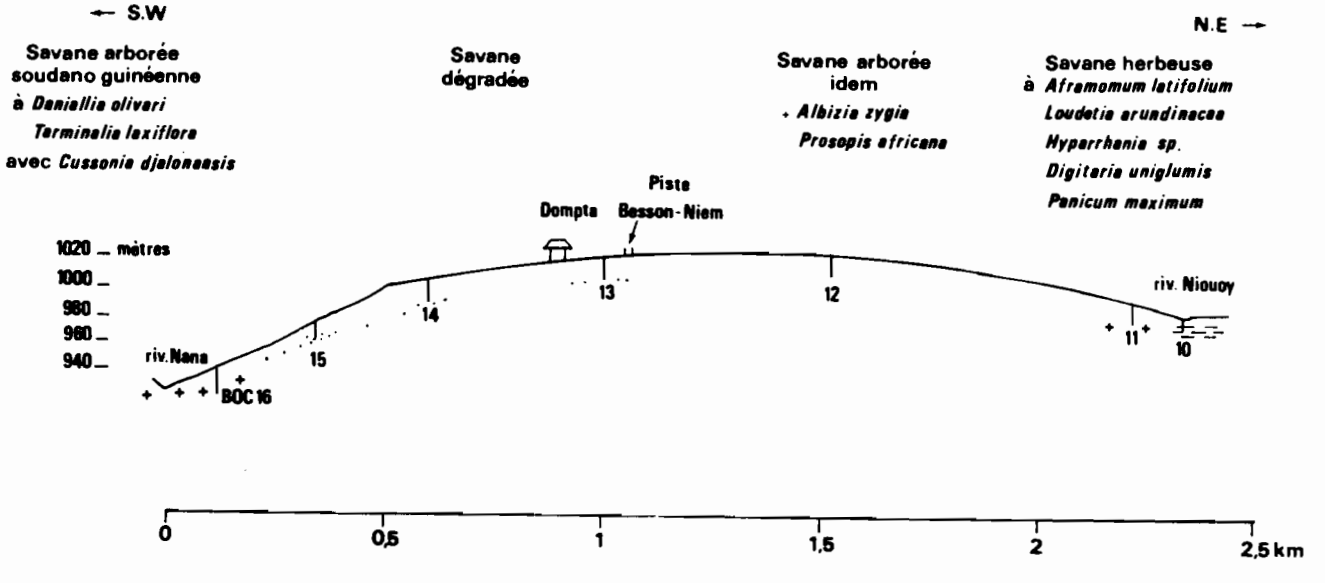
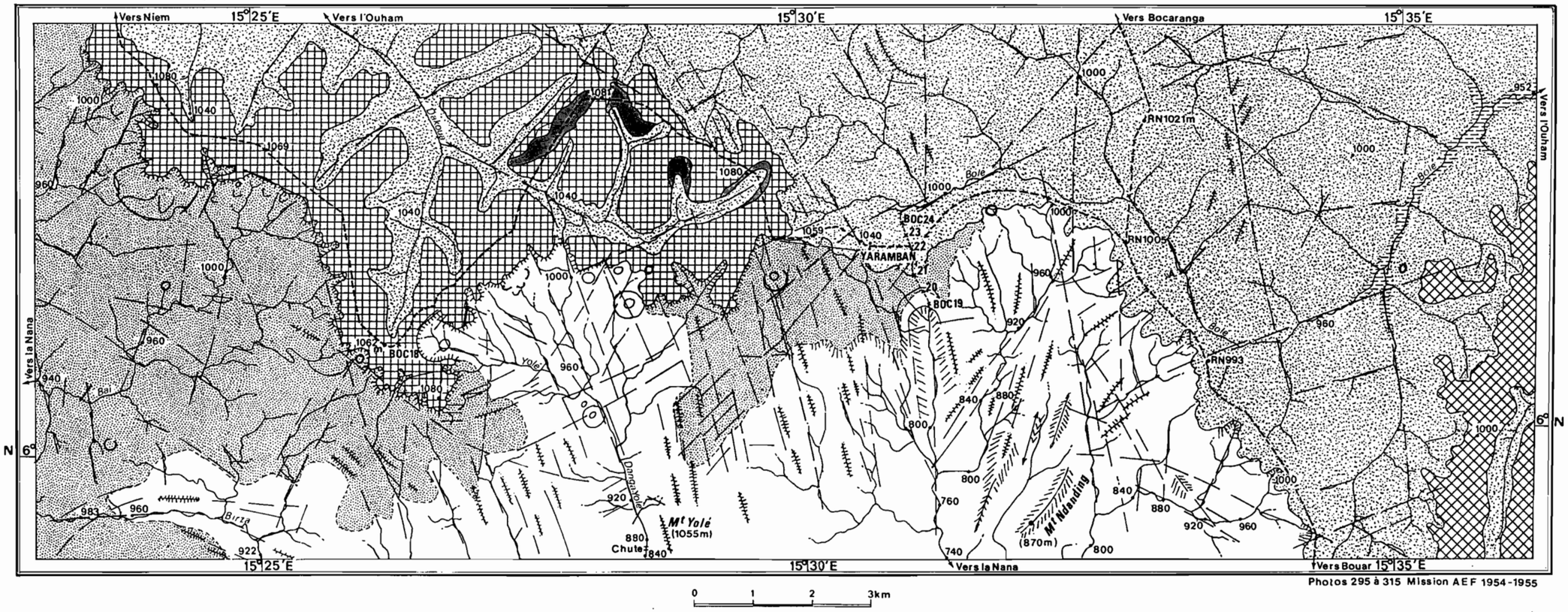


Figure 13. Entaille des plateaux de Bouar (1000m) par les affluents de la Nana au niveau des sources de la Bolé - Séquence de Yaramban (Granites synorogéniques)



Photos 295 à 315 Mission AEF 1954-1955

Figure 13: Entaille des plateaux de Bouar (surface 1 000 m) par les affluents de la Nana au niveau des sources de la Bolé. Séquence de Yarambam 6°N - 15°30'E.

En limite des feuilles Bocaranga-Bouar, la piste Niem-Bouar emprunte l'interfluve Congo-Tchad que suit le rebord méridional des plateaux de Bouar: surface d'aplanissement localement drainée par des affluents de l'Ouham-Chari. A l'ouest, le plateau est assez nettement induré dans le petit bassin de la Dakoua: de petits lakéré encadrent les têtes de vallons; une corniche cuirassée borde le plateau. A l'est, dans le bassin de la Bolé, l'induration est faible; le granite apparaît parfois à nu. Après une quinzaine de kilomètres de parcours, la Bolé coule paresseusement dans une plaine alluviale. Le réseau hydrographique est de type polyédrique ou rectangulaire à maille large de 1 à 2 km.

Le contraste est frappant de ce modelé sénile avec l'entaille juvénile où le réseau hydrographique dendritique est à maille beaucoup plus fine. Ce réseau emprunte des directions de fracturation N 160° E, notamment la Danga et la Yolé; ces fractures facilitent la pénétration de la vague d'érosion régressive. A "l'érosion normale" se sont ajoutés les effets de la dénudation due aux défrichements culturaux, au surpâturage et à l'établissement de la route Bouar-Bocaranga. Ces facteurs ont favorisé le développement, à l'intérieur du manteau d'altérites granitiques, de ravines du type lavaka, dépassant 30 mètres. De telles ravines sont très exceptionnelles en Centrafrique. On retrouve une des conclusions de F.LELONG (1969): sur roche cristalline acide, l'altération est lente, mais progressive, pénétrante; la dégradation est sans fin.

La Bolé longe cet escarpement à moins de cinq cents mètres. Elle risque d'être captée un jour par un affluent de la Yolé comme un affluent oriental de la Dakoua l'a été par la Danga: la piste de Niem suivant l'interfluve recoupe cette vallée sèche vers 6°02'20" et 15°27'30" E. Au coin S.W de la figure, on note que des barres rocheuses, encadrant la Birza, ont protégé de l'érosion régressive le bassin supérieur du Bay qui apparaît suspendu au-dessus de l'entaille, tout en étant au-dessous de la corniche cuirassée de l'interfluve.

La toposéquence de Yarambam est évoquée in Y.B.1982c (pp.15-16).

La végétation très dégradée de part et d'autre de la piste est soudano-guinéenne au sommet de l'escarpement avec toutefois la présence de karité; elle est par contre médio-soudanienne (à Isoberlinia et Monotes) au-dessous de 900 mètres.

leurs cours et de leurs profils en long, à l'intérieur de cet ensemble granitique. Le recul du "front-crête" n'est pas uniforme; il présente des indentations.

Le système morphogénétique suivant lequel évolue cette région granitique (G), sous savane (S), comprise entre Bétaré Oya et Baboua est qualifié de système GS2 par J.HURAULT (1967) qui le caractérise ainsi:
- le processus dominant est le creusement du lit des rivières,
- le creusement s'accompagne d'une division de la maille,
- les versants évoluent à la fois par recul et par abaissement.

Nous estimons comme cet auteur qu'on ne peut parler d'une impuissance des cours d'eau à régulariser leur profil. Le recul des chutes et rapides, d'aval en amont, est un des facteurs essentiels de la morphogénèse.

Une forme de relief remarquable caractérise ce système GS2: l'opposition entre recul des versants et solifluxion conduit à une brisure du profil et à des formes en coupole surmontées d'un "téton", de pente forte (40 à 50%), sans qu'il y ait en général dénudation de la roche. De telles formes s'observent tout au long de l'abrupt aval de l'escarpement vers 14°58'.

IV.5 - 4 Escarpement de Bouar (Fig.13).

L'escarpement de Bouar qui s'étend entre Dompta (Fig.12 - 6°20'-15°10') et le seuil de Wen-Kolo (950m - 5°58' - 15°49') apparaît sous la dépendance du prolongement N80°E des fractures limitant le fossé de Bozoum dans le bassin Nana - Yolé, de ses directions de fracturations conjuguées (cf. faille de la Yolé N145°E, faille de la Nana) mais aussi d'hétérogénéités lithologiques (migmatites de la Nana et granites de Bouar). Pour cet escarpement, il faut bien faire la distinction entre la corniche cuirassée amont que suit de près la piste Niem-Bouar et l'abrupt aval de 250 - 300 mètres dont la route Bouar-Baboua longe le pied jusqu'à Bewiti. En raison de la perméabilité réduite du substrat et surtout de la pente, une belle savane médio-soudanienne se développe localement sur cet escarpement, dans un environnement soudano-guinéen plus humide.

La ligne de partage des eaux Congo-Tchad emprunte le seuil de Wen-Kolo avant de suivre la corniche cuirassée jusqu'à Niem. Bouar se situe sur un chaos granitique, éperon rocheux reliant le soubassement du plateau gréseux de Gadzi-Carnot à la surface d'aplanissement 1 000 mètres de Bouar-Baboua. Cet éperon sépare le bassin versant de la Sangha (Nana) de celui de l'Oubangui: la Lobaye y prend sa source.

Figure 14 : Entaille de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua près de Kayanga

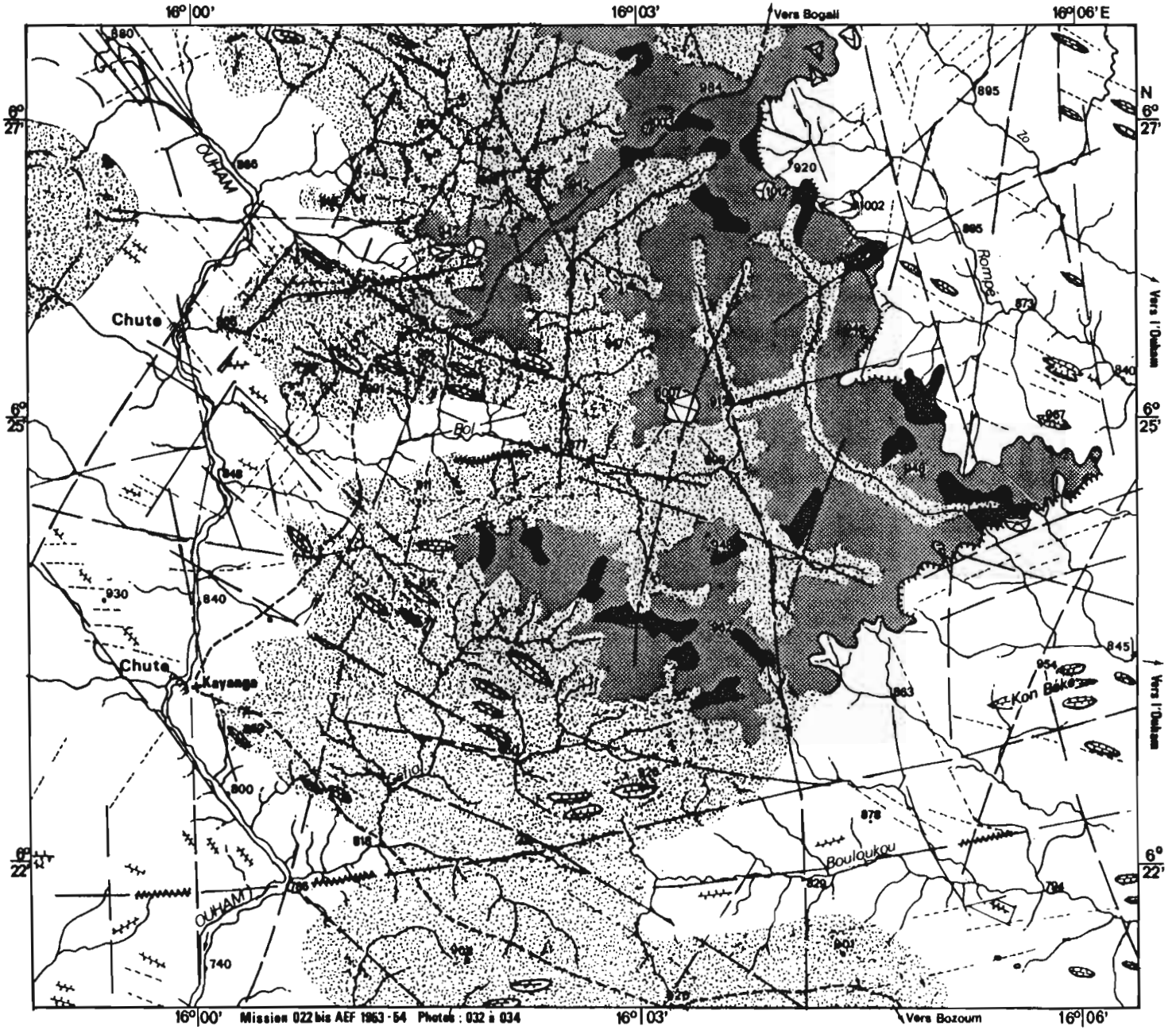


Figure 14: Entaille de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua près de Kayanga.

Du kilomètre 20 au pk 100, l'Ouham coule entre 1 000 et 900 m vers l'E-NE, sur la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua. Après avoir reçu l'apport de la Youé, elle oblique vers le sud. Le long du 16è méridien Est, elle descend l'escarpement de Boïna-Bogali par une série de coudes en baïonnettes empruntant des directions de fracturations conjuguées N40° et 140°E; ce parcours est jalonné de rapides et de petites chutes. Entre celles de Kayanga (pk 126) et les rapides du pk 135, l'Ouham passe de la cote 840 à 710, ce qui correspond à une pente de 14,4 p.1 000.

Le soubassement du secteur est à base de granites syn-orogéniques avec intercalations de migmatites dans la vallée de l'Ouham. Au nord-est, les bassins Rompé-Zo sont incisés dans un granite post-orogénique: le modelé y est beaucoup plus vif. Les affleurements de granites anciens sont orientés avec une direction principale incurvée du N-O vers l'E-SE. Ils sont encadrés par un réseau très dense de fractures et de diaclases. Au sud du secteur, on remarque surtout une faille de direction N80°E, bordée de mylonites. Un peu plus au sud (vers 6°20'N), le filon mylonitique de Bara qui lui est parallèle, marque la bordure nord du fossé de Bozoum.

A l'est de Kayanga, subsiste un lambeau perché de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua, voisin de 950 mètres d'altitude. Quelques chicots granitiques le surmontent. L'induration ferrugineuse est assez peu marquée sauf au niveau des petits lakéré en fer à cheval qui encadrent les sources. Ce lambeau est drainé par le bassin supérieur du marigot Bol; l'incision y est faible et le réseau hydrographique est à maille rectangulaire d'ordre kilométrique. Une corniche cuirassée plus ou moins marquée sépare ce lambeau d'aplanissement de l'entaille orientale correspondant aux bassins Bouloukou-Rompé-Zo. Le réseau y est ramifié, dendritique. L'incision accusée dégage de nombreux dômes de flancs (Kon Béké 954 m.) ou dos de baleine granitiques.

Au lieu des savanes soudano-guinéennes habituelles sur les plateaux de Bouar, on observe dans ce secteur les savanes boisées médio-soudaniennes de l'escarpement: le démantèlement du plateau est avancé et les réserves hydriques de ces sols réduites.

Fig. 15 Entaille du plateau de Bouar (surface 1000 m) aux sources de la Nana-Barya - séquence de Bogali

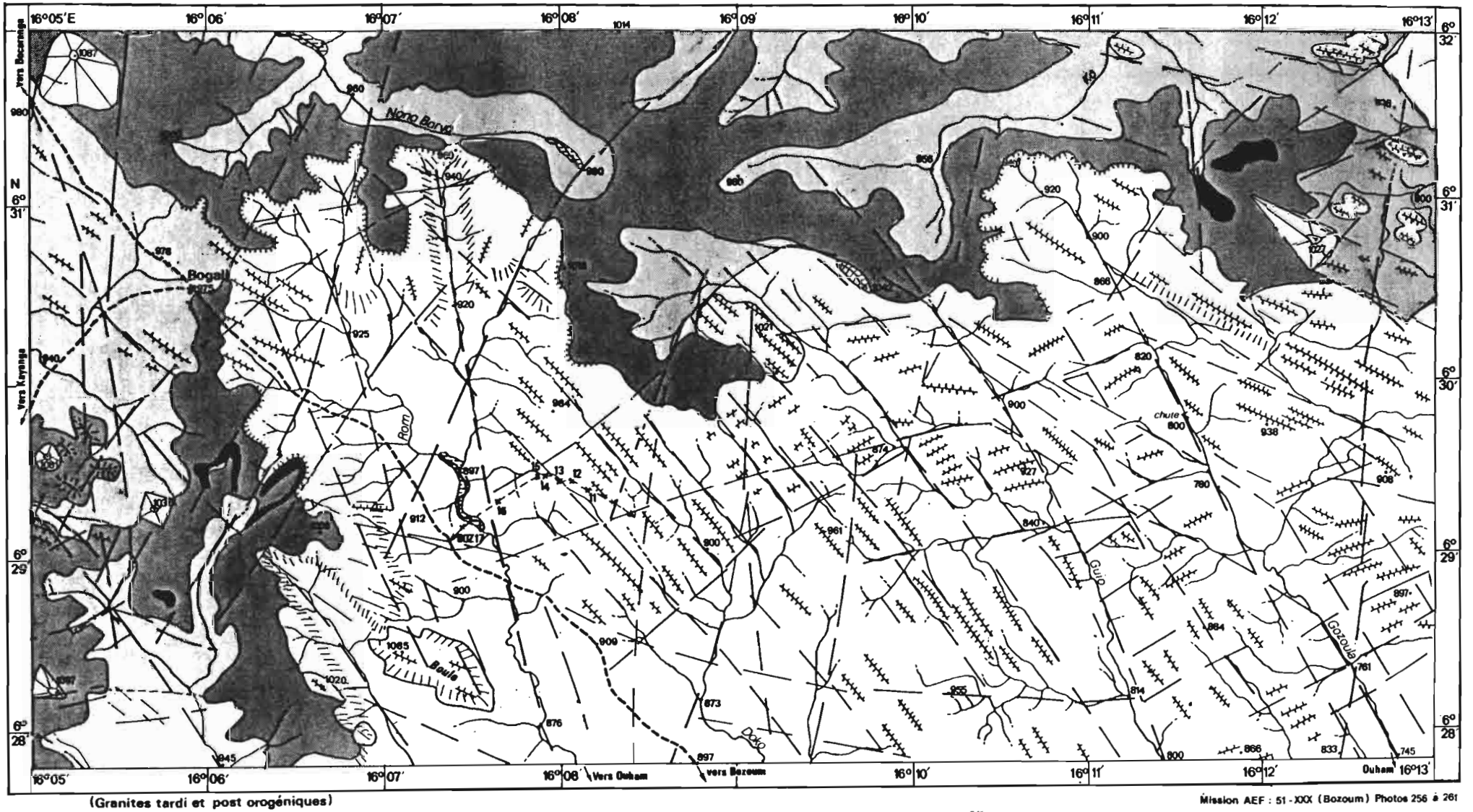


Figure 31: Entaille du plateau de Bouar (surface 1.000 m) aux sources de la Nana Barya. Séquence de Bogali.

Juste à l'est de la piste Bozoum-Bocaranga, près de Bogali, la surface des plateaux de Bouar, voisine de 1.000 mètres, est drainée par la Nana Barya qui, coulant vers le nord, ne rejoindra l'Ouham qu'à la frontière tchadienne, après un détour de plus de trois cents kilomètres, alors qu'à sa source, il n'est distant de cette rivière que d'une quinzaine de kilomètres. Juste à l'est de cette source, le Ko se dirigeait autrefois vers le nord et la Bilougon; c'était donc un affluent de la Nana Barya. En raison d'une capture d'origine structurale, il rejoint le Zo et donc l'Ouham, en aval de Bozoum. De la même façon, le torrent Bom pourra un jour capter la source de la Nana Barya (en 6°31'20"-16°07'25").

Toute la région repose sur granite. La surface d'aplanissement est moyennement cuirassée: cuirasse pseudomorphique (BOZ 18) à nombreux quartz clastiques, carriés. Près de l'escarpement, elle renferme de l'hématite et des quantités assez importantes de gibbsite, en raison du bon drainage. Cette surface est surmontée de chicots et de petits inselbergs granitiques (cf cotes 1.042, 1.087, 1.097 m). De tels chicots, dégagés par l'érosion différentielle dans l'escarpement de Bozoum, peuvent aboutir à des dômes importants comme le Boulo (1.085 m). Parmi les directions de fracturation, encadrant ces affleurements, on relève l'orientation préférentielle N 140°E: c'est celle des divers affluents du torrent Doko qui entaillent l'escarpement, en empruntant les directions des diaclases qui dissèquent ces reliefs. Plus à l'est, le Gozoulà semble hésiter entre deux directions de fracturations: N 150°E et N 120°E. Une chute le fait tomber au-dessous de 800m.

Contrairement à la végétation soudano-guinéenne du plateau (à Daniellia oliveri et Lophira lanceolata), la végétation de l'escarpement est de type médio-soudanien comme celle du fossé de Bozoum. Les savanes boisées à Monotes-Uapaca, mêlées de Butyrospermum paradoxum, y alternent avec les savanes arborées à Burkea-Lophira mélangées de Cussonia djalonensis, Protea madiensis, Anogeissus leiocarpus.

Les sols peu colorés sont constitués d'une association de sols jeunes d'érosion: lithosols, sols lithiques, sols ferrallitiques pénévolués (cf toposéquence de Bogali avec la coupe représentée et le profil type décrit pp.78-81 - fig. 16 - in Notice 100 - 1983a)

Figure 15. Toposéquence de Bogali ou de la Bom
(6°29'30"N - 16°07'30"E)

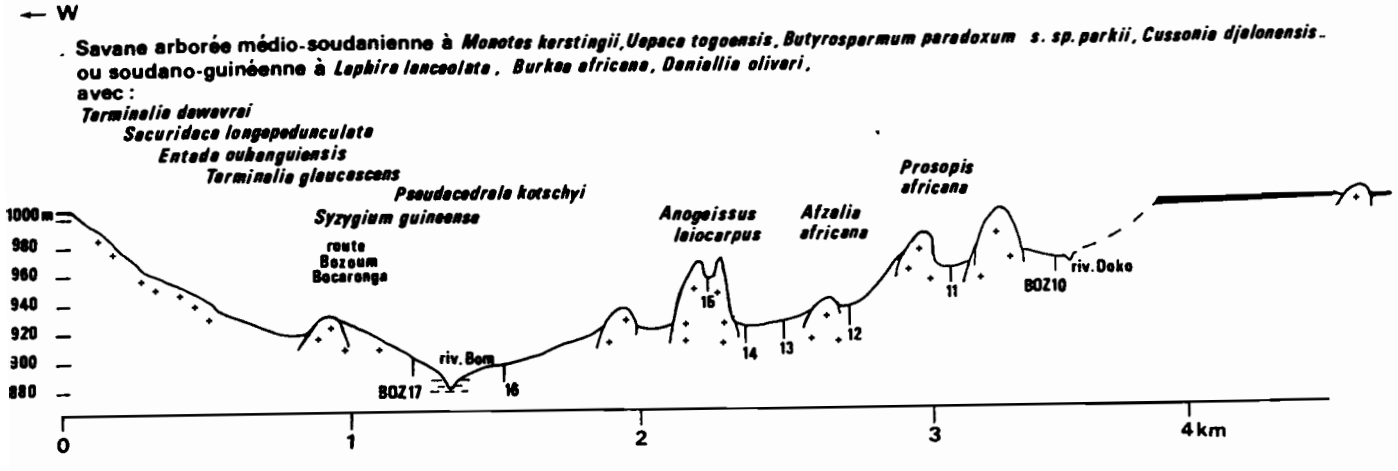


Figure16 : Dômes de flancs granitiques surplombant le fossé de Bozoum à Hay

Figure 16: Dômes de flancs granitiques surplombant le fossé de Bozoum, à Hay.

A Hay, situé à l'E-SE de Kayanga, s'observe un passage brutal entre l'escarpement de Boïna-Bogali et le piémont, constitué par le fossé d'effondrement du bassin de Bozoum, rattaché lui-même au piémont tchadien. Le contraste morphologique repose sur une différenciation lithologique. Le glacis de piémont est tapissé par un cuirassement (BOZ 19: très haut-glacis) qui vient au contact du "knick" de raccordement; les directions structurales relevées sont de type SW-NE.

N. DONNET (1978) qui en a donné une description détaillée, parle des "inselbergs de Hay"; le terme est impropre. Vus du glacis, les reliefs granitiques de Gougoun et Bara ont bien l'aspect de pains de sucre mais ils s'agit en fait de dômes de flancs, appuyés au N.W sur l'escarpement de Boïna-Bogali. Outre la direction principale de fracturation N 120°E, celle du Nouen, on en observe deux autres N 80° et 160°E. Le granite évolue par fracturations, diaclasage, exfoliation, formation d'arènes, de vasques... L'exfoliation de plaques rocheuses sur les pentes se fait en fonction des directions de diaclasage.

Dès que la pente dépasse 50 p.100, les flancs du dôme sont dénudés mais il est remarquable de constater que sur des pentes voisines de 45 p.100 des lambeaux, épais de quelques mètres, de sols isolés peuvent encore se maintenir en équilibre. Ces lambeaux pédologiques sont en position instable; le déséquilibre qui a entraîné la dénudation de ces dômes est donc récent.

IV.5 - 5 Escarpement de Boïna (6°11'-15°59') - Bogali (6°31'-16°06').

L'escarpement SW-NE entre Bouar et Taley s'accentue progressivement après le seuil de Wen-Kolo dans le bassin de l'Iriyi (cf. fig.9 in Y.B. 1982c), situé dans le prolongement SW du fossé de Bozoum. Entre Boïna et Taley (6°40'-16°23'), il dépasse trois cents mètres. Les cartes morphostructurale et morphopédologique à 1/200 000 montrent combien les dômes de flancs granitiques sont dégagés par l'érosion en fonction des directions de fracturations conjuguées qui expliquent le tracé heurté en baïonnettes ou en zig-zags de l'Ouham et de la Bolé, ainsi que la succession de rapides qui les font chuter de plus de 200 mètres (Fig.14)

L'escarpement peut être abrupt ou s'échelonner sur 15 km de largeur. Il est très divers. On peut y observer un knick de raccordement des dômes granitiques à l'aplanissement cuirassé du fossé de Bozoum, c'est le cas du massif Samba (autour de 6°33" - 16°24') ou du massif de Hay (Fig.16), isolé au sud de la grande fracture (Bara - Rompé - Zo - Ouham). La corniche cuirassée comme celle qui protège le bassin du Bol, au curieux réseau à mailles rectangulaires (Fig.14) disparaît progressivement à l'est de Bogali (Fig.15), tandis qu'encadrant les dômes de flancs, ressortent les directions de fracturations conjuguées (Fig.16).

IV.5 - 6 Escarpement nord de la Pendé ou de Paoua - Baïbokoum.

En raison de l'extension de l'entaille dans les gneiss et amphibolites du bassin amont de la Pendé, l'escarpement est démantelé au nord de Taley. Il prend un aspect en croissant dont la base est longée par la piste Taley-Paoua, via Bilagaré (6°46'-16°08')-Bélé (7°04'-16°13'), le sommet correspondant à la ligne de crête séparant les deux entailles de la Nana-Barya et de la Pendé. On le retrouve à l'W-NW de Paoua en suivant le tracé tourmenté, fortement influencé par la structure, de la Pendé et de ses affluents: Siboué, Dokou (7°21'-16°09') avec des rapides, des chutes (notamment celle de Pembé-Dololo: 7°19'-16°09'), des coudes brusques, des gorges qui empruntent fréquemment des axes curvilignes de fracturations.

Dans le prolongement de cet escarpement, on observe au nord de la frontière tchadienne, les monts Koumbala ou Mbala (7°36'-15'52'). Ce groupe d'inselbergs est encadré par deux ou trois directions de fracturations: N130° - 140° - N80 ou N60°E. J.HURAULT (1967, cf. pl. XIX, fig. 33) le considère comme résultant de la fragmentation d'un massif ayant fait l'objet d'une dénudation totale. Ce sont les vestiges d'un relief dissymétrique GS1 à front-crête. L'évolution dans cette région s'est faite à partir d'une tectonique cassante

avec des directions de diaclases fortement marquées et très continues.

De là, cet escarpement rejoint vers le SW, par Mann (7°23'-15°29'), l'escarpement sud du fossé de la Mbéré, auxquels correspondent en Centrafrique les petits bassins perchés et érodés de Mbéré (7°26'-15°27') et Ngaoundaye (7°29'-15°37').

En conclusion, l'étude morphologique montre l'influence prépondérante de la lithologie et surtout de la structure dans le développement des escarpements qui encadrent les plateaux de Bouar-Bocaranga. Le relevé des importants linéaments sur les images Landsat le confirme (Y.B.1977d-78). Les directions linéamentaires les mieux représentées dans cette région sont N60-70°E (autrefois appelées "direction somalienne" ou ligne de l'Adamaoua) avec les directions conjuguées N140° jusqu'à 17°E (ex "direction érythréenne"), ainsi que N30°E ("ligne du Cameroun").

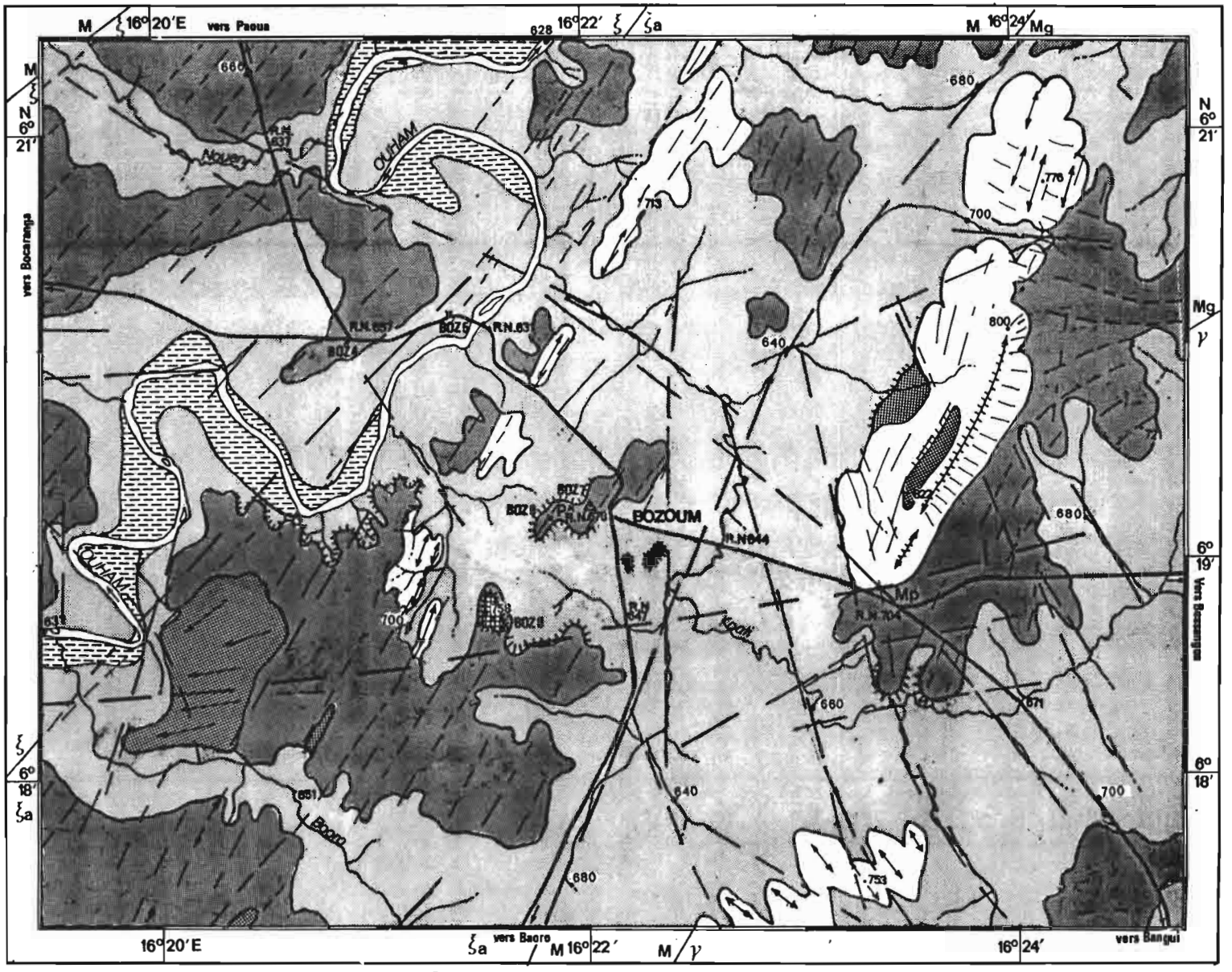
Ce vieux socle paraît "couturé de cicatrices" comme l'a confirmé l'étude structurale de M.CORNACCHIA (1980). J.L.POIDEVIN (communication personnelle) insiste sur deux points. On ne devrait pas parler de "horst" car les roches profondes (du type granulite ou charnockite) affleurent au sud du grand accident Bozoum-Ndélé. Par ailleurs, des surfaces d'aplanissements de moins de 100 M.A. ne peuvent avoir été conditionnées par des failles de plus de 600 M.A. qui sont pour l'essentiel des décrochements.

Au Cameroun, on considère pourtant (A.LE MARECHAL et P.M.VINCENT 1971) l'Adamaoua comme un horst. Surtout, même si l'origine des fractures est ancienne, elles ont puissammment rejoué à la fin du Mésozoïque, comme le prouve l'importance du métamorphisme crétacé, de type pyrénéen, reconnu récemment dans le bassin de la Mbéré.

Il serait d'ailleurs surprenant qu'il n'y ait eu aucun contre-coup de l'ouverture et du remplissage de la fosse de Doba-Birao. M.CORNACCHIA l'évoque assez explicitement: "les lignes de faiblesse potentielle rejoueront à différentes reprises durant les temps phanérozoïques". De même "la présence de filons de dolérite...exempts de toute tectonisation ainsi que d'une rhyolite présentant ces mêmes caractéristiques permet de dater cet épisode de distension Eocène. La rhyolite centrafricaine pouvant correspondre à la mise en place des granitoïdes ultimes du Cameroun. Il n'est pas possible de préciser par contre l'époque correspondant aux décrochements... L'existence d'un métamorphisme crétacé au Cameroun, en relation avec les failles de la Mbéré, pourrait leur correspondre". Cet auteur évoque même "l'exhaussement subactuel du massif de Yadé".

Outre l'observation de placages d'altérites subsistant isolés sur les flancs des reliefs granitiques de Hay (Fig.16), Y.LUCAS (1982) signale que le lit actuel de la Pendé est localement surmonté de dépôts de terrasses

Figure 17 Site de Bozoum (NB 33-XVII) photos 178 ← 174
Niveaux cuirassés étagés dominant l'Ouham



ξ : Micaschistes ξa : Amphiboloschistes M : Migmatite γ : Granites synorogéniques

0 1 2 Km

Figure 33: Site de Bozoum. Niveaux cuirassés étagés dominant l'Ouham.

Le fossé de Bozoum, encadré au nord-ouest et au sud-est de reliefs granitiques, est occupé par une succession de bandes, allongées du sud-ouest vers le nord-est, de micaschites (à l'ouest de l'Ouham), passant à des amphiboloschistes à l'est de l'Ouham, puis à des migmatites, la limite étant soulignée par une direction de fracturation. La mission protestante (Mp) s'adosse à une échine migmatitique (cote 822) encadrée de glacis cuirassés de piémont.

Sur les amphiboloschistes, sont conservées quelques buttes témoins de cuirasses anciennes, renfermant de très faibles quantités de résidus quartzeux. La plus élevée (BOZoum 8 - cote 758) est une cuirasse massive, de type "intermédiaire", à couleurs contrastées, rouge foncé (10 R 3/6) ou jaune (10 YR 6/6), à goethite importante. Sur le rebord de la butte de la préfecture (P), à une altitude moins élevée (680 m), la cuirasse BOZ 6 est d'un type "intermédiaire" plus représentatif, massive avec rares vacuoles d'aspects contournés, de couleurs jaunes (10 YR 5/6 - 7/6 - 4/4 - 2/2), avec goethite très importante. Située à proximité (cote 675), la cuirasse BOZ 7 est plus proche d'un type haut-glacis avec des couleurs finement bariolées: rouge (2,5 YR 3/4), ocre (5 YR 4/6) ou jaune (10 YR 6/6), ainsi que de petites vacuoles à mince cortex; l'hématite y est décelée à côté de la goethite.

De l'autre côté de l'Ouham sur micaschistes, le cuirassement est plus banal avec un résidu quartzeux notable. Sur le glacis cuirassé, au niveau du carrefour Bocaranga-Paoua, BOZ 4 (cote 655) d'aspect haut-glacis: cuirasse massive à vacuoles nombreuses mais petites (cortex ferrugineux brun jaune: 7,5 YR 3/2), proche en fait d'un type très haut-glacis avec gibbsite secondaire bien individualisée, à côté d'hématite et surtout de goethite. Plus près de l'Ouham, BOZ 5 (cote 640) est une cuirasse jaunâtre (10 YR 6/8), bariolée de rouge (2,5 YR 4/6), à nombreuses taches noires manganésifères. Elle se rattache à la moyenne terrasse avec ses nombreux petits galets quartzeux, parfaitement arrondis.

Ainsi l'étagement des cuirasses en fonction de leur ancienneté, de leur degré d'évolution se vérifie à l'échelle du versant, de la toposéquence (2 à 3 kilomètres au plus). Sur matériau comparable, un bon critère du degré d'évolution des cuirasses est donné par le pourcentage de résidus (quartzeux) insolubles à l'analyse triacide; il décroît avec le temps. En dehors du cas particulier de BOZ 8, la teneur en fer décroît (de 56 à 28%) de même que l'altitude de BOZ 6 à 7 - 4 et 5, tandis que le pourcentage de résidus s'accroît (de 1 à 23%).

A noter que les divagations de l'Ouham dans le fossé de Bozoum sont de faux méandres, liés au réseau de fracturation. Les seuils rocheux n'y sont pas rares (cf. pont de Bozoum).

alluviales de puissance supérieure à 5 mètres, fortement entaillés par la Pendé actuelle, qui "suggèrent un rajeunissement récent (Quaternaire?) du massif de Yadé ou du moins de certains compartiments de celui-ci".

IV.6 Le cuirassement au nord-ouest du Centrafrique

Dans l'hypothèse de P.SEGALEN de surfaces d'aplanissement étagées, les plus anciennes étant les plus élevées, on pouvait s'attendre en gagnant de l'altitude à rencontrer des niveaux cuirassés de plus en plus anciens, et notamment les niveaux bauxitiques déjà décrits dans l'Adamaoua camerounais, ces niveaux n'ayant pas été observés en quatre années de prospection intensive dans l'Ouham.

Dans son étude de la feuille Bossangoa-Ouest, le géologue G.GERARD (1954) avait émis une autre hypothèse: "lorsqu'on se dirige vers le sud par la route de Baïbokoum à Bocaranga, on observe des cuirasses latéritiques d'altitude croissante: 500 mètres à Baïbokoum, 750m à Mann, 900m près de Mbéré-Guili, 1 100m aux environs de Borodoul (7°05'-15°32')". Le massif de Yadé pénéplané vers la fin du Précambrien a été mis en relief grâce à un jeu de fractures relativement récentes (tertiaires): fossé de la Mbéré, chutes de Lancrenon... Toujours selon G.GERARD, "on peut supposer que ces lambeaux latéritiques appartenaient à l'origine à une même cuirasse et qu'ils en ont été décrochés par des fractures récentes qui ont mis le massif de Yadé en relief". Il poursuit:"si l'on admet cette hypothèse, il est possible d'apprécier les rejets verticaux successifs qui ont affecté le massif de Yadé entre Bocaranga et Baïbokoum et qui seraient donc de l'ordre de 250 mètres entre Baïbokoum et Mann, de 150 mètres entre Mann et Mbéré-Guili et de 200 mètres entre Mbéré-Guili et Bocaranga, soit un rejet total de l'ordre de 600 mètres!" En 1971, nous estimions que "ces aplanissements étaient érodés et inclinés de telle manière qu'avec le décalage de ces sortes de marches d'escalier très usées, le rejet des escarpements est moins important, trois cents mètres environ".

D'ailleurs, l'hypothèse de G.GERARD supposait les rejets de failles postérieurs au cuirassement. L'inverse est plus probable: le soulèvement de ces plateaux, corrélatif des fossés de la Mbéré et de Bozoum, est - comme les accidents similaires du Cameroun- une conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Sud au Crétacé. Après érosion, un cuirassement s'est progressivement et parallèlement développé sur les divers replats d'aplanissement. Les témoins les plus anciens sont les mieux conservés sur les roches les moins acides c'est-à-dire paradoxalement dans les secteurs les moins élevés tels le fossé de Bozoum (cf Fig.17: site de Bozoum). Telle fut la conclusion adoptée lors d'une tournée commune, effectuée en novembre 1972 avec B.BOULANGE et V.ESCHENBRENNER pour raccorder les "niveaux cuirassés" du Centrafrique à ceux définis en Côte d'Ivoire (B.BOULANGE et al., 1973).

Les sols des plateaux sont des sols anciens, bien drainés, vivement colorés à structure aliatique c'est-à-dire poudreuse, farineuse (grande série de Ouaourou, p.64 in Y.CHATELIN et al., 1972). L'induration, quoique discontinue, n'y est pas rare. Elle est du type "haut-glacis" banal à couleurs rougeâtres ou jaunâtres peu contrastées (dans la gamme 2,5YR-5YR-7,5YR), avec kaolinite assez importante, un peu de gibbsite et d'hématite, goethite assez importante et 25% de résidu quartzeux. Sur le rebord des escarpements, le soutirage des éléments, conséquence d'un meilleur drainage permet la différenciation d'une variante dite "très haut-glacis" avec une matrice rose (10R 6/8-5/8-4/8) piquetée de petits points blancs brillants: gibbsite secondaire, renfermant encore de nombreux petits grains de quartz. Avec 21% de résidu quartzeux, la kaolinite y est présente avec de l'hématite et de la goethite, à côté de gibbsite assez importante.

Quelques échantillons isolés ont été trouvés proches du type bauxitique (BOC 28), mixte (MEI 1) ou intermédiaire (MEI 2, BOC8) mais aucune butte témoin de cuirasse ancienne ne surmonte les plateaux du nord-ouest centrafricain, dans lesquels la boehmite (alumine anhydre) n'a pas été décelée, ceci soit que le matériau ne se prêtât pas à une forte induration soit que sur ces plateaux escarpés, de telles buttes n'aient pu résister à l'érosion.

Voici à titre comparatif, la composition moyenne des 16 cuirasses de type "très haut glacis", 9 cuirasses "haut glacis" comparées à 3 cuirasses "moyen glacis" prises sur le piémont nord à la frontière tchadienne.

sur granite	Résidu	kaol.	ill.	gibb.	hém.	goeth.
16 "tr.ht.glacis"	21	20	1	25	13	20%
9 "haut glacis"	25	27	1	13	7	27%
3 "moyen glacis"	28	35	5	0	6	26%

Les rapports SiO2/Al2O3 sont assez faibles: respectivement 1,09, 1,62 et 1,85 pour ces trois types. Le report sur diagrammes triangulaires des pourcentages relatifs d'alumine, de fer et de silice combinée révèle des cuirasses de composition moyenne: 12 à 35% SiO2, 32 à 60% Fe2O3 et 25 à 50% d'Al2O3, ces dernières proportions étant élevées pour des cuirasses centrafricaines. La discrimination est meilleure en utilisant la silice totale qui varie de 22 à 60%.

En conclusion, ces reliefs du nord-ouest centrafricain sont peu étendus. Ils couvrent 28 400 km2, soit moins de 5 pour 100 du territoire, se répartissant ainsi: 2 130 km2 pour la surface 1 200 m, 14 600 km2 pour la surface 1 000 m et 11 650 km2 pour les reliefs et escarpements rocheux. Prolongement des plateaux du centre Cameroun, ils constituent une unité originale pour le Centrafrique.

Chapitre V: LIMITES DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE.

Le terme de dorsale oubanguienne ou centrafricaine (P.VENNETIER, 1980), appliqué aux reliefs séparant le bassin du Congo de ceux du Tchad et aussi du Nil, paraît impropre. Cette région correspond en effet à une surface d'aplanissement d'altitude moyenne 6-700 m, relevée à près de 1 000 mètres au nord-est sur le flanc du massif du Dar Chala (source de la Kotto) mais également au nord-ouest près de Bozoum. L'ensellement central, à l'est de Dékoa se situe à moins de 550 m. Cet aplanissement surmonte au sud l'entaille du piémont oubanguien, au nord le rejet ou simple affaissement du piémont tchadien. Selon P.VENNETIER (1980): "la retombée du socle est assez brutale en ECA (ou RCA), bien plus progressive au Cameroun"; la réalité est plus complexe.

V.1 Limite nord de la surface centrafricaine

V.1 - 1 Limite à l'ouest du plateau gréseux d'Ouadda

Au nord du 6è parallèle, la base de l'escarpement des plateaux de Bouar est constituée au nord-est par le piémont tchadien (localement fossé de Bozoum) et au sud-est par la surface centrafricaine. La notion de surfaces d'aplanissement étagées en marches d'escalier est trompeuse; on a vu que la différence d'altitude qui atteint 300 m à l'ouest de Bouar n'est plus que de quelques mètres au sud de Nguia-Bouar, sur la frontière camerounaise. Il en est de même au seuil de Wen-Kolo (vers 950m- 5°58'30" - 15°49'30", Wen affluent de la Lobaye et Kolo affluent de la Jouli, de la Bolé et donc de l'Ouham) sur l'interfluve Congo-Tchad. Le plateau gréseux de Gadzi-Carnot ~~arrive~~ pratiquement au ~~contact du~~ plateau de Bouar. La bordure nord de ce plateau gréseux laisse apparaître sur le 6è parallèle des lambeaux cuirassés sur socle, voisins de 900 m (cf. cote 934 - 6°01' - 16°09'), rattachés à la surface centrafricaine. Ils constituent au sud du fossé de Bozoum le pendant des lambeaux cuirassés de Kayanga-Bogali, témoins, comme on l'a vu, des plateaux de Bouar.

Sur ce 6è parallèle, l'escarpement nord de la surface centrafricaine est complexe. De direction sensiblement W.-E., il s'appuie sur de longues échines granitiques allongées S.W-N.E qui constituent en fait la limite méridionale du fossé de Bozoum. Très rapidement vers l'est l'escarpement n'est plus matérialisé; il faut admettre qu'au niveau du bassin moyen de l'Ouham, le piémont tchadien sur socle n'est qu'une portion affaissée - ~~sans~~ rejet vertical comme dans le fossé de Bozoum - de la surface centrafricaine

La limite entre les deux aplanissements reste donc relativement théorique. Partant de ces témoins cuirassés à 900 m, on la prolonge au niveau du 6è parallèle, rattachant ainsi à la surface centrafricaine le bassin supérieur peu incisé de la Baba qui pourtant s'écoule vers le bassin tchadien. A l'est de 17°20', cette limite retrouve une certaine réalité physique: c'est à nouveau, la ligne de partage des eaux Congo-Tchad, jalonnée de buttes témoins de cuirasses anciennes sur charnockites. A noter que la rivière Mpoko, qui se jette dans l'Oubangui, à proximité de Bangui, coule, à sa source, vers le nord sur quelques kilomètres avant d'obliquer brusquement vers l'E.-S.E, suivant une direction linéamentaire. Cette dernière se prolonge sur le versant tchadien où elle est empruntée par les rivières Koro (6°05'-17°20') et Nana (6°16'-17°04'), affluent de l'Ouham (à ne pas confondre avec la Nana de Béwiti, affluent de la Mambéré)

A l'est de 18°, remontant vers le N.E en direction de Bouca, la limite nord de la surface centrafricaine englobe les bassins supérieurs de la Fafa (6°03'-18°23') et de la Komi (6°10'-18°38'), tout comme celui de la Baba (6°20'-17°03'). Contournant le bassin de la Nana-Mandala (6°34'-19°, affluent cette fois du Gribingui et non plus de la Mambéré-Sangha), cette limite reprend celle de l'interfluve Congo-Tchad à partir des sources du Mbi. A ce niveau (6°21'-18°52') d'ailleurs, une légère entaille due à une corniche cuirassée souligne le passage de la surface centrafricaine au piémont tchadien.

Tout comme l'interfluve, cette limite passe par Dékoa puis vers 6°30' N. par une succession de plateaux cuirassés et d'échines ou d'arêtes quartzitiques, celles des Mbrés notamment, en contournant le massif granitique du N.W de Bakala. L'interfluve entre Ouaka et Koukourou suit une succession de plateaux cuirassés et d'arêtes rocheuses essentiellement quartzitiques, aux formes contournées. Dans ce secteur, resté quasiment inexploré, se situe le point le plus bas de l'interfluve Congo-Nil vers 540 m d'altitude (cf.chap.X.7).

L'exemple cité ci-dessus de l'alignement des rivières Koro et Mpoko situées respectivement sur le versant tchadien et oubanguien confirme seulement l'adaptation des cours d'eau à la structure sans qu'il soit besoin de faire appel à des captures. Un bouleversement du réseau hydrographique a accompagné les grands accidents fin Crétacé qui ont entrainé le soulèvement de la surface centrafricaine par rapport au bassin tchadien. Le réseau hydrographique s'est adapté à cette nouvelle situation sans modification majeure depuis cette époque, semble-t-il.

Au nord du 7è parallèle, la Youhamba (7°18'-21°), affluent N.-S de la Ouaka, longe le revers de l'escarpement cuirassé-rebord de la surface centrafricaine qui domine les bassins supérieurs du Koukourou (7°17'-20°52') et de l'Ivingou (7°28'-20°50'), affluents du Baminigui que l'on peut rattacher au piémont tchadien.

Figure 18 Virgation d'une arête quartzitique sur l'interfluve Congo-Tchad

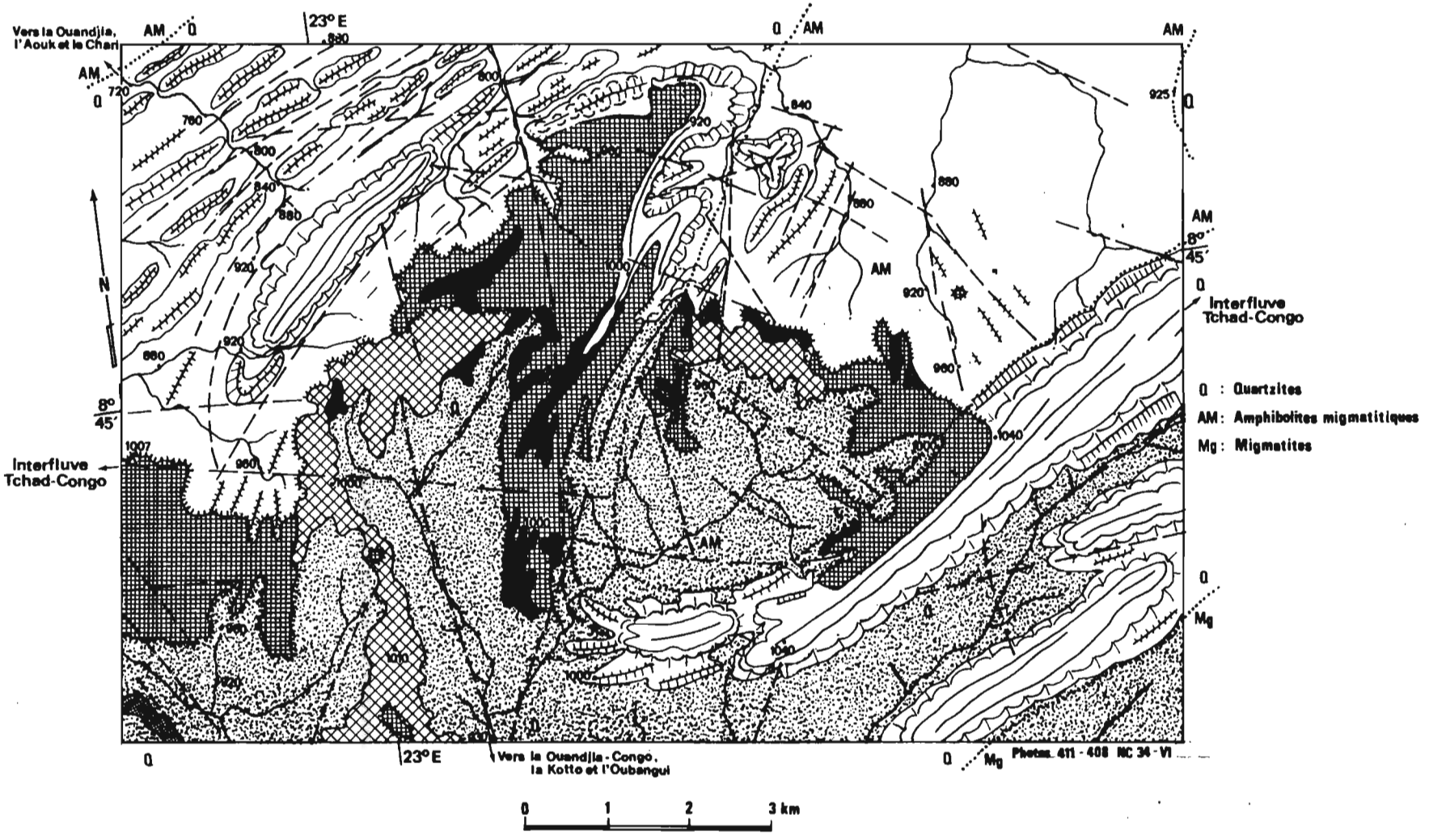


Figure 18: Virgation d'une arête quartzitique sur l'interfluve Congo-Tchad.

Juste à l'est du 23è méridien E, l'interfluve Congo-Tchad est souligné dans le paysage par une large crête ou plutôt échine quartzitique à flancs convexes qui présente localement une remarquable virgation double en forme de S. Cette arête sépare deux formations géologiques: gneiss granitoïdes au sud-ouest, amphibolites migmatitiques au nord-est. La dureté du quartzite a partiellement protégé de l'érosion deux lambeaux cuirassés, témoins de la surface d'aplanissement centrafricaine. Sur ces lambeaux, des alignements et notamment des lakéré allongés en lanières révèlent les orientations structurales du substrat.

Ces lambeaux sont très légèrement inclinés vers le sud et la ligne de partage des eaux Congo-Tchad en suit le rebord septentrional, parfois souligné par une corniche et non par l'arête elle-même. En effet, c'est un petit affluent NE-SW de la Ouandjia-Congo qui draine le secteur de la virgation à concavité tournée vers le nord. Profitant des directions de fracturations et des moindres discontinuités structurales, l'érosion est importante sur le versant tchadien où la dénivelée atteint 200 m en 4 km au N/W du secteur, mettant à nu une succession de barres SW-NE d'amphibolites migmatitiques. Quelques taches de vertisols lithomorphes s'observent à la base de l'entaille. Le front d'érosion a déjà dépassé l'arête principale elle-même; dès à présent, il progresse en entaillant la partie de la boucle à concavité tournée vers le sud. D'ailleurs le coin N/E du secteur a été gagné par le bassin tchadien aux dépens du bassin oubanguien; en effet juste à l'est de la figure, la ligne de partage des eaux remonte vers le nord le long d'une corniche cuirassée, rejoignant une butte témoin (8°49'-23°06') située dans le prolongement N/E de l'arête, avant sa virgation vers le sud.

44

Figure 19

Escarpement nord de la surface centrafricaine en bordure du massif de Dar Chala

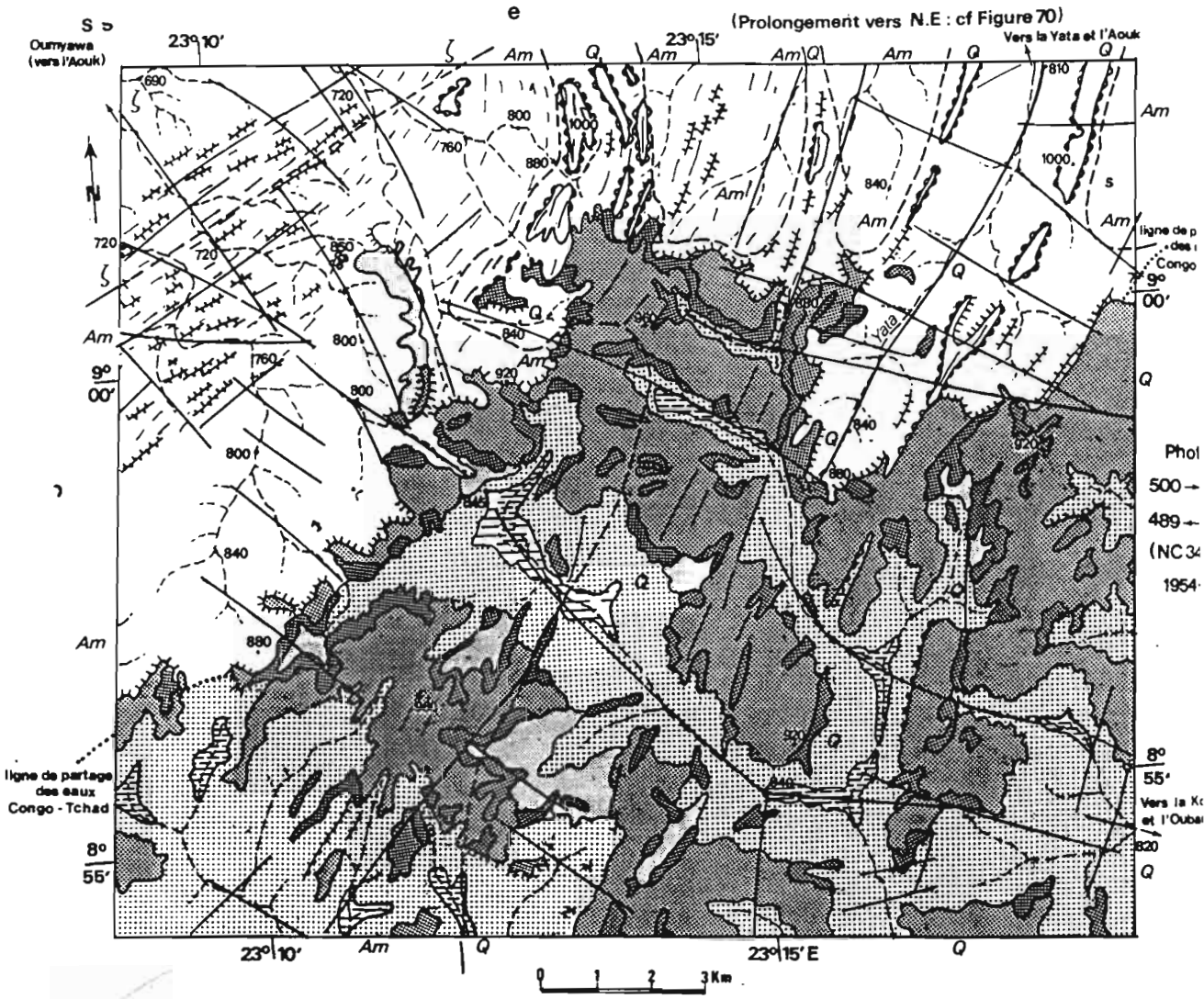


Figure 19 : Escarpement nord de la surface centrafricaine en limite du massif du Dar Chala.

Juste au sud du 9è parallèle, la surface centrafricaine se présente sous l'aspect d'un aplanissement presque parfait sur amphibolites migmatitiques (Am) et quartzites (Q.) La ligne de partage des eaux, voisine de 900 mètres, suit le rebord du plateau, incliné en pente très douce, vers le sud-est, la Kotto et donc l'Oubangui. Le modelé est sénile: incision faible, drainage déficient, induration plus ou moins généralisée. Les directions structurales, soulignées par des lakéré en lanières orientées, sont voisines de N 30°E sur Am, N 20°E sur Q. Elles se retrouvent sur leur prolongement N-E, constituées par les arêtes quartzitiques dégagées par l'érosion, au nord de l'escarpement.

Les glacis cuirassés du piémont tchadien se situent, à deux cents mètres plus bas, au nord-ouest de ce secteur; aussi l'érosion régressive est-elle très vive sur l'escarpement entaillé par deux affluents de l'Aouk. Au nord-est, profitant de directions de fracturations conjuguées N 20°-30°E et N 100°-110°E, la Yata et ses affluents incisent leur cours, au milieu des intercalations d'amphibolites migmatitiques, laissant en relief les arêtes quartzitiques, rattachées au massif du Dar Chala.

L'incision vers le nord-ouest des affluents de l'Oumyava s'effectue perpendiculairement aux directions N 60°E des barres rocheuses d'amphibolites migmatitiques et, en aval, de gneiss, dégagées par l'érosion, ce qui explique le tracé heurté avec des coudes en baïonnettes de ces torrents temporaires. Le front d'érosion régressive progresse aux dépens de la surface centrafricaine. Ainsi une capture pourrait se produire au profit de la Yata (en 8°58'-23°16') semblable à celle, réussie non loin, au bénéfice d'un des ses affluents (en 8°59'40"-23°15'40").

V.1 - 2 Limite au nord-est du plateau gréseux d'Ouadda.

Au-delà du plateau gréseux d'Ouadda, dominant souvent le piémont tchadien de plus de 100 m (cf escarpement des Bongo), on retrouve le rebord nord de la surface centrafricaine à l'est du Col Quijoux, au Galenguélé (8°43' - 22°45') où ce plateau gréseux culmine un peu au-dessus de 1 000 m. La ligne de partage des eaux Congo-Tchad emprunte d'abord une arête quartzitique, le Djebel Djala (1 027 m - 8°43' - 22°54') suivant une direction N 80°E qu'encadrent deux rivières, la Ouandjia et la Ouandjia-Congo, d'abord parallèles avant de bifurquer l'une vers le Tchad l'autre vers l'Oubangui.

L'aplanissement centrafricain est légèrement incliné vers le sud, c'est donc son rebord septentrional que suit la ligne de partage des eaux plutôt que le prolongement de cette arête quartzitique à l'est du 23è méridien E, comme le montre une remarquable "virgation" de cette dernière (Fig.18). Au-delà, l'escarpement surplombe de 200 m le piémont tchadien d'où la vigueur de l'érosion régressive (Fig.19). Il n'en est plus de même dans le bassin de réception de la Kotto supérieure, qui apparaît, invaginé en doigt de gant, à l'intérieur du massif du Dar Chala. Il est en effet protégé de l'érosion régressive par une arête quartzitique qui l'encadre en surmontant d'une cinquantaine de mètres les glacis cuirassés, voisins de 900 à 950 m, encore rattachés à la surface centrafricaine (cf.Fig.70 - XVII.1 - 2).

V.2 Escarpement de la surface centrafricaine sur le piémont oubanguien.

V.2 - 1 Escarpement de Boali

Au sud du 6è parallèle, tout au long de l'Oubangui, la surface centrafricaine fait place à la surface de l'Oubangui ou piémont oubanguien; ce dernier correspond à un pédiment d'ablation imparfaitement réalisé. Il n'est aplani et figé par le cuirassement que localement, particulièrement au nord-ouest de Bangui et au sud de Sibut ou de Grimari. En fonction de la résistance différente des roches à l'érosion, il laisse subsister d'importants reliefs résiduels, comme les collines du nord-est de Bangui ou du nord-est de Boda (respectivement séries schisto-quartzitiques de la Yangana ou de la Pama). Certains sont encore surmontés de témoins cuirassés qui permettent de les rattacher à la surface centrafricaine. De tels témoins se retrouvent d'ailleurs au Zaïre dans la boucle de l'Oubangui. Ces reliefs résiduels occasionnent des seuils fragmentant le piémont oubanguien en une succession de bassins pouvant se réduire vers l'amont à de simples entailles. Il en résulte que l'escarpement,

marquant le passage de la surface centrafricaine au piémont oubanguien, est plus ou moins accusé.

Cet escarpement est le mieux marqué autour du bassin de Bangui. Au sud de la portion de la surface centrafricaine correspondant au plateau de Bossembélé, il dépasse deux cents mètres et se traduit par une série de chutes sur des barres rocheuses de la série gréso-pélitique de Mbaïki-Boali (M.CORNACCHIA et L.GIORGI 1986); c'est le cas pour la Pama, la Mbi et surtout la Lim ou Mbali avec les chutes du Boali, spectaculaires en hautes eaux. Les prises de l'usine hydro-électrique alimentant Bangui les court-circuitent en basses eaux. Ce débit d'étiage restant insuffisant, un barrage de retenue est en construction en amont des chutes.

Si les chutes de Boali se situent à proximité immédiate de l'escarpement, la Mbi et la Pama ont profondément incisé leurs vallées en arrière de l'escarpement avant que leur recul d'érosion ne soit arrêté par une barre rocheuse résistante. Par contre, profitant de propices directions de fracturation N 120° E, une profonde incision dans les granites, jalonnée de simples rapides, permet à la Mpoko de descendre l'escarpement. Tandis que la voie routière gravit la "côte de Boali", la voie ferrée, projetée dans les années cinquante entre Bangui et Fort-Lamy, devait emprunter cette vallée

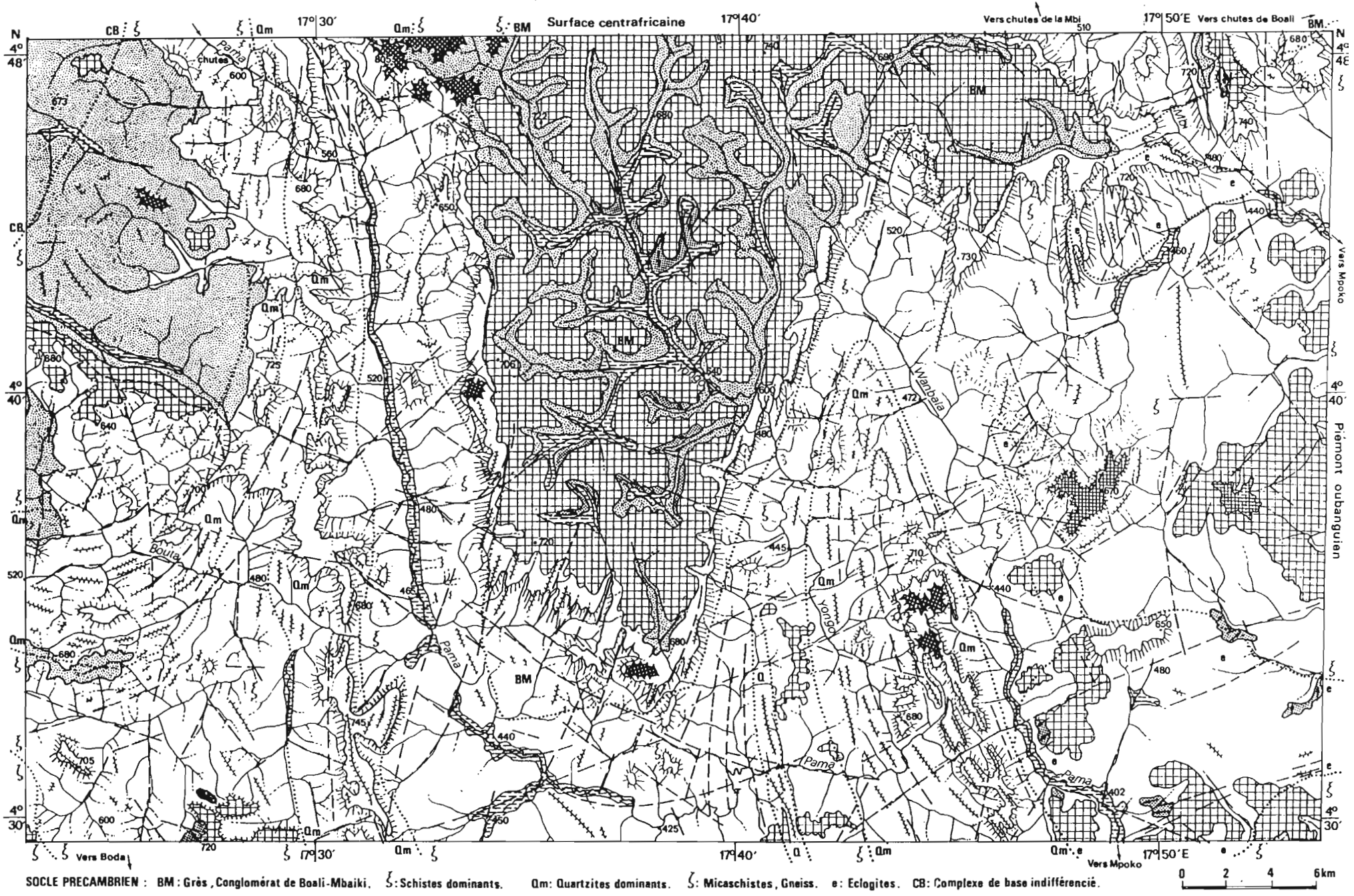
L'escarpement de Boali explique le surplus régional de pluviométrie relevée entre Boali (1 480 mm) et Bossembélé (1 570 mm) sur le plateau. Il constitue la limite entre les domaines phytogéographiques congo-guinéen et soudano-guinéen. Sur l'escarpement lui-même, l'environnement rocailleux, aride, a permis la conservation d'une relique paléoclimatique du type médio-soudanien: lambeau de savanes à Isoberlinia - Monotes - Uapaca près de Boali.

La dénivelée de l'escarpement est, près de Boali, de 200 m sur 1 km, soit une pente de 20 pour cent. Parfois comme sur la route de Boali, le glacis cuirassé de piémont se raccorde directement à l'escarpement quartzitique. Le plus souvent il en est séparé par une dépression périphérique. Le réseau hydrographique de type dendritique qui descend l'escarpement se rassemble sur le piémont en utilisant ces gouttières périphériques (cf. Y.B.1976a - Notice 64. fig. VIIIA)

A l'ouest du 18è méridien E, l'escarpement de Boali se prolonge vers l'W-S.W, l'entaille se poursuit au sein de la série schisto-quartzitique de la Pama dont les directions structurales sont plutôt nord-sud. Par suite l'escarpement est découpé , le front d'érosion régressive progressant dans les intercalations schisteuses tandis que les dômes quartzitiques apparaissent en relief (Fig.20).

En dehors de l'incision, utilisant des discontinuités structurales variées, de la vallée de la Mbi (cf.Y.B. 1987a,

Figure 20. Escarpement de la surface centrafricaine entre Mbi et Pama



SOCLE PRECAMBRIEN : BM : Grès, Conglomérat de Boali-Mbaiki. ζ : Schistes dominants. Qm : Quartzites dominants. ζ : Micaschistes, Gneiss. e : Eclogites. CB : Complexe de base indifférencié.

50

Figure 20: Escarpement de la surface centrafricaine, entre Mbi et Pama.

Tandis que (juste à l'est de ce secteur), la Mbali descend directement l'escarpement de la surface centrafricaine par les chutes de Boali, Mbi et Pama incisent profondément leur cours vers l'intérieur de la surface centrafricaine avant que leur recul érosif ne soit stoppé par une barre rocheuse résistante. Cette entaille s'effectue en effet au sein de la série schisto-quartzitique de la Pama d'orientation N-S, perpendiculaire à l'escarpement E-W de Boali. L'érosion régressive progresse dans les intercalations schisteuses, mettant à nu dômes et barres quartzitiques.

Les chutes de la Mbi se situent 40 km en amont de la cote 480 correspondant à la limite de l'escarpement. L'incision, sur plus de 20 km, de la vallée de la Pama utilise une direction de fracturation N 170° E. Déchiqueté mais continu jusqu'ici, l'escarpement se disloque au sud des petites chutes de la Pama, sur les quartzites du bassin de la Bouta, l'un de ses affluents.

Entre Mbi et Pama par contre, la surface centrafricaine est remarquablement bien conservée, sur la série gréso-pélitique de Boali-Mbaïki: le réseau hydrographique paraît même sénile dans le bassin supérieur de la Yongo.

Au sortir de cette large incision, la Pama oblique vers l'est et alors qu'elle se situe à une cote de 425 m, voisine du piémont oubanguien, elle se heurte paradoxalement à une succession N.S d'arêtes rocheuses quartzitiques, culminant à 710 m, encadrées d'éclogites et de schistes. Certaines conservent des lambeaux de cuirasses anciennes comme celles qui jalonnent le rebord de la surface centrafricaine. Avec un tracé typiquement surimposé, utilisant un réseau de fracturations conjuguées N 65° et 160° E, elle parvient à les franchir par une succession de coudes en baïonnettes, avant de déboucher enfin, à la cote 403, sur le piémont oubanguien.

Notice 106, p.39) qui l'échancre par une entaille de 40 km, la surface centrafricaine, sur la série gréso-pélitique de Boali-Mbaïki, est parfaitement aplanie et son réseau hydrographique sénile et même marécageux; c'est le cas notamment du bassin supérieur de Yongo (autour de 4°48' - 17°40').

L'incision profonde de la vallée de la Pama (Fig.20), sur plus de 20 km, utilise encore une direction de fracturation N. 170° E. Dans ce secteur, la bordure de la surface centrafricaine est souvent surmontée de buttes témoins de la cuirasse ancienne (cf. cote 805 - 4°59' - 17°32'). Déchiqueté mais continu jusqu'ici, l'escarpement ne l'est plus au sud des chutes de la Pama où l'incision progresse assez profondémment vers l'ouest sur les quartzites du bassin d'un de ses affluents: la Bouta (autour de 4°35'-17°25').

L'escarpement devient indistinct au niveau de Boda. En effet tout le secteur complexe de reliefs résiduels, situés entre les bassins Léssé (4°06'-17°50') et Pama, peut être considéré constitué de reliefs intermédiaires de démantèlement entre la surface centrafricaine dont il subsiste quelques témoins cuirassés dominant, notamment, la vallée surimposée de la Pama (cf Fig.20) et le piémont oubanguien, déjà amorcé dans la vallée structurale de la Léssé. Ces reliefs, échelonnés sur trois cents mètres (cote 730 à 440 m), sont essentiellement constitués par des arêtes quartzitiques présentant des disharmonies importantes: virgations, rebroussements. Ces quartzites se rattachent à la série de couverture schisto-quartzitique de la Pama, présentant des intercalations, d'origine tectonique, de niveaux d'amphibolites et d'éclogites.

V.2 - 2 Escarpement de Mbaïki

Au sud-est de Boda, le plateau de Boukoko (du nom de l'ancienne station agronomique de l'A.E.F.: 3°54'-17°56') doit être considéré comme un lambeau de la surface centrafricaine en voie de démantèlement. Tout comme son équivalent nord, entre Pama et Mpoko, il est encadré par un réseau de fracturations complexes. Sa morphologie tabulaire, parsemée de buttes cuirassées anciennes, ne ressort que sur les bordures, notamment celle du nord, sous savane, dont la Léssé longe le piémont, ce qui explique ses changements de direction à angle droit. Vers le centre, ce plateau prend une morphologie en gouttières, un aspect ondulé sur la série gréso-pélitique de Mbaïki-Boali. Elle est plissée suivant une direction principale N.-S., ses niveaux pélitiques présentant un schistosité de plan axial fine et régulière. Sous forêt dense humide, les sols sont peu épais avec nodules quartzeux ou ferrugineux, sans dalles cuirassées continues.

La Lobaye (cf Notice 106, p.40) coule, depuis sa source près de Bouar, du nord-ouest vers le sud-est; soudain, après

Figure 21. Escarpement de la surface centrafricaine entre Boali et Bogoin

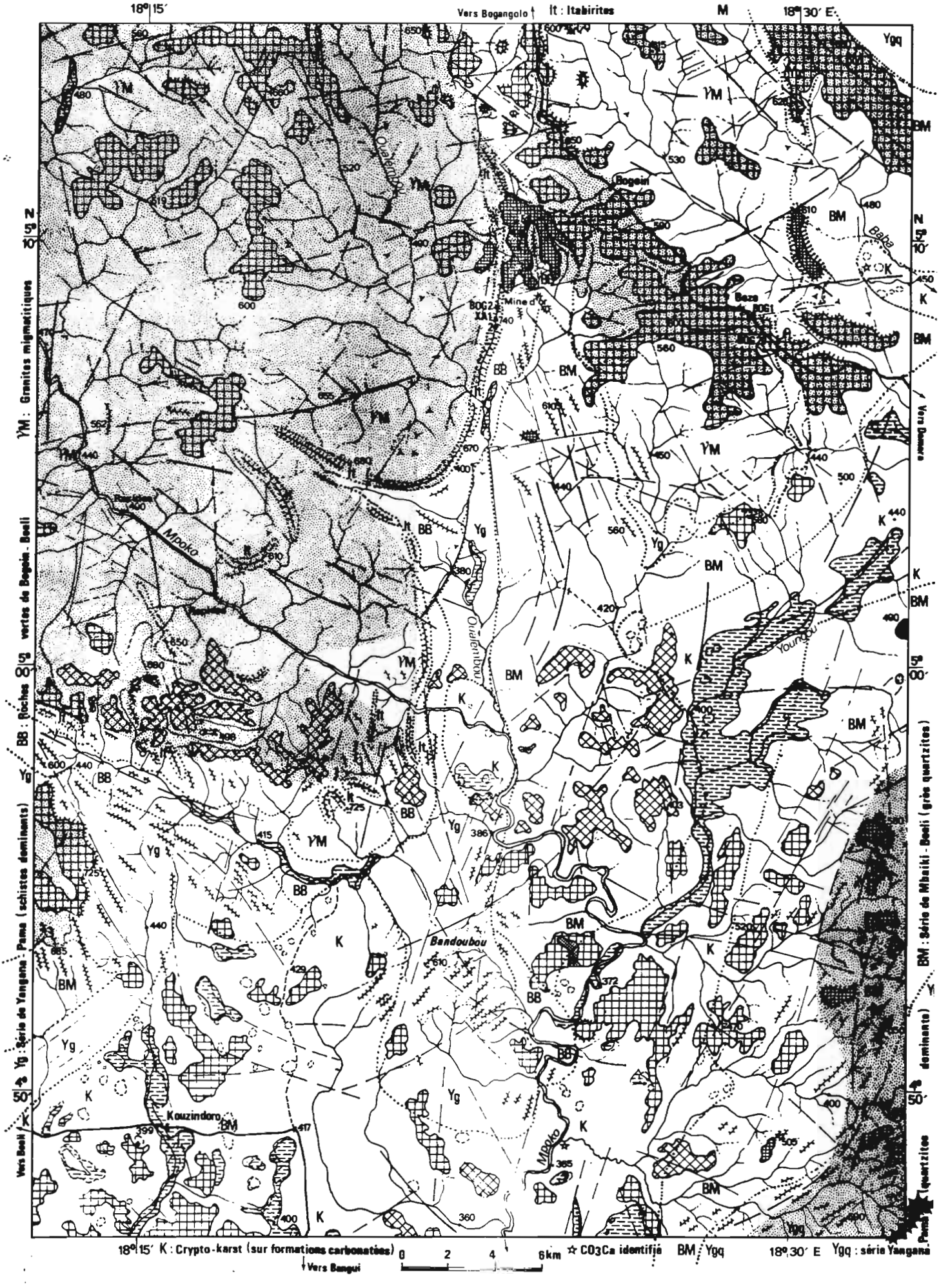


Figure 21: Escarpement de la surface centrafricaine entre Boali et Bogoin.

Le bassin moyen de la Mpoko correspond à un modelé d'érosion différentielle caractéristique. Juste à l'est des chutes de Boali (4°52'30"-18°03') ainsi qu'au nord de Bogoin, la surface centrafricaine, voisine de 700 mètres, présente un modelé tabulaire assez bien conservé, sur les grès-quartzites de la série de Boali-Mbaïki (B.M.). L'induration est moins accusée sur les granites migmatitiques du bassin supérieur de la Mpoko de telle sorte que cette rivière y incise profondément sa vallée par une série de rapides mais sans chutes.

De part et d'autre de la Mpoko, le rebord de la surface centrafricaine suit approximativement l'étroite ceinture de roches vertes (ou greenstones) qui s'allonge de Boali à Bogoin. Ce mince sillon est constitué de roches variées: métabasaltes tholéïtiques à pillows, komatiites, métarhyolitoïdes et surtout itabirites dont les arêtes très redressées et culminant à 740 m, constituent un élément majeur du paysage. Elles présentent un remarquable rebroussement autour d'un affluent du Oualembou. Un réseau complexe de fracturation conditionne le tracé du réseau hydrographique et le modelé.

Sur l'arête sommitale très redressée, l'itabirite très dense, d'aspect gris métallique, avec de fines paillettes brillantes au soleil (XA 1), est constituée pour 68,5 p.100 de Fe2O3 et pour 28,3 p.100 de résidu quartzeux. Quelques mètres au-dessous, en dépit de la pente élevée, la roche est recouverte d'un placage cuirassé (XA 2) conglomératique (avec petits débris d'itabirites), de type intermédiaire (avec 60 p.100 de Fe2O3 et seulement 2,8 p.100 de silice combinée; les argiles: goethite, hématite et gibbsite y sont bien exprimées aux rayons X). Un peu plus bas, l'échantillon BOG 2 est du même type, encore plus ferrugineux (goethite essentiellement). Les cuirasses voisines BOG 3 et 4 sont assez similaires et bien typées par rapport à celles de type banal haut glacis, prélevées quelques kilomètres à l'est sur granite (BOG 1) ou quartzites de la série de Mbaiki-Boali (BOG 20).

En raison de ses minéralisations (fer, or...), ce site a donné lieu à de multiples études géologiques ou géochimiques de 1955 (G.POUIT) à 1989 (O.GRAUBY).

Du village de Bozo vers le nord, la piste Damara-Bogangolo longe l'escarpement de la surface centrafricaine, surplombant le bassin du Baba. Une source pétrifiante, à l'est de Bozo, marque le début de la partie déprimée de ce bassin karstique (au-dessous de 455 m) qui se prolonge au-delà du confluent de cette rivière avec l'Ombella. Il en est de même pour toute la vallée à sols hydromorphes du Youngou jusqu'à la Mpoko ainsi qu'au sud-est de l'escarpement de Boali, dans le secteur de Kouzindoro, entièrement jalonné, au-dessous de 400 m, de mares et de dépressions karstiques. Sur ce piémont oubanguien médiocrement cuirassé, subsistent quelques reliefs résiduels, notamment les collines rocheuses du Bandoubou (610 m) sur la série de la Yangana.

On note dans le coin sud-est de la figure, les premières barres rocheuses de grès quartzitiques (BM) ou de quartzites (Ygp : série de la Yangana-Pama). Certaines sont même surmontées de buttes cuirassées qui rattachent ces "collines de Bangui" à la surface centrafricaine. A la cote 650 m, on note quelques témoins de cuirasses anciennes. Aucun d'eux n'a été observé sur les interfluves banals (type haut-glacis) du piémont oubanguien, de part et d'autre de la Mpoko inférieure.

51

Figure 22. Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de l'Ombella à l'est de Bogangolo

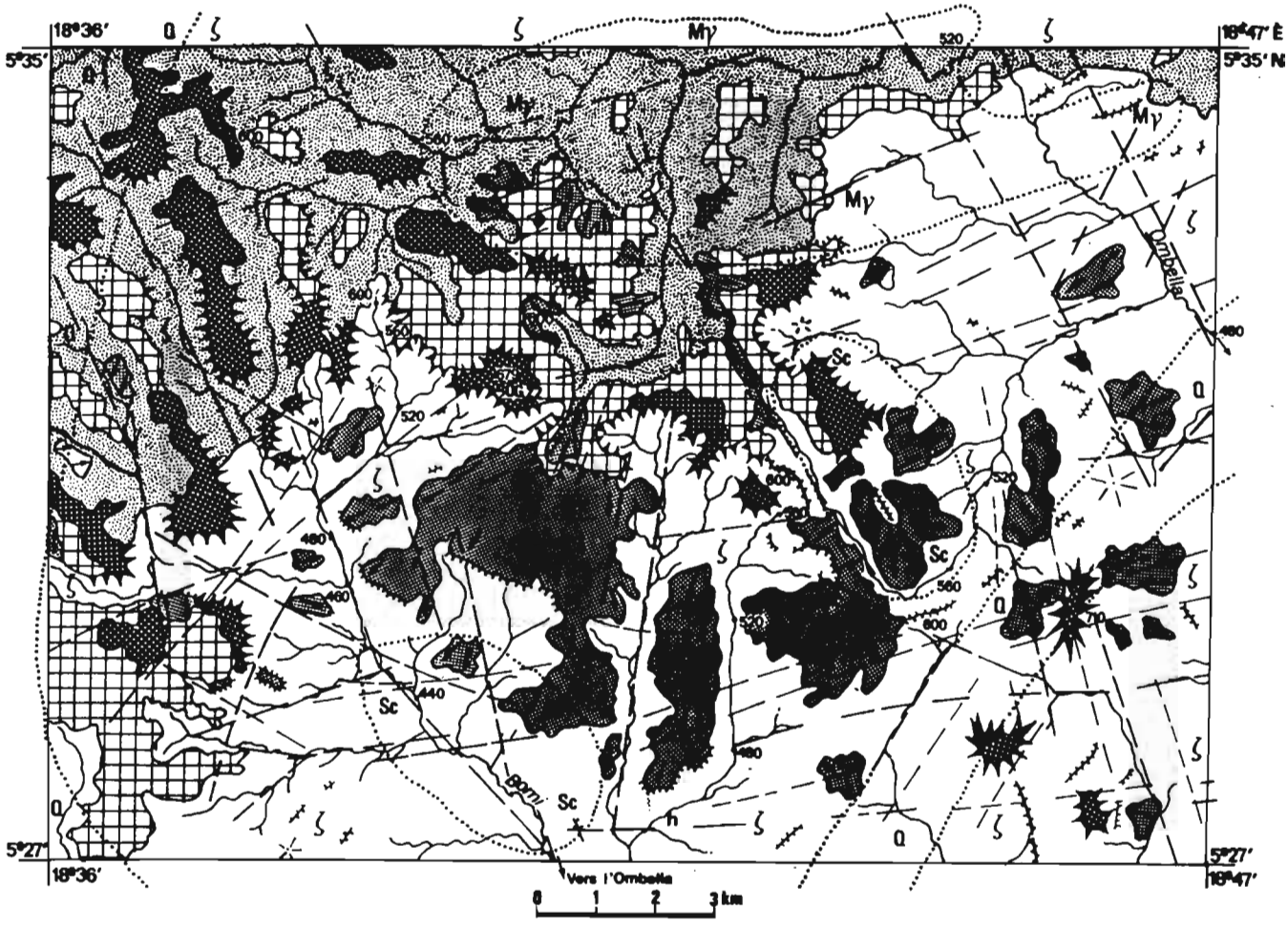


Figure 51: Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de l'Ombella.

A l'est de Bogangolo, la structure géologique est assez complexe: alternance de quartzites et de gneiss avec des enclaves de charnockites et de migmatites. Sur gneiss, le cuirassement est important: la surface centrafricaine, voisine de 600 mètres, est surmontée de buttes témoins de cuirasses anciennes, d'altitude supérieure à 650 m (cf cote 679, cuirasse ancienne BOG 22 de type intermédiaire avec 51% Fe203 et très peu de résidu quartzeux: 0,45%). La direction structurale, prédominante sur le socle N 70 - 80°E, est recoupée par des directions de fracturations N 150 - 160°E. Profitant de ces discontinuités, la Yambéré-Ombella et son affluent Bomi descendent ainsi progressivement de la surface centrafricaine vers le piémont oubanguien (cf Notice 106 p.36)

Le front d'érosion a donc progressé irrégulièrement et l'escarpement est aussi découpé que diversement marqué. Il faut d'ailleurs noter que l'entaille est souvent figée par un important cuirassement secondaire qui en tapisse les replats successifs. Il en résulte un remarquable étagement des cuirasses (entre les cotes 679 et 480), entraîné par la redistribution du fer dans le paysage à l'échelle pluri-kilométrique du versant.

Au milieu d'une savane soudano-guinéenne à Anogeissus leiocarpus, Albizia zygia, Burkea africana..., l'environnement rocailleux autour de BOG 22 se traduit par la présence de Cussonia djalonensis, Carissa edulis, Heeria pulcherrima, Ochna schweinfurthiana, mais aussi Aloe schweinfurthii.

Figure 23. Entaille de la surface centrafricaine (bassin de la Méa) par les affluents de la Tomi, au sud-ouest de Sibut

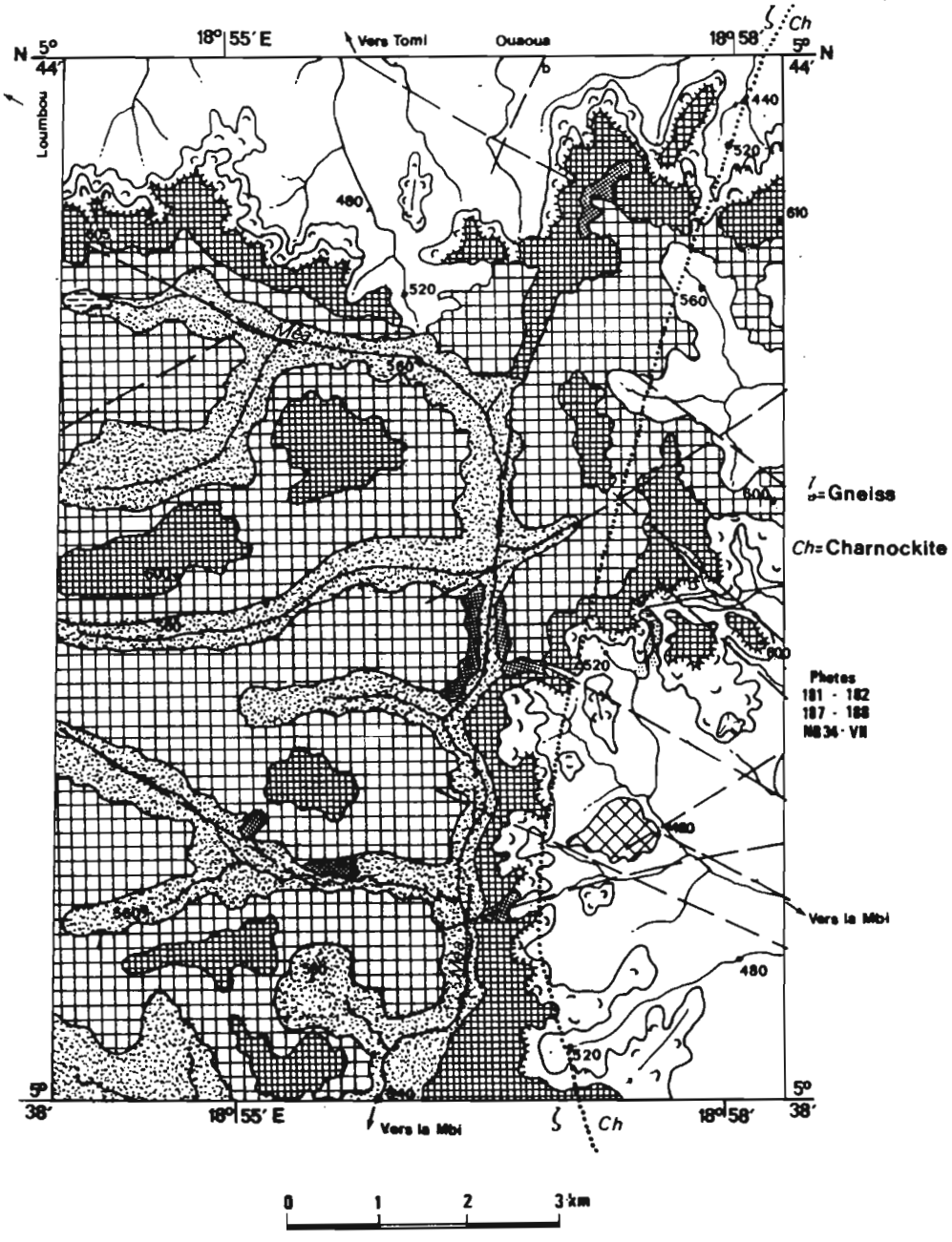


Figure 23: Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Tomi.

Une morphologie contrastée aplanissement-entaille s'observe au sud-ouest de Sibut dans le bassin supérieur de la rivière Méa, entaillée du nord-est à l'est par les affluents de la Tomi.

Le cours supérieur de la Méa coule sur un lambeau témoin de la surface centrafricaine, voisine alors de 580 m et reposant sur un substrat gneissique. La Méa est une rivière sénile qui prend sa source dans un bas-fond, occupé par une mare temporaire. Elle se dirige d'abord vers l'est dans un vallon peu incisé, longeant le revers induré de la surface centrafricaine. Vers le nord, l'escarpement est assez vigoureusement entaillé par l'érosion régressive des petits affluents (Loumbou, Ouaoua) de la Tomi - la rivière de Sibut. Profitant d'une discontinuité dans l'induration, l'un d'eux pourrait un jour capter la Méa (en 570 - 5°43'-18°54').

Empruntant une direction de fracturation N 10°E, la Méa oblique alors vers le sud, longeant toujours le revers de la surface centrafricaine, entaillée vers l'est cette fois par d'autres petits affluents de la Tomi, qui coulent sur charnockites. Il est à noter que l'escarpement suit pratiquement la discontinuité lithologique: gneiss-charnockites. Pourtant, le front d'érosion n'est pas régulier; laissant isolées des buttes rocheuses, il progresse suivant des directions de fracturations N 80°E. La présence de lakéré fortement indurés rendrait ici une capture de la Méa plus difficile que celle évoquée ci-dessus. D'ailleurs, peu après avoir obliqué vers le sud-ouest, la Méa est captée (vers 5°37'N) par la Mbi, autre petit affluent de la Tomi.

le confluent de la Mbaéré (cote 403 - 3°45'-17°31') , elle oblique vers l'est avec un tracé surimposé qui entaille les plateaux de Boukoko. Sa direction, perpendiculaire à celle N-S de la série de Boali-Mbaïki, l'oblige à une succession de coudes en baïonnettes tandis que des intercalations, de dolérites notamment, entrainent la formation de seuils rocheux, de rapides qui, en liaison avec le débit élevé et régulier de cette rivière, seraient propices à des aménagements hydro électriques (cf Notice 106-annexe 1). Encore net à Mbaïki (mission Sainte Jeanne d'Arc: 3°53-18°01'), l'escarpement oriental du plateau de Boukoko disparaît, au sud des chutes de Loko-Safa (3°39'-18°), sous les épandages sableux des grès de Carnot, au niveau de la frontière congolaise.

V.2 - 3 Escarpement de Bozo-Sibut

Au nord-est de la Mpoko soit à partir du 5è parallèle N, l'escarpement de la surface centrafricaine est rapidement moins spectaculaire qu'à Boali. Il est jalonné par les arêtes d'itabirites de Bogoin (Fig. 21). La route Bangui-Bogangolo l'atteint au village de Bozo (5°08'-18°29'); remontant vers le nord, elle en longe le revers sur une vingtaine de kilomètres. Arrivé à 25km au S.E de Bogangolo, (vers 5°25'-18°25'), l'escarpement de la surface centrafricaine prend une direction E - N.E: dans ce secteur sur quartzite, on relève deux directions de fracturation conjuguées N 70 - 80°E et N 160-170°E qui facilitent son incision dans le bassin supérieur de l'Ombella; l'étagement des niveaux cuirassés est assez remarquable (Fig.22). Le contact entre entaille d'érosion et aplanissement, figé par le cuirassement, est encore net autour du bassin supérieur de la Méa (Fig.23); il ne l'est plus au-delà.

Le bassin supérieur de la Tomi est en effet limité, à l'ouest notamment, par une corniche cuirassée - ligne de partage des eaux avec la Fafa et donc localement interfluve Congo-Tchad - et un début d'entaille, dégageant des barres de quartzites S.W - N.E ou de petits inselbergs granitiques (Kaga Magandja cote 670 - 5°54' - 18°56', cf. BOG 23 analysé, tableau 2) mais ce bassin supérieur est également figé par le cuirassement; on peut donc rattacher ce petit replat à l'ensemble de la surface centrafricaine.

On retrouve un escarpement, marqué dans le paysage, à 10 km au N.E de Sibut avec le plateau des Kaga Bamara sur charnockite et Kaga Bangato sur gneiss qui domine de 150 m le piémont de la rivière Karamba. Au-delà de la Kouma entre 19°20' et 19°50', vers 5°55' - 6°N, le rebord érodé de la surface centrafricaine sur granite est jalonné par un alignement de petits inselbergs (cf Kaga Tagbara cote 621, K.Yaouaza, K.Boukou...). Des arêtes et plateaux quartzitiques leur succèdent autour de Grimari (cf. Kaga Agiengio, K. Cow - cote 670, K. Nbiga - cote 728 et K. Ngébé - cote 635).

V.2 - 4 Escarpement dominant la Ouaka

Au sud de l'axe routier Grimari-Bambari, le plateau en voie de démantèlement qui sépare le bassin de la Ouaka à l'est et de la Kandjia-Bamba à l'ouest, se rattache à la surface centrafricaine. Un plateau à morphologie tabulaire relativement nette, surplombe le bassin supérieur de la Pandi (5°35', entre 20°10' et 20°20'). A l'est de Bangao (5°16' - 20°10'), l'escarpement, souligné d'une corniche cuirassée, dépasse la centaine de mètres au-dessus de l'entaille de la Ouaka.

A l'est de 20°20', la vallée de la Ouaka s'incise profondément sur plus de 150 km (jusque vers 6° N, en amont de Bambari) à l'intérieur de la surface centrafricaine, ceci en profitant de différenciations structurales, dont aucune n'apparaît pourtant sur la carte géologique (Bangui-est à 1/500 000) de F.FOGLIERINI et J.L.MESTRAUD (1958) pour laquelle la moitié sud de la feuille Bambari se rattache à la série supérieure détritique à quartzites et micaschistes.

Ainsi de part et d'autre de la Ouaka, le secteur - situé entre 5°05' et 15' et entre 20°30' et 40': bassin de la Dadé - présente un modelé de collines très disséquées - à sols ferrallitiques "pénévolués", c'est l'unité 3 de A.G.BEAUDOU et M.CHEVAL (1973-1980); le réseau hydrographique y est très ramifié du type dendritique, l'érosion vive.

Photo interprétation et télédétection indiquent qu'au sud de Bambari, sur plus de 100 km, le long du 20°40'E, l'incision de la Ouaka correspond à une direction linéamentaire double en forme de V très aigu dont la pointe se situe près du village de Djama (4°59'N - 20°44'E). Sa branche est, longeant la bordure occidentale du plateau induré de Bianga-Zoulouma (5°24' - 21°) - représentant parfaitement aplani de la surface centrafricaine - est jalonnée par une succession de petits torrents (Ngépa, Ngouakoubo, Agouzi...); elle suit la direction des plis dans les quartzites. En revanche sa branche occidentale, longeant d'abord la rive droite de la Ouaka au sud de Bambari, lui est ensuite transverse (au sud de la plantation SOGESCA - 5°20'N).

Une telle fracturation avait été pressentie par G.BORGNIEZ (1935): "Au sud de Bambari, la rivière Iby (=Ibi), affluent de la Ouaka, après un cours sur le plateau à une altitude voisine de 700 m, doit brusquement dévaler de 250 m pour rejoindre la Ouaka... Cette situation permet de supposer que des causes extraordinaires, telles que effondrements ou captures ont dû régir l'établissement de la vallée actuelle de la Ouaka".

V.2 - 5 Escarpement de la Wakini.

Traversé par la route Bambari-Alindao, le plateau de Bianga-Zoulouma présente une remarquable unité morphologique . Ce lambeau méridional de la surface centrafricaine, limité par les entailles de la Ouaka à l'ouest, de la Bangui Kété (= Bangui Ketté) à l'est, de la Liwa (5°41' - 21°45') au nord, de la Wakini (4°35' - 20°30°) et du Minio (4°40' - 20°50') au sud et allongé en forme de J, est parfaitement tabulaire. La pente en est aussi réduite que régulière: de 600 m au-dessus de l'Oubangui, il s'élève jusqu'à 690 m au nord. Le réseau hydrographique y est sénile, peu incisé, à maille rectangulaire, au tracé influencé par la structure avec des portions rectilignes, des coudes à angle droit: Ngépa, Yaoga, Ibi... En dehors des galeries bordant ces rivières, la végétation arbustive y est clairsemée, les sols peu colorés et peu profonds, l'induration généralisée. Localement (cf. autour de 5°27' - 20°51', 5°23' - 20°57', 5°19' - 20°56', 4°48' - 20°41', 4°40' - 20°37'), on y relève une curieuse morphologie pseudo-karstique avec de petites dépressions ovoïdes en grappes. Seul G.BORGNIEZ (1935) évoque de quelconques roches carbonatées dans ce secteur de grès quartzites: "les schistes à amphibole bien développés au S.E de Bambari renferment parfois encore une notable quantité de dolomite indiquant nettement l'origine de ces roches". Pour cet auteur pourtant: " entre Bambari et Alindao, la route traverse un plateau constitué de roches gréseuses horizontales".

En 1958, F.FOGLIERINI et J.L.MESTRAUD rattachent le rebord méridional du plateau, ses replats et le piémont oubanguien au "système de la Ouakini (=Wakini) constitué de quartzites, quartzites sériciteux, sericito-schistes et niveaux de conglomérats, ce système surmontant en discordance le Complexe de base: constitué, comme on l'a vu ci-dessus, par la série supérieure détritique à quartzites et micaschistes à muscovite. Le système de la Ouakini s'individualise par un moindre degré d'évolution métamorphique et par ses plis orientés est-ouest (en fait plutôt N 70° E) alors que la direction générale de plissement du Complexe de base est nord-sud.

Etudiant pour le C.E.A. la feuille Bianga, au sud du 5è parallèle, L.LECLERCQ (1969) présente une interprétation différente. Il fait de ce secteur l'équivalent de la formation plus orientale de Fouroumbala. En surface, les "grés de Kembé" forment de vastes entablements subhorizontaux, généralement décrochés par faille dans leur partie N.W. Ils surmontent "la série de Bougboulou": schistes à intercalations de quartzites. On relève deux directions tectoniques principales: des failles de direction N 10 à 20° E qui intéressent cette dernière série et des failles N 60 à 70° qui accompagnent le linéament de la Iakélina.

Figure 24. Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Bangui-Kété

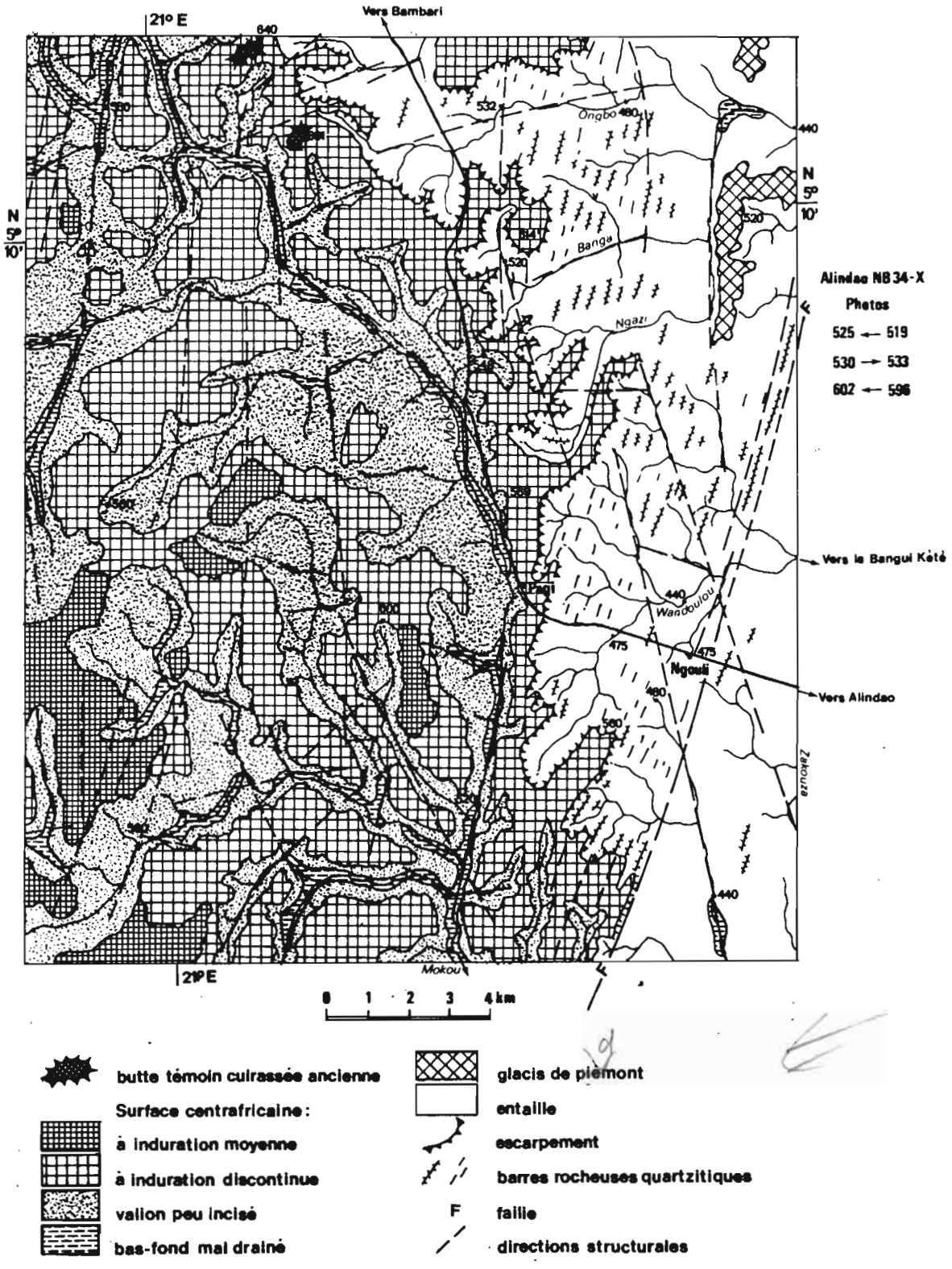


Figure 24: Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Bangui-Kété.

Le bassin de la Bangui-Kété est dominé à l'ouest par le plateau de Bianga-Zoulouma, fragment de la surface centrafricaine. L'escarpement nord-sud est voisin de 21°05'E, tandis que la ligne de partage des eaux avec la Ouaka se situe entre 20°55' et 20°58'. L'induration est généralisée, mais plus ou moins accentuée, à un niveau voisin de 600 m et surmontée parfois de buttes témoins de cuirasses anciennes (cf butte Bondo, cote 691, 5°11'-21°02'). On y observe sur les plateaux cuirassés des directions structurales N 20°E s'incurvant progressivement vers N 0°E. Ces directions se retrouvent dans le réseau hydrographique à maille rectangulaire. Ce réseau peu incisé est souligné par une forêt galerie inondable, contrastant avec les directions des plateaux. Rivière type de ce réseau sénile, la Mokou longe l'escarpement en courant le risque d'être captée un jour - elle l'a d'ailleurs été plus loin en 4°58'-21°05' - par le recul du front d'érosion de petits affluents de la Bangui-Kété (Ongbo, Banga, Ngazi, Wandoulou). Ces derniers incisent la surface centrafricaine en utilisant les directions de fracturations conjuguées (N 70° - 80° E et N 150° à 10°E) et aussi la différence de résistance entre les intercalations de micaschistes et les barres de quartzites micacés dominant dans la série de Mobaye (cf "Système de la Bangui-Kétté" (=Bangui-Kété) de J.L. MESTRAUD, 1953); ces barres orientées N 10°E sont ainsi mises en relief dans l'entaille qui s'étage entre 600 et 480 m. A la base de l'escarpement subsistent des lambeaux de glacis cuirassés de piémont. Entre ce piémont et le lit marécageux de la Bangui-Kété, la vallée apparaît piquetée (points blancs sur les photographies aériennes) de termitières géantes (dues à Bellicositermes rex, Grassé et Noirot). Ce paysage boursouflé de "montagnes russes" avait frappé A.GIDE (1927) à Alindao, lors de son "voyage au Congo". Il s'étend tout au long de la forêt dense humide dans les savanes périforestières guinéennes aussi bien au Zaïre, à travers la boucle de l'Oubangui, qu'en Lobaye et Ombella-Mpoko jusqu'à Yaloké (cf. VIII.B - 2), ainsi qu'au long de la frontière camerounaise (IX.2). La végétation correspondante a été décrite (Notice 100, p.45). A noter que ce type de modelé disparaît au centre du plateau gréseux de Gadzi mais on le retrouve (cf. Not.100, p.79) en certains endroits sous couvert de forêt dense. Selon R.LETOUZEY (1968), "ces forêts avec termitières... correspondent incontestablement à d'anciens recrûs forestiers sur savanes".

Ainsi cet auteur étend en recouvrement sur le plateau, les grès de Kembé bien au-delà de la limite retenue par J.L.MESTRAUD pour la série de la Ouakini. Sa carte étant limitée au 5è parallèle , quel est son prolongement vers le nord? Ne notant aucune différence dans la morphologie de ce plateau sinon que la direction générale des plis SW -NE dans la partie méridionale passait progressivement S-N dans la partie septentrionale, nous avions largement prolongé ces formations vers le nord lors de la révision par photo interprétation de la carte géologique de RCA (Y.B.1975b-1977). J.L.POIDEVIN (1985) ne le pense pas; il écrit: "Au nord, les rapports entre Ouakini et formations du socle sont très mal caractérisés. Il semble probable que le Précambrien ancien de type quartzito-schisteux chevauche les unités de la Ouakini. Cette structure tangentielle a été ultérieurement reprise par des failles normales et des décrochements tardifs". Une question reste posée: où se situe un tel chevauchement? Ce secteur nécessiterait une étude complémentaire.

Quoi qu'il en soit, pour en revenir à la morphologie, l'escarpement de cette portion de la surface centrafricaine est parfaitement réalisé au sud-ouest, où Kaga Badjia (4°40'-20°30') domine par un abrupt de 200 m le piémont oubanguien. L'escarpement est beaucoup plus complexe vers le nord, autour de Bianga; le réseau hydrographique y incise le plateau suivant un réseau complexe de fracturations conjuguées. Il en est de même à l'est où le bassin du Minio (autour du 4°40'-20°45') présente des replats.

Au-delà de ce plateau subsistent des reliefs résiduels dont les sommets peuvent être rattachés à la surface centrafricaine. Citons au sud, en bordure de l'Oubangui: Kaga Magbada (cote 596-4°28'-20°35') et à l'est, le prolongement mylonitisé de la série de la Ouakini suivant la direction de fracturation de la Iakélina (ou Iakélikpa: 5°20' - 22°12'): Kaga Dakpa et Kaga Wakindji dont l'extrémité présente un lambeau d'aplanissement (autour de la cote 618 - 4°49'-21°15'). Juste au nord, près de la Bangui Kété, subsiste un lambeau tabulaire parfaitement conservé (cote 615 - 4°53'-21°90').

L'incision de la surface centrafricaine se poursuit au loin jusqu'à 5°40', dans le prolongement vers le nord, toujours sur quartzites et micaschistes associés, de la Bangui Kété (Fig.24) et de ses affluents Euwou (5°14'-21°12'), Yambélé (5°26'-21°10'). Des directions de fracturation N 160-170° E facilitent cette incision. Le rebord de l'entaille apparaît souvent dominée par des buttes témoins résiduelles de cuirasse ancienne. Vers le nord-est, les bassins supérieurs de la Bangui-Kété et de l'Euwou s'incisent dans la surface centrafricaine, plus ou moins démantelée dans ce secteur sur migmatites et granite.

V.2 - 6 Escarpement au nord de Mobaye

Au sud de 5°20', la surface centrafricaine est à nouveau profondément cuirassée sur la série d'Atta (du nom d'un ancien village situé vers 4°30'-21°35') à micaschistes dominants (J.L.MESTRAUD 1953). La région de Pouloubou (autour de 5°07'-21°35') est parsemée par un ensemble de buttes témoins de cuirasses anciennes, d'altitudes comprises entre 650 et 710 m. Suivant un type de modelé largement répandu plus à l'est sur le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, un cuirassement généralisé de glacis (lakéré de versant), entre 610 et 560 m, diverge autour de ces buttes témoins (lakéré de plateau). Le réseau hydrographique à mailles rectangulaires, empruntant les directions de fracturation conjuguées (N 80° et N 150 à 10° E) est assez profondément incisé (entre 550 et 480 m) à l'intérieur de ces glacis. Cette incision sur éboulis de cuirasse est souvent entièrement occupée par des témoins forestiers; dans ce cas, on parle de "forêt vallicole" semi-humide et non plus seulement de forêt galerie (cf bassin supérieur du Gribi: 5°08'-21°32').

L'escarpement de la surface centrafricaine se retrouve à l'est d'Alindao. Entre 4°50' et 5° N, il est allongé du nord au sud vers 21°25'(la piste de Mingala le suit sur quelques kilomètres) et situé sur la série de Mobaye (quartzites dominants, micaschistes). Au sud de la route Alindao-Kembé (qui l'atteint au niveau de Mandjio vers 4°43'- 21°30'), la surface centrafricaine apparaît très démantelée jusqu'à Mobaye. A partir de Langandi (4°27'-21°16'), la route de Mobaye suit le revers de l'escarpement qui domine de 200 m l'extrémité du piémont oubanguien. En effet sur ces quartzites dominants, l'induration est trop réduite pour avoir figé l'aplanissement . Le plateau est entaillé de toutes parts par l'érosion ~~hydrique~~. S'y est ajoutée une érosion anthropique importante; l'ancienne couverture de forêt dense humide a pratiquement disparu, le surpâturage a aggravé la dénudation. Pour cette raison, les directions structurales du substrat, curvilignes notamment, ressortent clairement.

A l'est de l'étranglement des rapides de Mobaye, le rebord de la surface centrafricaine suit approximativement la limite de la série de Mobaye avec celle d'Atta, à schistes dominants, qui correspond à une entaille disséquée par l'érosion régressive. Entre 4°25' et 4°40', l'escarpement voisin de 21°30', est assez net. Contournant le bassin de la rivière Mboui (4°30'-21°38'), le rebord de la surface centrafricaine suit localement la ligne de partage des eaux avec la Kotto (portion est-ouest empruntée par la route Alindao-Kembé) puis l'arête de grès-quartzites nord-sud qui se prolonge jusqu'au seuil des rapides de Satéma.

V.2 - 7 Escarpement de Satéma à Ouango.

Entre 21°40' et 22°20', J.L.MESTRAUD (1953) distinguait un vaste ensemble essentiellement siliceux, le système de la Basse-Kotto (grès quartzites de Fouroumbala, cherts de Kassa) conservé entre des failles rectilignes sous forme de graben; en effet " on peut observer sur la route de Mobaye à Kembé, près du village de Kama (vers 4°35'-21°42'), un alignement nord-sud parfait d'énormes dalles de grès-quartzites, toutes également redressées à la verticale". La photo interprétation révèle que la réalité est plus complexe que ce schéma avec deux directions de fractures principales, allongées nord-sud ou est-ouest sur plus de cent kilomètres. Cette technique permet de prolonger vers le sud-ouest l'interprétation proposée par le C.E.A pour la feuille de Bakouma, où L.LECLERCQ (1968) distinguait au-dessous des dolomies de Bakouma, les grès-quartzites de Nakando (du nom d'une rivière: 5°34'-22°42') et de Kembé et la série de Bougboulou (pélites et grès, du nom également d'une rivière: 4°42'-22°13'), le tout surmontant la série de Bangui Ketté et le socle.

Les grès de Kembé-Nakando reposent en discordance cartographique majeure sur la série de Bougboulou. Cette série tabulaire est constituée d'un talus d'épandage fluviodeltaïque, affecté par des accidents tectoniques importants avec des failles N 0 à 20 gr E, E W à N 80 gr W., N 30 gr W et N 70 gr E. Ce dernier accident qui correspond au faisceau de failles de la Iakélina est remarquable car il se prolonge vers l'W-SW sur plus de 350 km à travers, comme on l'a vu, la série de la Ouakini près de Bianga mais aussi le Liki-Bembien dans la boucle zaïroise de l'Oubangui, jusqu'à la Lobaye, au sud de Bangui.

Ainsi schématiquement les secteurs déprimés (à pseudo dolines) sous forêt dense humide, correspondent aux formations carbonatées, les secteurs intermédiaires de collines à la série de Bougboulou et les interfluves entre 550 et 600m, dénudés, sableux ou rocheux, aux grès-quartzites de Kembé et à la surface centrafricaine. Partant du seuil rocheux des rapides de Satéma, le rebord de cette dernière se dirige vers le nord-est en contournant le bassin moyen du Dikpa et celui du Bingou. Le prolongement de l'entaille atteint les chutes de Kembé (entre les cotes 435 et 415); ces chutes (cf bloc diagramme fig. 2.35 in M.MAINGUET, 1972) seraient susceptibles d'un aménagement hydro-électrique.

De là, suivant, sur quelques kilomètres, vers l'est, l'escarpement gréseux, le rebord de la surface centrafricaine n'est plus ensuite très distinct. On peut estimer que contournant les bassins déprimés karstiques de la Kotto inférieure et de la Mbrayé, il suit approximativement la piste NW-SE qui relie Gambo à Ouango (Fig.25).

Figure 25. Entaille de la surface centrafricaine par le Mbomou, près d'Ouango

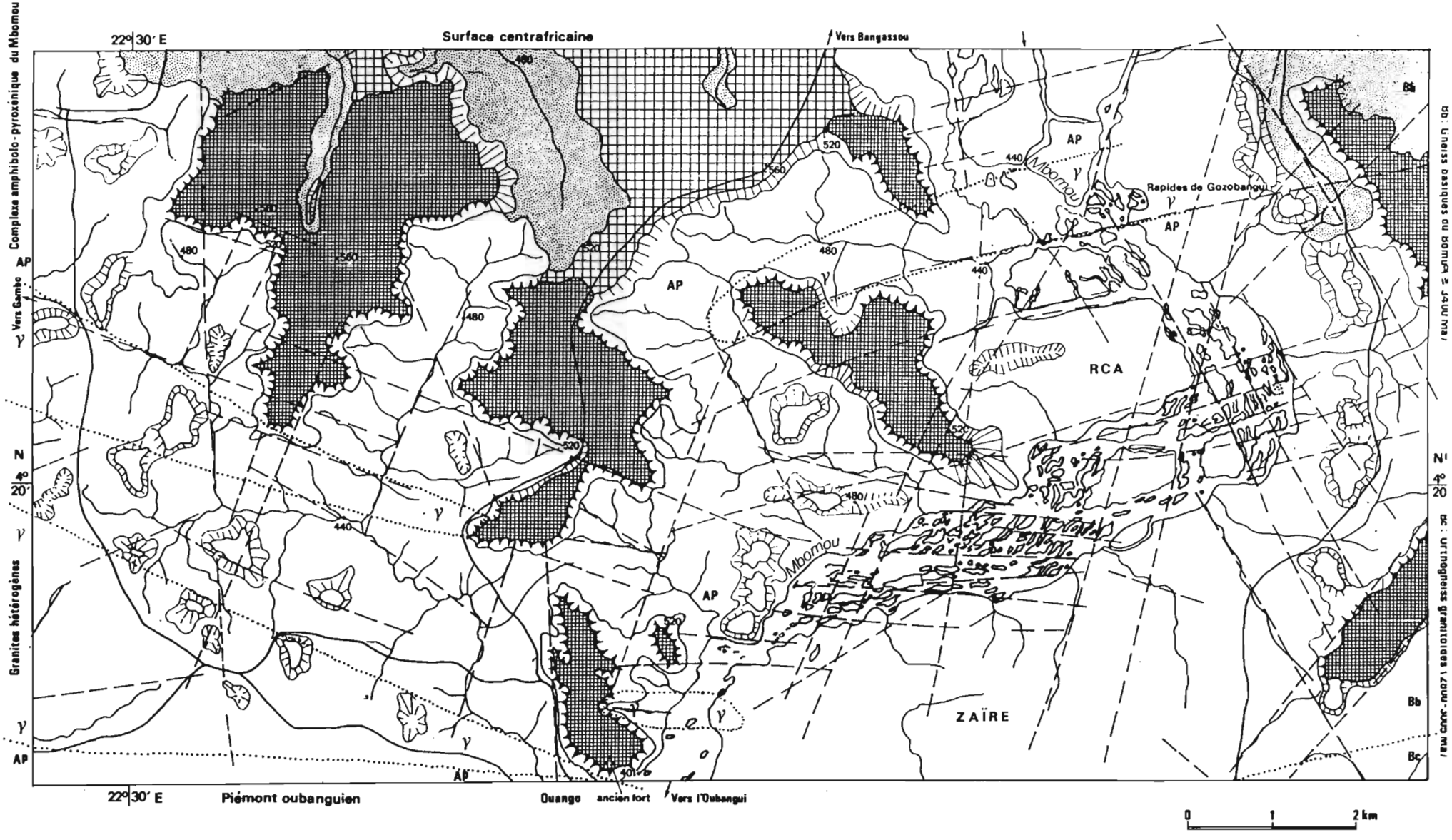


Figure ~~28~~: Entaille de la surface centrafricaine par le Mbomou près d'Ouango.

L'influence des structures géologiques sur le tracé des rivières centrafricaines apparaît clairement quand on examine, en aval de Bangassou, la morphologie des rapides d'Erikasa et de Gozobangui qui font passer le Mbomou de la cote 462 à la cote 400. Le chaos apparent de ces multiples écueils et récifs ~~s'ordonne~~ sous la dépendance de deux directions de fracturations conjuguées N 10 à 20°E et N 70 à 80°E. Le prolongement, ~~en réalité~~ curviligne de ces directions de fracturations, encadre les fragments tabulaires cuirassés de la surface d'aplanissement centrafricaine dont la butte de l'ancien poste militaire de Ouango constitue le dernier témoin centrafricain.

A ce sujet, on peut rappeler qu'en 1897, le passage de ces rapides par la Mission MARCHAND Congo-Nil nécessita, notamment pour transporter le vapeur Faidherbe, la construction d'une piste de contournement de 34 km. Il fallut pour ce faire trois semaines aux 4 000 hommes mobilisés par le roi Bandia BANGASSOU! (~~cf. M.MICHEL, 1972~~).

Ce rebord de la surface centrafricaine correspond à la limite méridionale du complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, passant aux facies granitiques avec des facies migmatitiques intermédiaires. Ces différenciations lithologiques en bandes incurvées du N.W. vers l'est, conformément aux directions de fracturations, facilitent le démantèlement de la surface centrafricaine. Les mêmes formations se retrouvent, de même que le modelé, sur la rive zaïroise (complexe amphibolitique et gneissique du Bomu avec des gneiss basiques et des amphibolo-pyroxénites passant à des orthogneiss granitoïdes).

V.3 Escarpement de Motao sur le piémont de la Sangha.

De même que la surface centrafricaine domine le piémont oubanguien par l'escarpement de Boali, à l'extrémité occidentale du Centrafrique, cette même surface centrafricaine surmonte le piémont de la Sangha qui assure la transition à la plaine, plus largement développée au Congo, sur alluvions récentes et anciennes de la Sangha.

Profondément incisée à l'intérieur de la surface centrafricaine (cf. chap. IX.6 et Fig.39), la Sangha débouche sur le piémont à proximité de son confluent avec la Yobé (cote 361 - 2°59'30" - 16°12'). Une dernière barre de grès-quartzites de la série de Nola surplombe chaque rive de la Sangha. L'escarpement suit cette arête vers le nord jusqu'à ce qu'elle atteigne le plateau gréseux de Gadzi (cote 530: 3°13' - 16°15'). Ce rebord d'escarpement est emprunté par la piste forestière Nola - Bayanga.

Sur l'autre côté de la Sangha, l'escarpement tabulaire, surmontant de près de 200m le piémont de la Sangha, se prolonge vers le sud-ouest, puis l'ouest, jusqu'à la Nyoué (2°55' - 16°03'). Au nord de ce point, le plateau est disséqué en une multitude de petites collines, les niveaux de grès-quartzites étant alors subordonnés à des schistes argileux et phyllades. On ne retrouve de véritable escarpement qu'au village de Motao (3°12' - 16°), dominé par un escarpement quartzitique aligné N 60°E. En dépit du couvert forestier dense, une cuirasse démantelée s'étend sur le plateau. A quelques kilomètres de là, vers le sud-ouest, la Yondo n'en descend que par une succession de deux chutes, dues à la virgation d'une arête quartzitique (3°10' et 3°09' - 15°56'). Peu après, la Yondo retrouve le cours marécageux qu'elle avait déjà sur le plateau (cf. Fig.39).

Après une inflexion vers le nord-ouest, la pente de l'escarpement, compris entre 480 et 560m, devient forte, atteignant localement 80 pour 100. De même que la Yondo, la Nyoué descend l'escarpement par une chute (3°13' - 15°50'30"). L'escarpement apparaît conditionné par la lithologie (alignement de barres résistantes de quartzites, ici ouest-est) et la tectonique (cf. fracture de direction N 125°E, empruntée juste par la frontière avec le Cameroun (3°13' - 15°42'). En faisant des indentations, l'escarpement descend alors au Cameroun vers le sud, puis à partir du 3ème parallèle vers le sud-ouest. En le suivant, on parviendrait au niveau des chutes Chollet (2°12' - 14°37') sur le Djâ, frontière Cameroun - Congo.

L'étude du réseau hydrographique de ce secteur montre l'alternance de caractères de sénilité et de rajeunissement. Sénilité sur le plateau: c'est le cas des vallées de deux affluents de la Nyoué qui longent l'escarpement en amont de la chute ou du ruisseau marécageux qui en suit le revers juste au sud de la frontière Cameroun - RCA. Le rajeunissement s'observe avec les secteurs torrentiels qui

dévalent l'escarpement en utilisant des directions de fracturations. Il en est résulté des captures (3°12' - 15°46' ou 3°03' - 15°47') qui ont fini par séparer certaines buttes témoins de l'escarpement.

En conclusion, il n'y a pas continuité entre la surface centrafricaine et la plaine congolaise: du Cameroun au nord-est du Zaïre, on arrive à suivre l'escarpement qui les sépare. Son contour compliqué s'explique par des raisons structurales.

Chapitre VI: PIEMONT OUBANGUIEN.

L'aplanissement du piémont de l'Oubangui-Sangha ne couvre à strictement parler que 28 750 km2 mais, si on lui rajoute les reliefs résiduels et les entailles de la surface centrafricaine qui lui sont liés soit 37 100 km2, on arrive à un total de 65 850 km2, un peu plus du dixième du territoire centrafricain.

VI.1 Principaux reliefs résiduels du piémont oubanguien.

Le piémont oubanguien est souvent surmonté de deux ou trois cents mètres, dénivelée importante à l'échelle du pays, de reliefs résiduels dont les sommets se rattachent au niveau de la surface d'aplanissement centrafricaine. Certains d'entre eux conservent d'ailleurs des lambeaux cuirassés témoins (cf. coupe: fig.38 in Y.B.1982c).

Le plus élevé (730 m) de ces ensembles s'allonge sur 60 km de la Léssé au nord de la Pama; il a été décrit avec l'escarpement de la surface centrafricaine dont il est difficile à dissocier. Entre Boali et Bangui, les reliefs quartzitiques déchiquetés du Gboulen (714m, 4°34'-18°10') se raccordent directement aux glacis de piémont, dominés de 250m, tandis qu'une dépression périphérique sépare ceux du Gbakara (4°29'-18°22').

VI.1 - 1 Collines de Bangui (Fig.26).

Le plus important ensemble de ces reliefs résiduels est celui des collines rocheuses qui s'étendent entre Bangui et Damara et de la Mpoko à l'Oubangui. On en retrouve d'ailleurs le prolongement au Zaïre entre Bangui-Zongo et Bianga, c'est le plateau de Lombo qui s'étend vers 4°30' entre 19 et 20°. Cet ensemble des collines de Bangui apparut aux explorateurs (A.NEBOUT, 1892) comme un entrelacs complexe de collines escarpées et de vallons accidentés, et boisés. En photo interprétation, on relève une succession ordonnée d'arêtes quartzitiques, se relayant parallèlement, et de dépressions schisteuses érodées par un réseau hydrographique dendritique (cf.Y.B.1976a, fig.VII A, VII B).Géologiquement, on observe des séries à métamorphisme de plus en plus accentué vers le coeur du massif, série de couverture gréso-pélitique de Boali-Mbaïki, série métamorphisée schisto-quartzitique de la Yangana puis série amphibolitique de la Yaji. Un important lambeau cuirassé (à type banal haut glacis) domine la ville de Bangui au nord-est du Kassaï (cote 646) mais certaines collines sont surmontées de petits lambeaux témoins de cuirasse ancienne (type intermédiaire). Citons les cotes 669-667-650. Relevé sur sa bordure sud-ouest, cet ensemble semble affaissé progressivement vers le nord et l'est. L'étude de la

Figure 26: Morphologie de la région de Bangui

témoins cuirassés de la surface centrafricaine (600-650m)

avec escarpement

témoins cuirassés du piémont oubanguien (350-400m)

avec corniche

versants légèrement convexes du piémont oubanguien

colline rocheuse quartzitique et relief intermédiaire

dépression karstique

bas fond alluvial

alluvions récentes

direction de fracturation

limite du piémont et du secteur des collines

limite de la zone urbaine

0 2 4 Km

Y. BOULVERT (1989)

Figure 26: Morphologie de la région de Bangui (cf. Y.B., 1989).

La morphologie des environs de Bangui est adaptée à la lithologie. En première approximation, on peut distinguer deux secteurs: l'un au sud-ouest, aplani, d'altitude comprise entre 450 et 335 m, et l'autre au nord-est, accidenté, dit les collines de Bangui, compris entre 665 et 400 mètres, drainé par de petites rivières torrentielles: Guérengou, Ngola. Une ligne de collines allongée N 160 E, se prolongeant au-delà des rapides vers le Zaïre, souligne la séparation entre les deux.

Ce secteur accidenté semble résulter du démantèlement d'une surface d'aplanissement ancienne, dite centrafricaine car elle s'étend largement sur l'interfluve Congo-Tchad, au nord des chutes de Boali. En effet, les "collines" telle Kaga Daouba Kasaï sont parfois recouvertes de lambeaux témoins de cuirasses ferrugineuses au niveau 650 mètres. La résistance des quartzites à l'érosion se traduit par le dégagement d'arêtes rocheuses qui se succèdent ou se relaient parallèlement, de manière plus ou moins curviligne. Le réseau hydrographique s'est installé de préférence sur les intercalations schisteuses moins résistantes à l'érosion. Il s'y ramifie de manière dendritique. Par une succession de coudes en baïonnettes, les drains principaux, tel le Guérengou, s'insinuent entre les barres rocheuses.

Sur le pourtour de ces collines rocheuses, on observe une succession de glacis cuirassés de piémont tels ceux de l'ancien terrain d'aviation, de la mission baptiste de Gobongo, du terrain de golf... L'érosion tend à dégager ces glacis en incisant une dépression périphérique au pied des collines.

Les formations carbonatées ont été détectées par forages sur une grande partie de l'agglomération. Elles se traduisent par une morphologie déprimée, marécageuse, soit de larges bas-fonds comme celui qui a été aménagé pour recevoir le terrain d'aviation de Bangui-Mpoko, soit par des mares ovoïdes du type doline (cf mare Bongo, ou de Sakaï).

végétation montre qu'au milieu de ce domaine guinéen, les résidus de plateaux sont recouverts d'une savane moins humide de type soudano-guinéen, analogue à celle de la surface centrafricaine. Il s'agit là d'ilôts résiduels (cf Y.B.1986a, Not.104, p.51).

Identifiant à un même ensemble: surface centrafricaine et piémont oubanguien, P.WACRENIER (1960) écrivait: "la tectonique récente se traduit par des failles dont les plus marquantes sont celles de Bangui qui ont porté la vieille surface pénéplanée et cuirassée à un niveau beaucoup plus élevé à l'est de Bangui qu'à l'ouest. Ces failles font probablement partie de la même phase tectonique cassante que celle ayant provoqué la surrection du massif de Yadé et d'une partie du Cameroun, c'est-à-dire probablement au début du Tertiaire". En fait il s'agit là de vieilles failles précambriennes qui ont rejoué et qui d'ailleurs rejouent toujours un peu, si l'on en croit les tremblements de terre enregistrés à Bangui en 1892-1901-1946 et 1976. Au nord des rapides de l'Eléphant (sur le site duquel l'on projette un barrage hydro-électrique à l'horizon 2000), un remarquable témoin tabulaire cuirassé porte des lakéré en lanières, d'orientation N 80° E concordant avec les crêtes rocheuses gréso-pélitiques qui en assurent le soubassement et le prolongement dans l'entaille des rapides de l'Oubangui, dont la succession de seuils correspond souvent à des barres de dolérites.

VI.1 - 2 Massif granitique de la Libi (ou Libby, selon J.L.MESTRAUD 1982)

A peine descendu de la surface centrafricaine, l'Ombella fait une série de coudes à angles droits pour contourner un remarquable massif de granite circonscrit, celui de la Libi (5°21'-18°56'). Il apparaît constitué d'une accumulation très resserrée d'inselbergs en pain de sucre, échelonnés entre 620 et 680 m, dominant de 300 m le bassin moyen de l'Ombella. Ayant la forme d'un haricot, ce massif s'allonge sur 30 km, ne dépassant pas 10 km en largeur. Il présente deux facies grenu et porphyroïde; une "zone d'anatexie" de quelques mètres de largeur sépare le granite franc (cf tableau 2) de l'encaissant gneissique. Ces inselbergs sont encadrés par un réseau ordonné de fracturations de directions principales N 10-20°E, N 80-90°E et secondaires N 40-50° E. Les abris sous roche de ce massif isolé durent longtemps servir de refuges aux populations si l'on en juge par les abondants débris de poteries observés sur ses sommets.

VI.1 - 3 Crête appalachienne de Kaga Sérimbala

Les contrastes de modelé sont accusés entre les deux bassins des rivières Tomi et Kouma dont la réunion forme la Kémo. La Tomi divague en multiples méandres dans sa plaine

alluviale; ses méandres sont libres ou divagants par opposition à ceux de la Kouma qui sont des méandres encaissés ou de vallée. Cette dernière est bordée à l'est par une échine quartzitique allongée sur plus de 60 km et dominant de 250 m le piémont oubanguien. Des lambeaux cuirassés banals le surmontent et permettent d'en relier les sommets à la surface centrafricaine. Sa forme est contournée, elle se divise en plusieurs branches: Kaga Sérimbala (5°35'-19°30'), K.Broubanda (5°39'-19°41')... que l'on interprète désormais (M.CORNACCHIA et al.,1989) comme des écailles de chevauchement des quartzites de la Baba sur les migmatites.

VI.2 Morphologie de type karstique: les "crypto-karsts" oubanguiens.

VI.2 - 1 Premiers indices géologiques ponctuels

Bien que dès 1896, des roches carbonatées aient été identifiées dans le bas Congo par J.CORNET, les explorateurs d'il y a un siècle, tel le Dr.CUREAU (1901),furent surpris de l'absence de formations carbonatées dans le bassin oubanguien. En raison des difficultés de pénétration qui leur correspondent, certains (J.DYBOWSKI 1893, P.BRUNACHE, 1894, Dr.CUREAU, 1901, L. LACOIN, 1903) ne manquèrent pourtant pas de relever la morphologie déprimée de certains secteurs où se multiplient cuvettes et mares. Ils y soulignent l'abondance d'huîtres. L.LACOIN (1903) signale le premier la présence de "plusieurs gisements de calcaires dans la région de l'Oubangui", près de Fort de Possel ("calcaire jaunâtre marmoréen"). H.COURTET (1905) indique la présence de calcschistes dans le cours de la Tomi. Entre Bangui et Mbaïki, G.BORGNIEZ (1935) relève des "roches dolomitiques" et V.BABET (1935-48) des roches qui "rappellent des dolomies ou des calcaires silicifiés".

A la suite de B.ADERCA (1950) sur la rive zaïroise, G et J.GERARD (1952) individualisèrent "la série cherteuse de Zinga", roches silicifiées d'origine probablement calcaire ou dolomitique dans le lit de la Léssé (vers 3°59'-18°25') et au seuil de Zinga (330 m, 3°45'-18°36'). Ce seuil rocheux, étudié par J.AIME (1953) fut longtemps le principal obstacle à la navigation entre Brazzaville et Bangui. Invisible en hautes eaux, il nécessitait en basses eaux un transbordement sur une petite voie ferrée de contournement. D'importants travaux d'aménagement furent effectués dans les années cinquante, mais le problème n'a fait que se déplacer. Après une succession d'années déficitaires, la navigation reste saisonnièrement interrompue par les bancs de sable.

Peu après, G.POUIT (1955b) et Ph.WACRENIER (1960) mirent en évidence l'affleurement calcaire de "la série de Bobassa" (4°09' - 18°36') sur les bords de l'Oubangui, J.P.WOLFF (1962b) celui de la plantation Gallo (5°05' - 18°34'), au nord de Damara; un forage de E.BOUJUT (1958)

rencontra le calcaire de Fatima, quartier ouest de Bangui. Des prospections de détails se succédèrent sur ces sites, le besoin d'une cimenterie se faisant sentir. A Fatima, les forages recoupèrent de nombreuses cavités dont une supérieure à 25 mètres indiquant une karstification importante.

A partir de ces quelques observations ponctuelles, il était très difficile de circonscrire les secteurs d'extension de ces formations carbonatées. On peut le vérifier en confrontant les divers états d'avancement de la carte géologique de Bangui; celle du C.E.A.: C.BIZARD et DUNEIGRE 1958, Ph.WACRENIER 1960, J.P.WOLFF 1962, Ph.WACRENIER et J.P.WOLFF 1964.

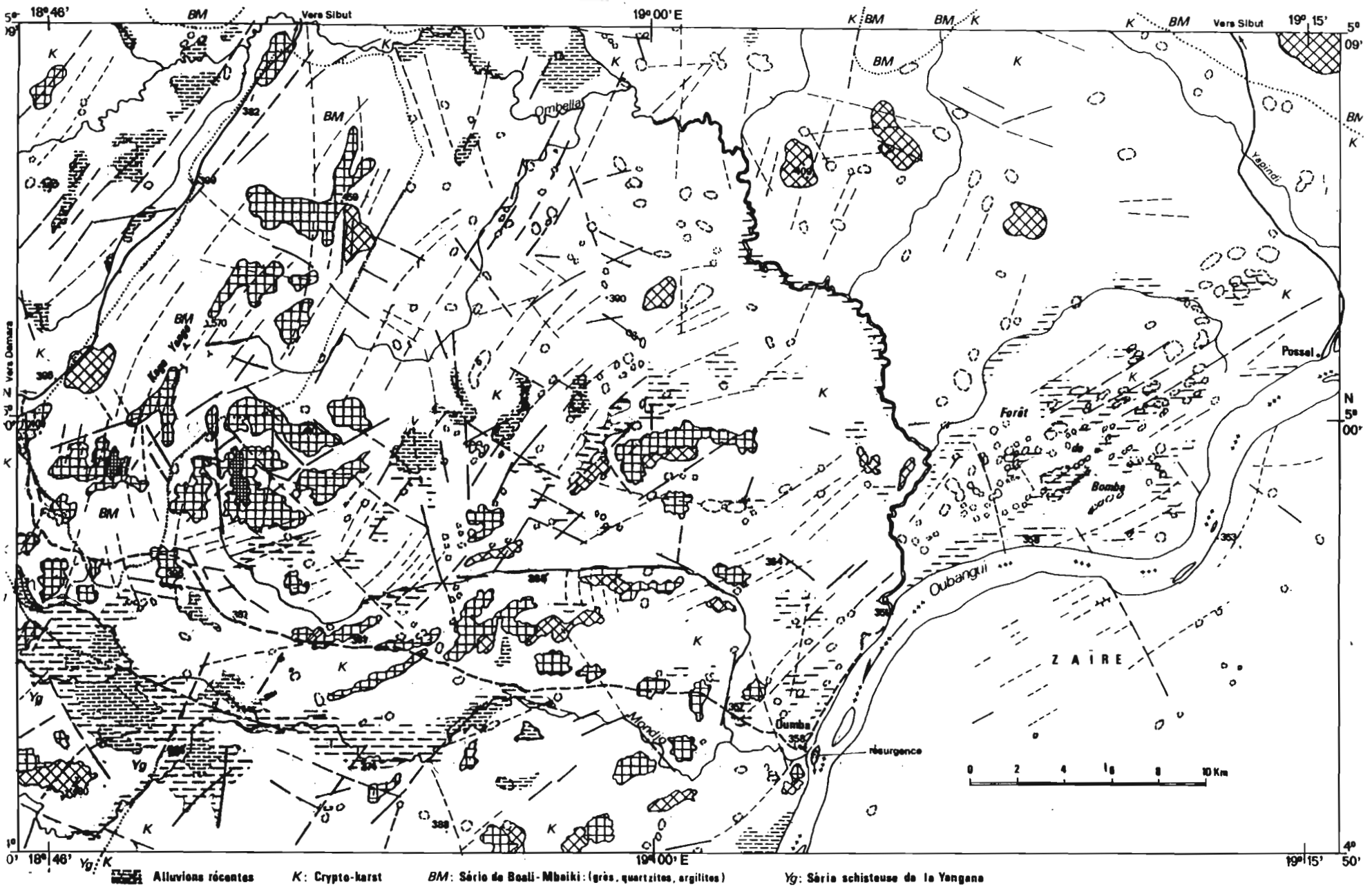
VI.2 - 2 Nouveaux indices grâce à la morphologie et aux sols dans la région de Bangui

La région de Bangui donna lieu à une photo interprétation systématique, à de multiples itinéraires pédestres avec A.FORGET, en 1969-70, et à de nombreuses analyses en vue de l'établissement de la carte pédologique régulière (Y.B.1976a). Dans la moitié sud forestière, on observe des dépressions marécageuses de forme ovoïde caractéristiques; citons les mares: Bonga, Yombou, Djoukoulou, Sindi, Ndengé. A l'ouest de Bangui, certaines dépressions marécageuses: Péké, Ligba, Gbotombé s'allongent sur près de 10 km. Une série d'étangs (Gandzaka, Kaba, Zéré...) parsème la base de l'escarpement de Boali. En 1969-70, marécageux et difficiles d'accès, ils abritaient encore quelques crocodiles. Après quinze années consécutives de déficit pluviométrique, la nappe phréatique s'est abaissée de plusieurs mètres; désormais ils apparaissent en saison sèche desséchés, couverts d'un sable pulvérulent, gris, cendreux.

Ces dépressions se retrouvent également nombreuses vers le nord-est, dans le bassin de la Mondjo (Fig 27). En 1976, nous indiquions: "à l'est de Damara, le réseau hydrographique prend un curieux aspect réticulé, anastamosé (fig. VIII c et IX c)... En forêt de Bomba (autour de 4°58'-19°10'), le réseau hydrographique devient évanescent. Ces dépressions, la plupart endoréïques, renferment de nombreuses mares permanentes à la forme ovale presque parfaite. Un tel modelé peut être qualifié de pseudo karstique".

Dans son cahier de terrain, A.FORGET notait que la savane Mpélé (autour de 4°09'-18°11') est parsemée de "nombreuses petites dépressions peu profondes, particulièrement remarquables". Alors que, sous forêt dense humide, on aurait pu s'attendre à rencontrer des sols ferrallitiques acides et désaturés, nous signalions (op. cité, p.104): " l'examen des résultats d'analyses de plusieurs profils de séquences du sud de la carte de Bangui en pleine zone forestière : Mongounda, la Mboma, Bobangui et

Figure 27 : Crypto-karsts de l'Ombella - Mondjo



54

Figure ~~37~~: Crypto-Karsts de l'Ombella-Mondjo.

En amont du secteur accidenté des collines et des rapides de Bangui, le bassin inférieur et moyen de l'Ombella-Mondjo correspond à une plaine déprimée comprise entre 400 et 350 m. Le seul relief notable est constitué par un alignement N30°E de mamelons quartzitiques (Kaga Yango, 570 m) qu'entourent des glacis cuirassés, empruntés par la route Damara-Sibut.

La végétation est une mosaïque forêt-savane: résidus de forêt lisière guinéenne au milieu de savanes périforestières et de dépressions marécageuses. Décrivant la région (Y.B. 1976), nous notions: "à l'est de Damara, le réseau hydrographique prend un curieux aspect réticulé, anastomosé (autour de 4°57'-18°58'). A l'extrémité nord-est, en forêt de Bomba (autour de 4°58'-19°08'), il devient évanescent".

L'étude par photo-interprétation révèle la faible induration de cette plaine, et la multitude de dépressions ovoïdes correspondant à des crypto-dolines. En relation avec les directions structurales (N60°E en forêt de Bomba), elles sont souvent alignées en chapelets. Même s'il est difficile de se déplacer sur le sol sans tomber sur un bas-fond marécageux, certaines de ces mares, entourées d'un anneau protecteur forestier restent invisibles au sol (cf Photo 1 in Y.B. et J.N. SALOMON, 1988). Le dépérissement des ligneux observés dans ces mares correspond à des fluctuations de la nappe phréatique. Au titre de curiosité géomorphologique, signalons sur un îlot rocheux, en face d'Oumba, une résurgence ~~de la nappe phréatique~~. Le même modelé se retrouve de l'autre côté de l'Oubangui au Zaïre.

Séoundou, révèle des valeurs de pH-eau supérieures à 7", des sols peu désaturés "et même parfois l'individualisation de traces de carbonates de calcium...A notre sens, l'explication de ces résultats est à rechercher dans une extension plus grande que prévue du calcaire de Bobassa". Nos propos restaient très mesurés, les géologues répugnant à extrapoler l'extension des formations carbonatées à partir d'affleurements aussi restreints.

Les effondrements karstiques ne sont pas seulement un mythe, comme le raconte F.A.IPEKO-ETOMANE (1973) pour le lac des sorciers (5°07'-18°36'). C'est l'explication retenue (Y.B. et J.N.SALOMON 1988) pour le lac Manouélé ou des crocodiles (4°44'-18°03'), qui exceptionnellement ne correspond pas à un bas-fond mais à une cavité creusée au milieu d'un glacis cuirassé (avec un pH voisin de 8 et des eaux relativement chargées en éléments minéraux: J.P.COINTEPAS 1983). Ces dernières années, des effondrements ont été provoqués par le passage d'engins lourds de terrassement, au cours de la construction de la piste d'aviation de Bobangui (4°02'20"-18°08') ou du ranch de la Mbali (4°42'30"-18°15'). L'un d'eux s'est même produit naturellement, en pleine ville de Bangui (B.LABROUSSE 1977).

Les indices confirmant l'extension des formations carbonatées dans la région de Bangui se sont multipliés (G.PLIHON 1983, M.CORNACCHIA et L.GIORGI 1985-86).L'existence d'une paléosurface très irrégulière, fortement karstique, a été confirmée dans le secteur de Bangui. Ainsi au forage UCATEX, des chutes directes d'outils témoignent de cavités importantes. J.L.POIDEVIN (1985), M.CORNACCHIA et L.GIORGI (1986) ont précisé le minéralogie de ces formations carbonatées mais leur position stratigraphique reste discutée: sur ou sous le quartzite de Bangui? Morphologiquement,les aires de type karstique se situent toujours dans des secteurs déprimés, dominés par des reliefs quartzitiques ou schisteux.

VI.2 - 3 Extension et caractérisation des "crypto-karsts".

Dans les années 70, des secteurs karstiques avaient été repérés dans le bassin de l'Oubangui, depuis Bayanga jusqu'à Zémio, lors de prospections pédologiques. Devant la multiplication des indices au sol, il fut décidé, en 1985, de répertorier toutes ces crypto-dolines et de les reporter sur les fonds à 1/200 000 étant entendu qu'une forme isolée n'a pas la même valeur significative qu'un ensemble groupé en amas ou chapelets comme ceux de la forêt de Bomba (4°58'-19°10', Fig.27). La courbe enveloppe de ces formes morphologiques donne l'extension maximale possible des formations carbonatées, en soustrayant bien entendu les secteurs inclus, d'une autre nature géologique.

Selon L.JAKUCS (1977), l'originalité des karsts tropicaux humides réside surtout dans la fréquence des

"hums": karsts à tourelles ou à pitons si célèbres en Chine, Viet-Nam, Cuba, Porto Rico. Au Cambodge, ils comportent au moins des collines ou coupoles (cf.J.DEMANGEOT et B.SCHNEIDER 1971) et même au Congo - Gabon - Zaïre voisins, des buttes circulaires coniques (cf. M.PETIT 1975, Y.QUINIF 1985). Aucun de ces reliefs résiduels n'est connu en Centrafrique où les formations carbonatées sont précambriennes. Les rares affleurements ne peuvent se voir qu'en basses-eaux; la plupart sont épigénisées. Quelques rares produits de décalcification ont été observés; par exemple des argiles montmorillonitiques ont été observées à Bangui (Fatima) et en amont. Le plus souvent, les formations superficielles ne se différencient en rien du milieu ferrallitique environnant. Ces formes de modelé se sont développées par tassement, soutirage, suffosion ou "piping"; il s'agit donc de "paléo-crypto-karsts" (Y.B. et J.N.SALOMON, 1988).

VI.2 - 4 Bassin Léssé - Lobaye - Congo.

Ces crypto-karsts se développent largement dans le bassin de la Léssé et de la basse Lobaye. Ils sont caractéristiques dans le bassin marécageux de la Ouanzingué (autour de 3°12'-18°12') où BRAUNSTEIN (1962) notait que le facteur édaphique jouait un rôle important dans la composition du peuplement forestier (cf.Y.B.1986a, Not.104 p.40)

Dans les années 30 (M.DENAEYER, 1928, E.ASSELBERGHS, 1934), l'on reliait de part et d'autre de l'Oubangui (depuis Dangou 2°N jusqu'à Mongoumba-Libenge:3°40'), les formations gréseuses de Gemena à celle de Carnot et de l'Ibenga (au nord du Congo). Par la suite, les auteurs ont exagérément étendu les alluvions récentes sur le bassin congolais. Après seul examen des cartes topographiques et des images Landsat, il apparaît que les "crypto-karsts" centrafricains se prolongent largement au nord Congo: le réseau hydrographique des bassins marécageux Loubagni (3°10'-18°30'), Ibenga (2°50'-18°), nettement orienté et encadré par des directions de fracturations N 20-30°E ne peut reposer sur les seules alluvions récentes, le substrat est ancien. D'ailleurs dès 1903, L.LACOIN décelait à Mondjimbo (vers 3°10'-18°39'), un "beau calcaire blanc qui semble d'origine lacustre. Il présente des cavités formant grottes...(puis) un calcaire noir compact, très pur qui contient de petits cristaux de calcite..."

Il en est de même dans le bassin de la Sangha. A l'extrémité S.W du Centrafrique, la carte géologique de Nola (J.P.WOLFF, 1962a) indique un recouvrement d'alluvions récentes au sud de 2°40'. Pourtant la photo interprétation révèle, dans le bassin de la rivière Ndoki (autour de 2°25'-16°12'), au milieu de la forêt dense, la présence d'une multitude de petites dépressions fermées d'un diamètre de deux à trois cents mètres au plus: prairies marécageuses ou mares temporaires (elles sont alors soulignées par des

craquelures à la surface du sol). Ce "crypto-karst" qui apparaît au sud de Bayanga, à 2°25', se poursuit vers le S.-S.E dans les bassins Ndoki et Ngoumo, jusqu'à Pikounda (0°32'N) sur la Sangha, suivant un secteur allongé de 220 km sur 20 de large seulement. En Centrafrique, il couvre seulement 120 km2.

- Interprétation géologique de ce prolongement

Suggérant en 1974 que ce secteur pouvait reposer sur une extension orientale de la série schisto-calcaire de Sembé Ouesso, je laissais incrédules les collègues du Congo, cette formation ne dépassant pas 16° vers l'est, selon G et J.GERARD (1958). Pourtant en 1928, M.DENAEYER estimait que le "système métamorphique à schistes calcareux pouvait se rencontrer le long de la Sangha entre Bayanga et Ouesso mais aussi entre Pikounda et Liranga" (près de son confluent avec le Congo). Récemment J.L.POIDEVIN (1985) admet qu'" une vaste aire karstique, probablement sur roches carbonatées, d'axe sensiblement nord-sud, doit donc exister du sud de la RCA au fleuve Zaïre, soit sur environ 400 kms. L'abondance des fractures subméridiennes permet d'envisager une conservation en fossé d'effondrement". Ce pourrait être le "prolongement vers le N-E du schisto-calcaire de l'avant-pays de la chaîne ouest Congolaise"... Plus loin cet auteur ajoute à propos du bassin d'Ouesso: " la présence de roches carbonatées et de jaspes (tufs silicifiés) a été notée".

VI.2 - 5 Extension des crypto-karsts vers l'ouest et le nord de Bangui

Sans que nous ayons pour l'instant d'indices au sol, des considérations morphologiques nous amènent à considérer que le crypto-karst du piémont oubanguien se prolonge à l'ouest de 18°E sur la feuille Boda au nord, dans le bassin supérieur de la Mandjo (vers 4°47'-17°58'), et surtout de la Léssé, dont les importants changements d'orientation correspondent à des directions de fracturations. De l'autre côté du plateau de Boukoko, le bassin d'effrondement de la Loamé serait karstique comme celui de la Léssé. De forme triangulaire, ce secteur de 160 km2, centré au lac Gomnangodé (4°07'-17°39'), s'allonge N.-S depuis la route de Boda-Mbaïki jusqu'au confluent (3°50' - 17°30') de la Loamé avec la Lobaye.

En Centrafrique, ces secteurs de type quartzitique à l'ouest de Bangui couvrent environ 2 500 km2 pour le bassin de la Lobaye, autant pour la Léssé-Pama, 1 100 km2 pour la Mbali-Mondjo. Par la Mpoko et son affluent Youngou (4°59'-18°28'), sur 400 km2, ces secteurs sont reliés aux secteurs de la Baba (5°06'-18°45') et de l'Ombella moyenne, s'étendant sur 800 km2 au nord de Damara. L'indice carbonaté de la plantation Gallo (5°05'-18°35') est connu depuis longtemps, de même que le lac des sorciers (5°07'-18°36')

et le mythe de son effondrement. Un affluent du Baba, le Gako (5°09'-18°30'), présente une source pétrifiante.

A l'est de l'échine quartzitique de Kaga Yango (570 - 5°02'-18°50') que longe la route Damara-Galafondo, on retrouve un important secteur karstique, celui de l'Ombella inférieure (1 000 km2) que prolonge celui de la Mondjo (4°52' - 19°) et de la forêt de Bomba au sud du 5è parallèle. Ce secteur s'étend vers l'est jusqu'à la piste Galafondo-Possel, englobant les bassins de l'Ango (autour de 5°10'-18°04'), de la Libi (à partir de 5°14'-18°57') jusqu'à l'Outi (5°04'-19°15'), affluent de la Kémo. On y observe des dépressions ovoïdes de plusieurs kilomètres carrés (cf. 5°23'-19°05') aussi bien que des chapelets de petites mares alignées suivant des directions de fracturations: N 60° E dans la forêt de Bomba. Dès 1903, L.LACOIN avait identifié du calcaire près de Possel, idem H.COURTET (1905) des calcschistes sur la Tomi. Les explorateurs J.DYBOWSKI (1893), P.BRUNACHE (1894) avaient surtout noté la difficulté de progresser à travers ces bas-fonds marécageux.

On retrouve des extensions de ce secteur sur 250 km2 au nord de la boucle de l'Oubangui à Djoukou: au sud (5°10'-19°27') et au nord (5°14'-19°30' ou 5°15'-19°18') de la grande plaine herbeuse inondable de Diguili qui s'allonge sur plus de 25 km d'est en ouest. Très sableuse, elle pourrait correspondre à un ancien lac régulateur de l'Oubangui, à moins qu'il ne s'agisse que d'un simple bras mort.

VI.2 - 6 Extension en amont de Kouango, au long de l'Oubangui.

Bien qu'on n'en connaisse pour l'instant aucun indice au sol, le bassin inférieur de la Ouaka présente sur 220 km2 deux secteurs d'aspect karstique sur la rive droite (5°02'-19°57') et gauche: autour de Yangoaso (5°01'-20°02'). Le prolongement de la couverture aérienne permet de se rendre compte qu'il en est de même au sud-est de Kouango sur la rive zaïroise entre 20°05' et 20°30' jusqu'à au moins une dizaine de kilomètres de l'Oubangui. D'ailleurs P.M.THIBAUT (1982) y signale une abondance de jaspes et de cherts, provenant de la silicification des roches carbonatées. Sa légende cartographique indique des intercalations carbonatées à plusieurs niveaux: Liki-Bembien supérieur et inférieur mais également Complexe métamorphique de l'Ubangi. On ne peut manquer de noter au sud de Kouango, les grandes dépressions marécageuses zaïroises de la Lumba et de la Mondjo (plus de 200 000 ha), encadrées par des directions de fracturations conjuguées: N 70° E et N 150-160°E.

On retrouve sur 570 km2, le prolongement de ce "crypto-karst" au sud du plateau de Bianga sur le piémont de la série de la "Ouakini" (F.FOGLIERINI et J.L.MESTRAUD

1958): bassin de la "Wakini", marais de Mboko, Koumbala (autour de 4°30'-20°30'). Il en est de même au-delà du relief résiduel gréso-quartzitique de Kaga-Magbada (cote 596) avec la plaine de Gouatchi, (autour de 4°32'-20°57', cf bassin Mabi, Minio inférieure, jusqu'aux étangs Biango, Mapogbia).

Le piémont oubanguien se poursuit, à l'est du 21ème méridien, sur la feuille de Mobaye dans les secteurs déprimés karstiques du bassin inférieur de la Bangui Kété. On les observe près du confluent avec l'Oubangui (bassin de la Wanga 4°27'-21°03') mais également tout autour des reliefs gréso-quartzitiques mylonitisés de Kaga-Dakpa et de K. Wakindji (bassin de Machi 4°40'-21°18', Pélé 4°43'-21°27', Baraké 4°40'-21°01', Boumani 4°51'-21°04' ou 4°55'-21°08'); il s'agit là encore très probablement d'intercalations carbonatées de la série de Bougboulou qui encadrent les grès-quartzites de Kembé-Nakando.

La portion de bassin oubanguien, comprise entre les seuils rocheux des rapides de Mobaye et de Satéma, correspond non à un aplanissement mais à une simple entaille, au modelé accidenté d'érosion, sur schistes; en RCA, ce secteur est rattaché à la série des schistes d'Atta (J.L.MESTRAUD 1953), côté Zaïre au complexe épimétamorphique de l'Ubangi (P.M.THIBAUT, 1983). La navigation commerciale, qui autrefois atteignait en hautes eaux Ouango sur le Mbomou, est désormais interrompue: le seuil de Mobaye venant d'être fermé par un barrage hydroélectrique construit par le Zaïre.

Les rapides de Satéma correspondent au passage reliant les grès de Kembé à leur prolongement zaïrois orienté vers le sud-ouest: dorsale de grès-quartzites de Kota-Koli ou de Gemena. Au-delà, jusqu'à Satéma, s'étend d'abord (entre 21°50' et 22°20' mais ne dépassant pas 4°30'N) un crypto-karst (bassin Kotto, Mbraye, Boté). J.L.MESTRAUD (1953) avait bien identifié les cherts de Kassa, au confluent Kotto-Oubangui mais faute de photo-interprétation, il n'avait pu en soupçonner l'extension sur près de 2 500 km2. Un petit lambeau isolé s'observe au sud de Kembé (4°32'-21°57') ainsi que sur la rive zaïroise (4°12'-22°5') avec semble-t-il une extension au confluent Uele-Mbomou (4°07'-22°30'). Dans ce secteur, P.M.THIBAUT indique des formations gréso pélitiques à intercalations carbonatées de l'Ubangien inférieur; c'est le prolongement de la série de Bougboulou. Entre Yakoma et Ouango, ces formations font place aux facies à caractères acides du complexe du Mbomou: gneiss granitoïdes au Zaïre, granite hétérogène en Centrafrique: le modelé de l'entaille du piémont y est légèrement plus accidenté.

VI.3 Cuirassement sur le rebord méridional de la surface centrafricaine et sur le piémont oubanguien.

En conclusion de l'étude pédologique de la feuille de Bangui (Y.B.1976, Not.64), nous écrivions: "Il ne faut pas confondre niveaux cuirassés et surfaces d'érosion. Ainsi les plateaux cuirassés qui fossilisent les surfaces d'aplanissement de la dorsale (=surface) centrafricaine et de Bangui se rattachent au même niveau haut-glacis. Ce dernier considéré comme fin tertiaire, constitue un des éléments majeurs du paysage". Effectivement, les plateaux qui surmontent le Kassaï près de Bangui, ou l'escarpement de Boali portent le même cuirassement banal type haut glacis que les glacis du piémont oubanguien. Il existe toutefois une différence capitale: les glacis du piémont, notamment tous ceux qui se rattachent aux crypto-karsts, ne sont jamais surmontés de buttes témoins de cuirasses anciennes tandis que le rebord sud de la surface centrafricaine, tout comme les collines de Bangui, sont dominés d'une cinquantaine de mètres, de témoins fortement indurés. Des prospections héliportées ont montré que, sur Boda (entre 680 et 580 m), elles sont essentiellement de type "intermédiaire", mais, sur les collines de Bangui, également "mixtes" ou "très haut glacis" (entre 660 et 450 m près de Damara). Les mêmes types ont été observés sur les reliefs intercalaires de Boda (entre 560 et 530 m). Il faut signaler qu'au sud, sur Zinga, une cuirasse à composition de type intermédiaire (66 % Fe2O3, 1,5% résidu) a été relevée sur un glacis non loin de la Lobaye mais il s'agissait d'une intrusion basique (dolérite de Batalimo).

Un transect sur charnockite, effectué entre Dékoa et Sibut, montre sur le rebord de la surface centrafricaine (SIB 2 - 560 m), une cuirasse similaire (type haut glacis) à celle de la partie supérieure du piémont oubanguien (SIB 3 - 470 m). Par contre à Sibut, la mission protestante repose sur butte témoin ancienne (type intermédiaire - SIB 1 - 470 m). Sur le piémont oubanguien, les cuirasses de la base des versants se rattachent au type moyen glacis, de même que la carapace ferrugineuse conglomératique à galets qui domine de quelques mètres le lit du fleuve en amont de Bangui. Une coupe dans la terrasse à galets qui est surmontée par la mission Saint-Paul permet d'y observer plusieurs niveaux superposés à stratifications plus ou moins entrecroisées. Les abondants galets quartzeux (2 à 3 cm), parfaitement arrondis, témoignent de la force de l'érosion et de l'importance du transport à certaines périodes. Le seul oxyde métallique nettement individualisé dans cette carapace à galets est la goethite; s'il est normal qu'entre les divers niveaux, le taux de résidu quartzeux varie de 20 à 50 p 100, il est plus surprenant de noter que le rapport SiO2/Al2O3 varie de 1,94 à 2,43 et surtout SiO2/R2O3 de 0,22 à 1,68!

M.CORNACCHIA et L.GIORGI (1986) confirment l'existence de cette terrasse conglomératique cuirassée en amont de

Bangui mais ils ajoutent: "ce dispositif dont on ne retrouve aucun équivalent en aval, suggère l'existence d'un ancien verrou au niveau du seuil du Safari" (hôtel de Bangui). C'est inexact: en 1969, nous avons retrouvé la terrasse à galets à Bobassa (GA 97) et même jusqu'à 4 km du fleuve (GA 95), mais aussi à Mongoumba. On remarque seulement qu'en aval de Bangui, les graviers et fins galets sont mieux calibrés et de taille réduite d'ordre centimétrique. De nombreux graviers et galets ont été également observés sur les glacis de piémont de l'escarpement de Boali.

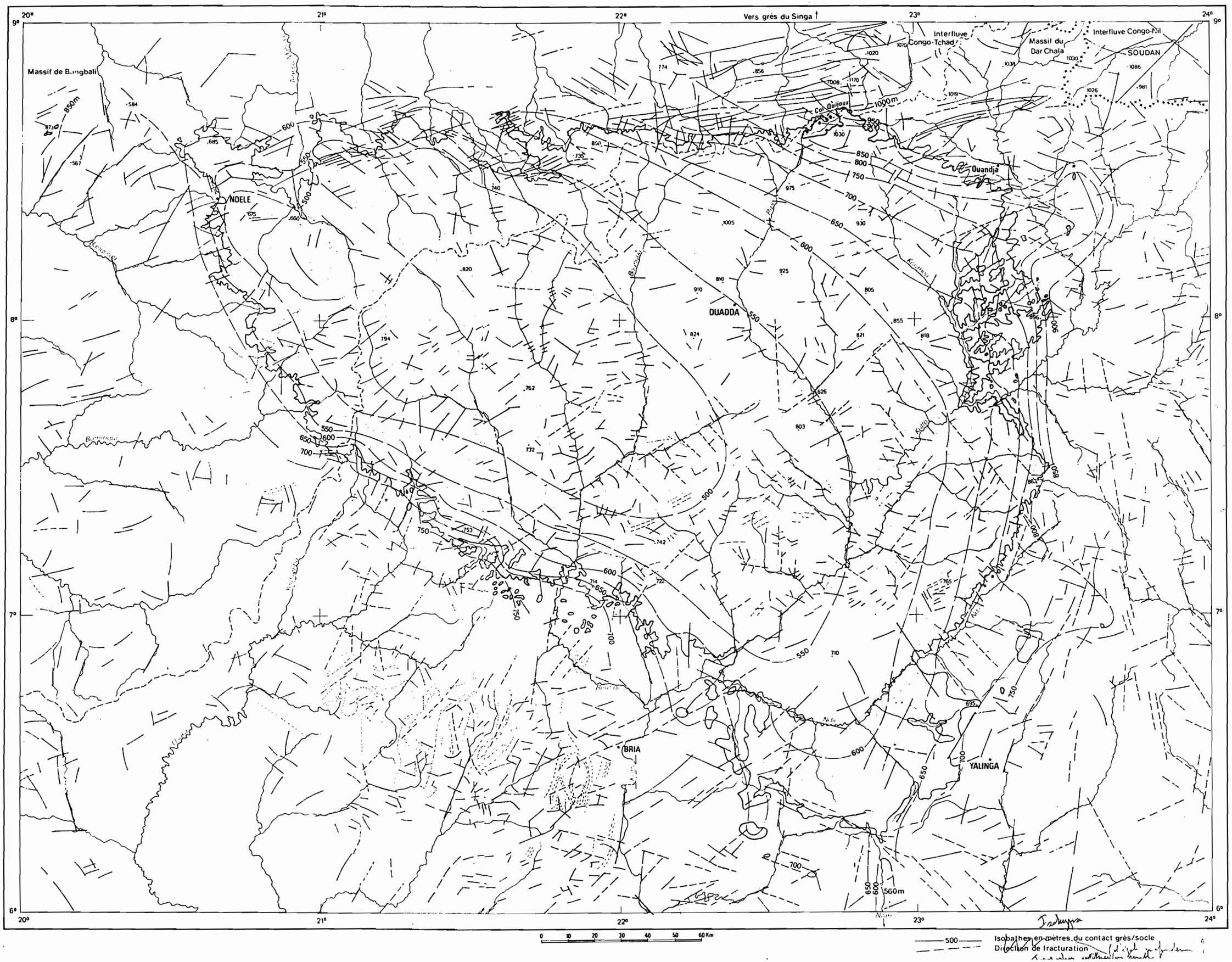
Conclusions sur le piémont oubanguien

Le piémont oubanguien, constitué de l'ensemble des glacis situés à la base de l'escarpement de la surface centrafricaine ainsi que des bas-fonds déprimés correspondant le plus souvent à des crypto-karsts, n'apparaît pas comme un ensemble homogène mais comme une succession d'entailles d'érosion ayant laissé subsister d'importants reliefs résiduels. Certains d'entre eux portent des lambeaux cuirassés pouvant être considérés comme des témoins de la surface centrafricaine. L'érosion poursuit son cours aussi bien sur l'escarpement que sur ces reliefs résiduels. Les accumulations de graviers et galets sur le piémont et la terrasse montrent que l'environnement ne fut pas toujours de type "biostasique".

En bordure de la forêt dense équatoriale, on ne manque pas de s'étonner de rencontrer sur le piémont oubanguien la persistance d'un modelé de glacis cuirassé avec la séquence classique de couleurs rouge, ocre, beige des milieux contrastés à saisons alternantes (Y.B. 1976). Ce n'est qu'au sud de Bangui et à l'ouest de Berbérati que se développe modestement un modelé sans cuirassement avec interfluves polyconvexes et passage brutal des sols rouges aux sols gris sableux de bas-fonds. Le modelé polyconvexe en demi-orange ne prend tout son développement qu'au sud Cameroun, beaucoup plus humide de nos jours il est vrai. Cet argument morphologique, s'ajoutant à d'autres, va dans le sens d'une remontée assez récente de la couverture forestière dans le bassin de l'Oubangui.

Figure 28

PLATEAU GRESEUX DE MOUKA-OUADDA



Chapitre VII: LE PLATEAU GRESEUX D'OUADDA (ou des BONGO).

VII.1 Identification - Limites (Fig.28)

Le plateau gréseux d'Ouadda couvre 48 250 km2 au centre nord-est du Centrafrique. Ces grès furent découverts par la mission Chari - lac Tchad (1902-1904). H.COURTET (1905) indique seulement: "le pays de SNOUSSI est caractérisé par des grès horizontaux en masses épaisses que l'on doit sans doute assimiler à ceux du Karoo. Ces grès ne sont que localement recouverts par la roche ferrugineuse, ils reposent sur des gneiss, des quartzites micacés ou des granites".

Le capitaine MODAT (1912) les traversa d'ouest en est. "Sur la partie occidentale, la masse des grès horizontaux, à peine entaillée par les sillons fluviaux a conservé en partie son aspect primitif de glacis". Il commit l'erreur de les imaginer comme un bourrelet annulaire dominé par un massif granitique: les monts Bongo; ceux-ci reportés d'atlas en atlas n'ont jamais existé (cf Une erreur géographique: Y.B.1987, Notice 106 pp. 107-113). Dans sa carte géologique, E.LOIR (1913) les représente, d'après ce modèle, avec une extension vers Yalinga: grès siliceux horizontaux (permo-triasiques).

La forme triangulaire du massif, allongé suivant une base ouest-est de 600 km entre Ndélé et Ouandja vers 9° N et se prolongeant vers le sud sur 500 km en direction de Bakouma jusqu'à 6° N, n'apparaît que sur la carte géologique de G.BORGNIEZ (1935) et G.KORABLEFF (1937), à la suite de reconnaissances minières effectuées par ces géologues ainsi que par F.POLINARD (1935) qui en a étudié la partie méridionale entre Bria et Yalinga.

Ce plateau s'appuie au nord-ouest sur le massif quartzitique de Bangbali et au nord-est sur celui du Dar Chala, à proximité duquel il culmine à 1 030 m. Il s'abaisse progressivement vers l'ouest et le sud jusque vers 600 m dans la vallée du Nzako et même 510 m dans l'incision de la vallée du Tété ou Manovo. Les interfluves ne s'abaissent guère au-dessous de 900 m. Seule l'extrémité nord-ouest se rattache au bassin tchadien: Bamingui-Bangoran à l'ouest, affluents de l'Aouk au nord. L'interfluve Congo-Tchad, longeant la Youhamba supérieure, s'élève insensiblement depuis 720 m vers le nord-est jusqu'à 850 m près de la source de la Boungou. De là, il suit le rebord septentrional du plateau jusqu'à l'est du col Quijoux où il atteint 1 000 m.

La Kotto qui prend sa source au N.E, dans le massif du Dar Chala, parvient à traverser le plateau gréseux de même que son affluent le Ndji, mais, contrairement à la Lobaye dans les grès de Carnot, son incision n'atteint pas le

socle. A noter toutefois la présence d'un conglomérat à galets au niveau du bac de la Kotto au S.E. d'Ouadda. Le plateau est particulièrement massif; seule sa bordure orientale, entre la Kotto et son affluent Koumou, est découpée et entaillée.

L'équivalent de la série fluvio-glaciaire (cf.chap.VIII: grès de Carnot) reste inconnu; des forages au centre du bassin seraient nécessaires pour lever cette indétermination. Les géologues qui ont parcouru cette région (H.HYDE 1946, F. DELANY 1957-59, B. BESSOLES 1955 et R.DELAFOSSE 1958-60, J.P.WOLFF 1963) décrivent deux étages: un étage inférieur: conglomérats, grès conglomératiques, argilites et un étage supérieur: grès blancs ou ocre, relativement fins à ciment kaolineux et à stratifications entrecroisées. Ils insistent sur l'irrégularité et la discontinuité des dépôts. Par analogie avec les formations du Lualaba-Lubilash (au Kasaï), les géologues leur ont d'abord donné un âge Karroo (Carbonifère-Rhétien) puis Kwango. G.BORGNIEZ, de même que J.R.VAIL (1974-78) les a également rapprochés des grès de Nubie (Jurassique-Crétacé) connus au Soudan voisin. Comme ces derniers, ils ont pu donner lieu à des remaniements éoliens (présence de grains dépolis et mats) mais leur origine est essentiellement fluvio-lacustre ou plutôt fluviatile: conglomérats à gros éléments, stratifications obliques ou entrecroisées. Tandis que R. DELAFOSSE et J.P.WOLFF estiment que les niveaux d'argilites sont intercalés dans les grès, F.DELANY a supposé au-dessus des grès crétacés l'existence d'un niveau d'argilites et de grès ferrugineux présumé Tertiaire. Il est exact que, contrairement aux interfluves sableux des grès de Carnot, ceux des plateaux d'Ouadda sont souvent constitués d'argilites et de grès ferruginisés, épigénisés par le fer en cuirasses pseudomorphiques gréseuses, mais jusqu'à ces dernières années, rien n'avait permis de dater le dépôt lui-même. A l'exception de G.BIGOTTE et de G.BONIFAS (1968) qui leur attribuent un âge Jurassique probable, chacun s'accordait à relier ces dépôts à ceux de Carnot, c'est-à-dire au Crétacé.

On peut noter que dans sa carte géologique du Soudan et des régions adjacentes, J.R.VAIL (1974-78) rattache les grès de Mouka-Ouadda à ceux de Nubie; il les estime mésozoïques et leur donne un âge "Crétacé (inférieur?)". Dans sa synthèse sur la géologie du Tchad, J.P.WOLFF (1964) considérait les grès de Nubie (constitués de même de grès, pélites, argilites, conglomérats) comme mésozoïques, les plaçant dans son échelle stratigraphique au-dessus de la série de Léré (Aptien-Albien) et de celle de Lamé (Cénomanien-Turonien). Le BRGM (1981), dans sa récente synthèse géologique sur le Soudan, indique sans précision: Crétacé pour cette formation.

Ce n'est que tout récemment que les forages du CEA sur la cuvette de Bakouma et ceux d'EXXON sur les fossés de Doséo et du Salamat permettent d'attribuer un âge Crétacé inférieur à ces formations (cf. IIIème partie).

VII.2 Escarpement de bordure.

Bien que sa hauteur de commandement varie considérablement, de deux cents mètres à quelques mètres, l'escarpement bordier du plateau gréseux ressort nettement dans le paysage, même sur les images-satellite en raison de contrastes morphologiques. Le terme de falaise gréseuse communément employé est évidemment impropre. Cet escarpement s'observe sur les trois côtés du plateau à l'exception de l'extrémité sud qui se termine en biseau et qui est par suite délicate à délimiter, notamment si les grès font place à des quartzites précambriens: les sols ferrallitiques sableux sont similaires.

Dans son ouvrage, remarquable quant à ses illustrations notamment, sur "le modelé des grès", M.MAINGUET (1972, cf pp.499-525) décrit cet escarpement. Malheureusement l'on ne disposait alors que de simples esquisses cartographiques avec courbes figuratives. L'IGN n'a édité qu'entre 1975 et 1980 les cartes régulières avec courbes de niveau (espacées de 40 m) de cette région. Il n'est donc possible que depuis ces dernières années de suivre en altitude les contacts du plateau gréseux avec le socle.

VII.2 - 1 Limite nord.

Cinquante kilomètres au large du plateau gréseux, une échine quartzitique du massif de Bangbali est surmontée de deux minces placages gréseux (cote 873 - 8°38'- 20°04'). Le plateau lui-même se termine en biseau (Fig.29) sur l'une de ces échines (empruntée par la piste Ndélé-Sokoumba) à une cote voisine de 600 m. Non loin (Kaga Tologuin ou Ndélé), l'escarpement dépasse 50 m de dénivelée.

La vallée de la Manovo entaille profondément le plateau gréseux suivant une direction N.S. de fracturation. Le contact s'opère entre 490 et 500 m sur la Manovo, et de même à 475 m sur son affluent Kourou (8°28'-20°58'). La Koumbala incise assez profondément sa vallée dans le plateau gréseux, mettant à nu des reliefs ruiniformes lapiazés (notamment autour de ses affluents Goumba: 8°30'-21°11' et Toulou, cf abri de Toulou, 8°31'-21°07'); le contact s'effectue vers 490 m au pied des chutes de Matakil (530 m - 8°33' - 21°11') et au-delà d'un interfluve gréseux culminant à 710 m, vers 510 m sur la Niao. La Gounda, seul affluent permanent de l'Aouk, incise sa vallée dans des gorges ruiniformes à plus de 40 km vers l'intérieur du plateau gréseux. Le contact avec le granite vers 560 m, est dominé de 200 m par les reliefs gréseux (cotes 770 et 745: Kaga Mara).

A l'est du 22è méridien E, le rebord du plateau gréseux correspond à l'interfluve Congo-Tchad, voisin de la cote 900 m; il domine de près de 300 m, la vallée de la Vakaga et son

Figure 29. Bordure nord-ouest sur quartzites du plateau gréseux d'Ouadda

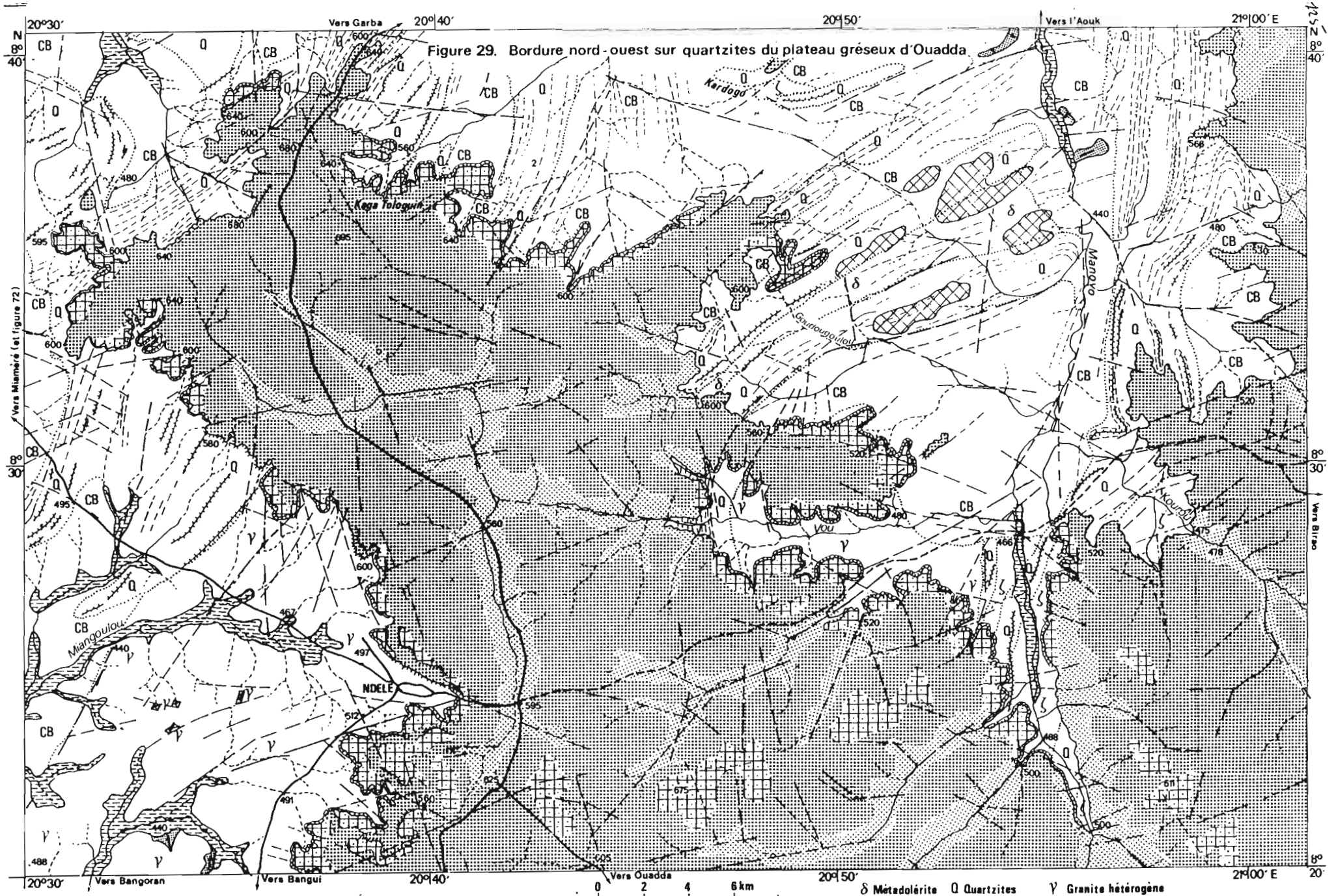


Figure ~~29~~: Bordure nord-ouest sur quartzites du plateau gréseux d'Ouadda.

Le plateau gréseux d'Ouadda se termine au nord-ouest sur les dernières crêtes appalachiennes du massif de Bangbali (cf. figure ~~32~~ qui la prolonge au N.W.). Le plateau est ici très disséqué et son escarpement occidental sert de ligne de partage des eaux entre les affluents du Bangoran au sud-ouest et ceux du Manovo et donc de l'Aouk au nord-ouest.

La forme contournée du plateau explique celle en deux branches du marigot Vou qui la draine. La pente du recouvrement gréseux du socle est assez régulière. Outre le lambeau témoin à la cote 873, sur le massif le contact s'opère en biseau au niveau 680 sur une crête quartzitique, 640 à l'extrémité N.W. La piste Ndélé - Garba emprunte le prolongement nord de cette crête si bien que le passage au grès s'y fait insensiblement vers 640m. Voisin de cette cote, au Kaga Tologuin, le contact s'abaisse progressivement. Il est proche de 620m sur un lambeau ~~perché~~ au-dessus de la butte quartzitique de Kardogo, témoin d'une ancienne extension. Pratiquement à 600m à la source du Goudougoulou, il n'est plus qu'à 520m quand la Vou quitte sa vallée suspendue sur grès pour descendre sur des barres quartzitiques transversales. L'incision sud-nord de la vallée du Manovo est profonde et le contact s'y opère à une cote voisine de 500; il ne se fait plus qu'à la cote 475 au-dessus d'une barre quartzitique transversale de son affluent Kourou. Il remonte au-delà vers l'est.

Ainsi le remplissage détritique crétacé semble s'être effectué sur une gouttière aplanie. Depuis lors, l'érosion différentielle conditionne les formes et l'ampleur des reliefs en fonction de la lithologie, comme Y.LAGEAT (1978) l'a décrit au Transvaal.

Mettant en relief les crêtes appalachiennes quartzitiques, l'évidement s'est opéré aux dépens des matériaux moins résistants du Complexe de base, gneiss notamment et surtout granite. Des sources suintent le long de ce contact et l'écoulement s'y fait mal. Des plaques de grès ferruginisés protègent les bordures de l'escarpement qui peut être dédoublé et atteindre la centaine de mètres près de Ndélé (~~cf. figure de détail n°32~~).

Figure 36 Escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda ou escarpement des Bongo

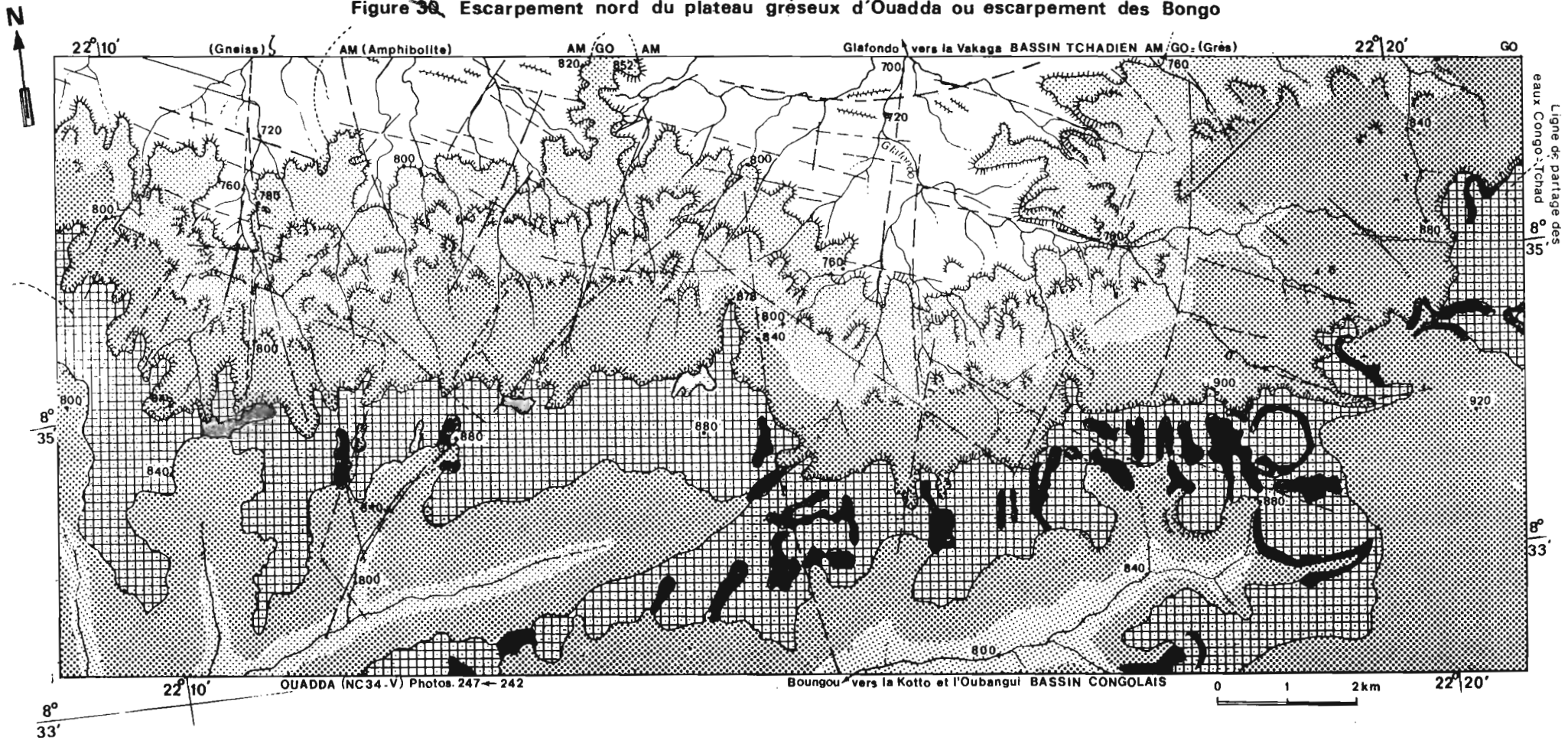


Figure 30: Escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda ou escarpement des Bongo.

Affluent de l'Aouk, la Vakaga et ses premiers affluents, telle la Glafondo, prennent naissance dans une ligne de reliefs dénommés "massif des Bongo" (cf. vers 8°35' -22°15' sur la feuille IGN: NC 34 V: Ouadda, édit.1974). Au sud de l'interfluve Congo-Tchad, les eaux s'écoulent en pente douce vers la Boungou, affluent de la Kotto et donc de l'Oubangui.

Reportée de cartes en atlas, cette appellation de massif des Bongo est erronée (cf Notice 106 - Annexe 4); cet interfluve, culminant vers 930 m et non pas à 1 400 m, correspond simplement à l'escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda, entaillé par l'érosion. Le contraste entre les deux versants de cette véritable cuesta est accusé.

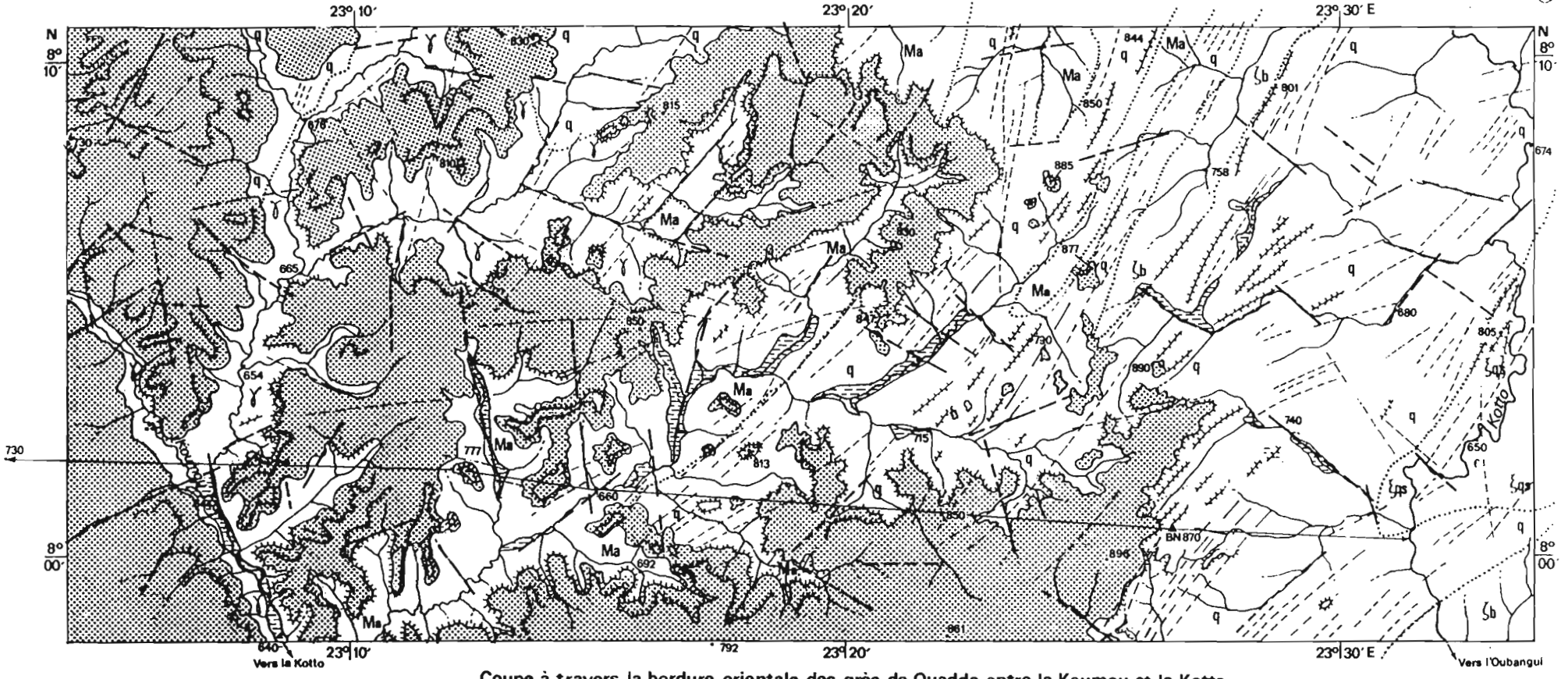
Le rôle de la couche dure sommitale est joué par un banc de grès ferruginisé localement induré en véritables cuirasses sur lesquelles ressort le liseré brillant des lakéré; l'ensemble est légèrement incliné de 850 m (vers 22°10') à 900 m (vers 22°20'). Ces grès ferruginisés sont altérés en sables sur l'interfluve lui-même au sud-est (côte 920) et dans les vallées peu incisées du revers sud: bassin de la Boungou.

Le front d'escarpement est complexe. Souligné en amont par la corniche indurée sommitale, il est constitué de plusieurs replats (vers 860-850 m, 800-780 m, 760-750 m), sortes de chevrons en forme de croissants correspondant à des bancs de grès émergeant de sables de décomposition. Ces bancs ne sont pas continus; il ne s'agit donc pas de niveaux stratigraphiques.

Le contact socle-grès s'opère au niveau 750-760 de part et d'autre d'un éperon central (cote 852) où le contact est voisin de 820 m. Ainsi l'épaisseur des grès est de l'ordre de 150 m. L'étude granulométrique et morphoscopique de cet escarpement est donnée par M. MAINGUET (1972, p.35).

Le bassin de la Glafondo qui se jette dans la Vakaga à la cote 620, est creusé dans les amphibolites migmatitiques aux arêtes rocheuses orientées N 100°E. Le ruissellement est intense; l'incision des torrents et rivières est facilitée par les directions de fracturation N 0 à 10°E, conjuguées des directions de fracturation N 100 à 90°E parallèles à l'escarpement. Ces directions qui recoupent l'escarpement gréseux sont donc postérieures au dépôt du matériau gréseux au Crétacé inférieur. Elles sont liées à l'ouverture des fossés de Doséo et du Salamat (cf XIX).

Figure 31. Bordure orientale du plateau gréseux d'Ouadda, entre Koumou et Kotto



Coupe à travers la bordure orientale des grès de Ouadda entre la Koumou et la Kotto
vers 8°01'N de 23°01' à 23°31'E

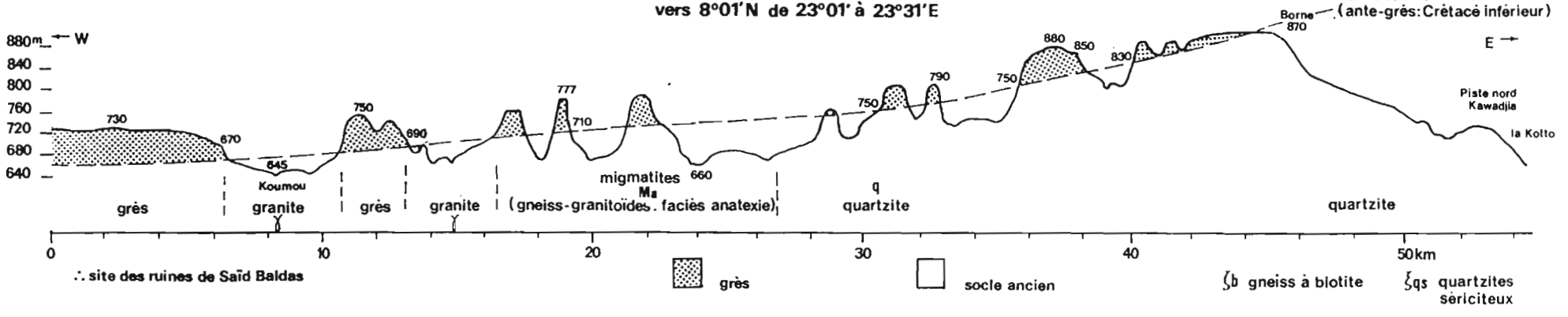


Figure 81: Bordure orientale du plateau gréseux d'Ouadda.

Ailleurs massif, le plateau gréseux d'Ouadda est disloqué par l'érosion sur sa bordure orientale, d'une part sur le pourtour extérieur par les affluents de la rive droite de la Kotto, rivière qui le contourne sur près de 150 km avant de la traverser à partir du pk 257 (cf Notice 106, p.30), d'autre part la dislocation du plateau s'effectue également de l'intérieur par la Koumou et ses affluents Mininga, Aliou ... qui ont incisé leurs vallées jusqu'au socle. Cette dislocation est beaucoup plus accusée que ne l'indiquent les cartes géologiques de reconnaissance à 1/500 000 de R.DELAFOSSE (1960b) et J.P.WOLFF (1963).

Les buttes témoins gréseuses ont été protégées de l'érosion par une ferruginisation superficielle. Leurs formes arrondies et leur induration, caractéristique en liserés, permettent de les différencier des arêtes quartzitiques du socle mises à nu dans les vallées. Dans la vallée de la Koumou, les liserés cuirassés sur grès prennent une forme particulière en "croissant", due à leur disposition pseudo structurale, dite "à joint de stratification" (M.MAINGUET, 1972).

Outre leur forme, les arêtes quartzitiques du socle se différencient par leur orientation générale N 30 à 50°E. Elles peuvent présenter des virgations (cf autour de 8°11'-23°09' et 8°09'-23°15'). Les vallées de la Koumou et du Mininga sont incisées dans le granite, celle de l'Aliou dans les quartzites; un peu plus à l'est, les vallées sur migmatites apparaissent mal drainées. La bordure orientale du plateau gréseux se termine en biseau sur d'imposantes barres ou échines quartzitiques du socle qui se prolongent vers le nord-est.

L'ancienne édition (1962) de la carte topographique IGN (NC 34 VI) Haute Kotto comportait de simples courbes figuratives. Avec la nouvelle édition (1974), il est désormais possible de tracer une première coupe de ce contact socle-grès (aux environs de 8°01'N).

Partant à l'est de la Kotto, cote 645, la coupe traverse un glacis cuirassé de piémont sur quartzites, suivi par l'ancienne piste Kawadjia-Ouandjia (près de 22°30'), remonte à travers une succession d'échines quartzitiques jusqu'à la borne 870 (23°27'), qui marque la terminaison orientale en biseau du plateau gréseux. Les témoins de ce plateau gréseux, indurés localement, atteignent 910 m (23°26'), puis 880 m (23°22'), 777 m (23°10'), 730 m (23°03') avant de remonter à 905 m (22°50'). Parallèlement le contact socle-grès s'effectue aux niveaux: 830 m (23°23'), 790 m (23°21'), 750 m (23°28'), 710 m (23°12') et 670 m (23°06') au-dessus de la Koumou qui coule à 645 m sur le granite.

Ainsi le plateau gréseux apparaît bien comme le remplissage d'une gouttière inclinée de 0,5 p.100 vers l'ouest. L'épaisseur du manteau gréseux n'atteint jamais 100 m près de la Koumou tandis qu'elle dépasse 250 m à l'ouest (sous la cote 905).

Ces vallées étaient encore habitées au début du siècle. L'explorateur P.PRINS (1908) donne le plan de la ville de Saïd-Baldas qui comptait près de 5.000 habitants. Deux ans plus tard, la ville était rasée par SENOUSSI. Désertées depuis, ces vallées sont recoupées par les camps miniers temporaires des "diamineurs". Grâce au plan et à la carte d'itinéraires de PRINS, l'emplacement de Saïd-Baldas sur la Koumou a pu être reconstitué à 8°03'-23°06' à la limite granite/grès et non pas en 8°10'-22°59'30" comme il est indiqué sur la carte IGN: f. Ouadda!

affluent Galafondo sur le piémont tchadien (Fig 30). On note que la plus grande épaisseur de grès, visible au long de l'escarpement, s'observe au contact de roches basiques (amphibolites migmatitiques); c'est non pas le massif mais l'escarpement des Bongo. Le contact avec le socle s'élève progressivement de 700 à 800 m. Voisin de 900 m au col Quijoux où il se prolonge en biseau sur une échine quartzitique, il dépasse 1 000 m au Kaga Galenguélé (8°43'-22°44'). On verra (XVII.3 - 2.2) qu'un lambeau isolé de ces grès subsiste à plus de cent kilomètres au nord de cet escarpement qui apparaît dans ce secteur central de la Koumbala, Gounda, avec des saillants et des rentrants de plus de trente kilomètres parfois. Ces incisions de vallées apparaissent nettement favorisées par les dispositions structurales; on semble loin ici du recul des versants parallèlement à eux-mêmes du schéma de L.C.KING.

VII.2 - 2 Limite orientale.

Souligné ou non par une corniche gréseuse, l'escarpement bordier se dirige à partir de ce point, vers le sud-est, surmontant quartzites et granites de la Ouandjia. Dans les alentours du célèbre monolithe gréseux du Djébel ou mont Méla (cote 944, 8°22'-23°16'), le plateau gréseux se termine en biseau au-dessus de la Kotto sur une échine quartzitique, orientée N 20° E; le contact s'effectue entre 850 et 900 m. Surmontant également une arête quartzitique, deux petits lambeaux témoins de grès s'observent à une dizaine de kilomètres à l'est de la Kotto (790 m: 8°18'-23°32' et 920 m: 8°26'-23°32'). Plus au sud, entre la Kotto et son affluent Koumou, le plateau gréseux ne subsiste plus qu'en lambeaux déchiquetés, minces placages en biseau sur des échines quartzitiques plus résistantes à l'érosion que les vallées incisées dans les granites ou migmatites. C'est le seul secteur où il est possible d'établir une coupe topographique indiquant à partir de ses contacts avec le socle l'inclinaison progressive de la couverture gréseuse vers le centre de la cuvette (Fig.31).

Le cours de la Koumou confirme les ondulations du contact socle-grès; en effet entre les cotes 620 et 618, le lit de cette rivière repose temporairement sur le grès. C'est aussitôt après son confluent (611 - 7°43' - 23°09') que la Kotto, après l'avoir contourné sur une centaine de kilomètres, entame sa traversée du plateau gréseux qui le surplombait en amont de 200 à 250 m. Au sud de la Kotto, l'escarpement gréseux, situé entre 865 et 750 m, ne surmonte plus que d'une centaine de mètres la vallée du Kpéo ou Ndji (s'écrit également Dji ou Djé!) qui, en aval de la traversée de la piste Yalinga-Ouadda, pénètre à son tour sur le plateau gréseux à une cote légèrement plus élevée (626 m).

Au sud du 7è parallèle, le plateau gréseux se termine en biseau sur le socle quartzitique: la limite est souvent difficile à préciser en raison de la ressemblance des matériaux superficiels. Sur l'interfluve entre Ndji et

Mbari, on retrouve d'ailleurs des lambeaux témoins d'une ancienne extension orientale du plateau gréseux autour de 6°53'-23°22' et même 6°57'-23°38' soit à plus de 50 km à l'est du plateau actuel: ainsi le bassin du Ndji semble correspondre à une extension ancienne de la couverture gréseuse.

Vers le sud, le plateau gréseux se termine approximativement à la source du Nzako (680 - 6°16' - 22°45'). Il est important de signaler qu'on en connaît des lambeaux résiduels méridionaux sur le plateau (cf 680 - 6°07' - 22°50') mais aussi dans la vallée du Nzako (cf 562: 6°01' - 22°53' ou 600: 5°52' - 22°52') jusqu'à la cuvette du Mpatou près de Bakouma où L.LECLERC (1968), de même que J.D.MIAUTON (1980), signalent que les forages du CEA l'ont rencontré au toit de la série carbonatée (dolomies de Bakouma), juste au-dessous des lignites du Haut Mpatou (dont l'analyse de la microflore et de la microfaune indique un milieu purement continental d'âge Paléocène, ce qui donne une limite supérieure aux grès d'Ouadda d'âge Crétacé (cf. chap.XI-4). Selon J.P. WOLFF (1963), la position de ces lambeaux gréseux à des cotes inférieures à celles du plateau ou des roches du socle environnant s'explique soit par le dépôt des grès dans des dépressions du socle imparfaitement pénéplané, soit par des mouvements tectoniques postérieurs.

VII.2 - 3 Limite occidentale.

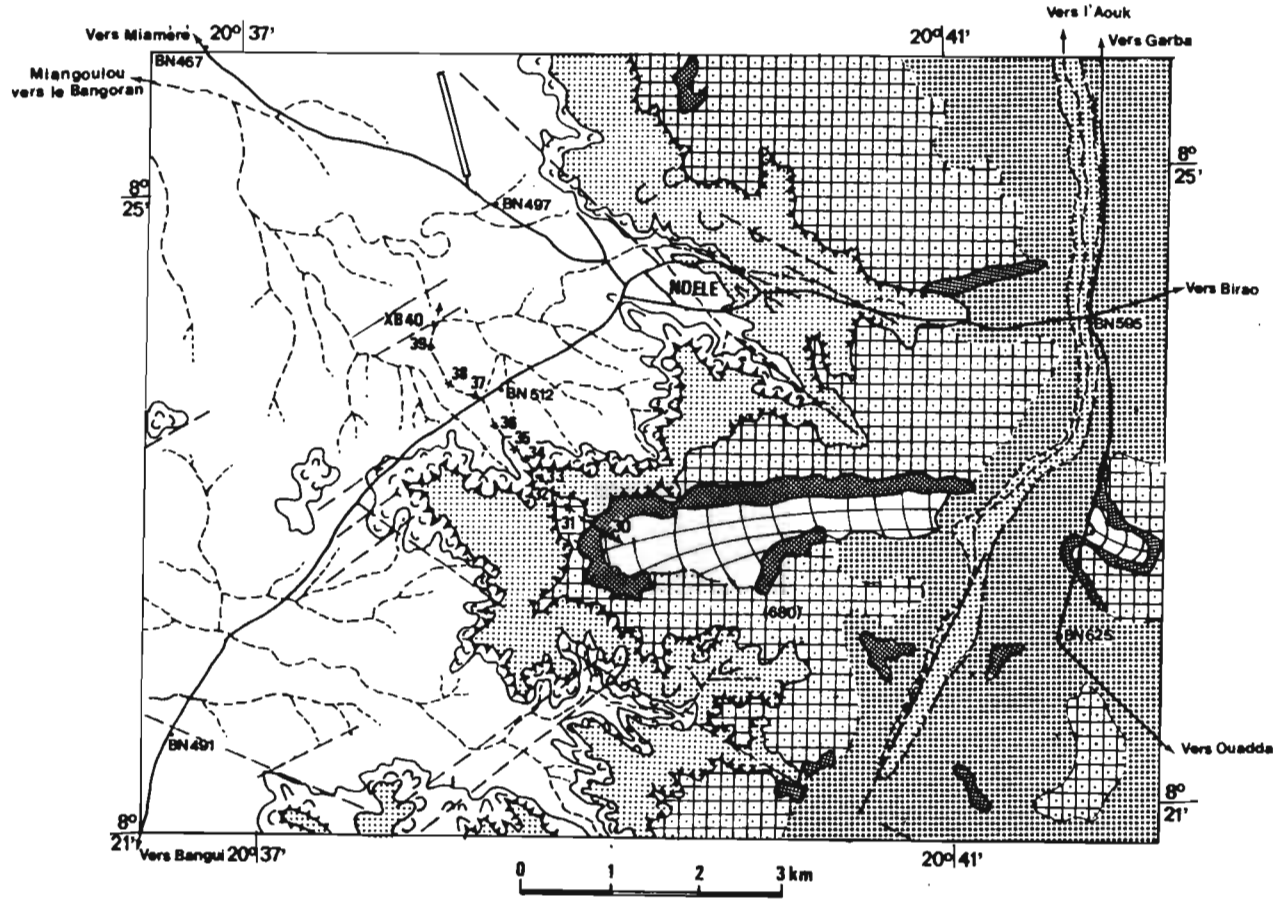
En remontant de Bakouma vers Ndélé, on rencontre symétriquement de petits placages gréseux dans le bassin de la Banga (680 m: 6°09'-22°38'; 680 m: 6°17'-22°25'). Sur la route Bria-Yalinga, on retrouve la terminaison en biseau du plateau gréseux à la source du Koundou: perte et résurgence pseudo karstique (650 m: 6°23'-22°29').

Ayant pénétré dans le plateau gréseux à la cote 626, la Ndji en ressort à la cote 590 mais déjà, entre les cotes 594 et 593, une fenêtre laissait entrevoir le socle quartzitique. De même la Kotto rencontrant le grès à la cote 611, en ressort sur migmatite (550 m: 6°54'-22°24'), à 60 km au N.E. de Bria. En poursuivant vers le N.W., le contact grès-socle s'effectue à des cotes progressivement plus élevées: 590 (Boulouba 6°56'-22°14'), 610 (Maka). La corniche de grès ferruginisé se retrouve surmontant le Boubrou: (640: 6°53'-22°06').

Contrairement à ce qui est indiqué sur la carte géologique de Yalinga-Ouest (B.BESSOLES 1962), les buttes indurées d'altitude comprise entre 700 et 764 m, situées entre 6°57' et 7°10' et entre 21°30' et 21°55'sont en fait des buttes témoins du plateau gréseux. Elles ont été protégées de l'érosion par la carapace conglomératique (conglomérat de base à galets) qui les recouvre (ex. BRIA 3: 720 - 6°58'-21°54').

D'ailleurs B.BESSOLES estimait que l'extension primitive du plateau gréseux s'étendait à une trentaine de kilomètres au sud-ouest de l'actuel escarpement. Il signalait, à ce sujet, la présence de galets roulés à 10-12 km au sud de la limite du plateau sur les rives encaissées de la Bali (vers 7°10' - 21°17'); ils lui paraissaient provenir du conglomérat.

Figure 32. Site de la ville de Ndélé dans l'escarpement gréseux, surplombant un piémont granitique mal drainé



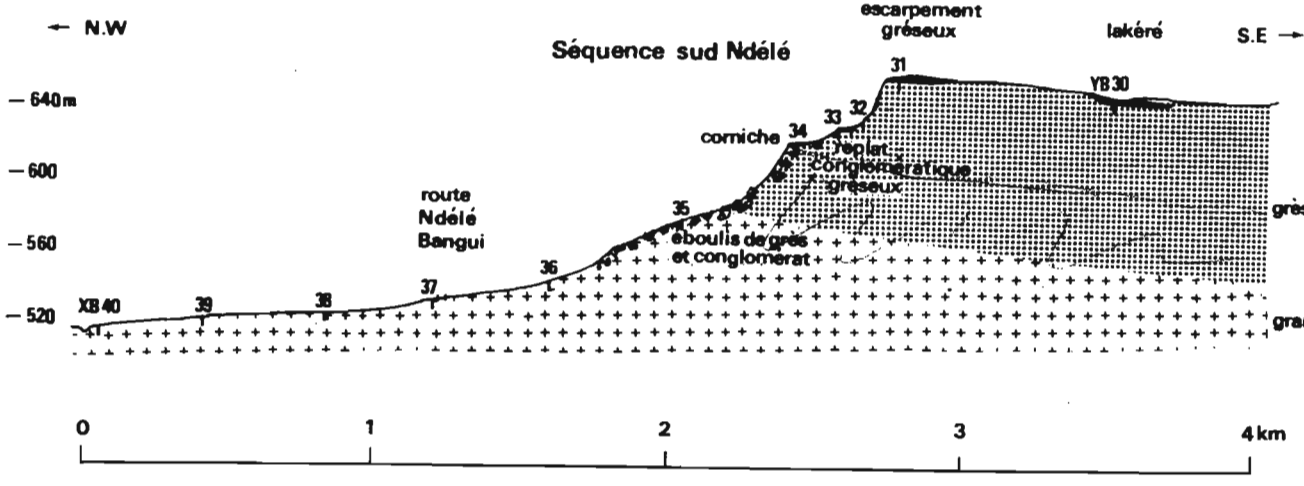


Figure 32: Site de la ville de Ndélé dans l'escarpement gréseux.

Le "Sultan" SENOUSSI fonda en 1897 la ville de Ndélé dans une anfractuosité abritée de l'escarpement N-W du plateau gréseux d'Ouadda. Liée à des directions de fracturations N 120 à 130°E, cette entaille facilite les liaisons routières entre Bangui au S.W, le Soudan au N.E mais aussi le Tchad au N.W et le S.E centrafricain.

Au nord de la ville (cf fig.3.06-3.07-3.139. in M.MAINGUET, 1972) l'escarpement du plateau gréseux se subdivise en une série de marches d'escaliers à modelé turriforme. L'individualisation en tourelles est calquée sur un réseau quadrilatère de cassures, de diaclases; leur modelé est émoussé par desquamation. Certaines parois sont creusées d'alvéoles. Entre les tourelles, la roche est couverte d'un mince manteau de produits de décomposition sableuse.

La toposéquence sud de Ndélé (XB 30 à 40) relie le plateau gréseux au bassin amont du Miangoulou, affluent du Bangoran vers l'E-SW, tandis que sur le revers de l'escarpement incliné en pente douce vers l'est, une gouttière très légèrement concave, encadrée par un lakéré (XB 30) en épingle à cheveux, sert au rassemblement des eaux de pluies vers la Vou, affluent du Manovo et donc de l'Aouk au nord. Dans cette cuirasse massive bariolée, la goethite prédomine sur l'hématite et la goethite.

La table gréseuse sommitale, voisine de 650 m, est un grès ferruginisé rubéfié: (XB 31) d'aspect conglomératique nodulaire. Son ancienneté relative est soulignée par l'hématite qui l'emporte cette fois sur la goethite et la gibbsite, avec seulement 6 p.100 de résidus quartzeux.

Au pied de la corniche, un profil de sol ferrallitique appauvri, sableux (XB 32) avoisine un replat conglomératique avec une cuirasse pseudomorphique vacuolaire bariolée ocre rouge (5 YR 4/6) à jaune (10 YR 7/4) renfermant des petits galets quartzeux parfaitement arrondis (XB 33); cette fois la goethite et, en raison du bon drainage, la gibbsite, l'emportent sur l'hématite.

Le replat se termine par une corniche conglomératique à galets: le pourcentage de résidus quartzeux passe de 19,5 à 50,5 (XB 34).

Au-dessous de cette deuxième corniche, le contact socle-grès est caché par un pavage d'éboulis de débris gréseux et de galets de quartz pouvant atteindre 15 cm de diamètre.

Au pied de l'escarpement le profil XB 36 est un sol beige taché de rouge avec une structure prismatique nette; idem XB 37. Le profil XB 38 s'en différencie par, au-dessous de 60 cm, un horizon à nodules ferrugineux plus ou moins soudés en carapace. En aval sur granite, XB 39 et 40 sont des sols hydromorphes vertiques: des fentes verticales entrainant une structure prismatique nette, présence de facettes lisses et striées. L'analyse d'argiles indique de la montmorillonite à côté de kaolinite et de traces d'illite. Cette présence de montmorillonite s'explique par une saturation en eaux à la base du grès perméable et du socle imperméable; un niveau de sources suit la base de l'escarpement.

La végétation environnante est une savane médio-soudanienne à Terminalia laxiflora, Detarium microcarpum, Maytenus senegalensis, Ximenia americana. Sur le plateau et la corniche gréseuse, on observe: Monotes kerstingii, Burkea africana, Strychnos spinosa, Pericopsis laxiflora. A la base de l'escarpement, on relève: Pterocarpus lucens, Entada oubanguiensis... Par contre sur l'entaille granitique, dans une savane dégradée, on identifie avec le karité: Butyrospermum paradoxum, Antidesma venosum, Acacia sieberiana, Pseudocedrela kotschyi, espèce qui affectionne les sols vertiques argileux et pas du tout les sols sableux sur grès.

Dans les incisions des vallées, le contact socle-grès s'établit à la cote 583 pour la Boungou au sud de Mouka, 618 pour la Koucha, 599 pour la Bali, 646 m pour la Youhamba, 515 pour la Sangha, 520 pour le Bamingui, 522 pour le Bangoran, 520 pour le Godovo. Ces quelques exemples montrent que tandis que la limite orientale du contact socle-grès remonte très progressivement de 600 à 1 000 m vers le N.E., la limite occidentale fluctue sur de très courtes distances entre 500 et 700 m.

On constate ainsi que l'escarpement est très marqué au-dessus de roches basiques (Galafondo), encore accusé au-dessus de dépressions granitiques (Gounda, Koumbala, Ndélé) (Fig.32), un peu moins sur migmatites. Il se termine en biseau à peine sensible sur socle quartzitique (au sud de Ndji) ou sur des échines quartzitiques (extrémités N.E. et N.W. des grès, Fig.29). Contrairement à ce qu'indique R. DELAFOSSE (1960c), les formations tchadiennes n'arrivent pas au contact du plateau gréseux; ce dernier repose entièrement sur le socle. A défaut de preuves qui seraient fournies par des sondages, on peut ainsi donner une première estimation du tracé des courbes d'égales altitudes (isobathes) du contact socle-grès (Fig.28). La courbe 500 n'est connue que sous le quart nord-ouest du plateau gréseux, la courbe 550 m s'étend sous la moitié occidentale du plateau jusqu'au sud de la vallée de la Kotto. La courbe 600 dépasse au sud la vallée du Ndji; à l'est, elle est très proche du contact grès-socle de la vallée de la Kotto (cote 611)

VII.3 Forme du bassin. Epaisseur. Tectonique.

Ces données indiquent que la surface d'érosion antérieure aux grès ne correspondait pas, comme on l'a souvent dit, à une cuvette mais à une gouttière allongée S.E.-N.W. depuis le Nzako, jusqu'au bassin Manovo, Koumbala, entre les deux massifs résiduels sur socle de Bangbali et du Dar Chala. Sa pente moyenne s'abaisse de 650 m du seuil situé au sud de Mbi jusqu'à 475 m sur la Manovo, donc de 175 m en 330 km à vol d'oiseau, soit une pente très réduite de 0,5 p.1 000.

En confrontant cette interprétation des lignes d'égales altitudes des contacts socle-grès avec la carte oro-hydrographique de RCA (Notice 106), on peut donner une estimation de l'épaisseur de la couverture gréseuse. La moitié du plateau gréseux se situe au-dessus de 700 m d'altitude mais 1/6 seulement au-dessus de 800 m. La couverture gréseuse représente moins de 200 m d'épaisseur sur plus de la moitié du plateau. Des épaisseurs de 300 m semblent assez rares et des épaisseurs de grès supérieures à 400 m ne peuvent être qu'exceptionnelles (par exemple au-dessous du point coté 1 005 m, à 30 km au nord d'Ouadda, Fig 28).

Une annotation du géophysicien P.LOUIS (1970, cf p.160) semble confirmer cette interprétation. Traitant des fossés

d'effondrement de Doba et de Baké-Birao, il écrit: "une digitation importante de l'anomalie s'étend vers le sud, jusqu'à Ndélé en République Centrafricaine, débordant largement le bassin sédimentaire. Ceci tendrait à montrer qu'il ne faut pas chercher à interpréter l'ensemble de cette anomalie uniquement en terme d'épaississement sédimentaire. Il semble donc qu'il faille laisser un rôle aux hétérogénéités du socle..."

Dans cette configuration, l'alimentation en sédiments de la cuvette se serait effectuée essentiellement à partir du sud-est et secondairement à partir des bordures occidentales et nord-orientales. Cette interprétation permet de concilier celles apparemment divergentes des géologues. En 1935, G.BORGNIEZ notait: "le conglomérat possède sa puissance maximale aux environs de Ndélé. Cette puissance diminue vers le S.E. et, près de Yalinga, le conglomérat fait souvent défaut. On peut en déduire que la direction des principaux apports de galets était N.W.- S.E.".

En 1958, B.BESSOLES et R.DELAFOSSE écrivaient encore: "la bordure nord du plateau gréseux correspond exactement à l'extension primitive des grès". Peu après R.DELAFOSSE (1960c) observait le lambeau témoin surmontant le massif de Bangbali, 60 km à l'ouest, et surtout le lambeau basculé, dénommé grès de Singa, émergeant à peine de la plaine de l'Aouk à 125 km au nord du plateau.

R.DELAFOSSE (1960a) a montré que dans la partie nord orientale du bassin, la sédimentation provenait d'un secteur nord-est. Il a même identifié des chenaux orientés NE-SW de la paléotopographie du socle. Inversement pour F.DELANY (1959), l'origine de la sédimentation serait méridionale: "la stratification oblique correspond à la sédimentation dans un grand fleuve à courant régulier provenant du quartier sud". J.D.MIAUTON (1980) confirme cette interprétation dans la vallée de Nzako, "le gradient granulométrique indique une direction d'apport du sud vers le nord. La phase tectonique post-crétacé qui détermine un système de fractures E.W, inverse la morphologie générale et le sens des drainages".

On a beaucoup parlé d'un basculement du bassin. Des directions de fracturations N 80° E s'observent sur l'escarpement nord du plateau gréseux. Elles correspondent au grand axe de fracturation qui s'étend depuis Bozoum jusqu'à Ouanda Djallé, parallèlement au fossé de Doba-Birao. Il s'agit là de fracturations précambriennes qui ont rejoué vers l'Eocène puisqu'elles recoupent les grès.

Selon G.BORGNIEZ (1935), "l'ensemble (du plateau gréseux) est affecté par des ondulations et des failles normales, toutes perturbations dirigées approximativement NE-SW et NW-SE", notamment "le long de la Goro supérieure, on remarque deux failles normales de directions NE-SW". E.POLINARD (1935) signale qu'il a observé "des directions de diaclases de 45-50° et de 120°". B.BESSOLES (1962) constate

qu'il est très "difficile d'observer des failles dans la série".

Par contre la photo-interprétation révèle nettement que le tracé des cours d'eau emprunte des directions de fracturations. Par exemple N 60°E pour certaines portions des cours de la Kotto, du Ndji, de la Boungou et de la Mbali. La Bohou a une portion de son cours curviligne avec des affluents rayonnants, certains dans le prolongement les uns des autres (cf Békwa: 7°46'-21°13'). Photo-interprétation et images-satellite confirment que la forme triangulaire du plateau gréseux et l'aspect denticulé de ces bordures sont commandés par le réseau de fracturations qui l'encadre.

Le réseau hydrographique des grès a été étudié par M.MAINGUET (1972). Par rapport au réseau hydrographique complexe et dense (maille inférieure à 500 m) sur socle précambrien, les mailles sont rectangulaires à arrondies sur grès; des interfluves d'environ 1 km les séparent.

VII.4 Contact socle-grès (Fig.28)

La surface d'aplanissement antérieure au dépôt des grès n'est connue que par ses contacts avec le socle de la périphérie du plateau. Ce contact est souvent masqué par des éboulis gréseux, la rupture de pente entre talus rectiligne d'éboulis et corniche gréseuse appartient à l'escarpement gréseux en règle générale. Il s'agit donc de pseudo-cuesta au sens de J.DEMANGEOT (1961). Au sujet de ce contact observé dans le bassin de la Kotto, E.POLINARD (1935 cf p. 30-31) note: "C'est dans les parties déprimées d'un continent grossièrement aplani par la pénéplanation que ces dépôts se sont effectués... La zone de contact est caractérisée par une humidité continuelle, des suintements et des sources... elle se fait suivant une surface irrégulière, bosselée, présentant des prééminences et des dépressions".

F.DELANY (1959) précise: "l'érosion de ce socle constitué de roches de duretés différentes a provoqué des irrégularités de surface qui expliquent les dénivellations brutales constatées dans les niveaux de base des grès. Une altération curieuse des niveaux supérieurs des roches du complexe de base apparaît très nettement en plusieurs points. La roche saine passe vers le haut à une masse brune compacte où seules les traînées de quartz reflètent l'ancienne structure de la roche foliée. Les minéraux colorés ainsi que les feldspaths ont été remplacés par une pâte ferrugineuse dense. Des galets et grains de quartz sont cimentés dans les derniers centimètres au sommet de cette roche brune". Tandis que seules des argiles 1:1 (type kaolinite) ont été reconnues sur le plateau gréseux, on peut observer (Y.B. 1971) à proximité du contact à Ndélé sur granite ainsi qu'au pied de l'escarpement des Bongos sur amphibolites, quelques plages d'argiles 2:1 (type smectite).

Sur ces argiles montmorillonitiques imperméables, un niveau de sources est fréquent.

VII.5 Divers ensembles dans les grès.

B.BESSOLES et R.DELAFOSSE (1958) distinguent deux ensembles dans les grès. A la base, on observe des conglomérats, des grès conglomératiques, des argilites. Il s'agit plus d'une association que d'une superposition: les conglomérats forment des lentilles et des chenaux au sein d'une masse de grès grossiers. Le ciment, dans la partie orientale du plateau, est très riche en oxydes de fer et confère à la roche une teinte rouge violacée qui, en général, n'apparaît pas à l'ouest où les teintes sont plus claires. Il en est de même pour les argilites rouges à l'est, blanches à l'ouest. "On peut observer localement des signes d'érosion entre deux niveaux de grès". Ces grès et conglomérats de base résultent de la destruction des collines du socle. Au N-E du plateau, ces dépôts torrentiels proviennent de la destruction de roches très ferrugineuses tandis que les roches du socle, moins ferrugineuses à l'ouest, donnent une teinte plus claire au grès".

Aux dépôts torrentiels de la première phase ont succédé des dépôts fluviatiles (et lacustres ?) qui ont formé un deuxième ensemble, celui des grès kaoliniques. Ces deux ensembles peuvent être associés. Lorsque les grès conglomératiques surmontent les grès à stratifications entrecroisées, les phénomènes d'érosion conduisent à la formation de grottes et d'arches naturelles. L'une d'entre elles particulièrement élancée vient d'être découverte dans le haut bassin de l'Orotoulou (vers 8°35' - 21°50').

VII.6 Formes de relief.

La morphologie gréseuse donne naissance à des formes de reliefs remarquables. On peut citer le mont Méla, 944 m, monolithe gréseux, butte témoin ruiniforme, percée de multiples cavités, qui servit de forteresse et de refuge jusqu'en 1902 (P.PRINS, 1909). D'autres monolithes restent quasi inconnus, tels Yanga (7°53'-22°44'), cote 803 (7°38'-22°15') ou les cotes 762 (7°03'-23°05'). Les gorges de la Pipi, près d'Ouadda, criblées de marmites de géant, sont agrémentées d'un pont naturel dont la base correspond à un joint de stratification, surmonté d'une dalle de grès à stratifications obliques (cf fig.2.14 in M.MAINGUET 1972). Ce pont est situé à proximité d'une arche naturelle massive, dénommée: "Arc de triomphe". Les belles chutes comme celle de la Koumbala sont rares, de même que les gorges encaissées (Gounda supérieure, Goungou: 7°27'-28°04'). Les reliefs lapiazés ruiniformes avec abris sous roches (abris de Toulou) s'observent en divers endroits à Mouka, sur la

Koumbala et ses affluents Goumba, Toulou, la Tiamotou (8°31'-21°22'), la Goro (8°33'-21°49').

On connaît également des manifestations du type pseudo-karstique: vallées sèches (8°02'-21°10' ou 7°04'-22°49'), avens (8°04'-21°09'30", 7°15'-22°23'20", 7°43'-22°31', 8°04'-22°13'30": ce site repéré en photo-interprétation semble être celui pour lequel MODAT (1912, p. 16) évoque "de vastes marmites de plus de 20 m d'ouverture. Le sous-sol affouillé par les eaux forme de petites cavernes s'ouvrant dans tous les sens autour de cet énorme entonnoir". Des pertes et résurgences sont signalées: de l'Aliou (8°28'30"-22°59'20"), de la Koundou (6°23'-22°29'20").

Malheureusement pour le tourisme, ces curiosités restent très difficiles d'accès, dans cette région désertée depuis près d'un siècle. C'est notamment le cas de l'escarpement ruiniforme du Kaga Léga au-dessus du confluent Manovo-Koumou (cote 727 m: 8022'-22°54'), jamais décrit depuis le témoignage évocateur du Capitaine MODAT (1912, p.21): "la roche découpée par ces gorges étroites forme tantôt des cirques dont les assises de grès constituent les gradins et tantôt des monolithes immenses creusés intérieurement de cavernes... un bloc isolé de couleur rougeâtre est percé de part en part par une grotte capable d'abriter une tribu entière... vaste salle circulaire de plus de 60 mètres de diamètre... A droite et à gauche, se dressent les falaises rougeâtres qui émergent brusquement dans un à pic impressionnant de 50-60 mètres. La roche percée de cavernes est formée de couches superficielles de grès et de conglomérats d'épaisseur variant de 0 m 50 à 4 mètres..."

VII.7 Sols et Modelés.

Le voyageur qui traverse le plateau gréseux retient essentiellement la monotonie du paysage (entre deux axes de drainage principaux, longitudinaux, les interfluves peuvent s'allonger sur plusieurs kilomètres), la texture sableuse des sols révélée par la fragilité des pistes ensablées qui se ravinent fortement au débouché des vallons, la rareté relative des affleurements gréseux, la couleur rouge des sols visible sur les multiples termitières cathédrales hautes de plusieurs mètres.

Les interfluves polyconvexes, faiblement incisés portent des savanes boisées (dites savanes-parcs ou forêts claires), médio-soudaniennes à Isoberlinia-Monotes-Uapaca, parsemées de Bambousaies sur les deux tiers septentrionaux, et des savanes soudano-guinéennes avec Prosopis africana sur le tiers méridional. En raison de l'éloignement des points d'eau sur les interfluves, ces derniers n'ont jamais dû être défrichés; ils conservent des témoins de forêts denses semi-humides, uniques en Afrique. Il reste préférable de laisser sous couvert naturel ces sols (ferrallitiques

appauvris psammitiques cf.p.76, Notice 100) pauvres et fragiles. Les vallées sont peu incisées à fond plat recouvert de prairies herbeuses mal drainées; des niveaux de sources en jalonnent les bords. Selon MODAT, "des prairies marécageuses s'étalent sur les rives indiquant que dans le sous-sol, le granite n'est pas loin". En fait l'érosion est très insuffisante pour traverser le plateau gréseux: ce soubassement imperméable traduit seulement l'extension des intercalations d'argilites ou plus probablement de grès ferruginisé en carapace ou cuirasse.

Comparativement au socle qui l'encadre, la remontée d'une végétation plus humide sur le plateau gréseux confirme que ce milieu bien que perméable, est relativement humide et frais. Le sous-écoulement est important mais la nappe phréatique n'est jamais très profonde, le plateau gréseux constitue un des trois grands réservoirs hydro-géologiques du pays. D'ailleurs ses vallons n'ont pas une largeur homogène; ils sont constitués d'une succession d'évasements marécageux et de rétrécissements au cours torrentiel. Les parties basses sont remblayées par des colluvions-alluvions beiges, très sableuses.

VII.8 Cuirassement.

VII.8 - 1 Morphoscopie et composition.

Sur ce plateau gréseux "à mince manteau d'altérites", selon l'expression de M.MAINGUET (1972), le cuirassement ferrugineux est beaucoup plus largement répandu que ne le laisserait supposer un simple itinéraire transversal par les pistes sableuses. F. DELANY (1959) signale localement des signes d'érosion entre deux niveaux de grès. De même, selon B.BESSOLES et R.DELAFOSSE (1958), on observerait au sein d'un grès des niveaux latéritiques fossiles, formant des surfaces irrégulières avec une teneur accrue en oxyde de fer. Ceci laisserait supposer que la sédimentation n'a pas été continue; il y aurait eu alternance d'épisodes fluviatiles et d'émersions, laissant agir les phénomènes pédologiques. Faute de forages, seuls ont été étudiés les affleurements cuirassés.

Les cuirasses sur grès fournissent un des meilleurs exemples de la formation autochtone de la plupart des cuirasses aux dépens de la roche sous-jacente. La simple description morphoscopique permet en général de les différencier des cuirasses sur socle. Partant de grès fins essentiellement siliceux, de composition moyenne: SiO_2 - 85 à 97 % avec Al_2O_3 - 2 à 5 % et Fe_2O_3 - 0,5 à 4 % seulement, on observe en surface une ferruginisation des grès par imprégnation. Le niveau supérieur "grès ferruginisé" des géologues, résulte en fait de transformations pédologiques. Ces grès ferruginisés renferment près de 35 % de Fe_2O_3. Or selon M.MAINGUET, la porosité du grès étant de 15 % et la densité du fer double de celle du grès, le pourcentage de

fer logeable dans les pores serait donc d'environ 30 %; il peut y avoir en outre dissolution de la silice.

L'aspect de la cuirasse gréseuse reproduit celui de la roche, on parle de cuirasse pseudomorphique. On y retrouve les mêmes grains de quartz que dans les grès mais ils apparaissent souvent fissurés, éclatés par des imprégnations ferrugineuses: le quartz est "carié". Tandis que sur le socle les cuirasses sont séparées de la roche saine par un niveau meuble: altérites ou lithomarge, les cuirasses gréseuses peuvent reposer directement sur le grès.

Encore poreux ou vacuolaires, ces grès ferrugineux renferment en moyenne 25 % de résidu quartzeux, 30 % de kaolinite, autant de goethite avec un peu de gibbsite ou d'hématite. Lorsqu'on se demande d'où provient le fer, il faut se rappeler que le plateau gréseux n'est pas homogène; comme le signale R.DELAFOSSE, "les argilites terminales couronnent les plateaux, elles sont toujours très ferrugineuses avec une teneur en fer pouvant atteindre 40 %". F.DELANY (1959) relève "l'association normale des argilites avec la latérite des plateaux présumée tertiaire". Par contre certaines cuirasses sont récentes; ce même auteur signale "des outils préhistoriques (petits éclats de quartz filonien: lunules) dans la dalle des latérites de la Yangougouda: Magosien ?"

Un autre exemple de cuirasse autochtone est celui des cuirasses conglomératiques à galets développées sur le conglomérat de base. On l'observe non seulement sur la bordure nord du plateau, mais sur le pourtour de l'escarpement. Graviers ou galets, parfaitement arrondis, atteignent couramment la taille d'un oeuf de pigeon. La composition moyenne de cette cuirasse conglomératique est de 51 % de résidu quartzeux, 19 % de kaolinite et de goethite avec 5 % d'hématite et de simples traces de gibbsite.

VII.8 - 2 Types de cuirassement.

Sur 35 échantillons analysés, l'un est remarquable pour le Centrafrique XB 11 (820 m: 8°39'-20°07'). C'est une cuirasse pisolithique à pisolithes rouge clair (2,5 YR 6/6), parfois avec des fragments de roche: brun foncé (2,5 YR 3/4) ou rouge foncé (7,5 YR 3/6), cortex ocre rouge (5 YR 4/6) dans une matrice claire rosée (5 YR 7/4) ou brun très pâle (10 YR 7/9). L'analyse triacide indique: Al2O3: 60,0 %, perte du feu 26,4 %, Fe2O3: 6,0 %, TiO2: 2,75 %, SiO2 (silicates) 2,55 %. L'analyse minéralogique donne: 40 % de gibbsite, 30 % de boehmite (AlOOH), 19 % d'hématite et 11 % de goethite. C'est la seule cuirasse centrafricaine véritablement bauxitique; ~~son site est d'ailleurs unique:~~ ~~sur un~~ lambeau gréseux, témoin perché sur le massif quartzitique de Bangbali dominant de 400 mètres la plaine néotchadienne de l'Aouk.

Un échantillon a été qualifié de "mixte" (30 % de gibbsite, idem d'hématite), quatre d'intermédiaires: souvent scoriacés, parfois lobés, amiboïdes violacés (7,5 R à 10 R 3/3), parfois brun jaune, à hématite surtout et très peu de quartz. Les cuirasses "très haut-glacis" ont de la gibbsite individualisée à côté d'hématite (23 %), de goethite (20 %) mais aussi de quartz (14 %). Restent les cuirasses banales, type "haut-glacis" pseudomorphiques ou bréchiques, de couleur rouge (2,5 YR 3/6) à jaune (10 YR 6/6). A côté de kaolinite (33 %), elles renferment de la goethite (27 %), du résidu quartzeux (23 %), peu d'hématite et encore moins de gibbsite.

Leur altitude moyenne est de 690 m mais il apparait que les cuirasses anciennes ont été prélevées sur les bordures affaissées nord-ouest et sud du plateau gréseux, le type "très haut-glacis" non loin, tandis que le type "haut-glacis" était prélevé sur la ligne de partage des eaux Congo-Tchad: centre et bordure orientale, les cuirasses les plus récentes s'observent par inversion de relief sur les secteurs actuellement surélevés.

Il n'existe pas de buttes témoins cuirassées surmontant le plateau gréseux, sinon de quelques mètres au plus. Citons sur la bordure nord, celle de la Zoukoutounia (675 m: 8°35'-20°37') ou de Poto-poto (870 m: 8°38'-22°37'). Le niveau de grès ferruginisé en carapace ou cuirasse fossilise au moins partiellement l'ancienne surface structurale du plateau gréseux. Son extension a été probablement sous-estimée. L'étude de la séquence de Ngui (6°28'-22°49' cf. fig.18 in Y.B.1983a) révèle ainsi que, sous un mince revêtement sableux (un à deux mètres), l'interfluve est en majeure partie occupé par une cuirasse démantelée, délicate à déceler en photo-interprétation.

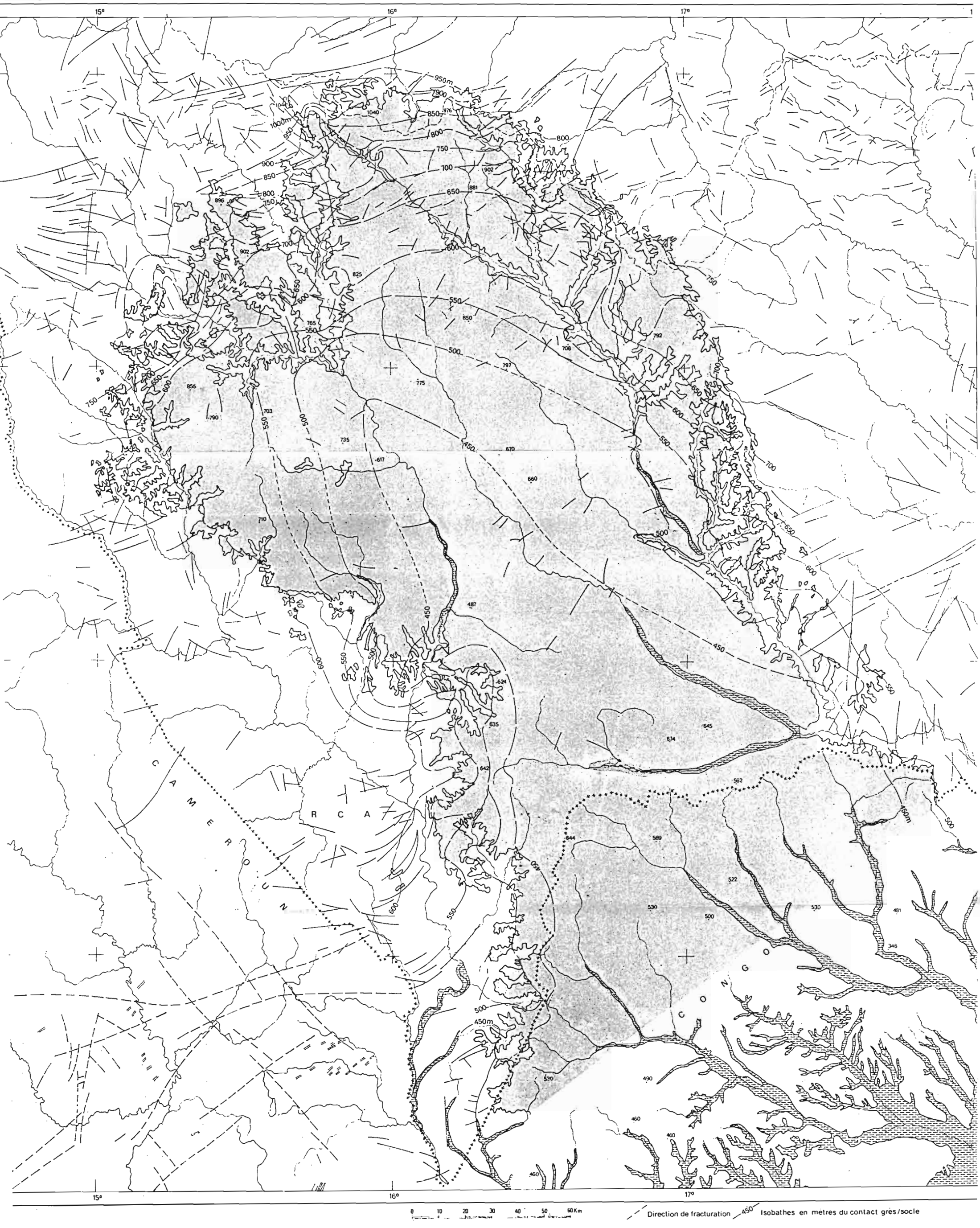
VII.8 - 3 Modelé cuirassé.

Ces interfluves de grès ferruginisés représentent l'essentiel de l'induration du plateau d'Ouadda. Dans son étude, à la suite d'une tournée commune, M.MAINGUET (1975) s'est surtout intéressée au cuirassement secondaire de versant: lakéré, cuirasses de ressuyage du manteau, le plus souvent en bas de versant, situées symétriquement de part et d'autre d'une vallée (celle de la Pipi notamment), cuirasses de sources. On peut y rattacher les très curieuses cuirasses curvilignes en croissant, à disposition pseudo structurales, dites "à joint de stratification" qui abondent sur la bordure orientale du plateau gréseux, dans le bassin de la Koumou particulièrement. Ces cuirasses qui soulignent les bancs rocheux, ne sont pas jointives latéralement; ce ne sont pas des repères stratigraphiques. Sur le terrain, on observe (cf OAD 13: 8°14'-22°59'30") sur une pente relativement accusée (8 %), un pavage d'éboulis de cuirasses.

Après la description du plateau gréseux de Gadzi-Carnot, sera esquissée une comparaison entre ces deux ensembles.

Figure 33

PLATEAU GRÉSEUX DE GADZI-CARNOT



Chapitre VIII: LE PLATEAU GRESEUX DE GADZI-CARNOT

VIII.1 Identification - Limites (Fig.33).

Le plateau gréseux de Gadzi-Carnot s'étend au sud-ouest du Centrafrique, sur près de 42 400 km2 en territoire centrafricain. Il doit approcher de 50 000 km2 si l'on y adjoint son prolongement congolais. A l'appellation de "grès de Carnot" des géologues, il nous semble préférable pour une description morphologique d'évoquer le plateau de Gadzi-Carnot: Gadzi est situé sur un interfluve (cote 611-4°47'-16°43'), tandis que Carnot se niche dans la vallée de la Mambéré.

Ce plateau se présente en de larges interfluves multiconvexes dont l'enveloppe correspond à un plan légèrement incliné vers le bassin du Congo au S.E. Il culmine au nord de Baoro (cote 1040 - 5°51'-15°57'); à noter qu'une butte témoin à proximité de Bouar est légèrement plus élevée (1044 m-5°53'-15°39'30"). Par le seuil de Wen-Kolo (955 m-5°57'-15°49'30"), il se rattache pratiquement au plateau de Bouar. Près de Gadzi, il est voisin de 7-800 m; sur la frontière Congo-RCA, il est compris entre 5 et 600 m. Au Congo, ses produits de démantèlement semblent disparaître sous les alluvions récentes vers 350-400 m.

Dans une Note sur "la perception de l'ensemble gréseux" (Y.B., 1983 e), nous avons relevé que les premiers explorateurs avaient mentionné quelques caractères du modelé gréseux sans en identifier la nature. Le docteur HERR (1896) qui accompagnait la mission CLOZEL (1894-95), dénomme le premier: "le sol sableux s'agglomérant pour former un grès blanc, veiné de rouge..., des falaises bordent le plateau gréseux". Cette identification fut confirmée par M.BARRAT (1895): "les bancs horizontaux des grès souvent ferrugineux friables à la surface et réduits en sable, apparaissent sur toutes les hauteurs à des altitudes variant entre 500 et 750 mètres". Ce témoignage sera oublié. Sur la première carte géologique d'A.E.F., E.LOIR (1913-18) signale seulement "des grès siliceux horizontaux permo-triasiques dans le bassin de la Mbaéré vers le 4ème parallèle; M.F.DENAEYER (1928) ajoute une plage très restreinte de grès dans la région de Carnot, en assimilant l'ensemble de ces grès polymorphes "au système de Loubilash" (Trias-Rhétien Jurassique ?) donc au Karroo d'Afrique australe.

E.ASSELBERGHS (1934) pressent "l'extension du système du Karroo dans la région de Carnot". La première étude d'ensemble des grès est due à V.BABET (1935-48). Dressant des coupes interprétatives, il en apprécie l'épaisseur à 300 m. Dans leur cartographie géologique, G.et J.GERARD (1953) se sont surtout intéressés au socle environnant. Nous en avions également dressé des coupes schématiques (cf. fig. 26-27-28 in Y.B.1982c).

Depuis une dizaine d'années, une étude géologique approfondie de la région a été entreprise par Cl.CENSIER, à partir des minéraux lourds notamment. Cette technique (1985-87-89) lui a permis notamment de détecter une extension des grès sur la rive droite de la Sangha, au S.W de Nola.

Aucune étude n'a encore été faite sur le prolongement congolais du plateau gréseux. E.ASSELBERGHS (1934) écrit: "les grès de Carnot ne forment pas un massif isolé mais ils sont en continuité avec le massif de Libenge" (au Zaïre, 3°30'-18°38'). Certes des équivalents de ces grès s'observent sur le pourtour du bassin congolais au sud d'une ligne voisine de 3°30': Libenge, Gemena, Businga. Ils y sont datés du Crétacé et plus précisément de l'Albien-Aptien (P.M.THIBAUT, 1983). Ils ne nous semblent pas en continuité avec le plateau gréseux de Carnot, des formations carbonatées sur socle les en séparant sur la rive droite de l'Oubangui. En accord avec ce qu' avaient pressenti G.BERTHOUMIEUX et Mlle F.DELANY (1957), mais contrairement à ce qu'indique la carte de J.L.MESTRAUD (1964), les basses vallées de la Mbéré et du Bodingué ne reposent pas sur le complexe de base. Elles sont ennoyées par des colluvions et alluvions sableuses jusqu'au confluent avec la Lobaye qui repose sur une terrasse à galets. Il semble qu'il en soit de même au Congo où les colluvions dérivant du plateau gréseux s'ennoient progressivement sous les alluvions récentes de la cuvette congolaise.

Grossièrement rectangulaire, le plateau gréseux de Gadzi-Carnot peut être délimité au nord-ouest par une ligne Bouar-Abba et de part et d'autre par deux lignes parallèles: Yaloké-Boda et Berbérati-Nola. Contrairement au plateau d'Ouadda, il n'est pas massif mais déchiqueté: des rivières l'ayant entaillé sur les bordures; Mambéré, Nana, Boumbé I et même au centre: Lobaye avec ses affluents Toubaye et Baye.

VIII.2 ~~Cadre végétal~~ et pédologique. Photo-morphologie.

L'étude de la couverture végétale (cf Not.104, pp.34-54) montre que le plateau se rattache à deux grands districts: au sud de 4°30', celui de la forêt dense semicaducifolée primaire, non secondarisée sur grès en raison de l'impossibilité, faute d'eau, d'implanter des villages sur les interfluves gréseux. Au nord, le district des savanes soudano-guinéennes sur grès de Carnot se caractérise par son homogénéité: Il est à base de Lophira Lanceolata, Burkea africana, Daniellia oliveri avec un sous-bois à Loudetia arundinacea et Pteridium aquilinum (la fougère aigle!). Contrairement au socle environnant, on relève sur le plateau gréseux l'absence de certaines espèces: Anogeissus leiocarpus, Grewia mollis..., de même que celle des forêts denses semi-humides. Ces différences de végétation sont un critère de distinction avec le socle,

de même pour les sols, la rareté des nodules ferrugineux d'où la difficulté de "recharger" les routes sur sable dérivant des grès.

Les sols sur grès sont dans leur immense majorité des sols ferrallitiques appauvris psammitiques : le type de la grande série de Koursou a d'ailleurs été choisi au nord du plateau gréseux (cf Not.100, p.75). On peut rappeler que pour l'établissement de la carte pédologique de RCA à 1/1 000 000, des cartes morphopédologiques avaient été dressées à 1/200 000 pour tout le pays. En photo interprétation, les teintes de gris englobent ces différences de sols et de végétation sur lesquelles nous nous étions appuyé pour tracer les limites gréseuses. Notre méthode a ses limites: sur pente notable, les colluvions dérivant du plateau gréseux peuvent recouvrir la limite géologique et donc la fausser quelque peu. Surtout la limite est très difficile à apprécier quand les grès recouvrent des quartzites précambriens: les sols sont similaires. Elle l'est également sous couvert de forêt dense. Quoiqu'il en soit, ce travail à 1/200 000 avait permis d'améliorer l'interprétation photo-morphologique, réalisée par M.LAFAGE pour la carte de J.L.MESTRAUD à 1/1 500 000 de 1964. Cet auteur avait eu tendance à confondre escarpement gréseux avec la limite grès-socle (en fait située en dessous) dans les incisions des vallées: Lobaye, Toubaye.

Notre collègue Cl.CENSIER a privilégié la méthode géométrique: partant des points de contact socle-grès sur les rivières, il a extrapolé cette limite aux versants en tenant compte de la pente de ce contact. Il faut noter toutefois que la surface de contact présente parfois des irrégularités. Ainsi selon N.DONNET (1978), le contact socle-grès s'observe à 760 m dans la rivière Wala et 600 m dans la Mangué située à 6 km (5°23'-16°47'); plus frappant encore dans la vallée de Kinlé (5°34'-16°33'), à l'est de Tédoa, le contact passe de 700 à 610 m, soit une dénivelée de 90m en 600m. La "vérité" se trouve quelque part entre ces deux interprétations, mais il faut bien reconnaître qu'à l'échelle du 1/1 000 000, les divergences d'interprétations sont souvent négligeables.

VIII.3 Allure du contact socle-grès (Fig.33).

Bien que dans ce secteur ouest de RCA, les cartes topographiques soient disponibles depuis 1968, personne ne les avait auparavant (Y.B., 1983f) utilisées pour essayer de reconstituer l'allure de la surface de contact socle-grès. Toutefois, dès 1935, V.BABET accompagnait sa carte de deux coupes N.-S et E.-W du plateau gréseux dont il estimait l'épaisseur totale conservée à 300 m environ. Pour G.et J.GERARD (1953), "vers le centre de la cuvette, les grès atteignent ou dépassent 200 m à 300 m". Deux coupes transversales (Y.B., 1982c, fig.26 et 27) à travers le plateau gréseux indiquaient que l'épaisseur de cette formation dépassait rarement 200 m.

En suivant tout le pourtour du plateau gréseux, sans oublier les intercalations des vallées, on voit que la courbe de niveau 500 m du contact socle-grès passe au nord de Carnot; on la retrouve à l'est, de part et d'autre, tout au long de la vallée de la Lobaye ainsi qu'à l'ouest, près de Berbérati, jusqu'au sud de Nola. De même la courbe 450 s'observe au nord de Bayanga, près de Bania; elle doit remonter sous la Mambéré jusqu'à proximité de Carnot (où le contact socle-grès s'établit vers 455 m). On la retrouve dans la basse vallée de la Lobaye. Les courbes enveloppes s'élèvent progressivement vers le nord-ouest et le nord-est: la courbe de contact 750 m se retrouve près de Yaloké et à l'est d'Amada-Gaza, aussi bien qu'à Baoro. Par contre la courbe 1 000 m ne s'observe qu'au S.E de Bouar. On se situe alors à 100 km de Carnot, ce qui correspond à une remontée moyenne de 0,5% du contact depuis ce site.

Ainsi topographiquement les formations gréseuses apparaissent comme le remplissage d'un appendice du bassin congolais et non comme une cuvette fermée. En 1983, comparant cette carte avec celle des gisements de diamant dressée par J.L.MESTRAUD (cf.p.122), nous notions que "ceux-ci se localisaient pour la plupart au-dessous de la cote 550, plutôt sur la bordure occidentale de la cuvette" (bassin de la Mambéré). Pour les géologues qui ont travaillé sur les grès, tels G.BERTHOUMIEUX et Mlle F.DELANY (1957):"le pendage de la stratification entrecroisée qui est localement très bien marquée dans les arkoses, indique une origine sud de la sédimentation. Ceci est confirmé par le pendage des arkoses vers le nord". On peut le voir facilement sur un affleurement à proximité de la route de Bouar, juste au N.W de Tédoa (5°33'-16°30'). J.L.MESTRAUD met en doute cette interprétation: "il est assez tentant d'imaginer une alimentation fluvio-lacustre périphérique, la provenance sud-est étant la plus limitée".

Nous interprétons la remontée des altitudes du contact socle-grès comme une des conséquences du soulèvement fin Crétacé des plateaux de Bouar-Baboua, entre les fossés d'effondrement de la Mbéré et de Bozoum. Pas plus que celui de Mouka, il ne faut pas voir le plateau gréseux de Gadzi-Carnot comme le produit de remplissage d'une cuvette mais comme une gouttière charriant les dépôts en provenance du craton congolais vers une "ante dépression" tchadienne. Tandis que des témoins (grès de Singa) sont conservés pour les grès d'Ouadda dans les plaines tchadiennes, aucun, semble-t-il, n'a résisté à l'érosion sur le plateau granitique de Bouar-Baboua. On en retrouverait par contre des lambeaux témoins dans les bassins crétacés du Nord-Cameroun.

Cette gouttière se situe à environ deux cents mètres de profondeur au-dessous des interfluves de la partie centrale du plateau; elle ne peut atteindre trois cents mètres qu'au-dessous de l'interfluve séparant la Lobaye et la Nana, sous les cotes 850 à 879 (cf forêt de Pi: 5°10'-16°10'), le contact socle-grès se situant à ce niveau entre les cotes 600 et 550 m. Faute de forages, il serait illusoire de

donner plus de précisions. En effet il ne faut pas oublier que "le relief de soubassement est bosselé et l'on observe de brusques dénivellations dans la surface de discordance" (selon G.BERTHOUMIEUX). Après une étude détaillée, Cl.CENSIER (1985 - 1989) confirme cette interprétation d' une "origine très probablement méridionale, ayant subi une très longue histoire géologique dans l'espace et/ou dans le temps".

VIII.4 Formation fluvio-glaciaire.

Cet auteur s'est consacré particulièrement à l'étude de la série fluvio-glaciaire inférieure, observée dans certains vallons (Mangala, Bouélé, Wambembé, Ngoélé), d'importance géomorphologique réduite mais géologique et paléoclimatique importante: c'est la seule formation paléozoïque connue en Centrafrique. Identifiée par J.DELORME (1952), elle a été étudiée par J.DELORME et F.DELANY (1958). Elle renferme des argilites (avec des nodules de calcaire impur) et des tillites. Les essais de géophysique électrique de l'ORSTOM (P.LOUIS, 1960) n'ont pas permis de déterminer avec précision le contact argilite-socle, mais seulement argilite-grès dans le bassin de la Ngoélé (4°39'-15°43' - l'épaisseur de grès y est inférieure à 200 m). Les très fortes dénivelées de la surface topographique post-fluvio-glaciaire sont la preuve qu'une érosion intense s'est exercée sur cette formation avant la sédimentation fluviatile. Ceci implique un mouvement isostasique ascensionnel des dépôts fluvatiles probablement consécutif à la fonte des glaces.

Faute de fossiles, l'âge exact de cette formation restait inconnu. Pour J.LEPERSONNE (1960), elle serait l'équivalent du Lukuga (de l'est Zaïre) relevant de la glaciation de Dwyka (Carbonifère supérieur). Depuis, de grands progrès ont été faits sur les formations glaciaires en Afrique: cf M.DEYNOUX (1980), J.FABRE (1987)... Selon ce dernier auteur, l'actuel territoire centrafricain était inclus à l'intérieur de l'aire des calottes glaciaires de l'Ordovicien terminal - début du Silurien. Il est également compris à l'intérieur de la limite maximum d'extension des glaciers de Dwyka au Carbonifère terminal mais surtout au Permien inférieur.

VIII.5 Nature de la formation gréseuse.

VIII.5 - 1 Série gréseuse fluvio-lacustre

Au-dessus de la série fluvio-glaciaire, J.DELORME et F.DELANY décrivent une série gréseuse "fluvio-lacustre", constituée d'une série inférieure d'arkoses et conglomérats à grands galets roulés mais non classés. La présence de conglomérats est à mettre en relation avec la fonte des

glaces. Ces dépôts épais d'une cinquantaine de mètres, servent de roches magasins au diamant. Ils renferment des intercalations d'argile sur laquelle de rares plantes fossiles ont été observées mais non identifiées. La série supérieure qui peut atteindre la centaine de mètres est constituée de grès fins à moyens (avec plus de 95 p.100 de silice), blancs, ocre, avec des intercalations d'argile, plus ou moins micacés à stratifications entrecroisées et lits de galets. Au microscope, les grains de quartz apparaissent tachetés, arrondis et donc usés par un long transport, "salis", altérés chimiquement avec de belles figures de corrosion; on n'y distingue pas de feldspaths. Au-dessus, ces auteurs signalent également des grès ferrugineux supérieurs à plantes et des dépôts de couverture: croûte ferrugineuse latéritique, sables et graviers minéralisés avec parfois des outils préhistoriques.

VIII.5 - 2 Le problème des "sables de Bambio"

Dans la notice et la carte géologique à 1/500 000 de Berbérati Est et Ouest, G.et J.GERARD (1953) ne font aucune allusion aux "sables de Bambio". Pourtant J.L.MESTRAUD (1982) écrit: "J.GERARD remarquait en 1948 que tous les plateaux de la région de Bambio sont formés de sables et limons sableux de teinte beige qui, tout au moins partiellement, ont une origine éolienne probable. Ces formations ont été représentées sur la carte en deux grandes plages dont l'extension reste très imprécise", attribuées au Tertiaire. Cet auteur rattache ces sables de Bambio à la formation supérieure des grès de Carnot: "grès violacés ferrugineux" de V.BABET (1948) qui, selon F.DELANY et J.DELORME (1956), "recouvrent une ancienne surface post-Kwango". Ce serait l'équivalent, à caractères désertiques marqués, des grès ferrugineux du Continental Terminal et de la série congolaise des plateaux Batékés.

En 1975, lors d'une première révision de la carte géologique de RCA, nous avons tracé la limite morphologique des interfluves (changement de pentes, parfois souligné par des alvéoles, des cirques d'érosion au-dessus des têtes de vallons) de ce secteur, ce qui donnait la courbe enveloppe possible de ces sables de couverture. Nous avons recherché ensuite ce qui pouvait différencier les "sables de Bambio" des sables de Carnot: les sables grossiers y paraissent plus abondants: 73 contre 60 p.100 par rapport aux sables fins: 15 p.100 contre 20 p.100. Ils renferment peu d'argile (10 p.100 contre 15 p.100) et encore moins de limon (2 p.100 contre 5 p.100). Les pH de surface paraissent encore plus acides. Ces caractéristiques, de même que la décoloration plus accentuée de ces sols, sont en fait à mettre au compte du couvert végétal. Dès 1960, P.BENOIT-JANIN avait distingué sur ce critère: couvert de forêt dense ou savane, les deux séries de Bambio et de Gadzi. Nous n'avons pas relevé de différence de substrat.

Avec A.M.AUBRY et P.SECHET (1980), nous avions essayé un traitement cartographique assisté par ordinateur de ces données analytiques. L'influence du couvert végétal se fait sentir par sa nature mais également par son état de dégradation. Le taux de désaturation se relie quant à lui à la pluviométrie moyenne annuelle... Aucune coupure tranchée ne révèle deux matériaux différents: Carnot ou Bambio.

Des analyses sédimentologiques et morphoscopiques ont été effectuées en 1976 par M.DELAUNE sur nos échantillons pour essayer de différencier ces sables. Selon cette collègue, "les sols sur ces grès sont très riches en sables (plus de 60 p.100). Les courbes granulométriques et les courbes de fréquence ne montrent pas de différences typiques. Les courbes de fréquence mettent bien en évidence des phénomènes d'éolisation mais ceux-ci ne sont pas plus nets dans les grès de Bambio comme l'on pourrait s'y attendre. La seule différence est que les grès de Bambio sont plus émoussés, l'usure des sables aurait été plus prolongée sans que cela affecte l'allure de la courbe granulométrique". Il y aurait eu remobilisation partielle d'un même stock sédimentaire aux cours d'une période aride.

Dans l'état actuel de nos connaissances, aucune différence décisive n'apparaît. Il nous paraît impossible de distinguer deux ères géologiques dans des formations aussi peu différenciables sur le terrain: les plateaux gréseux de Gadzi-Carnot forment un seul ensemble.

VIII.6 Le cuirassement sur le plateau gréseux de Gadzi.

Sous-estimée sur le plateau gréseux d'Ouadda, l'importance du cuirassement demeure très réduite sur le plateau gréseux de Gadzi-Carnot. V.BABET (1948) distingue, après la phase de comblement de la cuvette, une phase ultérieure de remaniement avec "dépôt de grès brun violacé et d'argile ferrugineuse se confondant sur le bord de la cuvette avec le niveau inférieur des grès qui se termine en biseau"

Contrairement au socle, les cuirasses gréseuses peuvent se développer directement sur le grès sans altérites intermédiaires. On observe ces cuirasses en deux positions principales: d'abord sur le pourtour du plateau gréseux et en bordure des entailles de vallées. La zone interne des grès, notamment celle proche de la bordure nord orientale, est dominée par un ensemble de "monolithes gréseux" ou de buttes témoins indurées.

M.MAINGUET (1972) remarque que "ces monolithes ont souvent une position de versant, rarement de sommet d'interfluve; la raison en est l'exportation plus rapide du matériel sur les versants, permettant le pointement de l'extrémité de certains bancs, parfois protégés par une cuirasse". Ces buttes, telle celle de Goubélé (5°03'-16°18'

Figure 34. Buttes gréseuses cuirassées de Gontikiri

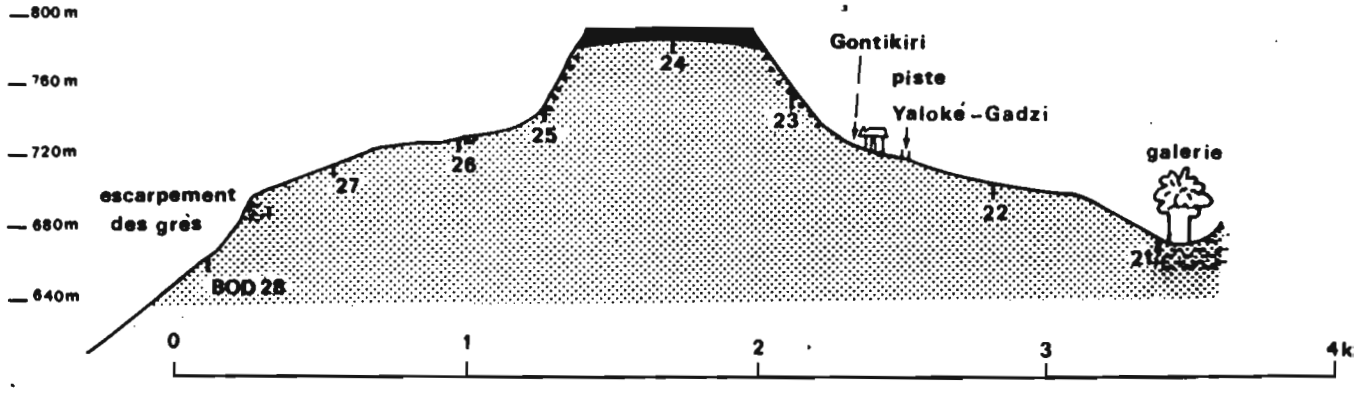


Figure 34: Buttes gréseuses cuirassées de Gontikiri.

Les buttes gréseuses de Gontikiri ne manquent pas d'attirer l'attention des voyageurs. En 1892, l'explorateur E. PONEL les prit pour d'anciens volcans! Culminant à près de 800 mètres, elles dominent d'une centaine de mètres, fait assez exceptionnel en Centrafrique, le piémont environnant et, de deux cents mètres, l'entaille sur socle de la Poé, ce qui donne une estimation correcte de l'épaisseur du plateau gréseux à cet endroit. Curieusement avec 14 % Al2O3 et 55 % Fe2O3, N.DONNET (1978) considère cette cuirasse comme "bauxitique; les 60 p.100 de fer qu'elle contient ne s'expliquent que par apport latéral à partir de roches métamorphiques plus élevées et confirment ainsi une inversion de relief".

Décrite en décembre 1973, la butte tabulaire, cote 792, nous était apparue constituée d'une cuirasse nodulaire pseudo pisolithique, certains nodules renfermant des débris de roche violacée (grès très fin, violacé - 7,5 R 3/2), enrobés d'un cortex ferrugineux brun jaune (10 YR 6/4) ou noir brillant métallique dans une matrice violacée, scoriacée à fines vacuoles vésiculaires. L'analyse de l'échantillon DAW 24 révélait de l'hématite très bien individualisée, à côté de goethite mais sans gibbsite; cette cuirasse ancienne a donc été rattachée au type intermédiaire. Des galets et graviers quartzeux arrondis ont été repérés de part et d'autre parmi les éboulis de la butte.

La toposéquence pédologique renferme des sols appauvris, sableux, sur le piémont, sous une végétation arbustive très dégradée. Elle révèle l'existence de nappes perchées dans les grès (profil BOD 28) mais aussi (BOD 21) dans la galerie sur sol hydromorphe de la vallée suspendue du Boro 2.

L'érosion est vive sur l'escarpement gréseux dont l'entaille utilise des directions de fracturation. Des chutes (Boro 2, Ngao) le soulignent. Les sources jaillissent sous l'escarpement approximativement au même niveau, vers 650 m. Elles soutirent l'eau de la corniche gréseuse qui les surplombe mais également du piémont sableux situé au-dessus, dans lequel les variations humectation-dessication sont importantes.

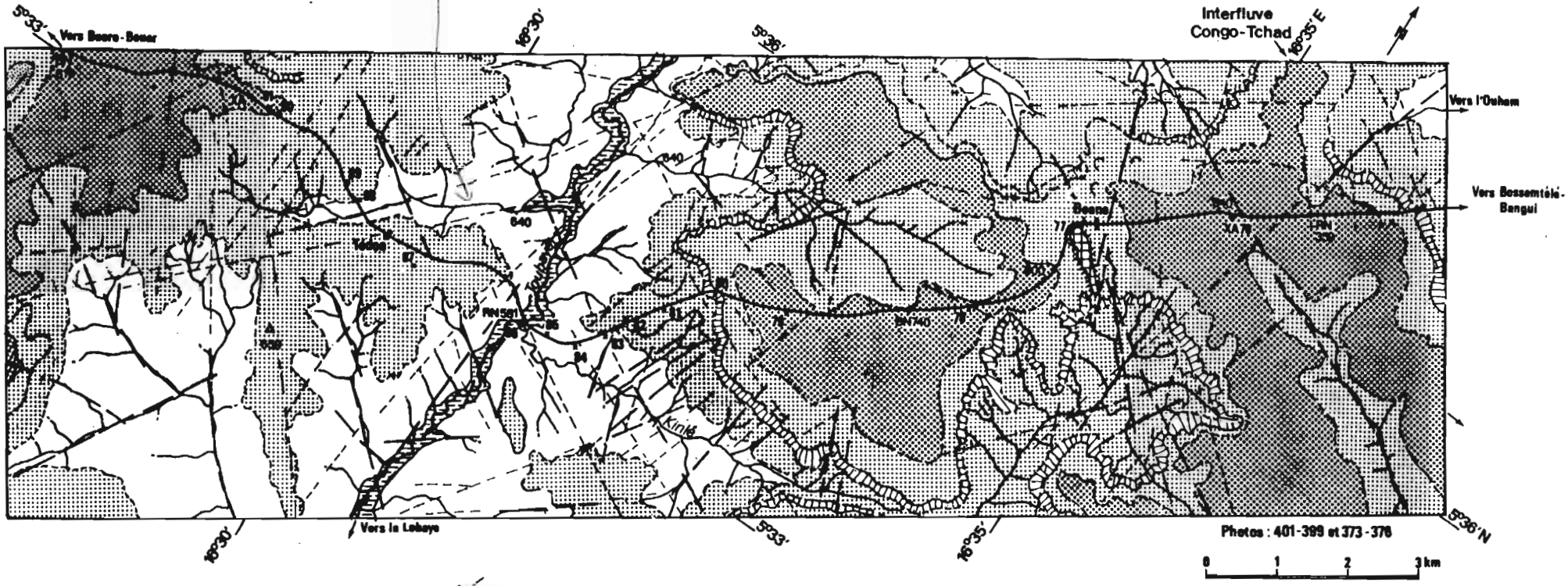


Figure 35. Entaille du plateau gréseux par la Toubaye autour de Tédoa

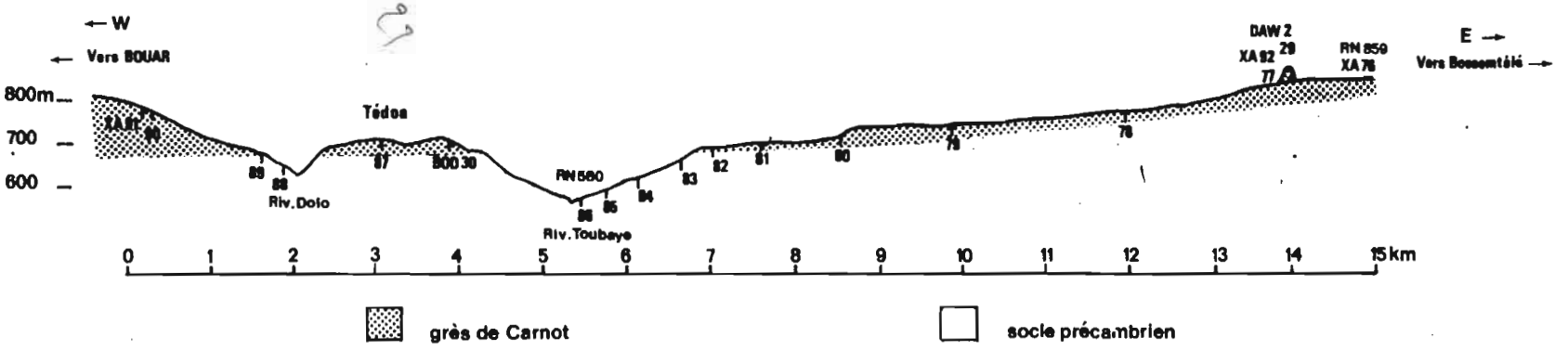


Figure 23 Entaille du plateau gréseux par la Toubaye, autour de Tédoa.

Le contact socle-grès peut se suivre assez aisément le long de l'entaille de la vallée de la Toubaye, traversée près de Tédoa, par la route Bouar-Bangui. Venant de Bouar, le profil de la route s'infléchit à partir du village de Bongota (interfluve sableux culminant à 816 m). Deux kilomètres plus loin, la route recoupe une cuirasse (XA 91) et un banc de grès altérés (XA 90). A quelques mètres, une dalle gréseuse surplombe la vallée (pendage 7 p.100 vers l'intérieur, très belle stratification entrecroisée, certains lits plus grossiers renferment de fins galets).

Après un replat, la pente s'accentue à nouveau: incision du marigot Dôlo: le profil XA 89 vers 660 m est un profil de sol ferrallitique remanié rouge sur socle; plus argileux, il renferme des nodules ferrugineux et des débris de roches violacées à paillettes micacées (migmatites). A noter que, bien que situé un peu plus bas, le profil XA 88 est creusé dans des colluvions sableuses dérivant du grès.

La route remonte ensuite sur un replat avancé du plateau gréseux. Sa résistance à l'érosion s'explique par l'abondance de gravillons et débris gréseux (profil XA 87: facies "grès latérisé, ferruginisé"). Dans une carrière à gravillons de revêtement routier, la cuirasse BOB 30, cote 680, type "haut-glacis", finement vacuolaire à nombreux petits grains de quartz est encore peu ferrugineuse (18,5 p.100 d'oxydes ferriques: goethite plus qu'hématite), la kaolinite prédomine largement. L'entaille et le contact socle-grès se situent juste en dessous.

Près du pont sur la Toubaye, cote 581, dans laquelle affleure des amphibolites, le profil XA 86 présente des signes d'hydromorphie à 1 m de profondeur: lit majeur engorgé. Au niveau 600 m, le profil XA 85 est un sol jeune pénévolué (structure polyédrique bien développée, aspect fendillé de surface) sur altération jaunâtre puis amphibolite litée, verdâtre. Au niveau 640, le profil XA 84 est un sol beige à mauvais drainage interne sur socle, tandis qu'au niveau 680 m, juste au-dessous du premier ressaut gréseux, le profil XA 83 apparaît bariolé engorgé et remanié: avec de nombreux graviers quartzeux, quelques galets et blocs provenant des grès de Carnot.

Un peu au-dessus du ressaut gréseux, le profil XA 82 renferme également galets et graviers. Après un replat (profil épais sableux XA 81), un nouveau ressaut vers 700 m se prolonge vers le sud par une corniche gréseuse dominant le vallon du Kinté entaillé dans le socle. Sur l'affleurement gréseux, des petits graviers quartzeux, de quelques millimètres de diamètre, ont été mis en relief par l'érosion. Le profil XA 80 se développe à partir de 63 cm dans le grès altéré pulvérulent; une certaine stratification est soulignée par des lits rouille. Sur le deuxième replat, les profils XA 79 (740 m) et XA 70 (730 m) sont profonds et sableux, de même que XA 76 (850 m) sur l'interfluve. Entre les deux, la route contourne la butte témoin cuirassée de Boane (longuement décrite par N.DONNET, 1978, notamment une grotte). Cette butte démantelée est surtout remarquable par sa cuirasse pisolithique (XA 92 et BOD 29)

L'interfluve culmine à 859 m sur la ligne de partage des eaux Congo-Tchad. Juste après Bossemptélé, le plateau gréseux se termine en biseau à une cote voisine de 740 m.

Dans ce secteur, le contact socle-grès peut se suivre, outre les affleurements géologiques, par la morphologie, l'hydrographie, les sols mais non pas la végétation; en effet la savane classique à Burkea-Lophira est mélangée d'espèces des savanes sur socle, la plupart soudano-guinéennes: Cussonia djalonensis, Hannoa undulata, certaines médio-soudanaises: Isoberlinia doka, Uapaca togoensis...

- fig.29 in Y.B.1982c), ont été recensées sur les cartes morphopédologiques à 1/200 000. En pratique on ne les observe qu'au nord de 4°50', c'est-à-dire en zone de savanes. Ces buttes ne sont souvent que de simples monolithes gréseux comme, près de la Topia, celles de Gbakala, Bélépési, Bélédélé. Elles peuvent également être protégées de l'érosion par une cuirasse démantelée; c'est le cas du mont Basem (775 m-4°57'30"-16°06'). Des ensembles résistants subsistent en sommet d'interfluve; le plus remarquable est celui des buttes de Gontikiri (Fig. 34).

Sur la vingtaine d'échantillons analysés, aucune des cuirasses du plateau gréseux de Gadzi ne s'est révélée chimiquement bauxitique, même avec un type parfaitement pisolithique, comme sur la butte de Tédoa-Boane (cf. DAW 2 et XA 92 : 840 et 850 m-5°36'-16°34', Fig.35). Les pisolithes présentent de remarquables enveloppes concentriques claires (10 YR 6/8) dans une matrice violacée (7,5 R 3/4 et 10 R 3/6); la cuirasse est assez peu dense, les vacuoles rares. L'analyse minéralogique révèle de la goethite et surtout de l'hématite importante, mais peu ou pas de gibbsite. Quelques cuirasses, plus riches en gibbsite, se rattachent au type mixte. Les cuirasses anciennes (souvent intermédiaires) ont été observées, entre 770 et 820 m, dans la partie centrale du plateau, à l'intérieur d'un quadrilatère limité par: Amada Gaza-Tédoa et par Berbérati-Gontikiri-Yaloké. Ce sont les seuls témoins de l'ancienne surface structurale des grès de Carnot.

Il est à noter que les cuirasses plus récentes (type haut-glacis) s'observent à la périphérie du plateau, notamment sur le rebord nord soulevé (ce qui explique leur altitude moyenne plus élevée: 830 m). Ces cuirasses souvent pseudomorphiques, aux couleurs bariolées (rouge 2,5 YR 4/6, ocre 5 YR 5/8 ou jaune 10 YR 6/8) renferment de notables quantités de résidus quartzeux (près de 20%) et de goethite (près de 25%). Au sud de 4°20', les affleurements de cuirasses disparaissent à partir de l'endroit où le couvert forestier remplace la savane au-dessus du manteau d'altération sableux.

VIII.7 Formes de relief. Pseudo-karst. Potentialités hydrauliques.

VIII.7 - 1 Formes de relief

L'appellation courante de plateau gréseux peut paraître impropre, le seul témoin tabulaire étant constitué par les buttes structurales cuirassées. Il faut entendre par plateau la courbe enveloppe aplanie des sommets d'interfluves; ces derniers sont polyconvexes. Certaines vallées sont profondément incisées jusqu'au socle, un escarpement soulignant le plus souvent l'entaille. D'autres vallées sont peu incisées, elles peuvent apparaître suspendues au-dessus des entailles. En général, le drainage

est convenablement assuré; l'hydromorphie reste très localisée, sauf pour les vallées alluviales engorgées de la Mbaeré et du Bodingué. Quelques vallées sèches (par exemple en 3°11'30"-16°32') témoignent d'épisodes anciens plus humides.

Des cirques d'érosion encadrent fréquemment les sources et têtes de marigots (ex. cirque triple de la Lika autour de 4°32'-16°32'). On les trouve aussi bien en savane qu'en forêt (cf. rive nord de la Mbaéré: 3°55'-17°15' ou 3°50'-17°22'). Sur la feuille Nola, il est curieux de constater que des savanes incluses encadrent fréquemment ces cirques d'érosion et têtes de sources: ces secteurs sont plus sensibles à l'érosion, encore plus si un village s'y installe; ces savanes seraient alors anthropiques.

Outre certains rochers aux formes étranges (cf rochers champignons de Bayanga-Bidi), les principales curiosités naturelles du plateau gréseux sont dues à de multiples chutes causées par l'érosion différentielle. Citons: les chutes Toutoubou (4°51'-15°49'), Fégo (4°53'-15°16'), Lidingué sur la Topia (4°48'-16°35'), Gouzé (4°54'-15°30'), Loka (3°51-16°38'), Zengué sur le Bodingué (3°38'-16°38'), Bassabo (3°32'-16°25'), de la Yobé (3°21'-16°25'30")..., sans oublier toutes celles des affluents suspendus au-dessus de la Lobaye.

Au travers du plateau gréseux, les incisions peuvent être profondes mais elles sont courtes: gorges de la Mboula (4°26'-16°30'), gorges de la Yanga (4°40'-16°55'). Exceptionnel en ce milieu, un lac est signalé (3°34'-16°29'), retenue rocheuse sur un affluent au sud de Bodingué.

VIII.7 - 2 Pseudo-karst

Dans sa thèse, M.MAINGUET a longuement étudié le modelé pseudo-karstique des grès. Des exemples en sont également signalés sur le plateau gréseux de Gadzi. On y connaît des grottes: de Yamandio (5°01'-15°51'), du Gouli (5°17'30" - 16°48'), de la source du Minguéré (5°11'30" - 16°16'30"); celles de Dongé (5°35'-15°24'), séparées par 3 km, communiqueraient entre elles. Aucune n'a donné lieu à des fouilles spéléologiques ou archéologiques; elles ont longtemps servi, en cas de troubles, de refuges pour les populations; celles-ci répugnent encore à les faire visiter. La photo interprétation permet de repérer des sortes d'avens (par exemple en 4°06'-17°07' et 4°-17°05'). On connaît des ponts naturels, tel celui du Gbéli (5°07'-15°58'30"), des pertes suivies de résurgences; citons celles du Dimo (4°53'-16°05') ou du Bo (4°55'30"-16°47' et 4°54'30"-16°45'30").

VIII.7 - 3 Potentialités hydrauliques. Mailles du réseau.

Le plateau gréseux de Gadzi et ses interfluves sableux constituent une véritable éponge. M.MAINGUET a souligné la complexité de l'écoulement souterrain des eaux en milieu gréseux. Le grès n'est pas un milieu homogène; des niveaux conglomératiques ou plus argileux occasionnent des nappes perchées. L'eau d'infiltration finit par atteindre le contact socle-grès et par rejoindre les grands collecteurs tels que la Lobaye. Une étude comparée des possibilités hydrauliques de cette rivière et de la Lin ou Mbali (chute de Boali, cf Notice 106, annexe 1) a montré que le plateau gréseux de Gadzi constituait un réservoir hydraulique essentiel pour le pays.

En raison du tracé N.W-S.E des principaux axes de drainage, les interfluves gréseux peuvent s'allonger sur plusieurs centaines de kilomètres: 250 km entre Mbaéré et Lobaye, plus de 400 entre le bassin de la Mambéré et celui de la Lobaye. Regardant la physionomie d'ensemble du plateau gréseux, on ne manque pas d'être surpris des contrastes du modelé entre le plateau de Gadzi sous savane et son prolongement sous forêt dense humide de Bambio. Les vallées sont moins profondément incisées; sous forêt elles atteignent rarement le socle. On observe encore des entailles et cirques d'érosion mais les formes en relief se raréfient et disparaissent: monolithes, cuirasses. La maille du réseau hydrographique atteint plusieurs kilomètres de large et même la trentaine sur l'interfluve entre Mbaéré et Bodingué.

VIII.8 Limites du plateau gréseux de Gadzi.

VIII.8 - 1 Bordure occidentale du plateau gréseux

Selon J.P.WOLFF (1962a), la série gréseuse ne se rencontre pas en Centrafrique au sud de 3°08'; pourtant la photo interprétation permet de suivre, même s'il est peu distinct, le rebord du plateau gréseux jusqu'à 2°28' (16°20' E); au-delà il se prolonge au Congo. De larges interfluves sableux, dominant la rive gauche de la Sangha (Bayanga-Lidjombo) pourraient être des colluvions de démantèlement.

De 3 à 4° N, l'escarpement du plateau gréseux surmonte, entre 520 et 560 m, les arêtes quartzitiques de la série de Nola. Les sols sur interfluves sableux sont similaires; seul le modelé, beaucoup plus accusé sur quartzite avec dégagement d'échines rocheuses, permet de les différencier. L'escarpement, d'abord éloigné d'une vingtaine de kilomètres de la Sangha au sud des chutes de la Yobé (480 m - 3°21'-16°25'), s'en approche à moins de 3 km au nord de

Figure 36 Bordure occidentale du plateau gréseux à Amada-Gaza

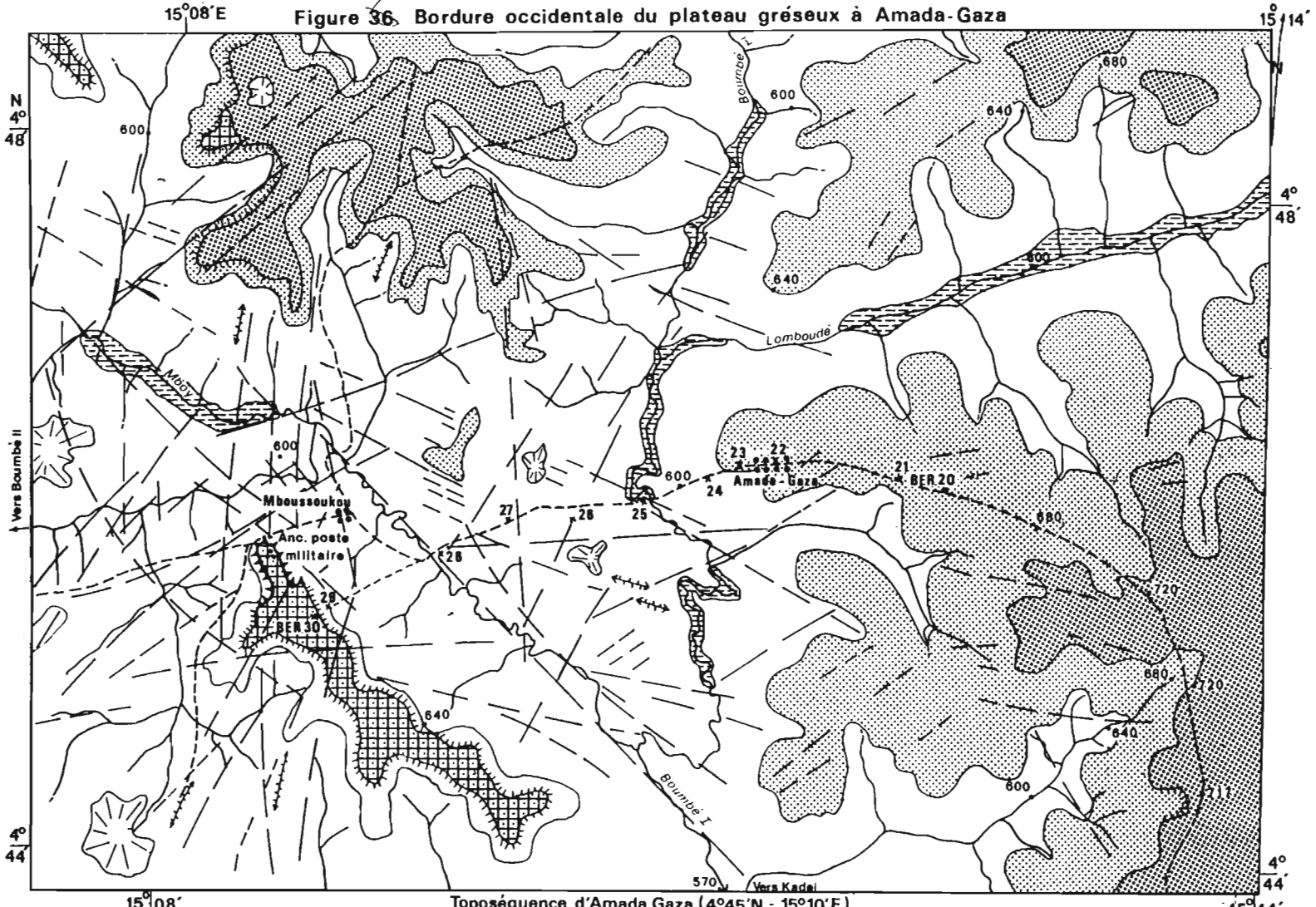


Figure 36: Bordure occidentale du plateau gréseux à Amada-Gaza (4°46'30"-15°12').

La vallée structurale de la Boumbé I, coulant sur migmatites en empruntant des directions de fracturation, marque la limite occidentale du plateau gréseux de Gadzi. Le contact socle-grès se situe vers 630-650 m, les affluents de la rive gauche de la Boumbé I, incisent le plateau et occasionnent une limite d'aspect très contourné. Les interfluves de la rive droite sont surmontés de nombreux lambeaux témoins gréseux, la plupart très découpés à versants ~~assez~~ abrupts, certains protégés de l'érosion par une cuirasse. Le contact socle-grès atteint 680 m et même 700 m près du 15è méridien est.

On relève le contraste entre le plateau gréseux à sols sableux très perméables, réseau hydrographique lâche, végétation soudano-guinéenne de savanes à Burkea africana, Lophira lanceolata et sous-bois de fougères: Pteridium aquilinum, avec le milieu frais et même humide sur socle à sols plus argileux et nodules ferrugineux, sur embréchites. L'ancienne forêt vallicole dense humide avec Uapaca guineensis apparaît comme une forêt lisière en voie de dégradation avec Myrianthus arboreus, Musanga cecropioides. Elle fait place à une savane préguinéenne à Albizia zygia et Terminalia glaucescens

. Les directions de fracturation qui commandent la distribution du réseau hydrographique sont nombreuses et faciles à repérer sur socle. Elles disparaissent rapidement sur le plateau gréseux.

La toposéquence d'Amada Gaza a été représentée et décrite: fig 15 - Notice 100 (avec une erreur pour l'échelle des hauteurs, ~~les courbes de niveau étant espacées~~ de 40 m, il faut ~~lire~~ 600 et 560 m au lieu de 660-640-620 m). ~~La pente moyenne~~ du contact socle-grès est dont voisine de 1.p.100 de l'ouest vers ~~l'est~~. Dans cette notice 100 (p.75-76), le profil BER 21 de cette séquence a été reconnu comme type des sols du plateau gréseux.

Sabo, avant de contourner les petits bassins de la Lopo (diamantifère: 3°34'-16°10') et de la Ouédo-Mangala (sur fluvio-glaciaire: 3°51'-16°17'). Des îlots témoins du plateau subsistent (haut bassin de l'Elémou: 3°34'-16°10').

Au sud des rapides (sur dolérite) de Bania, l'escarpement gréseux se retrouve sur l'autre rive de la Mambéré (3°53'-16°03'). De part et d'autre de la vallée marécageuse du Batouri, la transition entre le plateau gréseux et les versants colluvionnés est à peine sensible. La limite du plateau passe à quelques kilomètres au sud de la route Bania-Berbérati vers Gamboula mais des témoins des plateaux subsistent plus au sud (cf.Nzéri: 4°04'-16°41').

Au nord de Bouforo (4°19'-15°28'), le passage du socle au plateau gréseux se présente ainsi: entre 600 et 620m, un plateau cuirassé en voie de démantèlement fait place à un ensemble de sols jeunes d'érosion quartzeux. A 650 m, une cuirasse conglomératique révèle un conglomérat de base du plateau gréseux. Une savane à Burkea-Lophira surmontant un interfluve rouge, sableux lui succède.

De 4°20' à 5° N, le plateau gréseux domine la rive gauche de la Boumbé I. La séquence d'Amada Gaza (Fig.36) montre que la transition socle-plateau gréseux est encore très progressive. A l'ouest de la vallée de la Boumbé I, sur socle, on retrouve, jusque et même un peu au-delà du 15ème méridien E, de multiples lambeaux témoins du plateau gréseux, les uns minuscules, d'autres allongés sur plus de 30 km, mais toujours de formes très contournées. La plupart de ces interfluves sont sableux, certains sont protégés par une cuirasse.

Au nord de 4°58', l'escarpement du plateau gréseux est assez aisément perceptible en photo interprétation. De sud-nord, son orientation générale devient ouest-est sur le 5ème parallèle, tandis qu'il domine la vallée de la Mambéré sur embréchites. Ce n'est qu'à proximité de Carnot et de son confluent avec son affluent, la Nana, venant du nord que cette rivière pénètre sur un poudingue rougeâtre, base du plateau gréseux à la côte 455. L'escarpement (décrit par V.BABET, 1948, p.54, fig.7) atteint ici deux cents mètres.

De là, dominant la vallée de la Nana puis de la Paya empruntée par l'ancienne piste Carnot-Baoro, vers Bayanga-Didi, l'escarpement gréseux remonte vers le nord jusqu'à proximité de Bouar. A ce niveau, la vallée de la Lobaye y creuse une indentation profonde vers le S.E en direction de Baoro. Là, l'escarpement n'a plus qu'une centaine de mètres et le contact socle-grès se fait vers 760m. A noter qu'en aval (entre 5°37'-16°02' et 5°32'-16°06'), la Lobaye coule sur les grès, selon G et J.GERARD (1953 a), contrairement à la photo interprétation de M.LAFAGE (in J.L.MESTRAUD, 1964).

Les lambeaux gréseux signalés à l'ouest de la Boumbé I se prolongent vers le nord en direction d'Abba (jusqu'à 5°15' - 15°12'). Entre les rivières de directions NW-SE:

Mambéré, Limba, Nana, Paya et Lobaye, on ne peut plus parler d'îlots mais de plateaux témoins de l'ancienne extension des grès. Citons ceux dénommés: Kakoro, Kazopin, Bakaya, allongés en lanières sur plus de 80 km, larges de 0 à 15km.

Il serait intéressant pour un travail régional approfondi de connaître les toponymies africaines. Dans ces dénominations de reliefs, on reconnaît la racine: Ka = Kaya en Gbaya est synomyme de Kaga en Banda qui signifie colline, relief. Ba signifie grand, d'où Bakaya = grande colline. La bordure en biseau du plateau gréseux peut être soulignée par un petit liseré de cuirasse conglomératique de base (cf Bouar 4: 920 - 5°42'- 15°38' ou Bouar 3: 890 - 5°34'-15°24').

Le contact socle-grès est souvent souligné par une ligne de sources. Dans tout ce secteur, le passage des sols sur grès aux sols sur socle s'accompagne d'un changement de végétation, la savane type sur grès à Burkea-Lophira surmontant sur socle des savanes à Anogeissus leiocarpus et même des forêts denses reliques comme celle de Dongé (5°35'-15°34') sur la Nana. A noter que la vallée de la Nana est jalonnée de témoins d'une haute et d'une moyenne terrasse: carapace à galets bariolée de taches noires manganésifères. Contrairement à ce qu'avait pu laisser croire la photo interprétation de 1964 (cf.M.LAFAGE), la base de l'escarpement gréseux ne correspond pas au contact socle-grès, en général situé plus bas.D'ailleurs l'escarpement peut être dédoublé; ainsi à Bouyaré (5°03' - 15°37'), un premier escarpement entre 650 et 580 m, borde le plateau gréseux; un second, moins accusé, entre 520 et 500 m, est proche du contact grès-socle, non loin de la Mambéré.

VIII.8 - 2 Bordure orientale du plateau gréseux.

A partir du seuil de Wen-Kolo, l'interfluve du plateau gréseux, d'altitude comprise entre 1 040 et 950 m, constitue la ligne de partage des eaux Congo-Tchad. L'escarpement nord du plateau gréseux est d'abord facile à suivre autour des petits bassins Kouri (5°55' - 15°57') et Jouli (5°53' - 16°05') sur granite ou migmatite, affleurant en dos de baleine. La limite septentrionale du plateau gréseux s'observe sur la piste Baoro-Bozoum à Bogali sous la forme d'une cuirasse (DAW 32: 910 m - 5°59' - 16°11') pseudomorphique à nombreux granules de quartz émoussés ou parfaitement arrondis. De même qu'à l'ouest de Berbérati ou au sud de Bouar, l'extension du conglomérat de base protégé par l'induration, peut dépasser légèrement celle du manteau de décomposition sableuse.

En suivant la bordure nord-orientale du plateau gréseux vers Yaloké et le sud-est, il est très frappant de noter que, comme au sud du plateau de Mouka sur quartzites, aucun escarpement ne souligne le contact socle-grès, quel que soit le substrat rocheux (granite, migmatites, charnockites...):

le contact socle-couverture est une surface d'aplanissement qui tronque à la fois le grès et le socle, comme l'a étudié en détails N.DONNET (1971-78) qui a consacré sa thèse de 3ème cycle à ce contact. Il nous semble que la raison principale en est due au fait que l'importante ligne de partage des eaux Congo-Tchad suit ce contact à moins d'un kilomètre. L'érosion hydrique se fait au profit du bassin tchadien dont les têtes de sources incisent légèrement le plateau gréseux, en profitant notamment des discontinuités structurales. Leur force érosive est trop faible pour qu'une différenciation topographique ait pu s'effectuer.

Dans ce secteur, on n'observe aucune butte témoin isolée au N.E du plateau gréseux. Toutefois, N.DONNET indique, outre un lambeau de cuirasse conglomératique à galets déjà observé à Boyaram (861 m -5°51'-16°31'), un mini mamelon gréseux à 15 km au N.E du plateau gréseux.

Au sud de Yaloké, le contact roche-grès se poursuit également en biseau presque insensible. Il suit approximativement l'interfluve séparant le bassin de la Lobaye de celui de la Pama. En partant de la piste Yaloké-Boda qui suit d'assez près ce contact, il nous a semblé que pour le déterminer, les meilleurs critères étaient pédo-botaniques. Un sous-bois à Pteridium aquilinum (4°38'-17°17') accompagnant une savane à Burkea Lophira ne s'observe que sur les sols sableux dérivant des grès dont des débris de galets quartzeux sont des témoins (cf. au sud du Tali:4°45'30"-17°12', ou au nord du Badon: 4°34'-17°14'), a fortiori une cuirasse conglomératique à galets (BOS 3: 5°06'-17°07'30"). Les sols sur socle avec nodules ferrugineux souvent abondants, conservent mieux l'humidité; ils sont plus "frais". Dans tout ce secteur, les termitières géantes à Bellicositermes sont fréquentes sur le socle; on ne les observe pas sur sable gréseux, ceci alors qu'elle ne sont pas rares à l'ouest du plateau sur les savanes incluses dominant Salo.

Les vallons des affluents de la Lobaye sont incisés dans le socle tandis que les interfluves se rattachent aux plateaux gréseux. Au sud de Boda, l'incision est plus marquée; ligne de sources et réseau hydrographique dentritique soulignent l'entaille du socle, tandis que de minces lambeaux sableux subsistent encore au sommet des interfluves, jusqu'au-delà du Loamé (autour de la cote 552, 3°53'-17°35'). A partir du confluent de la Mbaéré, la Lobaye surimpose son cours au milieu de la série quartzitique de Bangui-Mbaïki, dont les échines N.-S permettent mieux de l'identifier que les sols sableux similaires à ceux des grès. A quelques kilomètres au sud de la Lobaye, l'interfluve frontalier avec le Congo-Brazzaville appartient au plateau gréseux; il se prolonge jusqu'au 18ème méridien. Il disparaît entièrement à l'est de 18°05': modélé karstique sur formations carbonatées de l'Oubangui-Lobaye. Très progressivement vers le sud, les vallées sont ennoyées sous les alluvions récentes de la cuvette congolaise.

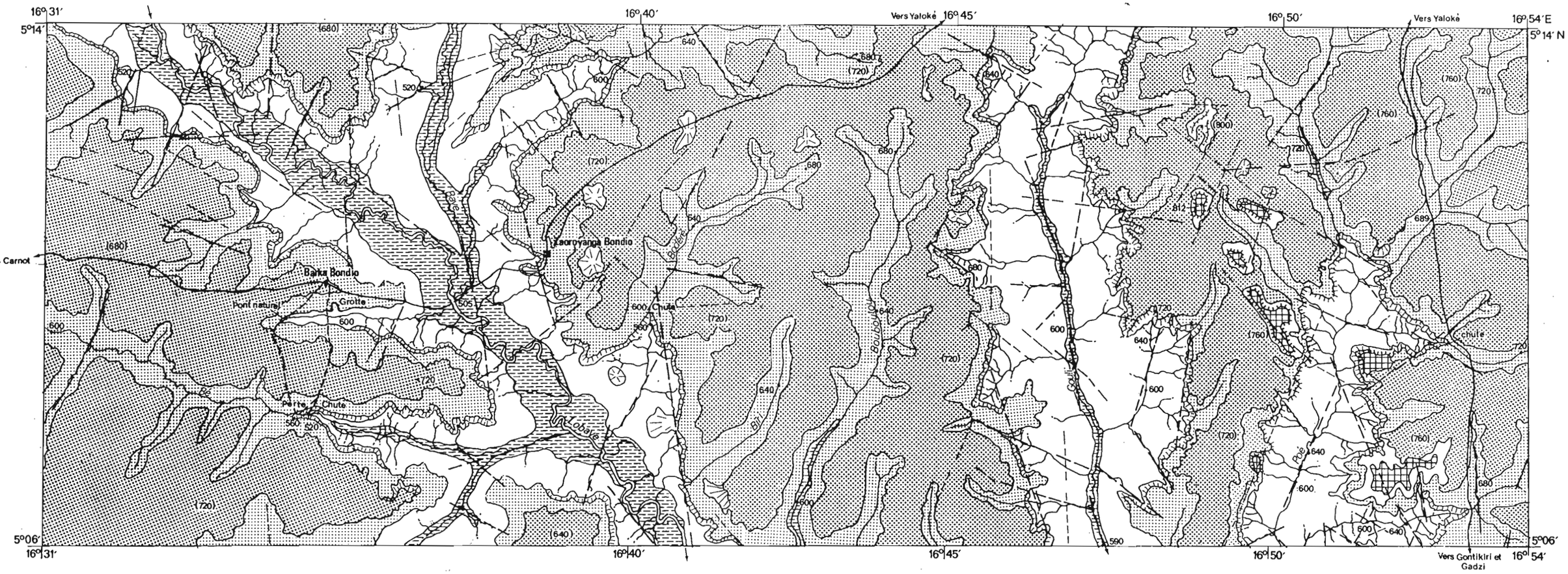


Figure 37 - Entaille de la vallée de la Lobaye au travers du plateau gréseux de Gadzi

Figure 95: Entaille de la vallée de la Lobaye au travers du plateau gréseux de Gadzi.

~~Au centre du plateau gréseux~~, la Lobaye parvient à inciser sa vallée de près de deux cents mètres au travers du grès et d'une centaine de mètres à l'intérieur du socle. Elle coule en effet dans ~~un fond inondable~~, aux sols beiges sableux hydromorphes, à un niveau voisin de 500 m (cote 505 au bac de la piste Carnot-Yaloké). Le contact ~~socle-grès~~, souligné par un niveau de sources, est proche du niveau 600. ~~Aucun affleurement du socle n'a été discerné à proximité de la coupe, ni même dans~~ le lit de la Lobaye. Il est à noter que G. et J.GERARD (1953) rattachent cette vallée au "Complexe de base indifférencié". Remontant la vallée, ils ne semblent avoir identifié aucun affleurement. Le versant est constitué de sols rouges remaniés sur colluvions dérivant du socle mais aussi de grès avec une pente régulière de 7 à 8 p.100, présentant une légère concavité.

L'escarpement gréseux qui borde la vallée n'est pas uniforme mais composite. A Zaoro-Yanga, il apparaît décomposé en plusieurs niveaux séparés par des barres gréseuses; sa pente est ici de 33 p.100 avec des blocs éboulés. Certains affluents de la Lobaye (Toubaye, Baye, Gouli, Poé) parviennent à entailler le grès jusqu'au socle. la plupart ont un débit insuffisant ~~pour inciser le socle~~; leurs vallons suspendus se terminent par une chute dont certaines sont spectaculaires. Ainsi, au S.E de Zaoro-Yanga, le Boderé descend l'escarpement d'un seul jet de plus de 50 m sur l'escarpement gréseux. Il tombe sur un amas de blocs éboulés dans lesquels il disparaît. La permanence des embruns se traduit par un micro climat humide: bosquet forestier avec hydrophytes.

De même au sud de Barka-Bendio, le marigot Bé disparaît d'abord après un premier ressaut dans un éboulis gréseux avant de déboucher dans un cirque d'~~effondrement~~ spectaculaire: triple chute. Son courant se divise en trois jets, chacun tombant dans une marmite de géant, les deux plus petits se vident par un déversoir dans la plus grande. Sur la paroi, se développe une belle stratification entrecroisée. Un peu plus au sud, l'entaille du marigot Ma se termine par un pont naturel sous une voûte gréseuse à pendage subhorizontal. A l'entrée de la grotte, on relève la cassure conchoïdale de la paroi gréseuse. La grotte se rétrécit en biseau; au fond, un chaos d'éboulis est traversé par le marigot. Des fougères à crampons tapissent les parois suintantes. On relève des traces de campement: charbon de bois, fumée au plafond. De telles curiosités naturelles difficiles d'accès restent pour la plupart inconnues.

Ces escarpements bordiers constituent un site privilégié pour étudier les grès qui affleurent si rarement sur les interfluves polyconvexes sableux. En allant vers Gontikiri à l'est, les interfluves sont dominés par des buttes résiduelles, certaines protégées par une dalle cuirassée, culminant à 812 m. Le tracé des directions structurales et de fracturations souligne combien les accidents du relief: cours d'eau, entailles, chutes sont sous leur dépendance. Dans la vallée, le recul d'érosion différentielle de l'escarpement peut laisser subsister quelques mamelons isolés.

VIII.9 Tectonique dans les grès.

Jusqu'à ces dernières années, les directions de fracturations des grès restaient insoupçonnées; il est vrai que repérer au sol une faille sur le plateau gréseux ensablé de Gadzi ne peut être qu'exceptionnel. En 1973, les premières images Landsat révélaient que la remarquable orientation NW-SE d'un axe de drainage comme celui de la Lobaye était liée à une direction linéamentaire.

Seul l'établissement par photo interprétation de cartes morphostructurales de la région révèle que les réseaux de drainage sur socle sont sous la dépendance d'un ensemble entrecroisé de directions structurales; ces directions se prolongent dans le grès. On s'en rend compte clairement autour des îlots gréseux et au long de l'escarpement sur la feuille de Bouar pour les marigots Kougou (5°01'-15°13'), Ga (5°18'-15°21'), Bo (5°25' - 16°33'). Il en est de même de part et d'autre de la Lobaye et de ses affluents qui entaillent le plateau jusqu'au socle, cf la Yanga (5°25'-16°33', Fig.37).

Même au milieu du plateau gréseux, des rivières comme la Mambéré, la Mbaéré ou la Topia et leurs affluents présentent des portions rectilignes, ou des coudes en baïonnettes révélateurs de directions de fracturations; citons le marigot Nzalou (4°41'-16°04'). Beaucoup plus exceptionnelles sont les directions structurales repérées sur les interfluves gréseux; citons un ensemble de directions N 20° E au nord de Boua (vers 4°08'-17°03').

En dehors de réajustements locaux (petits tremblements de terre enregistrés à Boda en 1938, Yaloké en 1974), aucun événement tectonique majeur n'est connu depuis l'Eocène; par contre à la fin du Crétacé, le soulèvement du plateau de l'Adamaoua et de Bouar, qui a légèrement fait basculer la gouttière gréseuse, a pu occasionner de petites fracturations encore soulignées de nos jours par le niveau hydrographique.

VIII.10 Esquisse de comparaison entre les plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et de Ouadda.

Ces deux ensembles sédimentaires horizontaux paraissent symétriques à l'ouest et à l'est, sur la surface centrafricaine. Le passage, adouci sur le plateau de Gadzi, est souvent heurté, avec un escarpement marqué, sur celui d'Ouadda. Plutôt que des cuvettes, ils apparaissent comme des gouttières de sédimentation; celle de Gadzi reste encore reliée au bassin congolais tandis que le plateau d'Ouadda demeure isolé, avec des lambeaux détachés éloignés (grès de Singa). Le plateau de Gadzi est allongé N-NW-S-SE tandis que celui d'Ouadda a une forme triangulaire massive, seule la bordure orientale (bassin de la Koumou) est découpée; c'est

un cas plus général sur grès de Carnot. Dans ce plateau, l'incision est profonde, atteignant souvent le socle; les vallées sont bien drainées. Sur le plateau d'Ouadda, les incisions sont réduites, y compris celle de la Kotto; les vallées sont fréquemment mal drainées: la nappe phréatique y est subaffleurante.

Sur le plateau gréseux de Gadzi, les affleurements ne sont pas rares dans les entailles des vallées avant tout, mais également sur les monolithes des interfluves. Sur le plateau d'Ouadda, les affleurements ~~de grès sain~~ se limitent à l'escarpement bordier, à de rares monolithes et au modélé lapiazé ruiniforme de certaines vallées. Par contre, les grès ferruginisés en cuirasses et carapaces recouvrent d'assez nombreux interfluves, tandis que sur le plateau de Gadzi, l'induration est réduite à quelques buttes isolées et à quelques replats: les sources de fer y sont restreintes, tandis que sur grès d'Ouadda, les niveaux supérieurs sont bien pourvus en fer.

Ces deux plateaux gréseux sont décalés en latitude: le plateau de Gadzi s'étend entre 2°30' et 6° N, celui d'Ouadda entre 6°20' et 8°40'. La moitié sud du plateau de Gadzi se rattache au domaine guinéen forestier avec 8 à 9 mois de saison des pluies, 0 ou 1 de saison sèche, la moitié nord au domaine des savanes soudano-guinéennes type 7.3.2 ou 7.2.3 (indice d'AUBREVILLE: mois pluvieux - d'intersaison - secs), le type soudano oubanguien, à trois mois de saison sèche, étant le plus répandu. La pluviométrie moyenne annuelle varie de 1 650 à 1 400 mm. La moitié méridionale du plateau gréseux d'Ouadda se rattache au domaine des savanes soudano-guinéennes typiques 6.3.3 plutôt que 7.2.3, tandis que la partie septentrionale se relie au domaine médio-soudanien avec une saison sèche accentuée de 4 ou 5 mois: 6.2.4 ou 6.1.5. La pluviométrie moyenne annuelle décroît parallèlement de 1 550 à 1 200 mm. On sait (cf Not.104) que les interfluves de ce plateau conservent de nombreux lambeaux de forêts denses semi-humides, reliques des anciennes forêts qui devaient s'étendre sur les domaines des savanes soudaniennes avant la multiplication par l'homme des feux de brousse. Faute de points d'eau à proximité, ces interfluves n'ont jamais dû être défrichés.

~~Il semblerait qu'il y ait une~~ On observe une relation entre la maille du réseau hydrographique et le milieu. ~~En tout cas~~, en domaine soudano-guinéen (approximativement au sud de 7°20' N), deux cours d'eau de premier ordre sont séparés par des interfluves de 1 km en moyenne, conditions similaires à celles observées sur la moitié nord des grès de Carnot; cette distance devient pluri-kilométrique en domaine médio-soudanien, région par ailleurs tabulaire avec induration assez fréquente sur interfluves: les altérites peu épaisses du plateau d'Ouadda se différencient des épaisses altérites sableuses du plateau de Gadzi. On relève que sur le plateau d'Ouadda, la densité du réseau hydrographique diminue vers le nord avec la pluviométrie; c'est l'inverse sur le plateau de Gadzi où elle décroît

vers le sud, en liaison avec un couvert forestier protecteur.

Ces deux plateaux constituent des réservoirs hydrauliques essentiels qui restent encore très mal connus. Il semble toutefois en raison de la morphologie des vallées peu incisées, mal drainées que les nappes soient moins profondes sur le plateau d'Ouadda que sur celui de Gadzi-Carnot sur les interfluves duquel les forages positifs atteignent la centaine de mètres.

Il importe de rappeler qu'en climat tropical humide, l'altération superficielle des grès fournit des sables en abondance. C'est un milieu très fragile; il serait nécessaire de protéger l'écosystème particulier des forêts semi-humides sur grès d'Ouadda. La dégradation du milieu est déjà avancée entre Carnot et Boda. Le tracé des pistes devrait utiliser au maximum les interfluves: le ravinement devenant rapidement intense aux ruptures de pente, près des talwegs en particulier. La recherche du diamant dans les terrasses, les marmites de géants ... est une nécessité économique; son impact sur le milieu n'est pas négligeable.

Chapitre IX: L'EXTREMITE OCCIDENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

Cette région peut être considérée comme le prolongement centrafricain de la "surface intérieure" camerounaise (P.SEGALEN, 1967). D'une altitude moyenne de 700 m, elle s'échelonne entre 800 et 600 m. Elle apparaît dominée au nord par l'escarpement du plateau de Bouar-Baboua, à l'est par le plan incliné, constitué par le plateau de Gadzi-Carnot; au sud, elle surmonte, par l'escarpement de Motao, le piémont de la Sangha.

Sur roches mères variées ~~de~~ socle précambrien, cette région n'apparaît pas homogène, l'aplanissement n'y étant qu'imparfaitement réalisé. On peut la subdiviser en plusieurs sous-régions naturelles.

IX.1 Bassins de la Nana et de la Mambéré.

Cette unité s'observe sur la feuille de Bouar où les bassins moyens de la Nana et de la Mambéré sont creusés dans les migmatites avec localement des granites hétérogènes et des quartzites. Elle se prolonge localement au sud du 5è parallèle dans la vallée de la Boumbé I. Le contact avec l'escarpement de Bouar-Baboua est en grande partie conditionné par la structure: la faille de la Yoyo N 15°E (centrée en 5°20' - 14°58'30") qui en longe la base, s'allonge sur plus de 60 km; celle de la Danga Yolé N 150° E (5°58'-15°29') lui est au contraire transversale. On relève les directions de fracturations parallèles N 10°E du Ga (5°15'-15°21') sur grès de Carnot et de l'Oto (5°13'-15°22') sur migmatites. On note que les schistes du Gom (5°13' - 15°14') orientés N 40°E se situent dans le prolongement des schistes du fossé de Bozoum.

Les glacis cuirassés (type haut-glacis) matérialisent l'aplanissement qui n'apparaît pas surmonté de buttes de cuirasses anciennes. Ces témoins subsistent au pied de l'escarpement (route Bouar-Baboua) et sur l'interfluve d'Abba (5°20' - 15°09'): les sols sur granite y sont relativement sableux et peu colorés. Les sols sur migmatites plus colorés et plus argileux, donc plus frais, ont permis la conservation de curieux témoins forestiers (Dongé: 5°35'-15°34', Béwiti: 5°49'-15°12') au milieu de ces savanes à <u>Anogeissus leiocarpus</u> que l'on ne retrouve ni sur les reliefs granitiques de Bouar, ni sur le plateau gréseux.

Le bassin de la Nana apparaît légèrement surcreusé par rapport au bassin de la Mambéré et donc aux plateaux indurés de Fo (5°37'-15°11')- Abba. Chaque bordure du bassin est en effet dominée par de petits escarpements à sols jeunes d'érosion; des pistes les empruntent à l'est: Bouar - Zoutoua (5°44'-15°37'), à l'ouest: Zarami (5°41'-15°15') - Dongo (5°34'-15°23'30"). Le bassin peut être surmonté de

près de deux cents mètres par des reliefs rocheux résiduels tels le mont Kouan (923m - 5°44'-15°23').

IX.2 Plateau granitique des Boumbé I et II

Entre la Boumbé I qui longe l'extrémité occidentale des plateaux gréseux et la Boumbé II, frontalière avec le Cameroun, s'étend un plateau de substrat homogène: granites syntectoniques tardifs. Entre 4°30' et 5°10'N, ce plan induré s'élève insensiblement de 650-700 m à 900 -950 m. On a vu (Y.B.1980a et b-86a) que la transition des savanes guinéennes périforestières à Pennisetum purpureum et Aframomum sp. aux savanes soudano-guinéennes était de même très progressive.

Sur un substrat homogène sans escarpement marqué, le passage de la surface centrafricaine au plateau sud de Baboua n'est souligné que par les chutes ou rapides empruntant des directions de fracturations: chutes d'Oudou (cf I.5 - 2).

Les seuls accidents de relief correspondent à quelques chaos de boules granitiques ou à quelques dômes tels les monts Gbandou ou Yoko (780 m - 4°34'-14°55'). Il faut souligner qu'à l'échelle décamétrique, le modelé est mamelonné en "montagnes russes" en raison de l'abondance de termitières géantes dont les monticules sont voisins de 50m3.

Mis à part quelques vallons, soulignés par une large galerie, le drainage est bien assuré. Le réseau hydrographique est à maille polygonale régulière d'ordre kilométrique; un pont naturel est signalé (4°46'30"-14°50'20"). Les sols peu colorés sont remarquables par la rareté de l'induration et un caractère gibbsitique (ex: BTO2: 770 m, 4°55'-14°48').

IX.3 Bassin moyen de la Kadei

Au sud d'Amada-Gaza, notamment dans les vallées des Boumbé I et II, les témoins forestiers sont moins rares au milieu de la savane périforestière à Albizia zygia et Terminalia glaucescens. Le réseau hydrographique devient plus dense avec des interfluves d'environ 500m. Le soubassement géologique est varié entre Berbérati et Gamboula; la route recoupe une alternance N-S de séries: quartzitique de la Kadei, schisteuse de la Boné, de migmatites, granites.

Contrairement à la règle assez générale de ce pays, on n'observe pas sur les versants le séquence topographique de couleurs rouge, ocre, beige. Le modelé légèrement polyconvexe évoque plutôt le modelé "en demi-oranges". En dehors des sols hydromorphes des fonds de vallées mal

drainés, les sols argileux conservent des couleurs vives , souvent très rouges: sols ferrallitiques typiques de la grande série de Berbérati, (cf Not.100 p.60-61). Ils sont bien représentés dans le bassin de la Mboné (ou Boné: 4°10'-15°27') et de la Mboumbou (4°04'-15°34'). Le cuirassement est réduit dans ce secteur dominé d'une centaine de mètres par la remarquable butte ancienne de Beyna-Doymo (Fig.38). Schistes et quartzites offrent des résistances différentes à l'érosion; ces derniers se présentent en barres de directions concordantes avec les directions structurales, avec une incurvation du N-NE au sud du 4è parallèle, à N - NW au nord.

La Kadei incise son cours à l'intérieur de cet aplanissement entre 550 et 450 m. V.BABET (1948) évoque "la large vallée de la Kadei où s'échelonnent des gradins, témoins des diverses étapes de l'érosion" . Le dernier de ces gradins est souligné par une terrasse à cuirasse conglomératique à galets, gibbsitique (YOK 1). Le cours de la Kadei, bordée de sols jeunes d'érosion est constitué d'une succession de chenaux anastomosés divaguant dans des dépressions puis resserrés sur des seuils rocheux.

La forêt dense humide fait son apparition au sud de 4°03' ainsi qu'au sud - est de la piste Berbérati - Sosso (733 m - 3°56'-15°30'). La végétation rend délicat le répérage des inselbergs sur le secteur granitique chevauchant la frontière camerounaise. Ce sont les seuls inselbergs "couverts" que nous ayons observés en Centrafrique (3°49'-15°12').

IX.4 Plateau de Bilolo

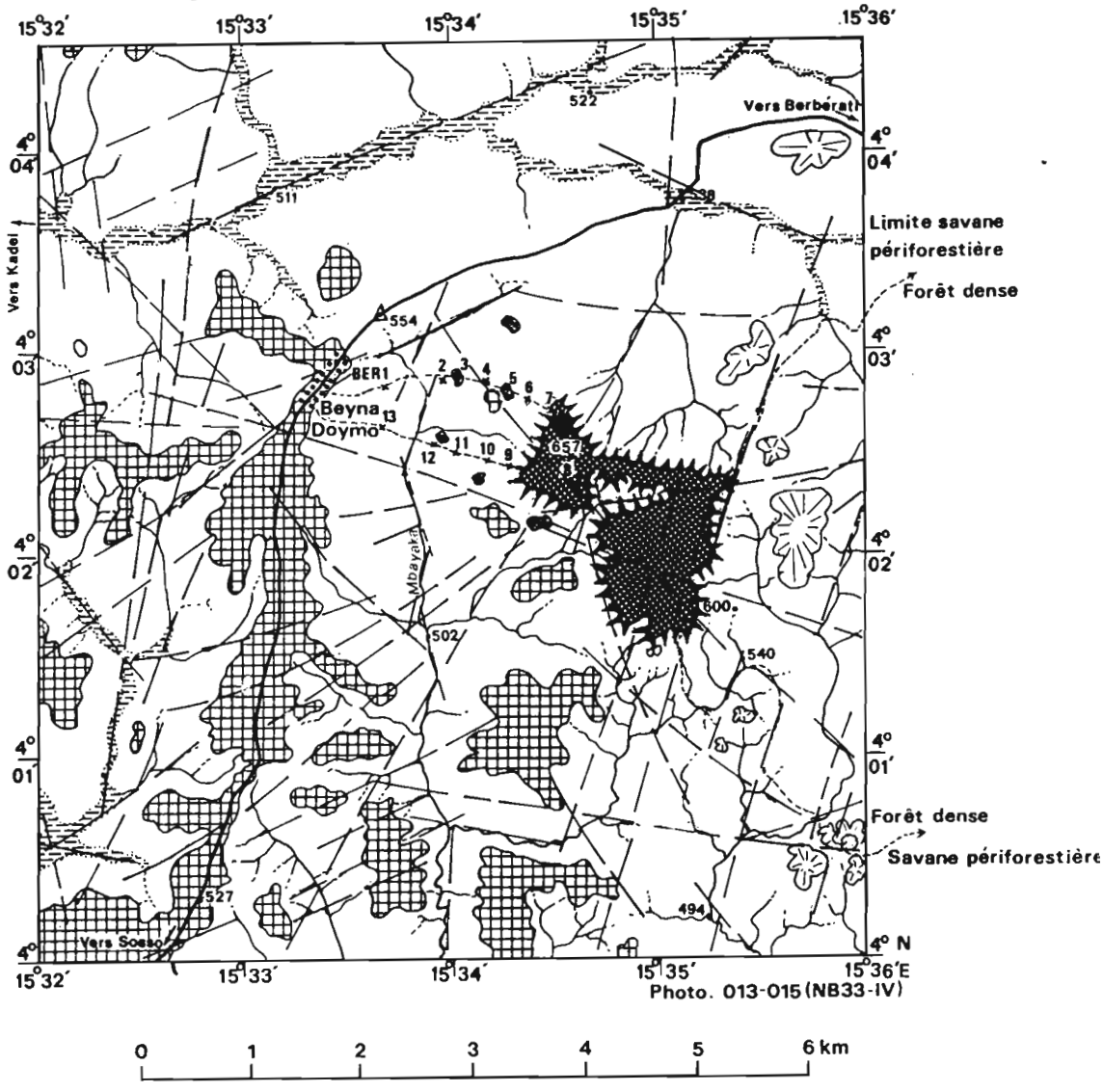
IX.4 - 1 Morphologie - cuirassement

Le secteur qui s'étend entre Nola et Yokadouma (3°51°-15°03') au Cameroun, correspond à un plateau dit de Bilolo (683 m - 3°26' - 15°53') ou des Mbimou (du nom de l'ethnie). D'une altitude moyenne 600-650 m, il s'échelonne entre 550 et 735 m; c'est un témoin bien conservé de la surface centrafricaine.

Son substrat est constitué essentiellement par la série de Nola avec des roches intrusives basiques: dolérite, gabbros, laves dévitrifiées mais aussi des grès-quartzites et des schistes argileux, secondairement par le complexe argilites-tillites de la Bandja (3°33'-15°40') et par les quartzites sériciteux de la Bolé (3°56-16°14).

Ce plateau est recouvert par une forêt dense semi-caducifoliée que certaines espèces (Mansonia altissima, Holoptelea grandis...) permettent de rattacher à la forêt camerounaise, avec de même quelques minuscules taches de lakéré: clairières herbeuses sur cuirasses. Celle de Ziendi

Figure 38. Butte cuirassée de Beyna-Doymo



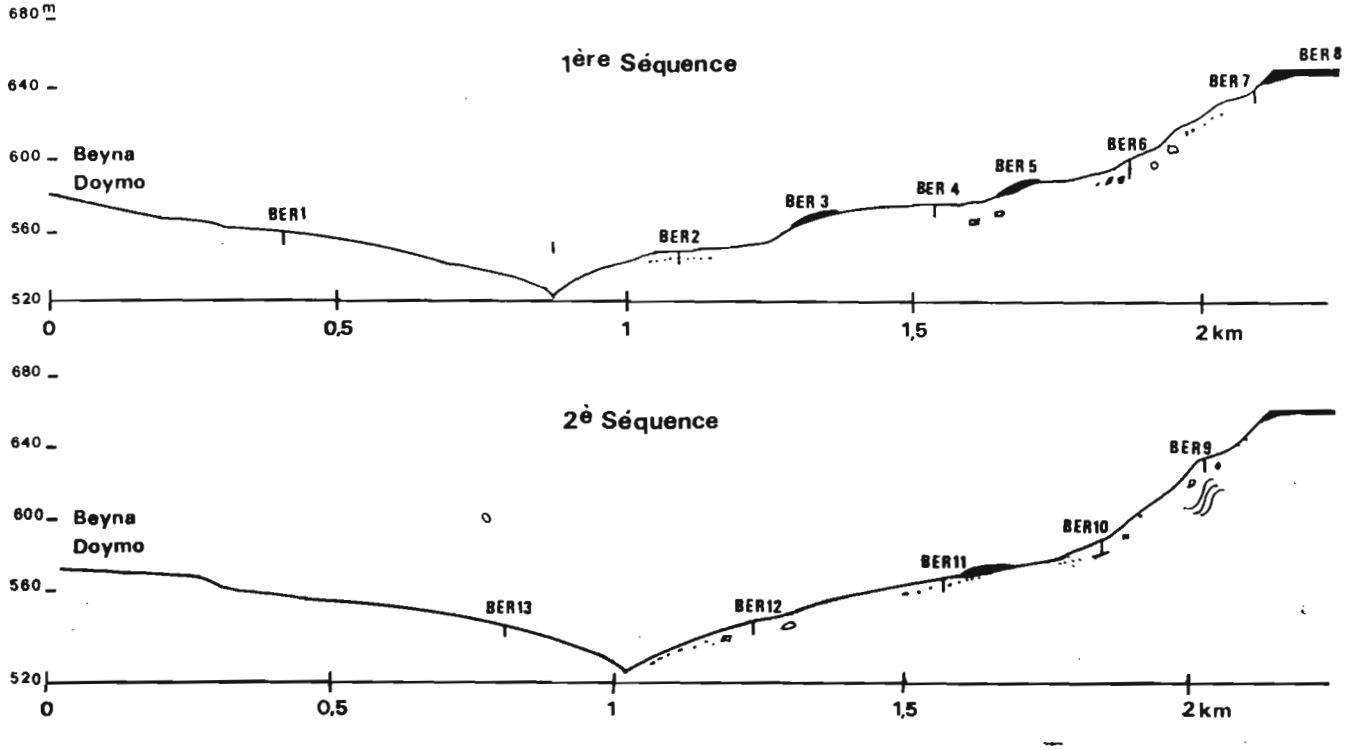


Figure 38: Butte cuirassée de Beyna-Doymo.

A 35 km au SW de Berbérati, la piste de Sosso qui emprunte un interfluve légèrement induré voisin de 580 m, est dominé par une butte escarpée, unique, portant à la cote 657 une épaisse cuirasse ferrallitique massive (cf BER 8: type intermédiaire avec 53 % Fe2O3: goethite mais seulement 2,4 % de résidu).

Sur l'escarpement à pente forte: 35-30 %, le profil BER 9 est une altérite rouge, schisteuse, BER 7 argilite avec faces lisses et striées. Le piémont ne comporte pas un ensemble de cuirasses secondaires de versant mais de minces placages convexes de cuirasses de pente tels BER: 10 - 5 ou 3: avec 46 % Fe2O3 (hématite et goethite) et 11 % de résidu.

Sur le versant, les profils ferrallitiques sont rouges jusqu'au marigot (cote 500); certains renferment des gravillons ferrugineux mêlés de blocs de cuirasses ou de débris de quartz filonien (BER 13 - 2) mais la plupart sont meubles, profonds, argileux. Le profil BER 1 a été pris pour modèle du groupe ferrallitique typique: grande série de Berbérati (p.60-62: Y.B. 1983a). Ces sols, les meilleurs de Centrafrique, sont propices au caféier et même cacaoyer.

Le végétation de ce secteur périforestier est très dégradée. A côté de quelques arbustes: Cussonia dialonensis, Lannea barteri, Albizia zygia ou espèces pyrotolérantes, on observe une savane à Pennisetum purpureum (herbe à éléphants), Beckeropsis uniseta, Hyparrhenia sp., Aframomum latifolium, localement dégradée avec Imperata cylindrica.

Selon la carte géologique de G. et J.GERARD (1952), le secteur repose sur la "série quartzitique inférieure de la Kadeï": "quartzites à muscovite" tandis qu'un peu à l'est, est noté un affleurement d'"orthoamphibolites". Cl.CENSIER désigne cette formation par "Série de Nola-Bolé": quartzites dominants et à l'est: intrusions basiques (dolérites). L'observation de l'épaisse cuirasse ancienne (BER 8), des sols rouge vif, argileux (BER 1 et 9), de l'altérite (BER 9) nous conduit à étendre vers l'ouest jusqu'au marigot Mbayaka l'intrusion basique.

Figure 39. Entaille de la Sangha dans la surface centrafricaine

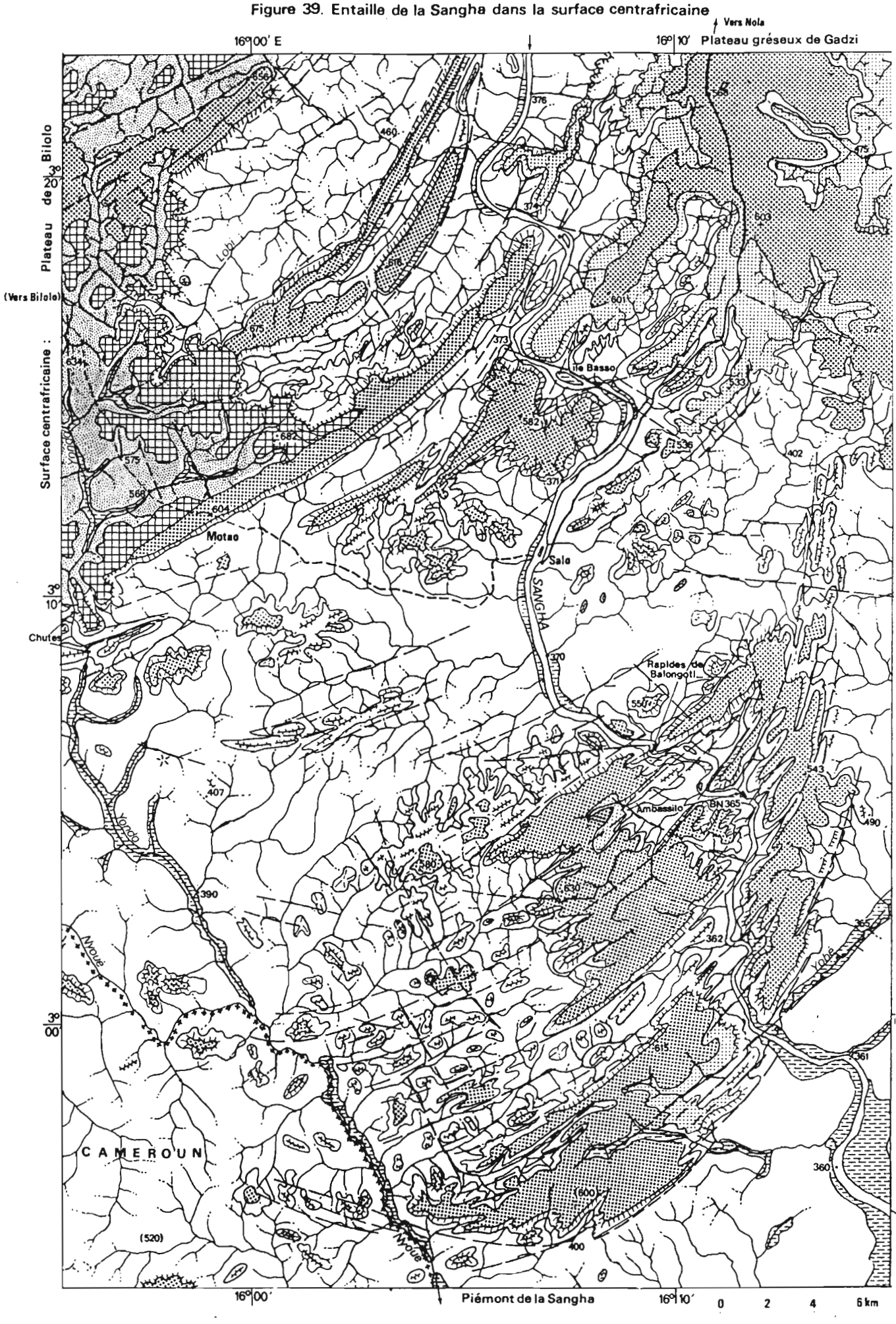


Figure 96 Entaille de la Sangha dans la surface centrafricaine

Entre Nola et Bayanga, le bassin de la Sangha est dominé de plus de deux cents mètres au nord-est par le plateau gréseux de Gadzi-Carnot, et au nord-ouest par le plateau induré de Bilolo sur schistes et intrusions basiques (dolérites).

La Sangha et son affluent: la Yondo incisent leur cours à travers la série épimétamorphique de Nola-Bolé, constituée d'une alternance de quartzites et de schistes. L'érosion différentielle a profondément entaillé les schistes, laissant apparaître en relief les dômes et barres de quartzites, d'orientation curviligne E-NE à NE-N. Des dépressions faillées les encadrent longitudinalement et transversalement.

La vallée de la Sangha apparaît ainsi comme une succession d'élargissements et d'étroits défilés avec des coudes en baïonnettes.

Après une succession de deux chutes qui lui font descendre l'escarpement de la Motao, la Yondo, à l'ouest, trouve son profil d'équilibre vers 390 m. tandis que la Sangha incise profondément son cours jusqu'à la cote 361 près de laquelle, au confluent de la Yobé, elle entre sur le piémont dit de la Sangha.

En dehors des reliefs gréseux du nord-est de Salo dénudés en maigres savanes, l'ensemble du secteur est protégé d'une érosion vive par un manteau de forêt dense humide abritant une faune devenue rare: Tragelaphus euryceros (le bongo), Gorilla gorilla (le gorille des plaines), Loxondota africana cyclotis (petit éléphant de forêt). A noter (cf Notice 104) que la forêt dense ombrophile à Gilbertiodendron dewevrei (Limbali) se maintient au-dessous de 550-500 m; elle ne remonte pas l'escarpement de Motao, limite méridionale de la surface centrafricaine.

(3°24'-18°42') avait été signalée dès 1913 par A.SCHULTZE: "prairie sur champ de lave".

La photo-interprétation révèle un modelé non plus polyconvexe mais tabulaire disséqué par l'érosion. La plupart des lambeaux sont isolés les uns des autres; certains s'articulent en lanières, sur près de 30 km de longueur, près de la frontière camerounaise (autour de 3°13'-15°40'). L'incision est certainement lente sous couvert forestier; d'ailleurs le drainage des vallons est souvent médiocre. Dans le haut bassin de la Lokomo (3°15'-15°28') voisine, R.LETOUZEY (1968, p.224) a décrit les forêts clairsemées à strate inférieure de Marantacées.

L'ouverture de pistes pour l'exploitation forestière nous a confirmé en 1975 que cette forêt dense recouvre un cuirassement généralisé, ancien, en voie de dislocation. Les cuirasses n'apparaissent qu'exceptionnellement en dalles continues (lakéré); elles sont fissurées, démantelées en blocs. Le cuirassement n'est plus actuel dans ce climat guinéen forestier de type 9.3.0 ou 9.2.1, à saison sèche réduite ou inexistante. Les échantillons prélevés sont de type intermédiaire ou mixte, bruns (7,5 YR 3/3) ou jaunes (10 YR 8/8), d'aspect lobé tubulaire, parfois scoriacé, exceptionnellement pisolithique à pisolithes brun jaune (10 YR 5/6) dans une matrice rosée (7,5 R 5/4). Le degré d'induration de ces cuirasses est élevé de même que leur densité. Dans ces prélèvements de surface, la goethite est importante à côté de l'hématite et de traces de gibbsite; le résidu quartzeux est minime.

Il n'a pas été observé de cuirassement actuel en bas de versant; par contre ces cuirasses anciennes, fossiles, sont colonisées par la forêt dense dont la remontée au nord de l'escarpement de Motao (3°12'-15°59', cf.Fig.39) ne doit pas être ancienne. En effet (Y.B.1977 b et Not.104), la forêt dense au nord de Nola renferme des fromagers : Ceiba pentandra (vers 3°50'-16°10' et 3°40'-15°55'), signes d'occupation humaine, souvent juchés sur des termitières géantes ~~fossiles~~. Les conditions climatiques en auraient permis une remontée vers le nord de près de 200 km, jusqu'à une ligne Amada Gaza-Carnot. Le recul actuel est anthropique.

IX.4 - 2 Limites

L'induration en voie de démantèlement généralisé sur les roches basiques, fait place sur les grès-quartzites de la série de Nola à des sols sableux dont les interfluves polyconvexes (autour de 3°03'-16°08' ou 2°50'-16°09') se rattachent également à la surface centrafricaine.

D'une hauteur de commandement d'une centaine de mètres, l'escarpement, dominant le village de Motao, d'où son nom, limite vers le sud le plateau de Bilolo. En Centrafrique, d'orientation E.-W au voisinage de 3°12', il est souligné

par des chutes (du Yondo:3°09'-15°56', du Goboumo: 3°13'-15°51'). Aussitôt après la faille N 140° E qui souligne localement la frontière, il descend au Cameroun vers le sud entre 15°40'et 50'.

Le modelé et les limites du plateau de Bilolo sont très largement, sous la dépendance de la structure, des directions des fracturations, discernables en dépit de la couverture forestière. Elles expliquent le tracé heurté de la bordure occidentale du plateau qui oscille autour du 16ème méridien jusqu'à la Kadei. Des directions de fracturations les conditionnent: citons celles de Mokabi sud N 70° E (3°21' - 15°56'), du Napongo N 160°E (3°36'-15°41'). Peu avant Komasa (3°40'-15-52'), l'escarpement s'en écarte vers le sud-ouest (jusqu'à 3°30'-15°41') pour contourner le bassin inférieur de la Bandja. Longeant d'abord cette rivière, suivant une direction de fracturation N.-NW, l'escarpement rejoint la Kadei aux gorges de Yaméné (3°46'-15°39'). Contournant encore le bassin inférieur de la Bébisa (3°40'-15°30') et de la Mbyali (3°45'-15°20'), l'escarpement se rapproche en direction sud-ouest du Cameroun, encadrant le bassin suspendu de l'Abobo (3°43'-15°27').

L'examen du cours de cette rivière est intéressant. Prenant sa source de l'autre côté de la frontière, au pied de buttes de cuirasse ancienne, elle coule entre 640 et 620 m dans une vallée mal drainée sur la série quartzitique de la Bolé. De direction SW-NE, elle longe le rebord nord-ouest du plateau de Bilolo, souligné par un alignement de buttes cuirassées surplombant le bassin de la Mbyali, creusé dans les schistes. Un de ses affluents (3°37'-15°26') longe, de façon similaire, la portion N-NE de l'escarpement surplombant le bassin de la Bébisa (3°39'-15°27'). Ainsi, tout le bassin supérieur de l'Abobo apparaît suspendu d'une centaine de mètres au-dessus des bassins Mbyali-Bébisa. Une fracture N 40°E (3°43'-15°27') permet à l'Abobo de descendre par une chute et de longer l'escarpement avant de rejoindre la Mbyali par un coude en baïonnette.

De l'autre côté de cette rivière, le plateau de Sosso (735 m - 3°55'-15°30') également sur grès-quartzites, doit être considéré comme un prolongement de la surface centrafricaine. Sa forme très découpée est structurale; selon V.BABET (1935), "la région est affectée de nombreuses failles orientées suivant la direction des plis, le plus souvent dans la direction nord-ouest; elles semblent correspondre à des plis-failles".

En suivant l'arête quartzitique que longe la faille N 35 E du Ndimokaka (3°57'-15°35'40"), on rejoint, sur l'autre rive de la Kadei, le plateau de Yamgounda (3°58'-15°36'), interfluve polyconvexe sur grès-quartzites qui se rattache à la surface centrafricaine de même que les buttes cuirassées de Beyna-Doymo (Fig.38), de la cote 720 (3°57-15°44') ou le plateau Nzéké (cote 663-3°49'30"-15°58').

IX.5 Entaille de la Kadeï et de la Mambéré.

Ainsi le bassin inférieur de la Kadeï se présente comme une succession d'entailles et de défilés. La traversée des quartzites de la Bolé est marquée par une suite de resserrements dont le plus impressionnant est celui des gorges de Yaméné (3°46'-15°39'). Large d'une centaine de mètres en amont, la Kadeï se précipite en bouillonnant dans ce couloir étroit, d'une quizaine de mètres, dominé par des parois rocheuses de 150 m de haut qui la font passer de la cote 468 à 429.

La Kadeï s'assagit temporairement dans le bassin gneissique de Douago (3°45'-15°46'). A la cote 396, elle reçoit, sur sa gauche, la Batouri au cours encombré d'alluvions sableuses, provenant du plateau gréseux de Gadzi-Carnot et sur sa droite, la Bandja dont le cours tortueux et irrégulier est structural. A partir de Komasa, la vallée de la Kadeï se resserre encore entre les plateaux de Bilolo et du Nzéké.

A Nola, la Kadei se joint à la Mambéré pour former la Sangha. En aval des rapides de Bania (barre de métadolérites), la Mambéré, tout comme la Kadei, entaille son cours au travers de la surface centrafricaine. On relève la dissymétrie des versants: à l'ouest, sur dolérite, l'entaille est vive, le relief accidenté; à l'est (bassin Sao: 3°50'-16°16'), sur quartzite, le modelé est adouci.

IX.6 Entaille de la Sangha supérieure.

La Sangha est navigable en hautes eaux jusqu'à Nola. Son cours est spectaculaire (Fig.39) de Nola à Bayanga avec ses coudes en baïonnettes, sa succession de défilés et d'élargissements, le tout dans l'impressionnant silence de la forêt dense. Citons les seuils successifs de la cote 374 (3°19'-16°06'30"), de l'île Basso (3°15'30"-16°07'), des rapides de Bolongoti (3°06'-16°09'30") et d'Ambassilo (365m, 3°05'-16°11'40").

Cette morphologie, encore perceptible sur les images LANDSAT, ressort clairement en photo-interprétation. On observe une succession d'arêtes quartzitiques curvilignes. Leurs directions N 60 -70 °E sur le 16ème méridien, s'infléchit à N 30° puis N 10° E vers 16°08'. Ces arêtes font place à des dômes allongés (en forme de tuiles romaines) ou à des interfluves polyconvexes, recouverts d'altérites sableuses. Quelques témoins cuirassés permettent de raccorder ces sommets à la surface centrafricaine (plateau de Bilolo, à l'ouest); ils se relient également au N-E de la Sangha, ~~au soubassement~~ du plateau gréseux de Gadzi: ~~savanes inoluses~~ de Salo. Entre ces reliefs sableux, le modelé apparaît déchiqueté et complexe, l'érosion progressant plus vite dans les intercalations schisteuses, met à nu des barres quartzitiques. Ces sols jeunes d'érosion

sont chimiquement assez riches mais manquent souvent de profondeur. L'érosion a dû être importante lors de paléo-climats à saisons contrastées; elle est actuellement très réduite sous la couverture forestière.

Conclusion

Ainsi l'extrémité occidentale de la surface centrafricaine apparaît comme un aplanissement complexe et dégradé. On y observe quelques plateaux tabulaires indurés (Abba), souvent démantelés (Bilolo), des plans inclinés de raccordement reliant une surface à une autre (plateau des Boumbé), des bassins en partie aplanis (Nana, Mambéré), passant à des entailles (Kadei inférieure) au relief pouvant être vif (Sangha supérieure). La lithologie et la tectonique jouent un rôle essentiel dans cette différenciation.

Chapitre X: LA PARTIE AXIALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE.

La partie axiale de la surface centrafricaine correspond à un ensellement dominant au nord le piémont tchadien, au sud le piémont oubanguien. D'une altitude moyenne comprise entre 500 et 600 mètres, celui-ci se relève progressivement aux deux extrémités ouest et est où il est dominé par les plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et d'Ouadda. On a vu que, si sa limite sud était soulignée par l'escarpement de Boali, sa limite nord était assez arbitraire, le piémont de l'Ouham-Chari apparaissant comme un simple affaissement du socle.

Cette partie axiale correspond aux bassins supérieurs de la Mpoko (avec ses affluents Lim et Pama), de l'Ombella - Tomi - Kouma, de la Ouaka (Baïdou) et de la Kotto (Bongou et Banga), tous affluents de l'Oubangui auxquels il faut ajouter ceux de la Baba et de la Fafa, sur le versant tchadien.

X.1 Plateau de Bossembélé - Yaloké

A ce plateau, il faut rattacher le bassin supérieur de la Ba. Ce dernier au sud du 6ème parallèle apparaît comme une demi-vasque, bassin de réception légèrement incurvé entre 800 et 600 mètres. Il est limité au sud-ouest par la terminaison en biseau du plateau gréseux de Gadzi et au sud-est par une corniche cuirassée, jalonnée de buttes témoins démantelées de cuirasse ancienne, ces limites soulignant localement la ligne de partage des eaux Congo - Tchad. Cette avancée la plus méridionale qui soit (5°19') du bassin tchadien s'accompagne, on l'a vu, d'une expansion locale des savanes médio-soudaniennes à Isoberlinia - Uapaca. Ce bassin sur migmatites et accessoirement granite, est tapissé de glacis cuirassés (type haut-glacis) avec de rares affleurements rocheux (crêtes en dos de baleine). A titre de curiosité, on peut signaler dans le bassin supérieur de l'affluent Nana (autour de 5°53' - 17°10'), sur migmatite, de nombreuses petites structures circulaires représentées par des lakérés de 400 mètres de diamètre environ.

Le plateau de Bossembélé - Yaloké qui lui succède, s'étend du 6ème parallèle jusqu'à Boda. Légèrement incliné vers l'E-SE, de 700 vers 600 mètres, il apparaît localement, parfaitement aplani de telle sorte que les rivières ont du mal à maintenir une direction d'écoulement. C'est le cas du Ladoumi (5°20'-17°10'), dont le cours dirigé d'abord vers le sud-est, revient vers l'est puis le nord-ouest !

Le réseau hydrographique est à maille ~~polyédrique~~ typique entre Bossembélé et Yaloké. Selon J.HURAULT (1967), le dispositif théorique serait constitué par un enchaînement d'hexagones. Ce système hexagonal traduit une

répartition aléatoire des ruptures dues aux tensions dans une masse homogène. Parfois, ce système polygonal subit des déformations curvilignes (cf autour de 5°11' - 17°25').

Le réseau hydrographique est souligné par des galeries forestières denses qui tranchent avec les savanes soudano-guinéennes assez souvent dégradées sur le plateau. Il est vrai que l'induration est généralisée: cuirasses compactes ou discontinues, sols à nodules ferrugineux (cf. Not.100: grande série de Bossembélé). Ce secteur apparaît comme un stade avancé, dégénéré, de celui qui sera décrit plus loin dans le Mbomou. Les interfluves sont surmontés de petites buttes témoins de cuirasses anciennes à hématite: d'extension réduite, elles sont souvent démantelées; de petits lakérés secondaires de versant les encadrent; des glacis gravillonnaires ou indurés leur succèdent jusqu'à l'incision des galeries et vallons.

Les collecteurs coulent dans une galerie marécageuse qui, pour les plus importantes (Mbi, Lin ou Mbali), fait place à ~~un~~ "~~flat~~" ~~her~~beux hydromorphe. C'est que leur pente est très faible: il faut une cinquantaine de kilomètres à la Mbi pour passer de la cote 666 à 646, soit une pente de 0,4 p.1000. Seule la Mpoko arrive à inciser progressivement son cours, en utilisant les fracturations du socle. Ce type de modelé se poursuit vers l'E-SE jusqu'à l'escarpement de Bozo. En même temps, les charnockites de Yaloké font place à des migmatites, schistes ou quartzites.

X.2 Plateau de Marali - Bouca.

A l'intérieur du quadrilatère encadré par Bouca, Bogangolo, la Boubou (6°10' - 17°37') et la Komi (6°10' - 18°40'), c'est -à-dire approximativement dans les bassins supérieurs de la Fafa et du Bobo (6°10' - 18°02') sur le versant tchadien, se sont maintenus jusqu'à nos jours de nombreux témoins de forêts denses semi-humides à Anogeissus leiocarpus. Le sous-bois sombre en est fréquemment rendu inextricable par l'abondance de lianes épineuses de type Acacia ataxacantha; ce sont les "baco" où s'abritaient il y a encore une trentaine d'années des éléphants gros porteurs. La conservation de ces forêts denses s'explique par leur imperméabilité aux feux courants mais aussi par le fait qu'elles reposent sur des sols à cuirasses discontinues (cf.sols ferrallitiques remaniés indurés: Notice 100) impropres à la mise en culture. Le soubassement est essentiellement constitué de charnockites.

Une bande savanicole sur micaschistes et quartzites, entre la Koumi et la Mbi, sépare ce secteur à forêts denses semi-humides de celui similaire de Dékoa - Sibut sur granite; c'est également une limite botanique, les espèces occidentales comme Entada oubanguiensis, Combretum hypopilinum font place vers l'est à des espèces orientales: Entada abyssinica, Combretum kottoense.

Lors de l'étude pédologique de la feuille Bouca (Y.B.1970), divers types de réseaux hydrographiques avaient été comparés: polyédrique homogène à maille kilométrique sur charnockites, il devenait rectangulaire à maille très fine dendritique sur quartzites.

X.3 Région quartzo-granitique de Dékoa.

Les charnockites qui s'étendent sur plus de 15.000km2 entre Yaloké et Bouca, présentent une remarquable constance dans la direction NE de leurs couches, direction considérée comme primitive en Centrafrique et soulignée sur les facies de bordure, par des failles N40 à 60°E transversales à la Fafa, dont les faux méandres surimposés sont structuraux, contrairement aux vrais méandres de la Komi sur alluvions récentes.

A l'est de la Komi, sur micaschistes assez indurés, on constate l'incurvation du NE vers le NW des arêtes quartzitiques. Ces dernières viennent se mouler sur la grande intrusion granitique de Dékoa à l'orientation NW - SE, aberrante selon G.POUIT (1959). Cette virgation des arêtes quartzitiques permet de réaliser le syntectonisme parfait avec le granite hétérogène de Dékoa, ensemble géologique et géomorphologique allongé sur plus de 200 km.

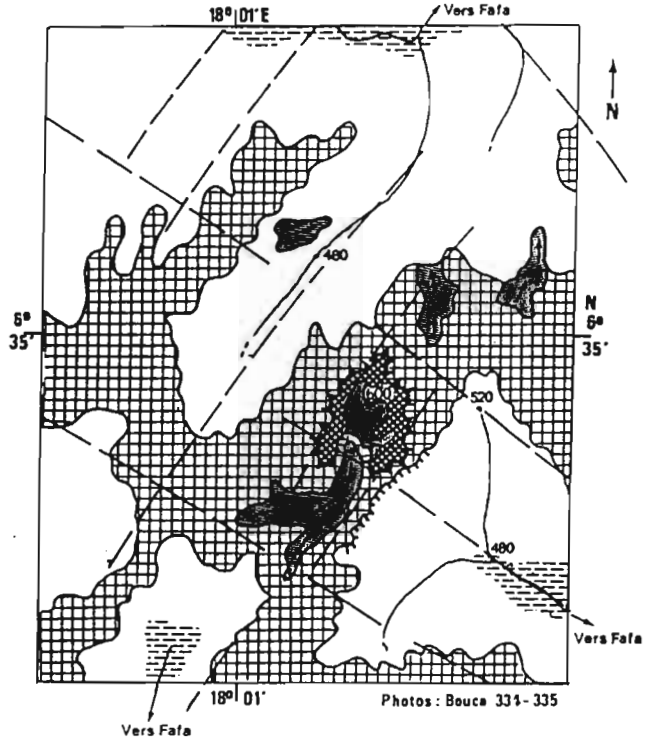
Cette intercalation, accompagnée d'intrusions basiques et ferrugineuses (greenstones et itabirites), est encadrée d'échines quartzitiques. Elles sont rarement escarpées et déchiquetées comme la Kaga Kazamba (630 m - 6°46' - 18°24'30""), dont les grottes servaient de refuges aux populations Manza. En général, ces échines allongées affleurent à peine; elles sont soulignées par une liseré de sols ferrallitiques appauvris sableux, contrastant avec l'abondance des nodules ferrugineux des sols environnants. Une corniche cuirassée peut également faire ressortir cette limite, telle celle, fragment de la ligne de partage Congo-Tchad, dont la Mbi longe le revers dans son cours supérieur (6°20'-18°53'). Ce double alignement quartzitique constitue des lignes de partage des eaux locales: il encadre les bassins de la Koba (ou Kaba: 6°08'-19°20'), du Dy (ou Di: 6°58'-18°30') ainsi que le bassin supérieur de la Nana, seule rivière qui réussit à franchir sur un ressaut rocheux (6°30'20"-18°57'20", cf fig. IX in YB 1970) cet alignement quartzitique.

La butte indurée de la Mbéré (Fig.40, coupe et séquence décrite in Y.B.1971a) avec un étagement de cuirasses et surtout leur redistribution en éventail autour du pointement d'itabirite cuirassé au sommet, nous paraît un exemple type des cuirasses secondaires de versant dues à un transport latéral trop souvent nié après avoir été généralisé à outrance (cf.chap.XVI). Les exemples n'en sont pas rares dans l'Ouham: rappelons ceux de la cote 600 (à l'ouest de la Fafa) sur charnockites (cf.Fig.41 ou fig.IX in Y.B.1971c), des buttes de Bombon sur amphibolites (Fig. 42, coupe et

Cuirassement secondaire de pente étagé à partir des buttes résiduelles de la surface ancienne

Fig.40 Modelé près de la Mbéré sur itabirites

Fig.41 Butte résiduelle isolée à l'ouest de la Fafa sur charnockites



Figures 8 à 11: Cuirassement secondaire de pente. (cf R. MAIGNIEN 1958, 66)

Pédologues et Géologues ont longuement disserté sur l'autochtonie ou l'allochtonie des cuirasses, sur l'absence ou la réalité des transports latéraux. De nombreux bilans géochimiques ont fait progresser nos connaissances en occultant souvent l'aspect géomorphologique, le décryptage des paysages. La redistribution du fer s'observe notamment autour des buttes témoins de cuirasses anciennes (types mixte ou intermédiaire) dominant les interfluves cuirassés banals (type haut-glacis): plusieurs exemples en ont été précédemment décrits.

Citons:

Figure 8: Modelé près de la Mbéré sur itabirites (coupe: fig.4 in Y.B. 1971a)

Le "greenstone des Bandas" avec itabirites associés à des roches vertes de cette cote se prolonge jusqu'au N.E. de Bouca. A 50 km à l'E-NE, une butte témoin d'itabirites est surmontée par une dalle de cuirasse ancienne (OX77-78) qui la protège de l'érosion. Tout autour de cette butte diverge un remarquable ensemble de cuirasses secondaires de versant dont les contours sont adaptés à la topographie. Elles recouvrent l'interfluve cuirassé de piémont mais aussi ses entailles en s'adaptant à la topographie locale (cf OX79). Ces lakéré secondaires ressortent très clairement en photo-interprétation (aspect clair brillant) en raison de leur dénudation mais aussi de leur lissage: recouvrement ferrugineux superficiel masquant les orientations structurales du secteur (N25°E, N110°E et très secondairement N155°E). La dénivelée locale atteint 200 mètres au-dessus des vallons alimentant la Di, affluent de la Fafa et donc de l'Ouham.

Figure 9: Butte résiduelle isolée à l'ouest de la Fafa sur charnockite (Y.B. 1971c).

A 30 km, au N.W. de Bouca, sur charnockite, les interfluves cuirassés sont relativement étroits et découpés vers 530-550 m. L'un d'eux est dominé par une butte résiduelle cuirassée (cote 600). Elle est légèrement concave; les eaux de ruissellement s'y rassemblent sur un lakéré de plateau avant de se déverser "tel un cratère égueulé duquel s'échappe une coulée de lave" sur une cuirasse secondaire de versant qui s'étale en "glosses" au-dessus de l'interfluve cuirassé sous-jacent. L'ensemble est encadré par deux directions structurales conjuguées: N35 et 125°E. A 120 m au-dessous de la butte, les bas-fonds sont mal drainés.

Figure 42: Buttes de Bombon sur amphibolites (coupe: fig.3 in Y.B. 1968a).

A 30 km au N.E. de Bossangoa, dans le bassin de la rivière Ben, fortement cuirassé mais assez mal drainé, sur amphibolites, là encore le plateau cuirassé découpé est surmonté d'une cinquantaine de mètres par deux buttes de cuirasses anciennes (cote 556: OA78), autour desquelles diverge en éventail un ensemble de cuirasses secondaires de versant (OA72-74-76). Les eaux de ruissellement s'y écoulent et souvent s'y rassemblent au-dessus de niches de sources escarpées. Les directions structurales sont complexes: N50°E, N140°E, mais aussi N20° à 30°E, N85°E. L'incision totale n'atteint pas 80 mètres.

Fig. 42 Buttes de Bombon sur amphibolites

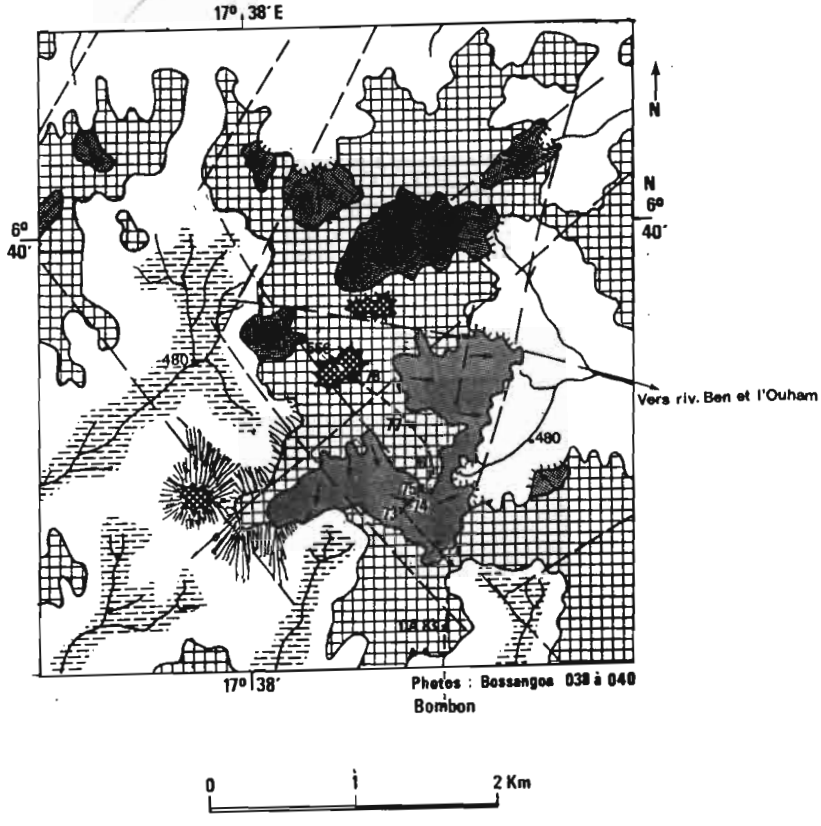


Fig. 43 Buttes de la Bakouya sur charnockites

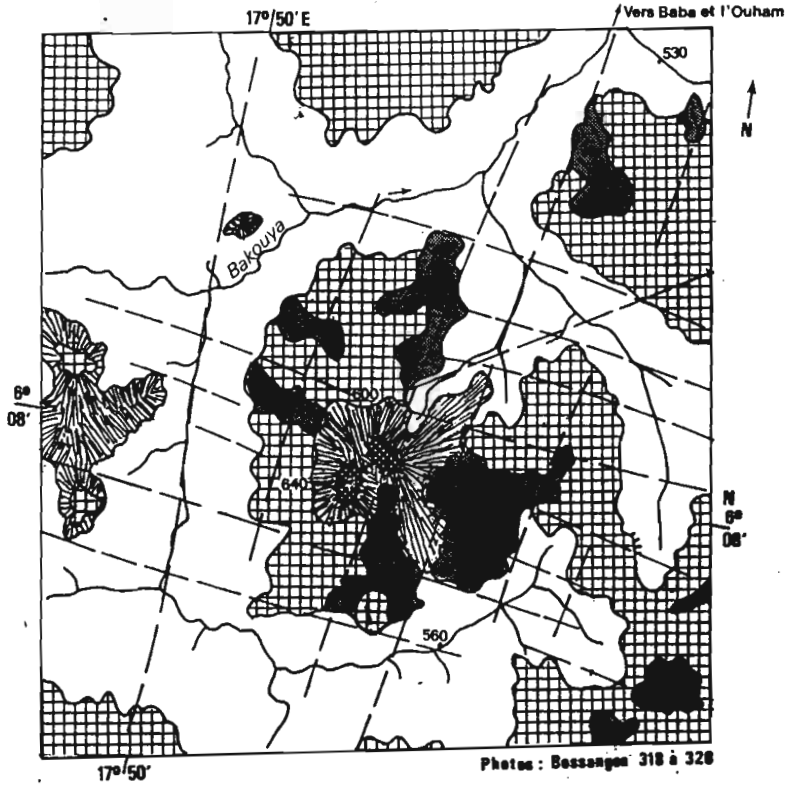


Figure 10: Buttes de la Bakouya sur charnockites (cf Y.B. 1971c).

A 60 km au S.E de Bossangoa, un affleurement de charnockite est surmonté de deux buttes témoins de cuirasses anciennes (cote 640). Dans ce petit bassin de la Bakouya (affluent de la Baba et donc de l'Ouham), les interfluves indurés sont découpés par un réseau à maille polygonale en relation avec deux directions structurales conjuguées N10° à 25°E et N105°E. Le piémont induré de ces deux buttes est recouvert par cinq lakéré secondaires de versants divergeant en éventail tout autour. L'incision totale est d'une centaine de mètres.

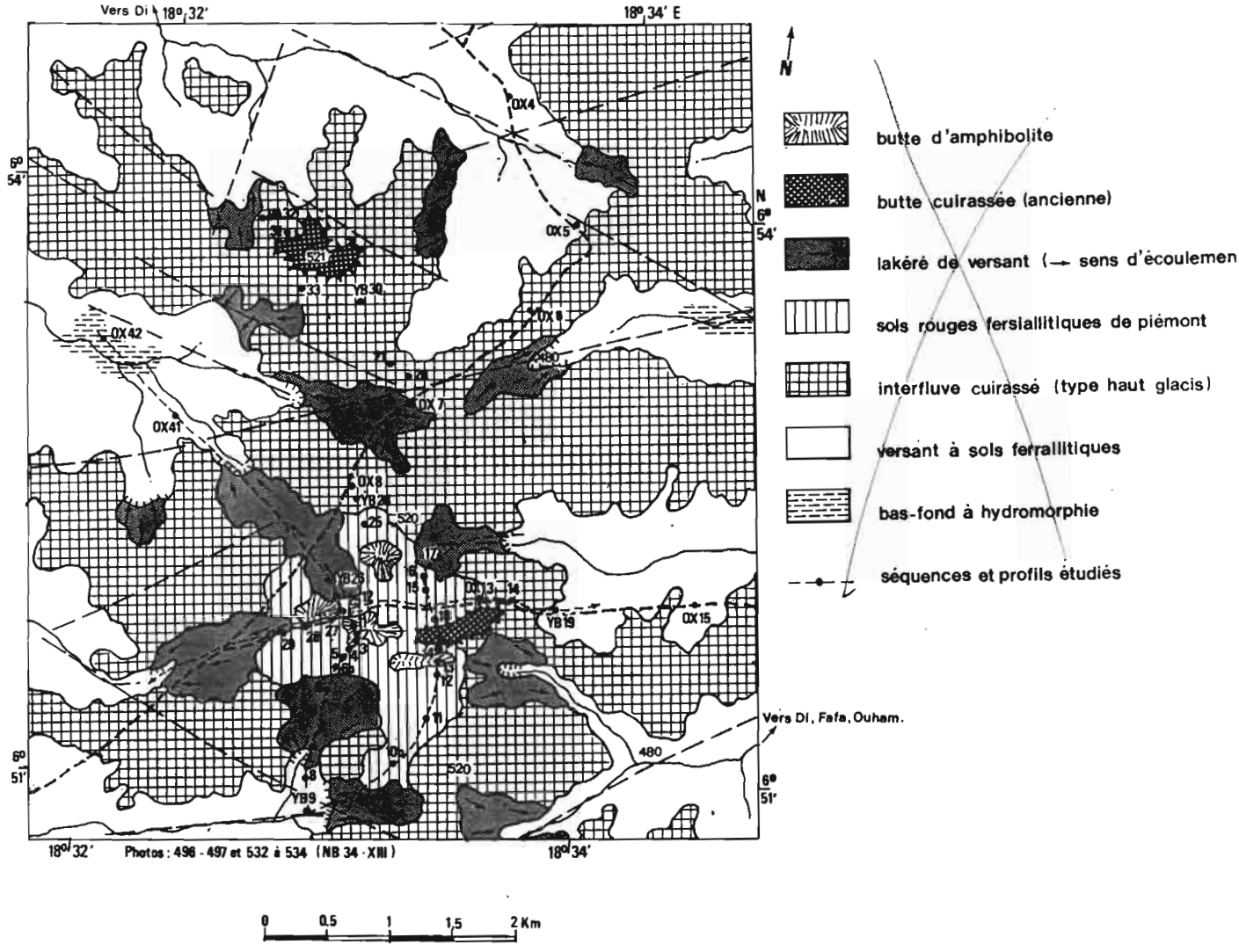
Figure 11: Schéma morphologique des environs de Boufouyou (cf Y.B. 1971a-1974a).

D'abord étudié à partir d'une première séquence (cf fig.4 coupe d'Ouroumbia Y.B. 1971a), ce secteur sur amphibolites (cf greenstones des Bandas à 50 km au N.E. de Bouca) a été étudié en détail (Y.B. 1974a) pour être comparé au secteur de Bongon (cf Fig.57) sur lequel se développent des vertisols lithomorphes typiques, tandis qu'ici en dehors de sols ferrallitiques banals, l'on observe juste au piémont de petites buttes d'amphibolites des sols pénévolués, à caractères fersiallitiques, parfois calcimorphes (OX25) et smectitiques (beidellites ferrifères), sous une pluviométrie moyenne annuelle de 1 350 mm.

Là encore l'interfluve cuirassé est recouvert par un réseau en éventail de cuirasses secondaires de pente, sur lesquelles les eaux ruissellent en saison des pluies. Ces lakéré se terminent par un escarpement surmontant souvent une source. En VB7 (au sud) les eaux ont incisé le glacis cuirassé sur une cinquantaine de mètres vers l'intérieur et sur 6 m de profondeur. Une cuirasse bariolée d'un mètre cinquante surmonte une carapace vacuolaire au travers de laquelle l'écoulement se prolonge en saison sèche.

En dehors de ces chicots amphibolitiques, on observe quelques buttes témoins de cuirasses anciennes mais elles sont peu élevées; l'incision reste peu marquée sur cet interfluve en tête de bassin versant. Les directions structurales peu sensibles sont N110° et N75°E.

Fig. 11 Schéma morphologique des environs de Boufouyou



description de la séquence in Y.B.1968a), des buttes de la Bakouya sur charnockites (Fig.43 ou fig.VII in Y.B.1971c). Au lieu de buttes indurées, les cuirasses secondaires peuvent également diverger autour d'affleurements de roches basiques ou ferrugineuses comme dans les environs de Boufouyou sur amphibolites: séquence d'Ouroumbia (Fig. 44, coupe et description in Y.B.1971a et Y.B.1974a).

X.4 Bassin amont Kouma - Gribingui.

Il importe de préciser tout d'abord qu'à l'est de 19°30' jusqu'à 21°, et entre 6 et 8° N, nous ne disposions pas de cartes géologiques de reconnaissance à 1/500 000, la feuille Crampel-est, jamais levée, n'ayant fait l'objet que d'une reconnaissance de J.Y.SCANVIC (1955), selon l'axe routier Bamingui-Les Mbrés-Bakala. L'étude photogéologique a montré que le rattachement de la moitié nord au granite, sud aux quartzites était arbitraire. Nous appuyant sur notre connaissance des régions voisines, nous avons effectué un essai d'interprétation photogéologique, recoupé de relevés terrestres et héliportés.

Entre les intrusions granitiques NW-SE de Grivai-Pamia et de Dékoa, s'étend un secteur complexe, sur socle, à orientation préférentielle SW-NE. Le soubassement en est varié: charnockites, migmatites, gneiss, quartzites, micaschistes et "Complexe de base indifférencié", ainsi dénommé, faute d'affleurement, en raison de l'importance de l'induration: Cet aplanissement n'est localement surmonté que par quelques buttes témoins de cuirasses anciennes (cote 610-6°25'30"-19°32'), ainsi que des dômes de charnockites: outre celui de Kaga-Bandoro (ex Crampel), citons Kaga Dijendi (715 m - 6°49'-19°39'), Kaga Bakamba (630 m - 6°54'-19°40') et surtout des échines quartzitiques, citons Kaga Baké (638 m - 6°39'-19°32'), K. Sossio (610 m - 6°44'-19°33'40"), K.Bongonda (645 m - 6°32'-19°26'), aux formes souvent contournées avec des virgations, des rebroussements , comme celui de la forêt de Kaba (6°47'-19°06'). Des sols sableux de démantèlement les encadrent.

Comme dans la région de Bouca, ces virgations et rebroussements permettent aux affleurements de quartzites et micaschistes associés, d'être reliés sans discontinuité à leurs autres affleurements qui encadrent les granites de Dékoa et de Grivai-Pamia (cf 6°37'-18°55' ou 6°40'-18°53'). Cependant, la compétence des quartzites entraine une tectonique cassante, repérable en photo interprétation. En particulier, le contact quartzites- séries charnockitiques est ~~toujours~~ marqué par une faille plus ou moins importante, soulignée elle-même par l'existence de sources d'eau chaude. Citons celles de Dissikou (6°27'40"-19°06'), de Ngouya (6°59'30"-19°40'), de Mbay (6°53'-19°14'). D'autres sources chaudes ont été signalées dans ce secteur par P.DARNAULT (1931-47), G.POUIT (1959); malheureusement elles ne sont pas localisées. Aucune étude d'ensemble n'a encore

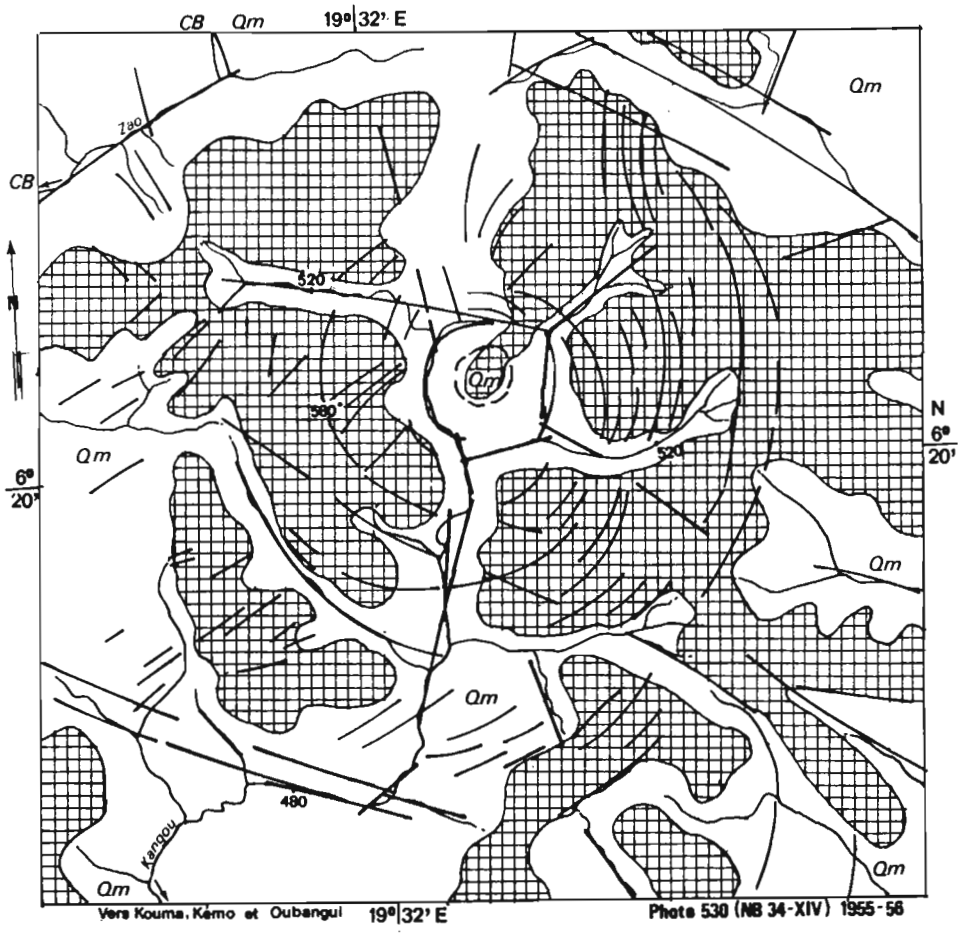


Figure 45 : Structure circulaire, à 50 km à l'est de Dékoa dans un secteur de quartzites et micaschistes associés (*Qm*), complexe de base indifférencié (*CB*)

0 1 2 3 4 5 6Km

A 50 km à l'est de Dékoa, dans un secteur non couvert par la carte géologique de reconnaissance, correspondant à une alternance de quartzites et de micaschistes associés, on observe, dans le bassin amont du petit marigot Kongou, affluent situé au nord de la Kouma, une remarquable structure circulaire.

Dans un paysage, sans accident de relief remarquable, avec des plateaux indurés, partiellement masqués par des lambeaux témoins de forêts denses semi ~~denses~~, la photo-interprétation révèle cet ensemble curviligne par le réseau de fracturation auquel s'est adapté le réseau hydrographique ainsi que par les ~~directions de schistosité~~, soulignées par les alignements de végétation et les lakéré orientés en lanières.

été consacrée aux sources thermominérales centrafricaines, comme celle d'A.LE MARECHAL (1976) au Cameroun.

Des vérifications de terrain ont confirmé notre interprétation photogéologique, tirée des observations dans l'Ouham: les affleurements de charnockites se repèrent par l'aspect de buttes cannelées, striées dans le sens de l'allongement, recoupées par des diaclases dans la direction conjuguée. Contrairement au knick des inselbergs granitiques, ces kaga émergent irrégulièrement de leur manteau d'altérites. Il en résulte un aspect hétérogène (blanc tacheté de gris clair) sur les photographies aériennes.

Les sols, relativement frais sur charnockites, portent des résidus de forêt dense semi-humide. Sur les images-satellite entre Kaga Bandoro et Les Mbrés, une limite nette festonnée forêt-savane souligne la bordure du complexe charnockitique. Dans un secteur de quartzites et micaschistes associés, à 50 km à l'est de Dékoa, la photo interprétation nous a permis de déceler une remarquable structure circulaire encadrée par des affleurements au nord de la Kouma. Cette structure, soulignée par le réseau hydrographique et les directions de fracturations, est indétectable sur le terrain où ni crête ni sillon remarquable ne la révèlent (Fig.45). S'agit-il là d'une granitisation avortée? Avec B.LABROUSSE (1978), nous avons remarqué que ce type de structure, net sur les photographies aériennes, restait indécelable sur les images Landsat. Inversement, il apparaissait seulement sur ces dernières qu'une grande structure circulaire moulait au S.W l'échine quartzitique curviligne de la forêt de Kaba au sud de Kaga Bandoro, comme si la photo interprétation reflétait les structures superficielles alors que seules les images-satellite laissaient transparaître des structures plus profondes.

X.5 Intrusion granitique et ceinture de roches vertes de Grivai Pamia - Bakala

Le voyageur qui emprunte la piste Bakala-Ippy recoupe, entre 20°37' et 20°50', une succession de reliefs rocheux, alignés NW-SE, et de secteurs déprimés, l'ensemble du paysage étant en grande partie cuirassé. Cette alternance morphologique correspond à trois unités géologiques: d'abord des itabirites ou quartzites ferrugineux qui occasionnent des reliefs déchiquetés en longues crêtes. Ces itabirites, dont les paillettes brillent au soleil, sont des roches riches en fer, avec des résidus insolubles à l'analyse triacide variant de 9,25 à 31,5 p.100, les quantités de Fe203 s'échelonnent de 65,7 p.100 (XB1) à 83,5 p.100 (BKA 15, cf.tableau 1). Ces roches sont associées à des roches basiques: métabasaltes (cf.BBA 7, tableau 3), étudiées par J.L.POIDEVIN (1977-78-79-85), tandis que les dépressions correspondent à des granitoïdes de composition granodioritique à tonalitique. Cette ceinture dite

Figure 46 : Modelé cuirassé étagé du massif de la Goubadjia (métavolcanites et itabirites) au nord-est de Bambari

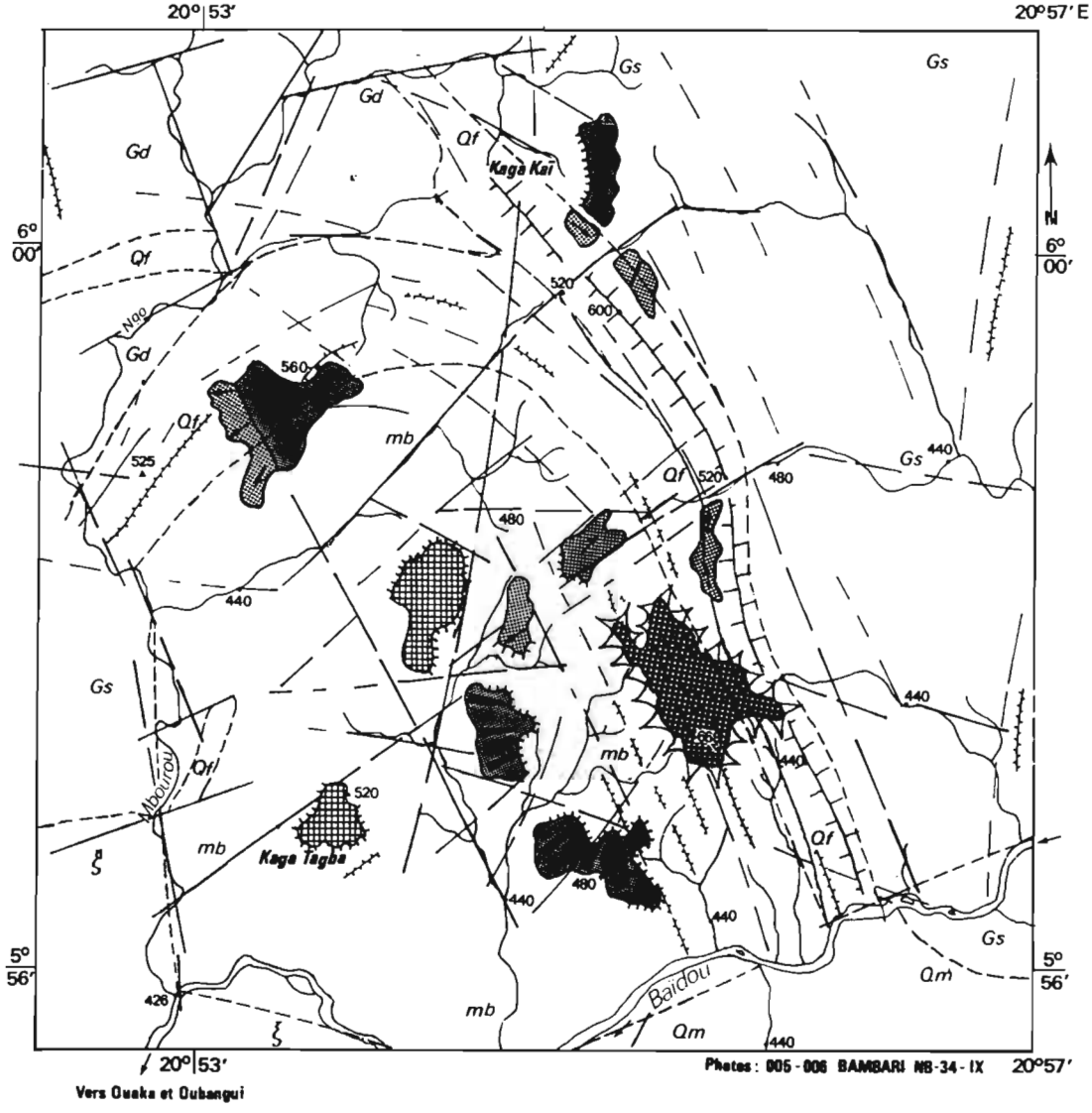


Figure 46 : Modelé cuirassé étagé du massif de la Goubadjia.

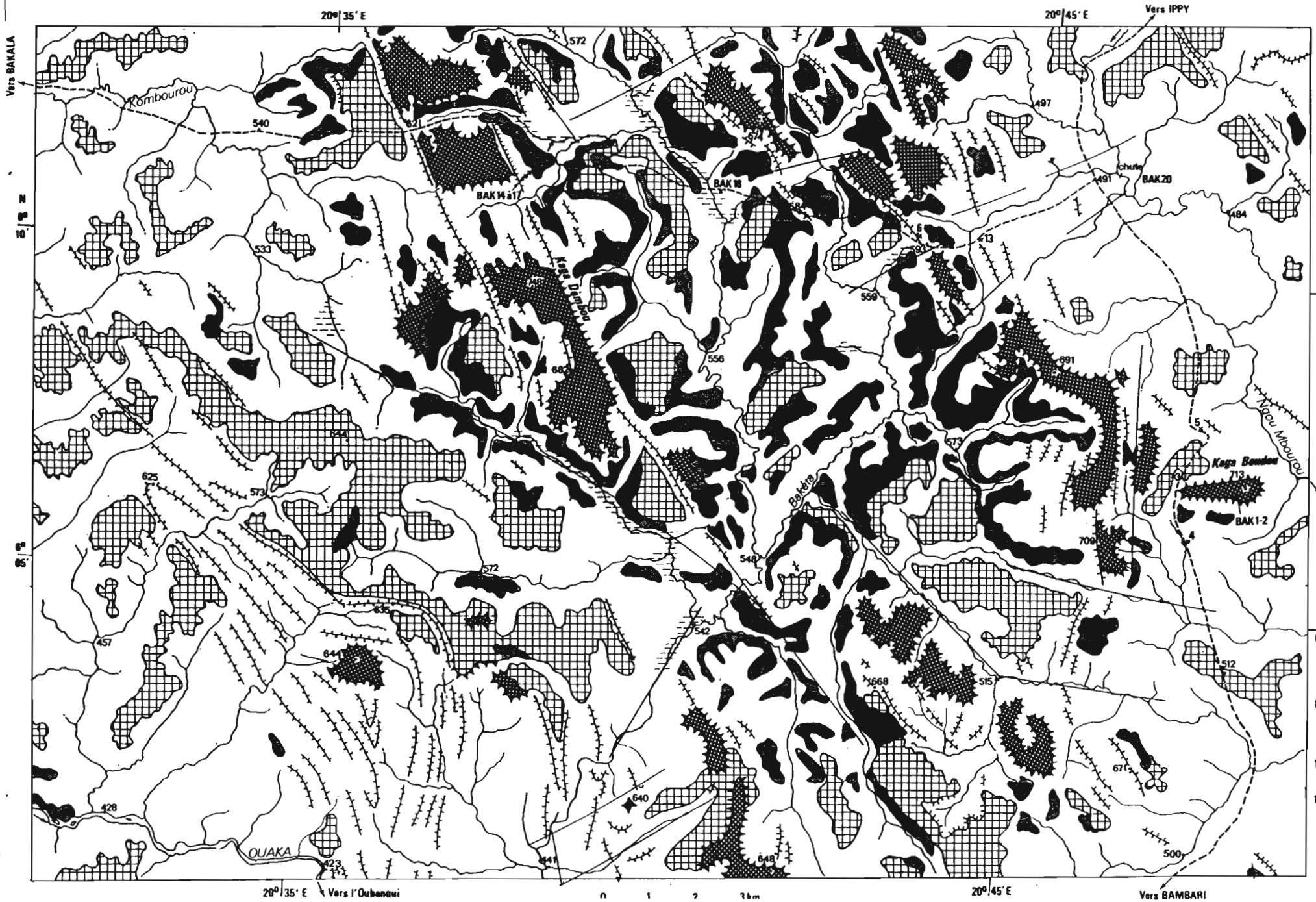
En amont de Bambari, la vallée encaissée de la Baïdou (cote 426) est, au nord de la léproserie d'Agoudou-Manga, dominée de 240 m par une imposante butte de cuirasse ancienne (cote 668). L'échantillon BBA 8 est de type "intermédiaire", dense, d'aspect conglomératique avec des nodules ferrugineux rouge violacé (10 R 4/2), rouge sombre (2,5 YR 3/2-4/8), parfois gris métallique avec quelques pores tubulaires de 1 à 2 mm. Avec très peu de résidus (0,90 p.100), elle est essentiellement composée d'hématite à côté de gibbsite et goethite.

Morphologiquement, le site présente un bon exemple d'étagement de cuirasses. A l'ouest, un premier ensemble de cuirasses secondaires de versant n'est plus fonctionnel, l'érosion hydrique des affluents de la Baïdou ayant incisé une dépression périphérique qui les sépare de la butte principale. Au nord de celle-ci, on observe tapissant de petites dépressions un cuirassement secondaire actuel.

En avril 1977, avec J.L.POIDEVIN, nous avions observé que la butte principale s'appuyait à l'est sur une arête d'itabirites de Bakala, limitant l'extension des granitoïdes gneissiques de la Baïdou. Vers l'ouest, la butte cuirassée repose sur des métabasites avec localement sur l'escarpement des "pillow-lavas", exceptionnels en Centrafrique.

Ce massif de la Goubadjia constitué par une alternance complexe de métavolcanites et d'itabirites consitue l'extrémité méridionale des "greenstones des Bandas". Postérieur aux roches granulitiques et antérieur à la granitisation principale, il est daté de 2 828 M.A. (J.L. POIDEVIN-1977-79).

Figure 47 : Cuirassement étagé sur quartzites ferrugineux á l'est de Bakala



13

Figure 47: Cuirassement étagé sur quartzites ferrugineux à l'est de Bakala.

Entre Bakala (ou Bambari) et Ippy, via le Ngou Mbourou, le voyageur traverse un modelé relativement accidenté correspondant à une succession d'arêtes rocheuses quartzitiques, orientées NW-SE; les unes presque uniquement siliceuses constituent près de la Ouaka des reliefs rocheux aux formes contournées autour de la cote 644; les autres, très ferrugineuses: itabirites, sont associées à des roches vertes (greenstones des Bandas), parfois à du gneiss (BAK 5). Elles sont séparées par des secteurs déprimés granitiques (cf. BAK 4, BAK 26: chutes de Ngou Mbourou).

Le secteur sur itabirites est dominé soit par des buttes de cuirasses anciennes ferrugineuses, telle Kaga Boundou (cote 713: BAK 2 à 73,4% Fe2O3), soit par des arêtes d'itabirites telle Kaga Dembou aux cristaux brillant au soleil en raison de leur teneur en fer (BAK 1: 70,3% Fe2O3, 17: 81%, 15: 83,5%). Souvent ces arêtes sont masquées par une cuirasse de chape dont la pente est accentuée: (BAK 6: 75,8% Fe2O3, 16: 62,6%). Sous la concavité de raccordement, le glacis de versant à pente atténuée, entre 600 et 500 m, est recouvert par des lakéré au-delà de la limite des itabirites (BAK 3: 37% Fe2O3, 14: 60,7%). Qu'il provienne des itabirites ou des roches basiques, ce fer assure une protection contre les dégradations ultérieures, tant chimiques que structurales; il est un facteur de stabilité. On comprend que les massifs de roches basiques, bien que constitués de matière très altérable, apparaissent souvent en saillie dans les paysages tropicaux (cf. F.LELONG, 1969).

En dépit de sa richesse en fer mais en raison de l'éloignement de la mer, ce secteur n'a donné lieu qu'à des prospections aurifères. Les anciennes exploitations de Rouandji, Goubadjia, Woula ont fourni 1 726 kg d'or (cf.J.L.MESTRAUD, 1982).

Tableau 1 - Cuirasses sur itabirites de Bakala

Séquence du Dembou (6°11'-20°37')

BKA	Altitude	Perte au feu	Résidu	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	MnO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SiO_2/R_2O_3	SiO_2/Al_2O_3
17	690 m	0,20	17,44	0,78	0,48	81,0	0,06	0,012	0,26	0,03	0,07	0,14	0,025	2,74
15	660 m	1,30	9,25	2,80	2,60	83,5	0,12	0,012	0,18	0,05	0,23	0,15	0,08	1,82
16	660 m	8,34	5,82	9,25	10,25	62,62	0,65	0,067	0,38	0,24	0,38	0,18	0,31	1,53
14	590 m	7,89	10,65	7,84	10,40	60,75	0,80	0,032	0,18	0,12	0,18	0,15	0,27	1,28

Séquence Kaga Boudou (713m- 6°07'-20°48') - Kroumbla (560m - 6°06'30"- 20°47')

XB														
1	713 m	0,35	31,50	1,00	0,30	65,7	0,16	0,08	0,12	0,03	0,14	0,14	0,04	5,67
2	713 m	5,80	2,50	2,70	15,0	75,3	0,35	0,032	0,10	0,06	0,11	0,19	0,07	1,75
3	570 m	10,0	20,3	15,5	15,0	37,0	1,22	0,253	0,08	0,20	0,23	0,19	0,68	1,75
5	570 m	8,00	36,0	13,9	14,2	26,1	0,50	0,119	0,10	0,22	0,35	0,15	0,13	0,93
4	530 m	11,7	11,4	25,1	24,1	25,9	0,70	0,135	0,15	0,27	0,31	0,16	1,05	1,77

Analyses minéralogiques

Echant.	Type	Gibbsite	Hématite	Goethite	Position	Facies
BKA 16	Interméd.	trace	très import	ass.import.	chape	scoriacé
" 14	tr.ht.glac.	trace	important	important	glacis	homogène
XB 2	Interméd.	un peu	très import	important	plateau	conglomér.
" 3	ht glacis	présent	important	important	mi-glacis	homog.bariolé
" 5	ht glacis	présent	ass.import.	important	ressaut	conglomérat.
" 4	moy. glacis	ass. import.	ass.import.	un peu	bas-glacis	pseudomorphe

"greenstone des Bandas" est d'âge Archéen (2828 + ou - 70 M.A.). Une étude géochimique de ce secteur vient d'être faite par le BRGM (Y.GUILLOU et al.1988) en raison de minéralisations aurifères.

Cette région est fortement indurée avec un cuirassement étagé. D'abord, les reliefs rocheux peuvent être recouverts par des buttes témoins de cuirasses anciennes; c'est le cas du massif de la Goubadja (Fig.46), Kaga Boudou... En s'éloignant de la Baïdou, leur altitude atteint 700 m, dépassant ainsi de plus de deux cents mètres les dépressions granitiques, tandis que les roches basiques restent accrochées sur leurs flancs. L'érosion différentielle est importante dans ce secteur (Fig.47).

Dans les itabirites saines, subsiste une proportion assez importante de résidu insoluble à l'analyse triacide tandis que les éléments minéraux sont mieux exprimés dans les cuirasses voisines; c'est la cas de l'échantillon XB 2 par rapport à la roche XB 1 sur le Kaga Boudou (713 m). Ces cuirasses de type intermédiaire renferment des quantités très importantes d'hématite, surtout si on les compare aux cuirasses étagées sous-jacentes: XB 3 sur un replat sur itabirite également, tandis que XB 5, au même niveau 570 m, se développe sur gneiss. Non loin du marigot Kroumbla, XB 4 - 530 m est une cuirasse pseudomorphique sur granite. Parallèlement à la décroissance des oxydes de fer et notamment de l'hématite, la gibbsite est mieux individualisée.

La séquence de Dembou montre des cuirassses dérivant d'itabirites par évolution latérale sur les versants. Au-dessous d'une arête d'itabirite d'aspect métallique, brillant au soleil, BKA 17 - 690 m, l'échantillon BKA 15 - 660m présente une légère altération rouille. Le versant est à ce niveau convexe, de pente supérieure à 20%, en grande partie recouvert par une cuirasse dite de "chape" (selon R.BOULET, 1970: cuirasse à forte pente formée par imprégnation d'un éboulis), car elle moule en la recouvrant en grande partie la ligne de crête. En Centrafrique, les cuirasses s'observent sur des pentes faibles inférieures à 10%, sauf dans le cas très particulier de ces "cuirasses de chape" sur itabirites où la pente peut atteindre 30%. Par rapport à la roche voisine, dans cette cuirasse BKA 16, SiO2 et Al2O3 sont mieux individualisés tandis que les teneurs en oxydes de fer décroissent corrélativement. Dans cette cuirasse de chape de type intermédiaire, l'hématite est très importante. Le cuirassement se poursuit dans la concavité de raccordement et sur le glacis jusqu'au marigot Dembou en BKA 14, cote 590, pente 5 % ; la composition chimique de la cuirasse reste assez voisine, la goethite étant aussi bien représentée que l'hématite, avec un résidu notable. De l'autre côté du marigot, le versant est symétrique: cuirassement de glacis et chape avec une crête d'itabirite en grande partie boisée.

La comparaison des cartes géologique et pédologique montre que l'extension des cuirasses secondaires de versant

Tableau 2

Exemple d'analyses de roches encadrant l'anomalie magnétique de Bangui- Mission héliportée avril 1977.

Echantillon	Grivai 3	Grivai 7	Crampel 3	Crampel 5	Bakala 32	Bambari 7	Bambari 10	Bogangolo 23	Bogangolo 24
Type de roche	Granite de Bamingui(Kaga Bazou)	Muscovite (granite Grivai-Pamia)	Granito gneiss S.W. des Mbrés	itabirite sud-est des Mbrés	dolérite massif basique de l'Aou	gneiss-rhyolithique massif de Goubadja	dolérite idem nord Baïdou	granite massif nord Tomi	granite massif de la Libi
Latitude	7°41'30"	7°14'30"	6°25'	6°26'	6°04'20"	5°56'40"	5°57'30"	5°54'	5°23'
Longitude	19°42'30"	19°18'40"	19°49'	19°59'	20°43'20"	20°53'40"	20°55'10"	18°54'30"	18°56'30"
H_2O- %	0,11	0,10	0,04	0,12	0,06	0,05	0,06	0,07	0,08
H_2O+	0,62	3,59	0,53	2,81	1,90	1,44	0,40	0,20	0,48
SiO_2	69,15	38,75	75,55	8,92	50,77	67,90	49,90	70,0	68,50
Al_2O_3	14,25	24,87	10,48	4,17	15,78	15,35	14,04	14,27	14,46
Fe_2O_3	3,78	18,85	2,48	82,0	13,52	3,40	14,56	3,06	4,22
MgO	0,53	1,24	0,52	0,3	5,93	1,22	6,89	0,64	0,80
CaO	1,42	0,034	0,139	0,049	7,65	2,73	9,78	1,23	1,21
Na_2O	2,69	0,26	0,155	< 0,1	2,54	5,03	2,18	3,16	3,48
K_2O	6,57	9,97	8,18	< 0,2	< 0,20	1,41	0,20	5,73	5,52
TiO_2	0,601	3,40	0,239	0,043	0,967	0,36	0,88	0,395	0,475
MnO	0,032	< 0,05	< 0,050	< 0,050	< 0,142	0,04	0,208	< 0,05	0,040
P_2O_5	0,137	0,127	0,087	0,171	0,116	0,132	0,109	0,133	0,154
Total %	99,890	101,191	98,400	98,283	99,375	99,062	99,007	98,888	99,419

dérivant des itabirites déborde l'étendue réelle des itabirites par rapport aux granites: il y aurait transports latéraux d'éléments ferrugineux, en fonction d'une pente qui reste notable .

Nous avons pu vérifier que ce modelé se poursuit au N.W. du cours de la Ouaka, avec des buttes d'itabirite: Kaga Manga, K. Groko (666 m - 6°24'-20°21'), K. Likaga (659 m - 6°27'-20°01') jusqu'à K. Mbépé (690 m - 6°30'30"-19°58'). A ce niveau, l'intrusion granitique se termine en arc de cercle : bassin de la Gouda (6°40'-19°56'), idem cf CRA 5: tableau 2. A noter qu'aucun inselberg n'est visible dans cette intrusion granitique : les affleurements se repèrent dans les cours d'eau mais aussi sous forme de simples dos de baleine sur les versants.

Un ensemble granitique similaire se retrouve au N.W. des Mbrés entre 19°15' et 19°53'. Ce granite hétérogène (cf GRI 3, tableau 3) est identique à celui de Dékoa. Il est également encadré en doigt de gant par des quartzites associés ou non à des micaschistes. Cet encaissant quartzitique constitue là encore des reliefs résiduels en longues crêtes ou échines, le secteur granitique apparaissant plutôt déprimé avec pour seuls affleurements quelques dos de baleine. Cet ensemble est dissymétrique, la bordure sud des quartzites apparaissant pincée, resserrée au long d'une faille qui s'allonge sur plus de 60 km, N 115° E, depuis le Gribingui (7°17'-19°08') jusqu'à Yangoubanda (7°-19°40') le long du Mbaro et de la Kodo supérieure.

Les lignes de crêtes quartzitiques d'orientation générale W.NW-E.SE présentent une virgation nord-sud entre les Mbrés et Balakété (6°55'-19°36'). D'échines arrondies, elles prennent un aspect en crêtes déchiquetées de quartzites blancs: Kaga Yagoua (735 m-6°48'-19°52') et Kaga Mbrés (725 m- 6°42'-19°50'). Au niveau des Mbrés, elles apparaissent cisaillées suivant deux directions (N 60°E et N 110°E).

Ces roches déchiquetées peuvent présenter des surplombs, des abris sous roches et même des grottes, tels Gbaranga (2 km est des Mbrés). La roche ruiniforme peut par désilicification prendre localement un aspect spongieux, caverneux évoquant une meulière. Dans la grotte, on observe des formes en cupules. Nous avons signalé par ailleurs (Not.104) que cette intrusion granito-quartzitique correspond à une avancée méridionale du domaine climatique médio-soudanien à l'intérieur du domaine des savanes soudano-guinéennes. On y observe des savanes à Isoberlinia-Monotes-Uapaca avec l'apparition des bambousaies à Oxytenanthera abyssinica, d'Encephalartos septentrionalis, etc...Un caractère morphologique essentiel en photo-interprétation et télédétection réside dans la nette discordance entre le socle granito-gneissique d'orientation N.NE-S.SW et les formations de couverture orientées perpendiculairement. Cette ceinture de roches vertes apparaît à C.CARRE et al.(1989) comme un couloir de cisaillement: un contact tectonique est à envisager.

X.6 Plateau de Bria - Ippy.

Le plateau de Bria-Ippy fournit deux enseignements importants: sur ces vieux aplanissements, les affleurements rocheux sont rares; par suite, les critères morphologiques et photo-géologiques sont essentiels pour établir une carte géologique. En outre, la morphologie n'est pas seulement sous la dépendance de l'analyse chimique et de la nature des roches; leur texture, leur structure peut jouer un rôle essentiel.

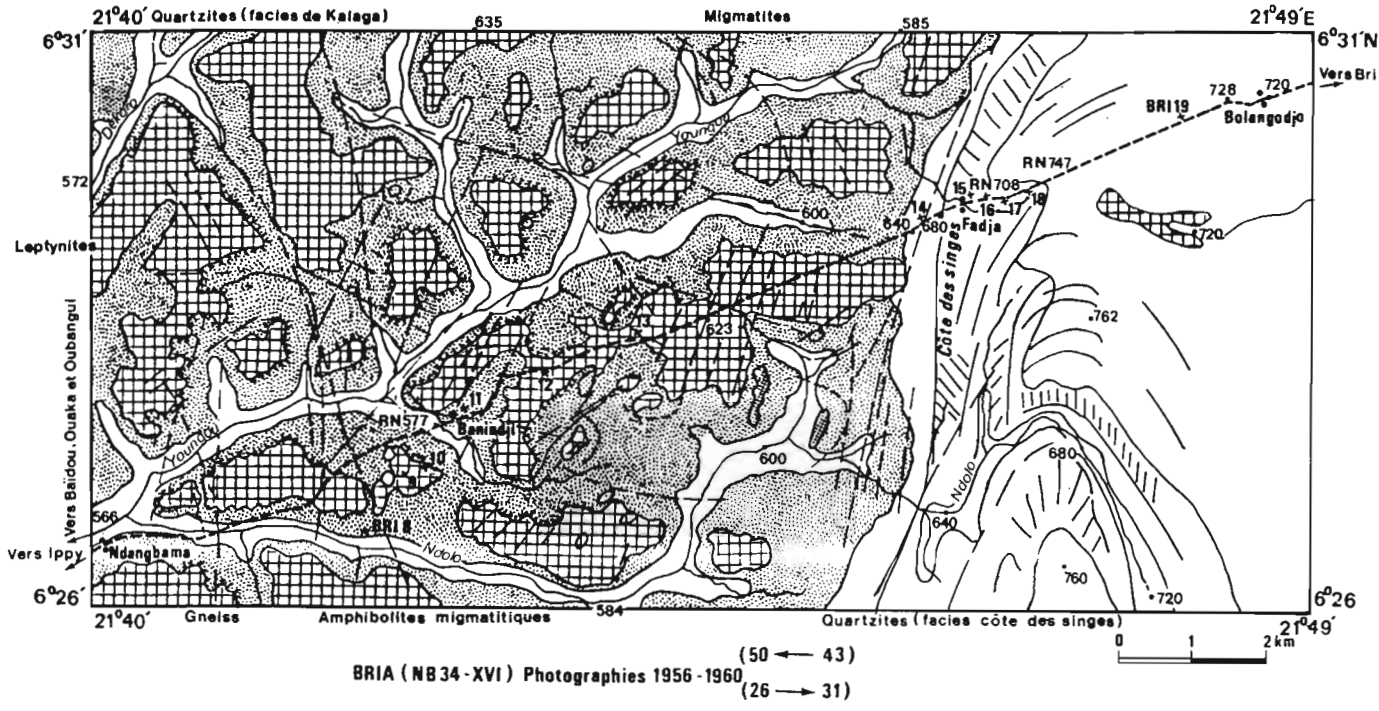
B.BESSOLES (1955-62), auteur de la carte géologique de reconnaissance à 1/500 000 de Yalinga-ouest, indique que les levées de terrain furent effectuées de 1948 à 1953 sans documents topographiques ni photographiques. Une notice (1955) accompagnait une première carte (1954) établie schématiquement avec des limites à l'emporte pièce du type faille allongée sur 50 km. Le complexe de base est alors divisé en deux séries dont la série supérieure quartzitique, elle-même subdivisée en deux étages: de la Côte des Singes (6°30'-21°45') et de Kalaga (6°50'-22°11'). L'IGN prit des photographies aériennes de toute la région au cours de l'année 1955, permettant de dresser des minutes photogrammétriques. Quelques compléments de terrain furent effectués en 1960; une nouvelle carte fut établie toujours par B.BESSOLES en 1961. Le dessin des limites est beaucoup plus complexe; il tient compte de la morphologie. La carte est parlante; directions structurales et de fracturations lui donnent du relief. Les divisions de la légende sont moins tranchées: l'auteur parle de groupes, de facies.

Le groupe quartzitique est remarquablement homogène avec des termes uniquement quartzeux ou micacés (moins de 10 % en volume), sans véritables micaschistes. Ces roches sont d'une plasticité suffisante pour supporter des flexures, des incurvations. Toutefois une tectonique cassante provoque fractures et décrochements. Le facies Côte des Singes est à grain fin, souvent saccharoïde à muscovite en fines paillettes dispersées. L'ensemble très faillé, avec des pendages accusés montre des signes de cataclase et recristallisation. Par opposition, le facies de Kalaga est à grain grossier (1 à 3 mm), feldspathique ou non. Contrairement au facies Côte des Singes, celui de Kalaga présente une tendance marquée à l'altération et à la désagrégation.

Le modelé sur facies de Kalaga se différencie peu de celui des autres roches du complexe de base (cf.Fig.48). L'induration y est régulière avec, comme sur la rive droite de la Kotto en aval de Bria, des directions structurales N.S. se relayant d'un plateau cuirassé à l'autre. Le modelé sur facies Côte des Singes, résistant à l'érosion, est beaucoup plus accusé. Les reliefs résiduels surmontent la surface centrafricaine de plus de 150 m. Ils se présentent sous l'aspect de dômes polyconvexes à larges interfluves sableux (cf Kaga Badja: 6°24'-21°50'), vallées souvent profondément incisées (cf.Gouyati: 6°40'-21°37'). Le rebord

14

Figure 48. Reliefs résiduels quartzitiques (facies Côte des singes), surplombant la surface centrafricaine



Topo-séquence de la côte des singes (BRIA 8 à 19)

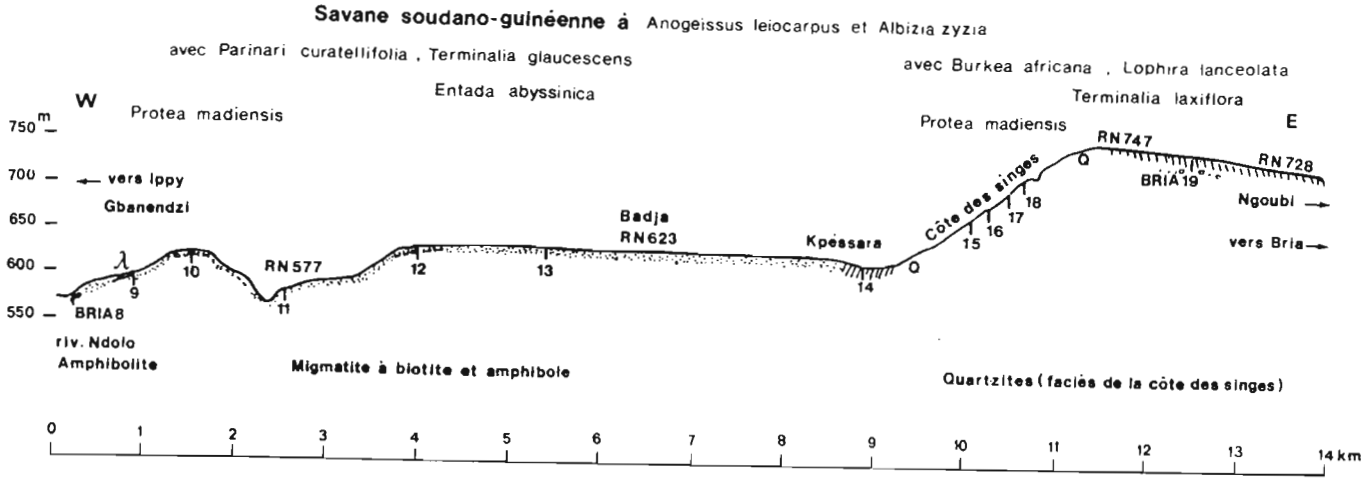


Figure ~~18~~ 14: Reliefs résiduels quartzitiques (facies Côte des Singes) surplombant la surface centrafricaine à l'ouest ~~d'Ippy~~. de Bria

Entre Ippy et Bria, la surface centrafricaine, voisine de 600 m, est localement dominée par des reliefs quartzitiques du facies de la Côte des Singes.

Le modelé cuirassé de la surface centrafricaine est assez homogène sur complexe de base varié constitué localement de quartzites (facies de Kalaga), de migmatites, leptynites, gneiss et secondairement amphibolites. Des interfluves cuirassés (d'un type banal haut-glacis) surmontent des sols ferrallitiques à nodules ferrugineux, dits "remaniés". ~~La toposéquence d'ensemble est représentée: fig. 14~~ in Notice 100, où le profil Bria 9 a ~~été retenu comme type de ces sols (id. p.69-71)~~. Ce milieu relativement frais (savane soudano-guinéenne à Anogeissus - Albizia avec Terminalia glaucescens) est surmonté d'une bonne centaine de mètres par un dôme quartzitique: facies Côte des Singes dont le type est pris en ce lieu. La végétation plus xérique y est une savane à Burkea-Lophira avec cette fois un Terminalia moins méridional: T.laxiflora. Les sols sont minces, squelettiques dans la côte, profonds et sableux sur le revers.

Le tracé du réseau hydrographique emprunte quelques directions de fracturation du socle. Les orientations structurales des quartzites de la Côte des Singes sont souvent curvilignes, et soulignées par la morphologie: entaille en V aigu et tracé du cours supérieur du Ndolo. Par contre sur la surface centrafricaine, elles sont très discrètes: seules quelques orientations N 20°E se devinent sur les interfluves cuirassés; les vallons y sont incisés en V très ouvert, de moins de cinquante mètres.

Un bel exemple d'érosion différentielle est donné par cette différence de résistance à l'érosion des deux facies quartzitiques

dont le profil BRIa 9 tiré de cette séquence a été pris pour Ippy (cf Y.B. 1989

sur la surface centrafricaine est net, sinon abrupt. On observe très fréquemment de longues crêtes aux formes contournées, présentant de virgations (6°40'-21°06'), des rebroussements (6°40'-21°04'), le tout accompagné de fracturations multiples. Le réseau hydrographique est en général adapté à la structure, (cf bassin du Goulo: 6°36'-21°17'). Il peut également être surimposé.

Ces reliefs avec leurs bancs striés ressortent sur les photographies aériennes et même les images-satellite. Les quartzites peuvent donner lieu à un modelé pseudo-karstique comme celui observé à proximité de la Ouaka (6°50'-21°23'), à des grottes (6°28'30"-21°11'40"). Toutefois sur 25 km à l'est de Madonguéré, l'accumulation des dolines est telle sur le petit bassin marécageux de Danga Agbodayassi (6°38'-21°07') qu'elle évoque irrésistiblement un crypto-karst, pour le moins surprenant au coeur des quartzites du "complexe de base" sur la surface centrafricaine.

Faute de cartes géologiques à l'ouest du 21ème méridien, ces raisons de modelé, de morphologie permettent d'étendre ces reliefs quartzitiques aux formes contournées (K. Léga : 6°47'-20°52') avec des rebroussements (6°33'-20°52') jusqu'au-delà de la Ouaka (K. Malé 6°52'-20°36', idem 6°37'-20°26'). N'apparaissant pas en relief au-dessus de l'aplanissement de la surface centrafricaine , les quartzites du facies de Kalaga ne se différencient guère dans le paysage des migmatites avec lesquels ils sont en contact direct. Toutefois l'érosion différentielle se fait à leur profit, de telles arêtes quartzitiques sont dégagées par l'érosion dans les entailles des rivières. Il en est ainsi pour les arêtes qui encadrent la Bouandjapa (6°52'-21°52'). Elles ont protégé de l'érosion des buttes témoins couronnées de lambeaux du plateau gréseux de Mouka (6°58'-21°54'). La Boungou montre un bon exemple de tracé surimposé en les franchissant (rapides de la cote 574, 6°50'-21°51') au nord de leur point de virgation. L'exemple de la Boubrou est un peu similaire avec un rebroussement (en 6°46'30"-22°05'40").

A l'intérieur de la boucle du Ndolo (6°30'-22°13'), la virgation accentuée des arêtes quartzitiques est soulignée non par le relief mais par la morphologie cuirassée, les lakéré en lanières recourbées, délimitant les structures (échantillon MBI 4, cuirasse scoriacée pseudomorphique litée, lamellaire), font penser à des intercalations schisteuses bien que selon B.BESSOLES (1962) : "Aucun niveau schisteux n'a pu être repéré à l'intérieur de ce groupe (de Madonguéré) alors que les autres régions de l'Oubangui en sont abondamment pourvues".

Les directions structurales, révélées par l'aspect orienté de l'induration, ont été reportées sur toutes les cartes morphologiques à 1/200 000. Elles sont particulièrement nettes de part et d'autre de la Kotto, avec une orientation régulière N.S. A l'est de 22°10', prédominent des structures curvilignes de grande ampleur,

jalonnées par des arêtes quartzitiques: N 160°E (685 m-6°20'-22°09'), N 110°E (6°12'-22°22') - N30°E (6°14'-22°46'), ou par les seules orientations du cuirassement. Citons par exemple les virgations de N 130°E à N 60°E (6°28'30"-22°16'30") ou de N 100° à 80°E (6°19'-22°22').

Deux "bandes" migmatitiques encadrent au N.E et au S.W, ce secteur quartzitique sur la carte Yalinga-ouest. Elles correspondent en général à des secteurs arasés de la surface centrafricaine. Toutefois au sud-ouest d'Ippy, cet aplanissement est démantelé par l'entaille de la Baidou, laissant apparaître de beaux affleurements rocheux de migmatites, qui permettent d'en observer les divers facies: à amphibole, à biotite, anatexite et pegmatite (cf. B.BESSOLES, 1962).

Tout comme celui des quartzites, le secteur des migmatites se prolonge à l'ouest du 22ème méridien, au-delà de la Ouaka: bassin de Laguiri (6°47'-22°32'). Il en est de même sur le piémont du plateau gréseux de Mouka jusqu'au Bamingui. Dans ce secteur entaillé par l'érosion, les affleurements en dos de baleine, d'orientation préférentielle NW-SE ne sont pas rares.

Inversement le secteur sur migmatites se prolonge au sud du 6ème parallèle, dans le bassin supérieur de la Baïdou. L'aplanissement cuirassé de la surface centrafricaine y est presque parfait. Le réseau hydrographique à maille polygonale, prend un aspect rectangulaire typique sur l'interfluve induré, séparant le bassin de la Kotto de celui de la Baïdou. A noter qu'autour du confluent Bokoro-Baïdou (5°49'-21°48'), celui-ci prend un aspect déprimé marécageux avec ~~pseudo-~~dolines curvilignes: ~~c'est sur 80 km2 un lambeau de crypto-karst.~~

X.7 Problème des captures de la Ouaka et de la Kotto aux dépens du bassin tchadien.

La Ouaka, qui prend sa source (7°04'-21°36') vers 610 m, au pied d'une butte témoin gréseuse, coule sur les cent premiers kilomètres, lentement vers l'ouest (jusqu'à 6°54'-21°46'), avant d'obliquer vers le sud et l'Oubangui. Son cours n'est pas vraiment marécageux mais il est lent et présente de nombreux méandres.

Dans cette région désertée, nous ne sommes pas allés au-delà de Yangana (6°58'30"-21°01'30"); aussi renvoyons-nous à G.BORGNIEZ (1935) qui écrit: "Le long du cours supérieur de la Ouaka, on observe des traces d'anciennes vallées situées à 130, 75, 35, 25 et 10 m au-dessus du niveau actuel de la rivière. La dépression de la Ouaka supérieure orientée W-NW se prolonge en s'évasant vers le Koukourou; elle se prolonge également vers l'est (vers 6°50'-21°40'). Les traces de la vallée de 35 m peuvent être suivies vers le Koukourou. Dans le fond de la

dépression qui traverse l'étroite crête de séparation Koukourou-Ouaka, une source commune alimente un tributaire de chaque bassin. La Ouaka supérieure a coulé autrefois vers le Koukourou; une capture l'a entraînée vers l'Oubangui. Les captures plus ou moins importantes sont abondantes dans la région".

Rappelons que le Koukourou est un affluent du Chari, via le Baminigui. Il est exact que, sur l'interfluve Ouaka-Koukourou, on observe une légère interruption du plateau cuirassé qui délimite l'interfluve Congo-Tchad à la source de l'Ouzouvou, affluent du Koukourou. Le seuil (6°57'-21°42') est à une cote proche de 540 mètres; il n'y a pas 40 mètres d'écart avec l'actuelle cote du confluent de la Youhamba avec la Ouaka (502 m).

En 1962, B.BESSOLES écrit de même (p.13): "L'examen attentif d'une carte de réseau hydrographique nous montre une variation brusque dans les cours des principales rivières aussi bien que des affluents. Ces changements de direction laissent supposer que le réseau ancien avait une autre disposition que celle que nous observons à l'heure actuelle. Ainsi, la Ouaka supérieure aurait jadis coulé vers le Koukourou et le bassin du Tchad...De même, nous sommes amenés à penser que la Bongou (= Boungou: 6°50'-21°50') et la Kotto, en amont de Bria, se dirigeaient vers la Ouaka et par conséquent avec elle, vers le bassin du Tchad. La capture d'un affluent de l'Oubangui au sud de Bria aurait entraîné les eaux de la Kotto vers le bassin du Congo".

Cet auteur prend soin d'ajouter: "Ces idées s'appuient sur la topographie des limites de bassins sur les tracés et le profil des rivières. Il convient de ne pas oublier la part d'hypothèse qui a présidé à leur conception". Il semble bien en effet, que personne n'ait retrouvé sur le terrain des traces de l'ancien chenal sur l'interfluve Ouaka-Boungou. Après une photo-interprétation sommaire, plusieurs seuils de cet interfluve pourraient être examinés à cet effet. Citons les seuils Aroubangui-Congo (6°56'30"-21°38'20"), Brandja-Djourou (6°52'-21°39') ou Korobongo-Baboussou (6°48'30"-21°39') que suit un lakéré en lanières. Tous ces chenaux peu éloignés l'un de l'autre, se situent au-dessous de la courbe de niveau 640 m. Précisons en plus que, de nos jours, la Boungou se jette dans la Kotto, au bord de Bria, à la cote 556.

Rappelons, enfin, que J.MOEYERSONS (1975) s'appuie sur ces sources - mais aussi - M.ROBERT (1946) et L.CAHEN (1954) pour estimer que le bassin de l'Oubangui supérieur (Mbomou et Uélé) a pu appartenir autrefois au système hydrographique du lac Tchad.

Conclusion

L'ensellement central de la surface centrafricaine ne montre pas de traces précises d'un ancien écoulement de

l'Uele-Oubangui vers le nord. La monotonie de cet aplanissement presque parfait à l'ouest de Bossembélé, n'est guère rompue que par les deux intrusions granitiques de Dékoa et de Grivai Pamia-Bakala, encadrées par des lignes de crêtes résistantes à l'érosion: quartzites et itabirites dont le fer des cuirasses de chape se redistribue sur le piémont.

Chapitre XI: PLATEAU GRESO-QUARTZITIQUE DE KEMBE-NAKANDO.

XI.1 Présentation

S'étendant entre le plateau gréseux d'Ouadda et l'Oubangui (au-delà duquel il se prolonge au Zaïre), le plateau gréso-quartzitique de Kembé-Nakando couvre près de 10 000 km2 en territoire centrafricain. Il correspond à un relief résiduel original dominant l'aplanissement cuirassé de la surface centrafricaine.

En 1935, J.LOMBARD dénomme un ensemble gréseux de Basse Kotto: série de Fouroumbala (du nom d'un ancien poste militaire: 4°40'-21°50'). G.KORABLEFF (1940) évoque seulement une "série faiblement métamorphique". J.L.MESTRAUD (1953) englobe cette série dans le "système de la Basse Kotto", en y incluant les cherts de Kassa (ou Limasa: 4°13'30"-22°02'). Ce système correspondrait au remplissage d'un graben, encadré de grandes fracturations N.S, recoupées par une direction E.-W.

XI.2 Stratigraphie - Formations carbonatées

La découverte d'indices d'uranium dans le bassin de Bakouma a entrainé le Commissariat à l'Energie Atomique (CEA) à établir la carte géologique de la feuille de Bakouma à 1/200 000 (L.LECLERC, 1968) et surtout à multiplier les forages dans cette cuvette, alors que jusque là, les recherches géologiques n'avaient donné lieu qu'à des itinéraires de surface. La stratigraphie de la région a pu ainsi être précisée par G.BIGOTTE et G.BONIFAS (1968).

Ces auteurs distinguent au-dessus du socle granito-gneissique (Complexe de base ou Précambrien I):

-la série de la Bangui Ketté (=Kété) (PE II): alternance quartzites et micaschistes,

-la série de Bougboulou (PE III): alternance de grès-quartzites isogranulaires et de pélites micacés avec intercalation de niveaux de cherts et jaspes,

- la série de Kembé-Nakando (PE IV): grès-quartzites hétérogranulaires de 400 m de puissance maximale. Les caractères deltaïques marqués (stratifications entrecroisées, graded-bedding) correspondent à une sédimentation grossière, en bassin peu profond: cuvettes de Bakouma et de Mouza (5°30'-22°10'),

- les pélites de la Mbania (5°40'-22°52') et de la Mouza avec passées à ciment carbonaté (50 à 100 m).

-le complexe fluvio-glaciaire de la Bondo (5°43'-22°47') avec argiles rouges et niveaux tillitiques (50 à 130 m).

-la série des dolomies de Bakouma (200 à 300 m), reconnue par sondages, dépôt effectué dans un bassin marin subsident.

-la série de Dialinga (5°47'-22°50'): pélites avec une barre de grès-quartzites. L'ensemble de la série est recoupé

par de nombreuses intrusions de roches basiques ("dolérites") en filons ou sills. Le métamorphisme, daté par M.BONHOMME et F.WEBER (1977) à 708 M.A. est postérieur au dépôt de l'ensemble des formations.

Des lambeaux de grès de Mouka-Ouadda recouvrent ces dolomies; ils sont eux-mêmes surmontés par la série du Nzapat (5°50'-22°46') renfermant les lignites du Haut Mpatou et les silico-phosphates uranifères, au-dessous des alluvions marécageuses du Mpatou (= Kpatou).

En considérant comme marine, éocène, la série phosphatée uranifère, G.BIGOTTE et G.BONIFAS remettaient en cause la stratigraphie centrafricaine où aucun sédiment marin n'est connu depuis le Pan Africain: "ce fait prouve une extension considérable et insoupçonnée jusqu'alors de la mer des phosphates tertiaires à l'intérieur du Continent Africain". Une annotation précise: "des niveaux cuirassés lenticulaires peuvent aussi exister au sein des phosphates".

Ces auteurs soulignent également le rôle géomorphologique des failles: certaines subméridiennes correspondent à la vallée du Nzako (= Zako - N 150°E - 5°45'-22°58'); des accidents SW-NE semblent contrôler la sédimentologie des phosphates; des décrochements, à peu près E-W, associés aux précédents, déterminent la cuvette de Bakouma et forment des compartiments successivement abaissés vers le sud.

La tectonique des grès est cassante. L'accident le plus remarquable est celui N 70° E de la Iakélina (= Yakélina ou Iakélikpa: 5°18'-22°10') qui se prolonge vers la Nakando (5°40'-22°50'); son rejet est orienté vers le nord. Les images-satellite montrent qu'il s'agit d'un accident majeur; ce faisceau de failles se prolonge sur plus de 400km à travers la série de la Ouakini et, via la boucle de l'Oubangui, au Zaïre jusqu'en Lobaye et au-delà dans les grès de Carnot. Une fracture, méridienne cette fois, est à l'origine de la crête d'Ira-Banda (645 m-5°55'30"-22°09'). On observe même un faisceau de fractures divergentes à partir d'une crête à structure anticlinale (610 m -5°18'30" - 22°01').

XI.3 Morphologie de grès de Kembé-Nakando

Composées essentiellement de grès-quartzites, compacts, durs, résistants à l'érosion, ces formations constituent des reliefs résiduels. Situés entre 700 m et 750 m, ils dominent d'une bonne centaine de mètres, les aplanissements de la surface centrafricaine. Ils se présentent en deux grands ensembles: les grès de Kembé allongés N-S, le long de la Kotto, et ceux de Nakando encadrant en croissant la cuvette sédimentaire de Bakouma.

Les sommets sont soit arrondis en dômes (cote 684 - 5°36'-22°34'), soit allongés en échines (cote 700 - 5°26'30"-22°18'10"). Ces formes arrondies donnent une allure

festonnée, cannelée à l'escarpement sud-ouest des grès de Nakando. Ce dernier est souligné par des redans (cote 732-5°29'-22°53'), des cirques (5°34'-22°37'), mais aussi des chutes, telle celle d'Abourou (entre 600 et 540 m - 5°36'10"-22°46'), décrite par M.MAINGUET (1972).

Ces grès se ferruginisent assez fréquemment en surface. Le grès épigénisé donne des cuirasses pseudomorphiques: à nombreux grains de quartz émoussés, englobés dans un ciment ferrugineux très poreux. Le paysage prend l'aspect d'un lakéré (tel BKO 4, 710 m-5°42'-22°49'): cuirasse ancienne de type intermédiaire avec hématite et boehmite. L'aplanissement n'est jamais parfait: les interfluves aplanis ferruginisés alternent avec des reliefs résiduels; ils sont entrecoupés de vallées profondément incisées dont le tracé souligne les principales directions structurales. Toutefois, M.MAINGUET note dans le détail une certaine indépendance du réseau hydrographique par rapport aux cassures, en relation probable avec la dynamique des versants. Ces derniers sont en grande partie sableux, mais la profondeur de sols, variable (cf.A.G.BEAUDOU et M.CHEVAL, 1980), n'atteint jamais celle des grès de Carnot. En dehors des interfluves, l'induration ferrugineuse ne se retrouve qu'à la base des versants. La séquence "normale" de couleurs n'est pas toujours respectée: les sols d'interfluves présentent une décoloration superficielle tandis que les incisions des vallons s'accompagnent d'une érosion de surface laissant apparaître des sols vivement colorés.

Le relief, relativement heurté sur le plateau gréseux, entraîne une augmentation de la pluviométrie: 1685 mm à Kembé contre 1593 à Gambo, situé à 40 km à l'est, sur le Complexe du Mbomou. Si l'eau s'infiltre facilement sur les versants sableux, l'érosion est vive sur le plateau gréseux d'autant plus que la végétation fragile n'a pas résisté à l'homme et aux défrichements. Les plateaux sont recouverts d'une maigre végétation périforestière au sud, soudano-guinéenne au centre et même par une relique paléoclimatique médio-soudanienne au nord (cf.Notice 104).

XI.4 Morphologie de la série de Bougboulou.

La diversité des paysages de cette série est une conséquence directe de sa nature lithologique: alternance de pélites micacés et de grès-quartzites avec intercalations de niveaux carbonatés. Les bancs gréseux constituant des crêtes similaires à celles de la série de Kembé-Nakando: collines bordant la vallée de la Kotto entre 4°40' et 5°N, et surtout lignes de crête joignant le plateau de Kembé à celui de Nakando.

Inversement, la morphologie sur pélites micacés se rapproche de celle sur Complexe de base. Le cuirassement y est important avec de véritables lakéré; c'est le cas dans le bassin en forme de cirque de la Gouloungou, dont le tracé emprunte une direction de fracturation (N 10° E - 5°30' -

22°35'). Ces lakéré sont orientés, ce qui n'est pas le cas sur grès de Kembé. Les sols varient entre deux pôles: "appauvris" sableux sur sables grossiers ou "remaniés" à nodules ferrugineux et induration sur pélites.

A cette dissemblance de facies, correspond une dissemblance de position, de paysage. A côté de barres gréseuses, les pélites constituent souvent le piémont assurant la transition, insensible sous le recouvrement induré ou forestier, avec les formations du socle. C'est le cas au nord autour du bassin du Guinigo (cote 578-5°43'-22°28') et au sud autour du complexe du Mbomou.

On peut observer sur cette série, des buttes témoins de cuirasses anciennes (telle la cote 594 - 4°55' - 22°13'), développées sur des intercalations de roches basiques. C'est le cas non loin du Nzako où, dans un contexte forestier, une structure, circulaire en photo interprétation, correspond à une butte conique dénudée (Fodé 6 - 580 m - 5°37'40" - 23°15'30"), parsemée de gros blocs de cuirasse recimentés en une cuirasse de chape à pente assez forte; cuirasse massive, très dense, de couleur sombre (10YR 3/1), parfois gris métallique, cassure lisse ou conchoïdale, vacuoles rares, de couleur brun olive (10YR 5/6) ou rouge (2,5YR 5/6), en contraste vif avec la matrice, aspect macroscopique de surface mamelonnée, strié en coupe: revêtement goethitique ("goetharia").L'analyse minéralogique ne révèle que de la goethite et l'analyse triacide: 84% de Fe_2O_3, 10,5% de perte au feu, seulement 2,6 SiO_2, 0,06 Al_2O_3, 0,25% de résidu. Ce type de cuirasse est exceptionnel en Centrafrique; c'est le plus ferrugineux que nous y ayons observé.

XI.5 "Crypto-karst"

XI.5 - 1 Caractérisation

Les forages effectués dans les cuvettes de Bakouma ont mis en évidence en profondeur les formations carbonatées de la cuvette de Bakouma. La description la plus précise se trouve dans la thèse de J.D.MIAUTON (1980).

Au Précambrien supérieur, une transgression marine débute par la série littorale à stratifications entrecroisées de Nakando avant le passage à une sédimentation chimique marquée par la série carbonatée. Il s'agit d'un puissant ensemble, de 400 à 500 m d'épaisseur, montrant une évolution très nette d'un pôle dolomitique à un pôle calcaire avec des variations latérales rapides. Les forages ont révélés que la karstification des calcaires et dolomies précambriennes, maximale le long de zones de faiblesse, détermine de profonds canyons allongés selon la direction N 70° E, celle du linéament de la Yakélina: phase orogénique panafricaine à 700 MA. Après le dépôt des grès de Mouka-Ouadda, la phase tectonique post crétacée détermine un système de fractures E-W, inverse la morphologie générale

et le sens des drainages. L'exutoire de la cuvette de Bakouma se ferme et des lacs apparaissent dans les dépressions; contrairement aux conditions acides et oxydantes des bassins versants, leurs eaux sont réductrices et fortement basiques; Si, Al, Ca, P... s'y concentrent. Ces phosphates uranifères néoformés sont continentaux et non marins, comme G.BIGOTTE et G.BONIFAS (1968) l'avaient cru.

Ainsi forages et études géologiques ont montré que des formations carbonatées pouvaient se rencontrer avec des facies variés, dans des niveaux d'âges très variables. L'étude morphologique permet de repérer les sites où le modelé révèle que ces formations sont subaffleurantes.

XI.5 - 2 Distribution - Limites du plateau.

Ces formes karstiques s'observent en des positions très diverses. Elles peuvent être isolées sur les interfluves comme cette doline longue d'un kilomètre de la cote 620 m (5°33'30" - 22°30'40"). Elles ne sont pas rares dans le bassin suspendu de la Mouza (sur 160 km2, autour de 5°29' - 22°08'), plus en tout cas que ne le pensait L.LECLERC (1968) pour lequel, masquée par des recouvrements latéritiques importants "la série de la Mouza est constituée de pélites argileuses avec intercalations de grès fins, sableux à ciment argileux et calcareux".

La morphologie karstique se repère aisément sur 150km2, dans la cuvette de Bakouma (cf.Fig.50): autour de la cité (5°42' - 22°47'), près du confluent Mpatou-Nzako (5°41'-22°59'), au long de cette vallée et notammment près du confluent avec le Mbari (5°38' - 23°17'), peut-être également dans le bassin de ce dernier (5°59' - 23°11').

La photo interprétation révèle que le prolongement de la série gréso-pélitique de Bougboulou, surplombant la vallée du Nzako, s'incurve comme cette rivière, autour du môle gneissique de la Nguémada (6°08'-22°48'). Elle se prolonge par des échines de grès-quartzites (cf.cote 715 - 6°05'30" - 22°37') qualifiées par B.BESSOLES (1962) et J.P.WOLFF (1963) de série de la Banga, cette dernière mal délimitée. Des dépressions de type karstique encadrent sur 200 km2, toute cette série depuis la mare Doungou (6°13' - 22°44'30"), jusqu'à la plaine alluviale de l'Orongou-Banga (6°03' - 22°22'). Divers travaux ont été menés dans la vallée du Nzako, en raison de ses richesses relatives en diamants. Transversalement, on peut y distinguer un remblaiement récent découvrant du gravier sous berge et d'anciens canyons. Le lit actuel est dominé d'une dizaine de mètres par une basse terrasse à galets, d'une quarantaine de mètres par une moyenne terrasse (moyen-glacis) et d'environ 70 mètres par une haute terrasse rattachée à un haut-glacis cuirassé. Ce schéma théorique est compliqué par l'existence de fracturations multiples, l'une accompagnée de sources chaudes jaillissant à 42°c près d'Ambilo (6°08' - 22°52').

Au sud de son confluent avec la Banga, la Kotto longe la ligne de crête de grès-quartzites d'Ira Banda, qui se termine aux chutes de Ngolo (537 m - 5°46'-22°04'). Le cours de la Kotto est surimposé au travers des séries du plateau gréseux-quartzitique, comme l'ont montré M.MAINGUET (1972) et Y.BOULVERT (Not.106 - 1987).

La limite occidentale de ces formations, beaucoup trop schématique sur la carte géologique de J.L.MESTRAUD (1953), a pu être précisée par la photo-interprétation morphologique: passant légèrement à l'ouest de la piste Mingala - Satéma (au moins au sud de 4°57'), en n'oubliant pas que des lambeaux isolés de grès-quartzite subsistent au-dessus des séries métamorphiques (cf. l'arête NW-SE, cote 618, 5°10' - 21°27'). Sans entrer dans le détail, on peut signaler qu'à l'est de Mingala, les bassins déprimés de la Bounzi (autour de 5°04' - 21°58') et de la Yanda (5°13' - 21°52') sont partiellement karstiques sur 120 km2. Il en est de même pour de petits bassins perchés situés près de Kembé au NW (4°40' - 21°52') ou au NE (4°48' - 22°04').

XI.6 Conclusions sur le plateau gréseux.

Le schéma de J.L.MESTRAUD se vérifie très partiellement. Il existe bien des failles subméridiennes mais la bordure de grès est plus complexe, utilisant une succession de directions de fracturations. La photo-interprétation révèle l'importance de structures curvilignes: autour du complexe du Mbomou, de la série migmatitique du Guinigo (5°50'-22°20'), cf.forme en croissant des grès de Nakando. A noter toutefois que l'examen des linéaments sur les images-satellite indique que la limite sud-est de la série de Bougboulou et du complexe du Mbomou semble correspondre à une direction de fracturation profonde N 80° E (centrée sur le Kourou: 6°26' - 22°52'), cachée par des formes superficielles curvilignes.

Ainsi le plateau gréseux de Kembé-Nakando s'individualise relativement à la surface centrafricaine par ses formes originales du modelé et leur résistance variable à l'érosion, due à l'alternance de grès-quartzites, de pélites avec des intercalations carbonatées.

Chapitre XII: LE PLATEAU CUIRASSE DU MBOMOU

XII.1 Délimitation et substrat.

Prolongeant vers l'est la surface centrafricaine, le plateau cuirassé du Mbomou correspond, en première approximation, à la portion du complexe de base encadrée par des formations gréseuses, pélitiques, parfois carbonatées du Précambrien supérieur: séries de Kembé-Nakando, Bougboulou, Moyen-Chinko (6°10'-24°12') et Morkia (6°40'-25°18').

Cet ensemble s'étend en Centrafrique sur 30 000 km2, au sud de 5°40'N, approximativement de 22°15' à 25°10'; il se prolonge largement au Zaïre où ce "complexe amphibolitique et gneissique du Bomu" (= Mbomou) est considéré comme antérieur à 3 000 MA (cf. isochrone 3 086 + ou - 94 MA pour les gneiss basiques du Bomu in J.LAVREAU et D.LEDENT, 1976); c'est donc un des témoins les plus anciens du Précambrien. En 1940, G.KORABLEFF l'avait dénommé "série fortement métamorphisée". En 1964, J.L.MESTRAUD évoque le "complexe du Mbomou" constitué d'amphibolites, d'amphibolo-pyroxénites et accessoirement de pyroxéno-amphibolites et de pyroxénites. Etudiant la vallée du Mbari, cet auteur a montré que ce complexe était entrecoupé de nombreuses intrusions granitiques dont il suggère l'extension par des indentations allongées de part et d'autre de cette vallée. Faute d'affleurement, en raison de la généralisation du recouvrement cuirassé, il ne lui était pas possible d'en donner une représentation cartographique correcte.

Ce complexe violemment plissé, de style isoclinal, passerait à l'est de Dembia (5°06'-24°28') à des micaschistes (vers 22°40') puis à des schistes épimétamorphiques entrecoupés d'intrusions basiques (vallée de la Ouara) (analyses de roches cf tableau 3 p.91 bis).

XII.2 Premières descriptions.

Les voyageurs, traversant la région, ne manquent pas d'être frappés par la généralisation du cuirassement. Dès 1889, W.JUNKER évoque la "désolation de ces plateaux pierreux à nu, de ces étendues de terres incultes presque dépourvues de végétation et ayant l'aspect de véritables déserts", parsemées de "termitières ressemblant à des bouquets de champignons". En 1901, le docteur CUREAU décrit une "gangue ferrugineuse disposée en tables sensiblement horizontales... La roche raboteuse est recouverte d'une sorte de lichen coriace, d'herbes courtes et... de singulières excroissances, sortes de gros champignons d'argile grise. De distance en distance, s'élèvent des îlots de végétation..., la terre leur manque..., ces plateaux sont voués à la stérilité..."

Figure 49 : Morphologie cuirassée sur Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou autour de Dembia

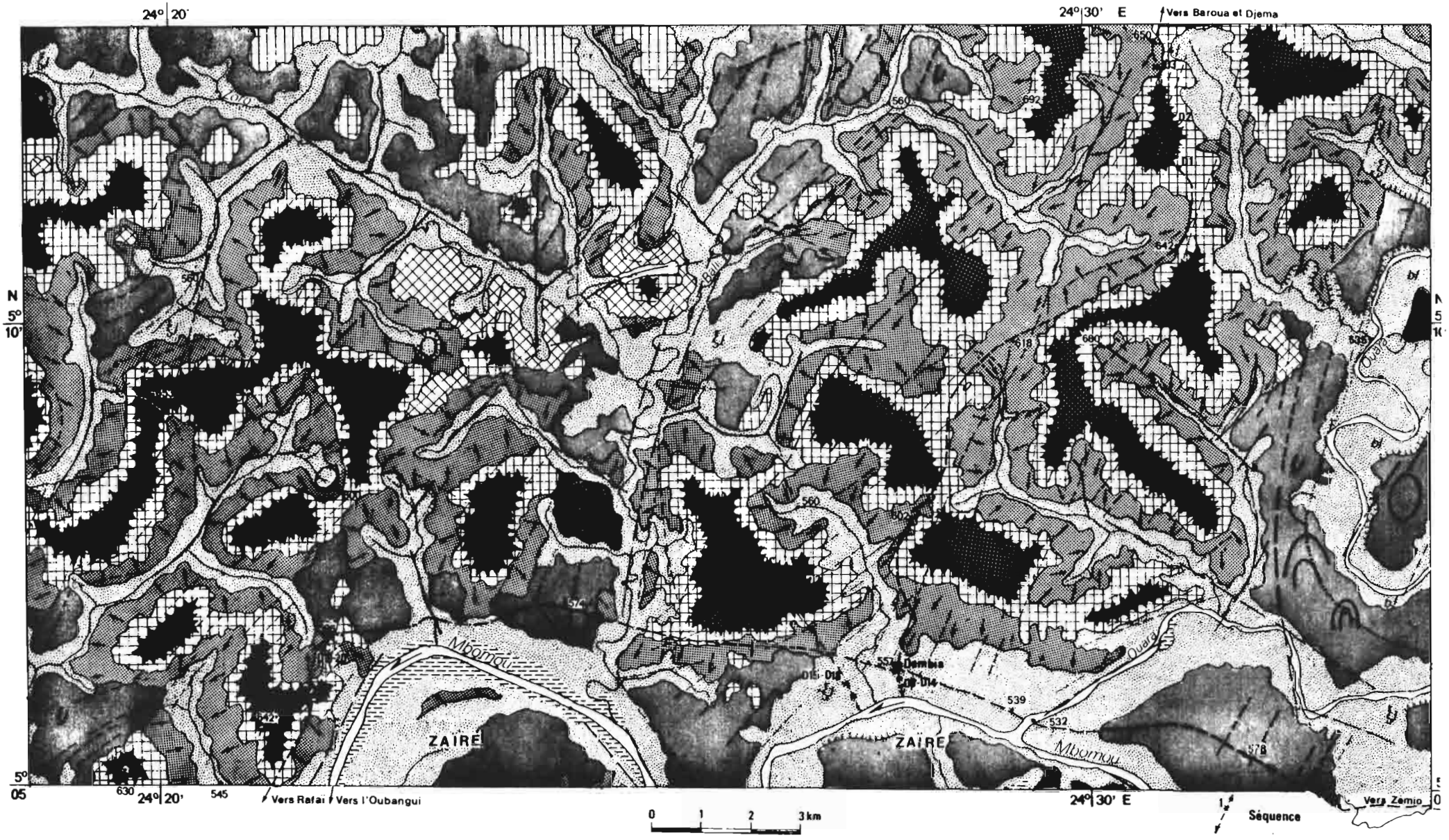


Figure 17: Morphologie cuirassée sur complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, autour de Dembia.

Autour de Dembia, la morphologie est assez représentative du cuirassement sur complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou. On observe au niveau 650 m, un ensemble de buttes cuirassées d'ordre kilométrique, dénudées (lakéré de plateaux). Ces cuirasses anciennes (cf D2, D8, D18, D20 type intermédiaire) sont hématitiques.

Elles sont cachées et isolées par un liséré boisé de forêt dense semi-humide (cf Y.B. 1976b et 87d) avec Fagara macrophylla, Allophylus africanus, Caloncoba crepiniana, Manilkara multinervis, Ochna schweinfurthiana, Canthium venosum... Cette végétation se développe sur une pente d'éboulis de cuirasse gibbsitique (cf D2-D17).

Sous ce ressaut, le glacis est recouvert par une cuirasse secondaire de versant goethitique avec un peu plus de résidu quartzeux (D3-D9-D11-D19). En général, ce glacis fait place à une seconde entaille profondément incisée. Les éboulis de cuirasse y sont marqués par une forêt dense vallicole, lisière du domaine guinéen, avec Afzelia bipendensis, A.africana, Albizia coriaria, Aubrevillea kerstingii, Khaya grandifoliola, Spathodea campanulata...

La pente est réduite dans la vallée du Mbomou, largement ouverte. Le profil D12 est meuble, ferrallitique, rouge, argileux à structure farineuse ("aliatique"). A proximité du Mbomou, la carapace vacuolaire D13 renferme des débris de roche schisteuse, tandis qu'au bord de la rivière, D14 présente des enduits noirâtres magnanésifères. Sur l'autre séquence, le profil de base: D16 est décoloré par l'hydromorphie. Dans tout ce secteur, les affleurements rocheux ne s'observent que dans le lit même du Mbomou, encombré de roches.

Le relevé des directions structurales montre qu'elles conditionnent le tracé du réseau hydrographique principal ou secondaire. Ces directions encadrent également les buttes cuirassées; les orientations curvilignes ou circulaires ne sont pas rares, notamment au niveau des têtes de sources, souvent soulignées par une "tache de source".

Les géologues ont seulement évoqué une "pénéplaine s'élevant lentement du Mbomou vers le nord". C'est au grand botaniste tropical A.AUBREVILLE (1948) que l'on doit la première représentation du modelé à partir de laquelle il a échafaudé sa théorie de la bovalisation, "persuadé" de la progression de cette lèpre des sols et de la végétation" condamnant ces pays à devenir désertiques. Il a montré l'étagement des niveaux qu'il attribue à des alternances au Quaternaire d'époques de cuirassement et d'érosion. Pour cet auteur, feux de brousse et défrichements ont aujourd'hui les mêmes effets que les péjorations du climat dans les temps anciens. Ses hypothèses sur le mécanisme de formation des bové ont été reprises (Y.B., 1982c et 1986b).

A ce pessimisme, R.SILLANS (1958) oppose l'hypothèse de la réversibilité de cette évolution: "il peut y avoir envahissement progressif de la dalle par la végétation à partir des bords des pentes et dislocation possible du lakéré (ou bowal) sous la poussée des racines".

XII.3 Aperçu morphologique d'ensemble (Fig.48)

Le plateau du Mbomou s'élève très lentement de l'W-SW vers l'E-NE. Affaissé au voisinage de 500 m à l'extrémité SW, près d'Ouango, en bordure du piémont oubanguien, il est compris entre 550 et 600 m, en limite des feuilles Bangassou-Bakouma. Proche de 600 m entre Rafaï et Fodé, il s'élève à 650-700 m sur Dembia où il culmine à 770 m (5°26'30"-24°51').

Une succession de types de végétation correspond à la toposéquence constituée de quatre segments morphopédologiques:
- le sommet tabulaire est dénudé et profondément induré: lakéré de butte ou de plateau, de forme très légèrement bombée, gondolée. Ces cuirasses, résidus d'un aplanissement ancien (début Tertiaire) se correspondent d'une butte à l'autre.
- une petite corniche cuirassée marque la fin du plateau. Dès que la cuirasse devient discontinue, une végétation ligneuse s'y installe, savane boisée ou forêt dense semi-humide (soudano guinéenne), au sous-bois imperméable aux feux, avec Anogeissus leiocarpus, Albizia zygia, Fagara macrophylla, Allophylus africanus, Caloncoba crepiniana, Manilkara multinervis... Cet escarpement ou versant boisé a une pente voisine de 10 p.100.
- un lakéré de pente ou de versant correspond à un cuirassement secondaire compact, la pente concave s'abaisse de 10 à 5 p.100. Les lakéré avec leur végétation de graminées annuelles se dessèchant et brûlant dès la fin de la saison des pluies, sont souvent parsemés de termitières champignons.
- enfin une entaille accentuée, jonchée d'éboulis de cuirasse, mène au talweg. Cette entaille est entièrement masquée par une forêt vallicole humide se rattachant aux forêts lisières du domaine guinéen avec Afzelia

bipindensis, A. africana, Aubrevillea kerstingii, Khaya grandifoliola, Spathodea campanulata... Le sous-bois est rendu inextricable par l'abondance des plantes lianescentes (pour plus de détails, on se reportera à la Note spécialisée Y.B. 1987 d). Ainsi le passage du domaine phytogéographique guinéen au domaine soudano-guinéen qui s'opère normalement en latitude, s'effectue ici localement en altitude.

Le contraste est tel entre la végétation forestière et celle herbeuse, brûlée des lakéré, que les quatre segments de cette toposéquence d'ordre kilométrique peuvent se retrouver sur les images-satellite prises à 900 km d'altitude. Ce fait remarquable avait été souligné dans la revue Photo-interprétation (Y.B. 1976 b). La correspondance entre les sols, la morphologie et la végétation a été vérifiée en établissant pour ce secteur les trois cartes à 1/200 000 : morpho-pédologique, morpho-structurale et phytogéographque. Il en ressort notamment que, si la cuirasse est compacte, seule la pauvre végétation herbacée des lakéré peut s'y installer; par contre, dès que la cuirasse devient discontinue, de type nodulaire, une végétation ligneuse se développe.

XII.4 Diversité des paysages observés.

Les quatre segments de la toposéquence peuvent être incomplètement représentés; A.AUBREVILLE insiste sur la rupture de pente, la discontinuité entre bowal de plateau et de versant. Exceptionnellement la transition peut se faire en continuité, par simple changement de pente, sans décrochement ni versant boisé. Ce dernier peut être entrecoupé sur un replat par un petit lakéré "intermédiaire" (cf Y.B. 1976 b). Le plateau lui-même est légèrement gondolé, les eaux de ruissellement peuvent se rassembler dans des sortes de vasques (aspect gris très clair sur les photographies aériennes), en position surplombante au versant lui-même (cf. 5°34'-24°30': photographie 221-NB 35 VII).

L'érosion remontante de la deuxième entaille, celle du réseau hydrographique actuel n'a pas eu partout la même force érosive: les incisions accompagnées de forêt vallicole peuvent laisser place, en tête de vallée, à un aspect en auge aplanie indurée.

L'aspect typique à deux niveaux cuirassés emboîtés, décrit par A.AUBREVILLE et R.SILLANS, n'est commun qu'à l'est du 24è méridien ou plus précisément du Chinko. Ailleurs ces buttes de cuirasses anciennes, dominant le paysage, font place à une simple unité tabulaire plus ou moins fortement cuirassée (les boqueteaux boisés résiduels se développant sur induration discontinue), entrecoupée par l'entaille récente sous forêt vallicole humide. Cette différenciation pourrait être liée à la lithologie: les roches basiques se prêtant mieux à la conservation des cuirasses anciennes, les intercalations granitiques

correspondant aux secteurs moins indurés. Il n'existe pas de forage suffisamment profond pour en apporter la preuve; d'ailleurs l'examen de la coupe de la vallée du Mbari n'est pas très probant à cet égard.

A. AUBREVILLE écrivait: "Tous les pays à revêtement de cuirasses ferrugineuses sont condamnés à devenir désertiques". Certes en saison sèche, ces indurations brûlées par le soleil et les feux de brousse sont lugubres. En fait l'eau abonde: le revêtement cuirassé protège des nappes perchées sur les plateaux et la végétation favorisée par la pluviométrie est vigoureuse. Bangassou est la station la plus arrosée de Centrafrique avec 1695 mm. La pluviométrie décroît non seulement vers le nord mais aussi vers l'est: Rafaï: 1 665, Dembia: 1 642, Zémio: 1 557 mm. Parallèlement la végétation de forêt dense semi-caducifoliée des bords de l'Oubangui ne se maintient plus à l'est de 24°E, sous forme de forêt lisière vallicole, que dans les entailles laissant place, sur les couronnes de plateau, à une végétation moins humide et moins dense soudano-guinéenne. Plusieurs signes (cf Notice 104) indiquent que cette forêt du Mbomou serait récente; elle aurait envahi il n'y a pas si longtemps (quelques millénaires, comme la forêt de Haute Sangha sur le plateau de Bilolo), le plateau cuirassé du Mbomou contribuant peu à peu à sa dislocation progressive. A proximité de Rafaï, on observe les dernières buttes de cuirasses anciennes démantelées et colonisées par la végétation. Il est en tout cas certain que sur le plateau cuirassé du Mbomou, l'induration est de moins en moins continue, massive vers l'W-SW. Parallèlement, la taille des buttes et plateaux de cuirasses anciennes décroît: jusqu'à 25 km de long près de Zémio, 8 km près de Dembia, 3 km vers Fodé, 1 km près de Bangassou. Il est tout naturel que le développement de la végétation ligneuse suive la désagrégation du cuirassement; il est fort probable qu'il l'accompagne; comme un coin de bûcheron, une racine ligneuse facilite l'extension, l'élargissement d'une diaclase. Avec R. SILLANS (1958), nous croyons au dynamisme de la végétation oubanguienne et à sa reconstitution, au moins là où la pression anthropique est réduite.

XII.5 Etude structurale du plateau du Mbomou.

Les affleurements rocheux, fréquents dans les vallées, des grands cours d'eau de cette région, sont rarissimes sur les versants et plateaux. Nous avons toutefois montré (Y.B. 1977d et e) qu'à défaut, il est possible d'obtenir une bonne approximation de la structure du soubassement rocheux en relevant dans le détail par photo-interprétation les orientations du cuirassement sur les interfluves, celles du réseau hydrographique, puis, prenant du recul, en détectant les linéaments des images-satellite.

Le réseau hydrographique du premier et du second ordre apparaît conditionné par la structure. On relève une

succession de portions rectilignes, suivies de coudes à 90-120 et même 60°. Le réseau varie d'une maille polyédrique (cf Dembia photo 265: 5°39'-24°07') à rectangulaire (id. ph. 268: 5°38'-24°03'); cette maille de 2 km en moyenne, n'est pas très dense pour le socle ancien.

Les contrastes de modelé sont beaucoup moins tranchés sur le plateau cuirassé du Mbomou que sur celui de Kouki (Y.B. 1971 b) dont la nature schisteuse du substrat était soulignée par des lakéré en lanières sur les plateaux. De telles orientations peuvent être ici indiquées par de simples alignements de végétation.

Contrairement à la série de Kouki, ces alignements ne s'observent pas seulement sur les plateaux mais aussi sur les versants, confirmant que l'évolution de ce type de paysage s'est poursuivie en place, progressivement.

Le relevé systématique de ces orientations a été effectué sur les habituelles cartes morphostructurales à 1/200 000. Il a été repris à 1/100 000 avec les sols et la morphologie pour la région clé de Dembia-Zémio (Y.B. 1986d). On arrive ainsi à différencier plusieurs secteurs à l'intérieur du plateau du Mbomou: ainsi au S.E de la feuille Bakouma, l'orientation est de type N 130° E (autour de 5°04'-22°49'), tandis qu'à l'ouest, le long de la série gréso-pélitique de Bougboulou, l'orientation générale s'incurve de N 50°E (5°18'-22°27') à N 30°E (5°22'-22°53'): direction exceptionnelle en Centrafrique.

Entre le Mbari et le Mbomou, le long du Béa (5°03'-23°34'), l'orientation prédominante sur les plateaux est N 130-140° E. Cette orientation se prolonge à travers la feuille Rafaï, jusqu'au Zaïre, au-delà des chutes Fougou (4°43'30"-23°36'30") sur micaschites à deux micas. Dans cette unité, les plateaux de la surface centrafricaine sont rarement surmontés de buttes témoins anciennes. Il en est de même dans le secteur compris entre l'ancienne piste Fodé-Rafaï et la vallée du Chinko; l'orientation structurale varie peu: N 30 à 50°E. Le secteur compris entre cette piste et la rivière Ganga (5°36'-23°30') au nord est beaucoup plus complexe: une série silico-alumineuse coexiste à côté du complexe amphibolo-pyroxénique. La direction W-E prédomine (5°34'-23°30') à coté de virgations à large rayon de courbure (5°32'-23°31') ou très brusques (5°30'30"-23°30').

A l'est du Chinko, les structures sont fortement plissées et la direction des couches N 30-40°E. A l'ouest de la piste Alimaza (5°28'30"-24°38') - Baroua (685 m: 5°35'-24°42'), les amphibolites prédominent avec une orientation N 10-20°E. De l'autre côté de la Bira dont la vallée moyenne emprunte une faille N 170°E (5°40'-24°32'), l'orientation prédominante devient N 120°E. Plus au sud, à l'ouest de Dembia, les orientations très diverses traduisent la complexité du substrat. On y relève des structures curvilignes pouvant passer à des structures circulaires à large rayon de courbure; l'une (centrée à 5°06'-24°13'30") a

un diamètre de 15 km. Les virgations peuvent être accusées (5°10'-24°25') et même passer à de véritables rebroussements (cf 5°14'-24°27'30" ou 5°13'-24°26'30")

A l'est d'Alimaza, la prédominance des amphibolites fait place à celle des quartzites et micaschistes. L'orientation principale du cuirassement s'infléchit vers N 170°E. Enfin, au-delà de l'important massif de roches basiques recoupé par la Ouara, et caractérisé par l'absence de directions structurales, le secteur situé vers 25°E, sans relief résiduel marquant, repose sur des schistes épimétamorphiques renfermant des intrusions de gabbros-dolérites. Des observations similaires ont été effectuées au Zaïre voisin par G.THONNART (1957) et J.LAVREAU (1977). Un essai d'interprétation photogéologique précisant pour la région la carte de J.L.MESTRAUD avait pu être présenté à partir d'une image Landsat (Y.B. 1976 b).

Le tracé sinueux des grandes rivières est un tracé surimposé utilisant les discontinuités structurales: faux méandres. D'ailleurs Chinko-Vovodo ont dû réunir leurs flots pour, sortant de la dépression de l'Ali-moyen Chinko, surimposer leur cours à travers le plateau cuirassé du Mbomou. Les images-satellite révèlent que ces rivières empruntent de grandes directions linéamentaires, axe N 35°E du Mbari-Mbomou, N 60-70°E de la Ouara et du Mbomou entre Dembia et son confluent avec la Voungou (4°40'-23°26'), N 70-80° du Ganga (5°38'-23°30'), du Mbomou (à Zémio) et du Gwane (4°47'-26°). On relève que cette direction est celle du faisceau de la Iakélina. J.LAVREAU (1977) au N.E Zaïre confirme nos interprétations.

Outre les structures curvilignes ou circulaires à grand rayon de courbure, les images-satellite révèlent l'abondance, relativement aux autres régions de ce pays, de structures circulaires de 3 à 6 km de diamètre. L'étude structurale (Y.B.1977 e) a montré que de telles structures sont généralement centrées sur une source; le marigot qui en sort emprunte une direction linéamentaire, tandis qu'un escarpement cuirassé curviligne, en forme de cirque, encadre la source. Les exemples n'en sont pas rares; dans le plus spectaculaire (cf NB 35 VII photo 202: 5°32'-24°02'), la source est remplacée par un petit lac; le plateau cuirassé se réduit à une auréole en forme de croissant presque fermée, avec une corniche marquée. Sur les plateaux cuirassés eux-mêmes, on peut observer des structures circulaires de l'ordre de la centaine de mètres. Certaines sont regroupées en amas (autour de 4°48'-23°35'); l'une est visible près de la piste Bangassou-Rafaï (4°51'-23°24'): un bosquet de ligneux au centre est encadré par une couronne herbacée sur cuirasse compacte (lakéré en auréole circulaire).

XII.6 Remarques sur le cuirassement.

Lors de reconnaissances à petite échelle pour l'établissement des cartes de la région, 24 prélèvements superficiels de cuirasses ont été effectués: 7 sur la partie occidentale du plateau (à l'ouest de 23°E), 15 (à l'est de 23°50') autour de Dembia dont 7 sur des buttes témoins anciennes et 8 sur le glacis du piémont, 2 enfin le long du Mbomou (moyen-glacis). Aucun de ces prélèvements ne se rattache au type "haut-glacis" représentatif des 4/5 des cuirasses centrafricaines, ni d'ailleurs au type bauxitique. Elles appartiennent aux types "intermédiaire", secondairement "mixte" ou "très haut glacis" (sur la périphérie avec gibbsite secondaire et résidus quartzeux notables), ceci aussi bien sur les plateaux que sur les piémonts. Le pourcentage en fer de ces cuirasses anciennes (53 %) est nettement supérieur à la moyenne des cuirasses centrafricaines (40 %). Etant donné l'extension du cuirassement dans cette région (80 % dans la moitié sud de la feuille Dembia), on imagine l'énorme masse de fer qui y est renfermée.

Dans sa thèse, D.MAZALTARIM (1989), évoquant ces cuirasses du Mbomou, confond mon attribution, d'après la composition géochimique et minéralogique, au "type" intermédiaire, avec les "reliefs" (cf.p.32-39) ou le "niveau" (cf.p.16-51-242) intermédiaire "habituellement daté du Pliocène". Il n'en est rien; j'ai toujours considéré ces cuirasses comme "anciennes": début Tertiaire et non Pliocène.

Signe de leur ancienneté, l'hématite se rencontre en quantité importante sur les buttes, associée à la kaolinite. Très rares en Centrafrique, des traces de boehmite ont été identifiées sur les buttes anciennes de type mixte et même en quantité notable sur un piémont (Fodé 2). Il y a un peu de gibbsite dans toutes ces cuirasses, notamment dans celle de type mixte de la périphérie. Quant à la goethite, ses quantités, réduites dans les buttes anciennes intermédiaires, sont importantes dans les piémonts correspondants ainsi que dans les plateaux de la périphérie occidentale. Comparativement aux cuirasses sur grès d'Ouadda, les cuirasses du Mbomou renferment sept fois moins de résidus quartzeux: en moyenne 3 p.100 contre 23 p.100. La teneur de titane semble décroître du coeur du complexe (facies mixte) vers la périphérie occidentale. Les teneurs en Mn, Ca, Mg, K et Na sont inférieures dans le Mbomou à la moyenne des cuirasses centrafricaines.

Les minéraux lourds ont été examinés sur quelques échantillons. Aucun minéral lourd transparent n'a été identifié. Parmi les minéraux opaques, l'hématite se rencontre sur les deux tiers des cuirasses anciennes; la limonite ou goethite a été décelée sur les cuirasses de plateaux à facies superficiel lobé tubulaire ou amiboïde;

la magnétite a été détectée mais elle peut être cachée par des placages de goethite.

Conclusion

Ainsi le plateau du Mbomou est un ensemble cuirassé, probablement unique au monde, s'étendant sur plus de 300 km de long, de part et d'autre du Mbomou. Son étagement de cuirasses se répète des dizaines de fois. L'étude morphologique détaillée confirme qu'il s'agit bien d'un complexe avec un gradient de variations progressives W.SW - E.NE, que l'on peut également subdiviser en secteurs aux caractéristiques plus ou moins spécifiques. L'originalité de cette région ayant été ainsi démontrée, A.BEAUVAIS (1988-89 et à paraître) en a entrepris l'étude géochimique détaillée à partir de trois toposéquences. A noter que cet auteur décrit trois systèmes de cuirasses: l'un C correspond au système sans buttes de cuirasses anciennes avec simples plateaux à cuirasse goethitique et entaille boisée (de plus en plus répandu vers l'W-SW du complexe du Mbomou), l'autre ensemble correspondant au modelé étagé décrit ci-dessus (XII.3), différencié en deux systèmes cuirassés, le premier A comprenant le haut plateau cuirassé avec sa couronne boisée démantelée, le second B le bas versant cuirassé (notre lakéré de pente ou cuirasse secondaire de versant) avec l'entaille profonde et boisée. Il nous apparaît qu'en raison des transferts latéraux de fer, ces deux systèmes A et B ne constituent en fait qu'un seul ensemble génétiquement lié.

Notice Explicative
Carte
Géomorphologique
de la
République Centrafricaine
à 1 / 1 000 000

Yves BOULVERT

DIRECTEUR DE RECHERCHES

ORSTOM — BANGUI

Juin 1990

T O M E - 2

Notice Explicative
Carte
Géomorphologique
de la
République Centrafricaine
à 1 / 1 000 000

Yves BOULVERT

DIRECTEUR DE RECHERCHES

ORSTOM — BANGUI

Juin 1990

TOME - 2

6°- 22°53')

Chapitre XIII: UNITES MORPHOLOGIQUES ENCADRANT AU NORD ET A L'EST LE PLATEAU DU MBOMOU

On considère classiquement que les formations archéennes du Mbomou sont encadrées par une ceinture de formations du Précambrien supérieur. A la suite des plateaux gréseux de Kembé-Nakando décrits précédemment, on distingue suivant les séries géologiques, les régions cuirassées du Nzako (ou Zako) et du Ngonbgbo (5°50'-23°30'), les reliefs gréseux de la Kocho (ou Kosho: 6°20'-24°) et de Morkia séparés par la plaine du Moyen Chinko (6°-24°15').

XIII.I Les régions cuirassées du Nzako

XIII.1 - 1 Caractérisation

Correspondant aux bassins du Nzako et du Ndourou, deux affluents du Mbari, cette région est limitée au NW. par le plateau gréseux d'Ouadda, à l'ouest et au sud par l'escarpement gréseux de Nakando et la plaine marécageuse du Mpatou, à l'est au voisinage de l'ancienne piste Yalinga-Bangassou par la limite occidentale des quartzites du Complexe de base. Un cuirassement intense recouvre cette région, ce qui explique les difficultés rencontrées pour y identifier le substrat géologique et en établir la stratigraphie.

A la suite des travaux de B.BESSOLES (1955-62), J.P.WOLFF (1963), G.BIGOTTE et G.BONIFAS (1968), J.L.POIDEVIN (1979-81), J.D.MIAUTON (1980), on considère que la série de la Dialinga termine la série sédimentaire précambrienne; c'est un ensemble pélitique à intercalations de grès et de roches vertes. Les géologues qui ont multiplié les forages considèrent "le recouvrement latéritique très important" supérieur à 20 mètres, J.L.POIDEVIN note dans les "venues basiques" un très net enrichissement en fer au cours de la différenciation. Les teneurs en fer (15,6 % de FeO total) et titane (2,9 %) sont très élevées.

XIII.1 - 2 Morphologie

Le secteur de Dialinga se caractérise par un cuirassement intense, autant que sur le Mbomou, en contraste vif avec le modelé sur grès de la Nakando de l'autre côté du Mpatou (Fig. 30). Le modelé cuirassé est étagé comme on peut s'en rendre compte en empruntant la ligne de crête voisine de 700 m qui sépare les bassins du Nzako et du Mpatou

Cette arête est jalonnée de buttes témoins cuirassées caractéristiques du type intermédiaire: induration forte, porosité assez importante, facies pseudomorphique, couleurs accusées (10 R 3/3 - 3/6). Ces cuirasses ferrugineuses (plus de 60 % Fe_2O_3) renferment essentiellement de l'hématite

Figure 15 . Modelé contrasté de part et d'autre du Mpatou sur grès de Nakando à l'Ouest, sur série de Dialinga à l'Est

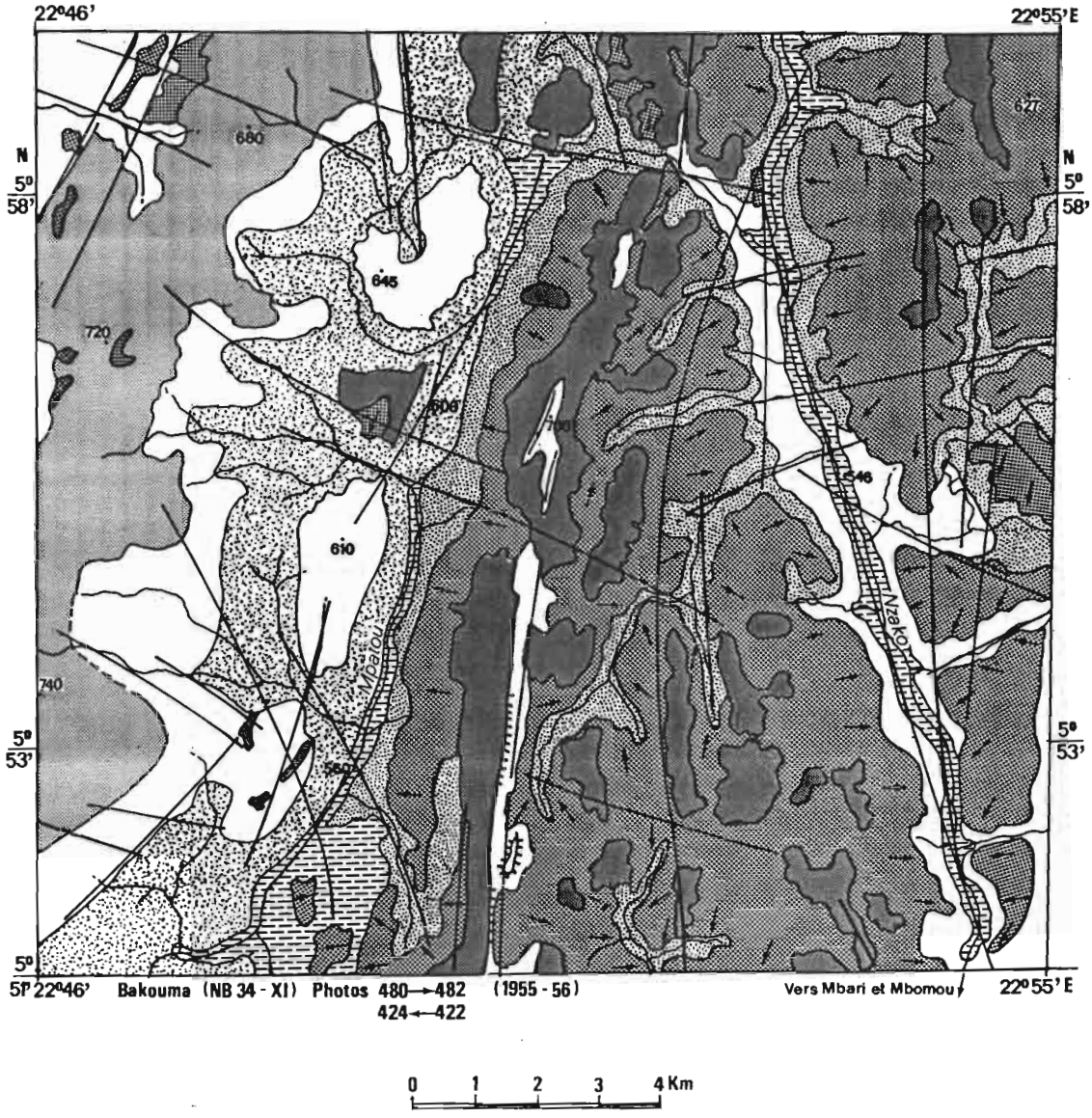


Figure15 : Modelé contrasté de part et d'autre du Mpatou sur grès de Nakando et série de Dialinga.

Les contrastes du modelé soulignent que la limite entre les séries de Nakando et de Dialinga suit la dépression empruntée vers le sud par le Mpatou 4 km après sa source, le prolongement vers le nord de cette dépression étant utilisé par des affluents du Nzako. Les versants sont dissymétriques. Au nord-ouest, le plateau gréseux de Nakando est tabulaire, modérément incliné vers le N-NW et faiblement induré, sauf quelques lakéré en lanières, correspondant à une orientation structurale N 30°E. Une corniche gréseuse polyconvexe souligne l'entaille tandis qu'à la base du versant, un replat oblige les petits marigots à se regrouper pour le traverser, la pente moyenne de ce versant n'est que de 2 à 3 p.100.

Une arête rocheuse longiligne, culminant à 700 m, domine l'autre versant qu'elle longe à moins de 2 km. De direction curviligne comprise entre N 0 et 20°E, cette échine rocheuse converge vers le Nzako dont la vallée emprunte une direction de fracturation N 160°E, ses affluents utilisant des directions de fracturations conjuguées. A partir des arêtes et buttes sommitales, on assiste, avec une pente moyenne de 20 p. 100, à une redistribution généralisée du fer dans tout le paysage masquant les différences lithologiques.

Figure 51 : Modelé cuirassé étagé de la région du Nzako, série de Dialinga au NE de Bakouma

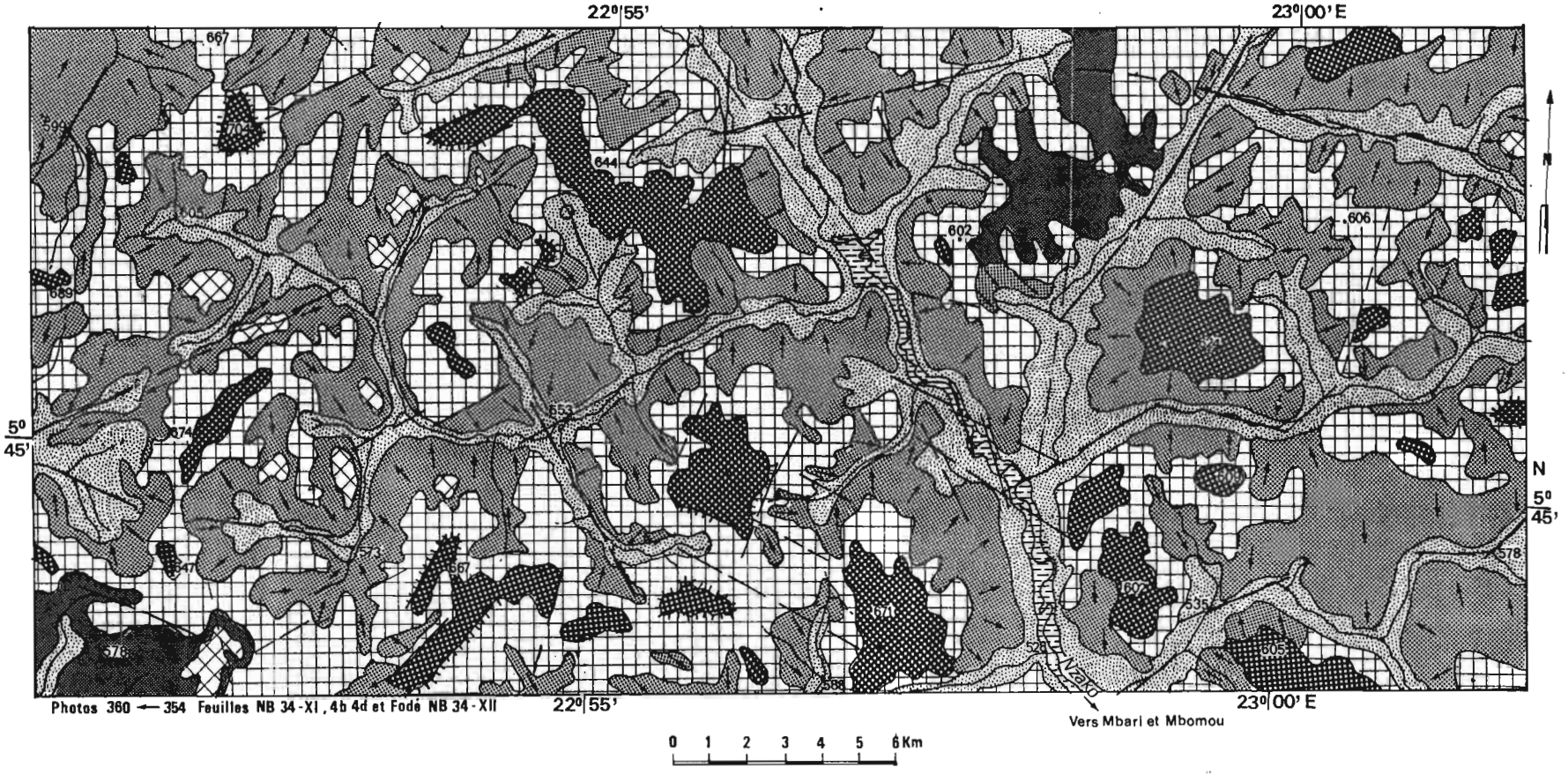


Figure 51 : Modelé cuirassé étagé de la région du Nzako, série de Dialinga.

Au nord-ouest de Bakouma, le bassin du Nzako, reposant sur la série précambrienne de Dialinga, à dominante pélitique, est un des plus fortement indurés de Centrafrique. En première approximation, le modelé cuirassé étagé évoque celui des plateaux du Mbomou avec ces buttes de cuirasses anciennes à hématite à partir desquelles diverge un important cuirassement secondaire de versant. En photo-interprétation, le contraste est accentué entre les lakéré dénudés de plateaux ou de replats de versants et les éboulis et versants à nodules ferrugineux et induration discontinue, recouverts de répliques des forêts denses semi-humides à sous-bois épais, les "baco".

Ce modelé est relativement accidenté; l'incision de la vallée du Nzako atteint la cote 530; son profil est régularisé: un liseré de sols hydromorphes encadre la galerie forestière. Lors d'une tournée commune avec M. MAINGUET (1975, p. 169), nous avions relevé la pente relativement accusée en tête de sources, les bassins de réception tapissés d'une couverture cuirassée en forme caractéristique de demi-vasque.

La courbe enveloppe des buttes sommitales n'est pas régulière mais mamelonnée; elle varie de 600 à 700 m. L'étude morphostructurale révèle que la distribution des buttes anciennes s'ordonne en fonction des orientations structurales et diaclases qui se retrouvent sur les glacis de versants (ils sont surtout soulignés par des alignements de végétation). Le tracé du réseau hydrographique est très largement conditionné par les directions de fracturations, essentiellement N 60-70° E et N 120° E. Il paraît donc s'être établi lors des derniers grands accidents tectoniques qui ont marqué la région (cf phase tectonique post crétacé de la série de Bakouma).

(40 %) et de la kaolinite (33 %) à côté de goethite (20 %), gibbsite (7 %), ilménite (4 %) et seulement 0,6 % de résidu.

Autour de ces buttes anciennes, diverge un important cuirassement secondaire de pente, remarquablement adapté à la topographie. On relève notamment, moulant les bassins de réception des marigots de premier ordre, un cuirassement en demi-vasque, caractéristique de la région en raison de sa forme et de sa pente relativement accusée (8-10 %), vérifiée avec M.MAINGUET (1975). Ce modelé est le mieux représenté près de la vallée du Nzako (Fig.51).

Au nord du 6è parallèle, le modélé cuirassé apparaît nettement orienté, aussi bien sur la surface centrafricaine que sur les buttes anciennes. Les orientations subméridiennes prédominent de part et d'autre d'un secteur central (autour de 6°12'-23°) où les orientations sont W-E. Au sud du 6è parallèle (coin N.W de Fodé), le cuirassement est également orienté. On distingue le facies pélitique par son induration homogène avec une orientation prédominante: N 30° E (5°51'-23°04') ou N 40° E (5°48'-23°10'). Le facies gréseux paraît plus hétérogène avec des buttes témoins aux formes contournées. Les orientations cuirassées sont variables: elles présentent des virgations (5°45'-23°17'). On peut cependant y reconnaître des orientations privilégiées N°70 E (5°48'-23°08') ou N 40°E (5°47'-23°14'). A noter des secteurs déprimés de type karstique, tout le long du Nzako jusqu'au confluent avec le Mbari, mais aussi plus au nord (5°45'-23°19' - 5°59'-23°11'), supposés dès 1977 (Y.B.1977 e) être des prolongements des dolomies de Bakouma.

XIII.2 Région indurée de Ngonbgbo

XIII.2 - 1 Caractérisation.

La région de Ngonbgbo s'étend au N-NE de la feuille Fodé à l'est de Mbari, entre la rivière Ganga (5°40') et le 6ème parallèle. La géologie de ce secteur reste controversée depuis J.L.MESTRAUD (1963) et les travaux du CEA (A.JAUNATRE 1970-71-72). C'est une région métamorphique affectée par d'importants plissements (cf 5°59'-23°30'). L'ensemble a subi d'intenses efforts tectoniques et les quartzites sont cannelés, formant des sortes "d'orgues" N-S.

XIII.2 - 2 Morphologie

L'induration est moins intense que dans les secteurs voisins du Mbomou et de la Dialinga. La surface centrafricaine, voisine de 550-600 m, est surmontée de quelques buttes de cuirasses anciennes (telle la cote 690 - 5°46'38"-23°36'30") et aussi de grandes arêtes quartzitiques (citons cote 730 - 5°55'-23°40'30" ou 765 - 5°58'-23°43'30") présentant de larges virgations, prolongements de celles connues sur le complexe de base de Yalinga. Entre 23°20' et 23°30', les orientations des cuirassements sont sensiblement méridiennes de même que

l'orientation générale des arêtes quartzitiques. Le compartiment est affecté de failles NS et EW, responsables des brusques changements de directions du cours du Mbari .

La Ganga (le long de 5°40') emprunte une série de fractures E-W, relayées par des fractures N 35°E, direction que l'on retrouve vers le N-E. L'observation stéréoscopique montre que cette rivière constitue une limite nord aux plateaux du Mbomou (d'orientation W-E dans ce secteur). Au nord de cette rivière, les orientations structurales deviennent N 15°E; cette région complexe apparaît être l'extension sud des séries de Bougboulou et de Bangui Ketté telles qu'elles ont été décrites au sud de Yalinga.

XIII.3 Massif de Kocho

XIII.3 - 1 Caractérisation.

Du nom d'un affluent du Mbari, à l'est de Yalinga, les formations de la Kocho (ou Kosho : 6°20'-24° E) constituent un ensemble de grès-quartzites et de schistes peu métamorphiques, bien représentés dans le bassin de cette rivière, où J.P.WOLFF (1963) a défini cette série du Précambrien supérieur.

XIII.3 - 2 Morphologie.

Ce massif se présente, le long du 24è méridien, sous forme de croissant très étiré comme un ensemble de crêtes parallèles de grès-quartzites d'orientation N-NE passant progressivement vers le sud à S-SW. Les affleurements sont nombreux: roche massive de teinte claire se présentant sous forme de gros blocs basculés. Les schistes intercalaires sont au contraire localisés dans les dépressions où ils affleurent assez rarement bien qu'ils constituent probablement le facies dominant de ces formations. Le pendage est très fort et, à côté de schistes argileux finement lités ou rubanés, on retrouve également des argilites franches. Le relief, accidenté pour le Centrafrique, s'échelonne de 570 à 805 m (6°30'30"-24°05'). Les arêtes N.S. de grès-quartzites sont cisaillées par des directions de fracturations transversales W-E., ce qui explique le tracé du réseau hydrographique avec ces coudes en baïonnettes. Sur schistes, le réseau de premier ordre prend une allure en chevelu dendritique. Seules deux rivières, la Kocho et le Tatara (6°0'30"-24°0'), parviennent par un tracé surimposé utilisant des discontinuités structurales, à traverser le massif.

En raison d'une pluviosité encore élevée (1500 mm), ainsi que des différences lithologiques et altitudinales, l'érosion est vive . On observe une prédominance de sols bruts ou peu évolués d'érosion à côté de sols ferrallitiques pénévolués. Sur schistes, subsistent quelques lambeaux cuirassés (autour de 6°23'-24°02'), témoins d'un ancien aplanissement.

XIII.3 - 3 Limites.

Seul J.P.WOLFF a donné quelques limites à cette série sur la feuille de Yalinga-Est. Selon cet auteur, cette série de "Kosho" fait place au nord de 6°41' à des schistes épimétamorphiques rattachés au Complexe de base. Morphologiquement, on n'observe aucune limite tranchée à ce niveau; des arêtes rocheuses d'orientations subméridiennes similaires se prolongent jusqu'au 7è parallèle. La limite occidentale de cette série paraît correspondre à des fractures N 177°E (6°15'-23°51') et N 171° E (6°05'-23°51'30"). Cette série se prolonge quelque peu au sud du 6è parallèle, au moins jusqu'au marigot Outa (5°58'-23°52').

Jamais reconnue sur le terrain, la limite orientale de ce massif ressort de manière nette en photo-interprétation (cf carte morphostructurale Dobane à 1/200 000 - Y.B.1987f). En effet l'arête orientale de cette série porte les reliefs les plus élevés dominant de façon tranchée, de 150 m à 200 m, la plaine du Moyen Chinko. Partant du 6è parallèle (23°58'20"), la limite d'orientation N 15° E suit la base abrupte de la ligne de crête jalonnée par les cotes 740-690 et 805 au-delà de laquelle elle s'incurve vers N 350°E.

En conclusion le massif résiduel de la Kocho se présente comme un exemple type d'érosion différentielle due à l'alternance de roches résistantes (grès-quartzites) ou sensibles à l'érosion (schistes). Ce modelé rappelle celui des schistes et quartzites du système de la Mpoko que traverse la Pama au N.E. de Boda.

XIII.4 Le bassin du Moyen Chinko et de l'Ali.

XIII.4 - 1 Caractérisation du substrat.

Le bassin du Moyen-Chinko repose sur la série ainsi définie par J.GERARD et J.L.MESTRAUD (1958) comme série du Moyen-Chinko: c'est un ensemble d'origine sédimentaire dont la composition est essentiellement pélitique avec localement des séquences arénacées et calcareuses. Le facies le mieux représenté est une argilite blanche, violacée et surtout noirâtre. On observe des intercalations de grès-quartzites. Les séquences détritiques siliceuses, auxquelles sont liés les niveaux calcareux, constituent des intercalations concordantes au sein des assises pélitiques. Cette série est caractérisée tectoniquement par des pendages très forts, presque verticaux. Sa direction, voisine de N 150°E dans la vallée du Chinko, s'infléchit vers l'est pour devenir W-E. Cette série, sans véritable métamorphisme mais simple lapidification, i.e. simple transformation des sédiments en roches, a été, dès l'origine, rattachée au Précambrien supérieur.

Sur le terrain, J.L.MESTRAUD a observé quelques corniches d'argilites, ce qui est paradoxal. Les rapides du

Chinko sont dus à l'alternance de bancs durs (grès-quartzites) et tendres (argilites); ces dernières assises sont largement latérisées. Pour ces auteurs, les horizons carbonatés paraissent très réduits; il est d'ailleurs très vraisemblable qu'une partie des niveaux calcareux a été silicifiée.

XIII.4 - 2 Morphologie de l'ensemble

Le bassin de Moyen Chinko apparaît au premier abord comme un secteur déprimé, limité au N.E par les schistes épimétamorphiques surmontés des grès de Morkia, au N.W. par l'arête bordière du massif du Kocho, au sud par les plateaux indurés du Mbomou. Les altitudes extrêmes sont comprises entre 691 m (6°10'20" - 24°26'), sur un glacis induré au piémont de grès de Morkia et 543 m (5°49'20"-24°13'30") dans la vallée du Chinko à son déversoir sur le complexe du Mbomou, mais les dénivelées locales sont réduites.

Sur la carte géologique de J.L.MESTRAUD (1964), la série du Moyen Chinko ne dépasse pas vers l'est 24°35' et n'atteint donc pas le Vovodo. Réalisant l'interprétation morphogéologique d'une image Landsat de la région (Y.B 1976b), nous avons montré que ce bassin s'étirait en croissant sur plus de 130 km jusqu'aux grès de Morkia sur le 25ème méridien E. On pouvait le subdiviser en deux sous secteurs: une zone déprimée centrale (MCs), encadrée de deux zones bordières de piémont (MCi).

XIII.4 - 2.1 Morphologie des zones bordières de piémont

Les assises pélitiques doivent l'emporter largement sur ces glacis bordiers de piémont. Au N.E., l'induration est soulignée par l'alternance de lakéré en lanières sur cuirasse compacte et de témoins de forêts denses semi-humides sur cuirasse discontinue. La direction prédominante est N 120°E (autour de 6°11'-24°24' - 6°07'-24°31'). Elle peut s'infléchir jusqu'à N 160°E (6°08'-24°27') d'une part, ou N 85°E (6°04'-24°31') de l'autre.

La bordure S.W. du bassin est également indurée. La présence d'intercalations arénacées y est révélée en photo-interprétation par la présence de sols sableux contrastant avec l'environnement argileux des sols sur complexe du Mbômou. En télédétection cette série apparaît, comme un bassin d'effondrement, limité au sud par de grandes fracturations curvilignes. On note le contraste entre le secteur fortement plissé de direction N 25 à 45°E du complexe du Mbomou et celui des "reliefs mous " orientés N.NW-S.SE. Au contact, les géologues du CEA (1971) ont noté que les directions nettement marquées des amphibolites disparaissent; il y a une véritable discordance angulaire, les pélites reposant en discordance sur les amphibolites.

XIII.4 - 2.2 Modélé de la plaine déprimée centrale (MCi)

En photo-interprétation, le modelé de la plaine déprimée centrale paraît caractéristique d'un crypto-karst. Les dénivelées ne dépassent pas cinquante mètres. On observe une succession de rides et de chenaux parallèles; ces ondulations, détectées en photo-interprétation, sont à peine sensibles sur le terrain.

Comparativement aux savanes forestières et aux sols rouges sur complexe du Mbomou, on note une décoloration générale des sols et un appauvrissement de la couverture ligneuse. Sous une maigre savane à Terminalia laxiflora et T. mollis, les parties exondées paraissent ocre, à nodules ferrugineux, ou légèrement indurées; les termitières géantes n'y sont pas rares. Les parties basses, parsemées de bosquets de Phoenix reclinata, sont jalonnées de mares temporaires, aux formes arrondies.

Les orientations structurales sont le plus souvent conformes à la direction des rides et des chenaux alignés dans le sens de l'allongement de la série; citons N 140°E (6°01'-24°19'30"), puis N 110°E (5°48'-24°39'). Parfois elles en diffèrent: citons N 80°E (5°49'-24°30') ou N 170°E (5°47'-24°37').

Il nous apparaît clairement que les géologues n'ont fait qu'aborder ces secteurs en décelant quelques intercalations calcareuses dans la vallées du Chinko (vers 6°10'); ils n'ont jamais prospecté le nord de la feuille Dembia.

Contrairement à ce qu'indique la carte géologique de 1964, le type de modelé karstique et donc la série du Moyen-Chinko se prolonge à l'est du Vovodo, dans le bassin de l'Ali, de 24°30' à 25°E. Sa plaine inondable s'étend sur 500 km2. Sur la carte pédologique (Y.B.1983a), elle apparaît en "sols hydromorphes alluviaux". En fait les alluvions sont peu épaisses: elles laissent transparaître le crypto-karst sous-jacent (cf NE: carte morphostructurale, feuille Dembia Y.B.1986c).

Ce bassin versant mériterait une étude hydrologique. Selon le Capitaine JACQUIER (1911): "la vallée de l'Ali très plate, très étendue, doit être à la saison des pluies un immense bourbier extraordinairement malsain... (le 25 Janvier 1911), son courant est très faible; cependant, les pirogues y circulent toute l'année". Les crocodiles abondaient, il y a encore une trentaine d'années. Selon les témoignages des chasseurs, le débit de cette rivière est plus abondant et régulier que ne le laisserait croire la faible importance du bassin.

L'eau recueillie aux alentours sur les formations gréseuses de Morkia notamment, est emmagasinée dans cette nappe phréatique subaffleurante. En hautes eaux, il se pourrait même qu'une partie des eaux excédentaires ne suive

pas l'alimentation normale de l'Ali vers le Vovodo, mais se déverse par un exutoire (situé vers 5°50'-24°56') vers la Lomé (5°46'-24°53'), puis la Ouara.

Ainsi le bassin du Moyen-Chinko et la plaine de l'Ali constituent, au coeur de la surface centrafricaine, une zone déprimée, en raison de l'érosion différentielle, d'une centaine de mètres par rapport à la surface centrafricaine environnante. Il ne faut pas confondre les vrais méandres de divagation dans cette plaine du Chinko et du Vovodo (cf.5°54'-20°34'30"), avec les faux méandres structuraux de ces mêmes rivières qui, unissant leurs cours, traversent le plateau cuirassé du Mbomou par un tracé surimposé, entrecoupé de nombreux rapides et dominé de part et d'autre d'une centaine de mètres par des buttes cuirassées.

XIII.5 Massif gréseux de Morkia.

XIII.5 - 1 Caractérisation

Dès 1911, la capitaine JACQUIER évoquait les "masses gréseuses de Dobane", du nom d'un village aujourd'hui disparu (situé alors à 6°27'30" - 24°41'). Il faudra attendre 1940 où G.KORABLEFF signale l'existence d'une "série faiblement métamorphique", allongée NW-SE entre Dobane et Zémio, en contraste avec les séries fortement métamorphiques de Djéma et surtout Bangassou-Rafaï. En 1958, J.GERARD et J.L.MESTRAUD caractérisent la série de Morkia, du nom d'un village (5°41' - 25°17') de la piste Zémio-Djéma.

Le facies le plus banal est un grès-quartzite, plus ou moins sériciteux; les facies phylliteux sont nettement subordonnés. C'est une formation d'origine fluvio-lacustre présentant un léger métamorphisme dans l'épizone. On observe une "schistosité" le plus souvent fortement redressée, qui traduit une compression interne: présence de brèches et de mylonites, ce qui a incité J.L.MESTRAUD (1964) à placer cette série dans un grand fossé d'effondrement délimité par des failles. Les mouvements tectoniques ont été accompagnés de filons de quartz, de fer et d'intrusions basiques, repérables dans la coupe résultant du tracé transversal surimposé de la Ouara, à travers le massif.

L'origine, essentiellement détritique, de cette série est caractéristique. Son individualisation par rapport au Complexe de base est marquée; elle présente de grandes analogies avec les séries de la Ouakini et de Bangui - Mbaïki, rattachées (en 1958) au Précambrien moyen. J.L.MESTRAUD différenciait alors cette série, à dominante arénacée et au véritable métamorphisme, de la série du Moyen-Chinko (Précambrien supérieur) à simple lapidification et dominante pélitique.

En 1959, J.L.MESTRAUD, en identifiait un second bassin au centre de la feuille Dobane (celui aperçu par JACQUIER,

en 1911). L'augmentation du degré de métamorphisme est attribuée à la présence de facies plus profonds. Au milieu du complexe de base, le massif de Morkia apparaît en plusieurs lambeaux d'aspects divers: massifs rocheux, aplanissements indurés mais aussi secteurs déprimés.

XIII.5 - 2 Secteur accidenté de Morkia stricto sensu (Fig.52).

Dans un secteur réduit autour de Morkia (de 5°12' à 52' et de 25°11' à 18'), le paysage gréseux est caractéristique. On y observe une succession d'arêtes rocheuses, culminant à 747 m (5°36'-25°15'), se relayant parallèlement, d'orientation sub-méridienne N 160-170°E; l'érosion est trop vive et les dénivelées locales trop accentuées pour qu'un cuirassement puisse se développer. De telles crêtes rocheuses accidentées se retrouvent au N.W de Djéma avec les monts Bara, Barango (725 m), Kourou Kété (763 m), Kordongo (781 m) et la cote 787 (6°10'-25°07'20"), point culminant du secteur. Il en est de même au sud du Mbomou et donc au Zaïre (5°13'-25°21').

A côté de lithosols et sols lithiques, on y observe des sols pénévolués et des sols ferrallitiques appauvris sableux. P.QUANTIN (1961) en avait fait une famille de sols beiges et jaunes, sableux à argilo-sableux sur grès-quartzites. La végétation se caractérise par sa pauvreté en ligneux, l'apparition, en venant du sud, de Tamarindus indica et Pericopsis laxiflora et sur les crêtes rocheuses d'Euphorbia darbandensis.

XIII.5 - 3 Secteur des plateaux.

La bordure occidentale du massif de Morkia ainsi que la région, située au nord de l'ancien village de Daradou (5°57'-25°04'), se différencie du secteur précédent par un modelé classique en ce pays: reliefs arasés surmontés d'un aplanissement cuirassé masquant les affleurements. L'ancienne piste, joignant Daradou à la Bita (6°30'-24°52') au nord, emprunte ce plateau induré en voie de dissection. Voisin de 700 m, il surplombe à l'ouest la plaine karstique de l'Ali. Les lakéré et divers alignements de végétations révèlent des structures d'orientation sub-méridienne: de N 160° E (6°14'-25°04') à N 20°E (6°08'30"-25°02'30") avec de rares virgations (6°15'-25°06'). Les prélèvements indiquent qu'il s'agit de cuirasses anciennes à hématite à côté de gibbsite et de goethite. Poreuses, ces cuirasses à induration moyenne à forte, sont remarquables pour des cuirasses sur grès par leur pauvreté en résidus quartzeux (2,5 %). Ce plateau cuirassé s'arrête assez brutalement sur le Woupé (5°17'-25°02') dont le cours emprunte des directions transversales de fracturation.

XIII.5 - 4 Secteur des dômes rocheux

Un important secteur gréseux se retrouve entre le Chinko et le Vovodo (de 6°10'à 6°45' et de 24°15' à 24°40'). Cette crête appalachienne s'allonge sur plus de 70 km. Bien

Figure 52 : **Modelé de la région de Morkia**

(16)

Figure 52: Modelé de la région de Morkia.

La piste sud-nord qui relie Zémio à Djéma, recoupe en oblique la série de Morkia ~~qui regroupe~~ trois unités morphologiques distinctes. D'abord un ensemble d'arêtes gréso-quartzitiques orientées N 170°E culmine à 747 m près du village de Morkia; des sols sableux les encadrent; le cuirassement est très réduit. A l'ouest, on observe des plateaux indurés; le cuirassement y est nettement moins intense que sur les formations métamorphiques ("Met.") orientées qui l'encadrent, notamment le complexe cuirassé du Mbomou. De même les buttes témoins de cuirasses anciennes y sont beaucoup plus rares.

Enfin à l'est de cette piste, s'étend un secteur mal drainé - celui de la plaine de la Bakalé - encadré par des directions méridiennes de fracturation. On y décèle sous le recouvrement alluvial hydromorphe des "dolines de karst couvert", crypto-karst. Le calcaire a été identifié à Kitésa, juste au sud de ce secteur qui se prolonge jusqu'au Zaïre, au-delà du Mbomou.

Le tracé surimposé de la Ouara procure une belle coupe transversale à la série.

(600 m - 5°22' - 25°22')

L'analyse de ce débris calcaire ZEMIO4 indique : 30,35 p100 CaO, 29,39 p100 HaO+, 25,02 SiO2, 9,62 AlaO3, 1,28 Fe2O3 ...

que le point culminant de l'ensemble des grès de Morkia se situe à l'extrémité sud de ce secteur: cote 850 (6°16'30" - 24°36'40"), le relief est beaucoup moins accusé qu'autour de Morkia. Au lieu d'arêtes rocheuses, on observe des dômes allongés polyconvexes aux formes arrondies, sous un recouvrement assez mince d'altération sableuse. Ils peuvent présenter sur leur rebord, méridional essentiellement, des abrupts convexes de plus de 50 m; J.L.MESTRAUD évoque des "falaises gréseuses".

Ce massif se disjoint vers 6°22' en trois crêtes parallèles. L'ensemble est curviligne; partant au nord d'une direction méridienne en longeant le Chinko, il s'incurve vers le S.E. On observe des virgations (autour de la cote 810: 6°17'-24°26' ou 6°16'-24°37'), parfois des rebroussements (6°19' - 24°26'). A l'intérieur de ces dômes allongés, quelques torrents, utilisant des directions de fracturations transversales, arrivent à inciser leur lit en recoupant ces crêtes rocheuses; c'est le cas pour de petits affluents du Chinko (6°30'-24°19' et 6°27'-24°21').

Outre un lambeau gréseux signalé par J.L. MESTRAUD sur la Youba (6°06' - 24°28'), nous ajoutons à cet ensemble pour des raisons morphologiques, plusieurs buttes ou dômes, d'aspect typique de grès quartzites, apparaissant au-dessus des schistes épimétamorphiques peut-être la cote 882 (6°03'-24°43'), certainement la butte gréseuse curviligne de la cote 740 (6°03'-24°30'30") et surtout les dômes des cotes 848 (6°20'-24°47') et 805 (6°14'-24°23').

XIII.5 - 5 Crypto-karsts encadrant les grès de Morkia

En 1976(b), nous notions: "les grès semblent recoupés à l'est par un linéament N.S....; il correspond à un accident du socle, la faille de Zémio" qui fut retrouvée par mesures gravimétriques,. En photo-interprétation, on observe, le long du 25°20', un remarquable alignement de fractures approximativement N.S. qui s'étend entre la Ouara et le Mbomou. Des rivières les empruntent: un petit affluent S.N de la Ouara, puis l'Izo et surtout la Bakalé, rivière qui draine une plaine marécageuse parsemée de dépressions ovoïdes typiques d'un crypto-karst (de 150 km2). Dans cette plaine, la végétation ligneuse est très pauvre: savane périforestière à Pennisetum purpureum, parsemée de rôniers.

De même, on observe un chapelet de mares temporaires de ce type dans une vallée structurale reliant la Ouara au Mbomou suivant une direction de fracturation N 120°E. Cette vallée est empruntée par deux marigots coulant en sens inverse: le Loungué (5°24'-25°) et le Gbégoué (5°17'-25°15').

Sans qu'aucun indice au sol n'en soit connu, il faut signaler que des petites dépressions karstiques ont été repérées par photo-interprétation en divers points du bassin du Mbomou, sur 30 km2, dans la plaine de Mandja, plus précisément dans la vallée du Bambomou (5°27'-25°29'), du

Tableau 3

COMPARAISON DE DIVERS ECHANTILLONS DE ROCHES DU SUD-EST DE CENTRAFRIQUE

	Amphibolite du Mbomou		débris calcaires	grès quartzite	gabbro-dolérite	gneiss
	BanGAssou 1	DEMBia 1	ZEMio 4	ZEMio 1	OBO 3	OBO 10
	475 m 4°49'30" 22°45'	535 m 5°06' 24°29'20"	600 m 5°22' 25°22'	650 m 5°20' 25°52'	630 m 5°17' 26°10'10"	675 m 5°22'30" 26°59'
H_2O-	0,05	0,06	0,97	0,06	0,06	0,10
H_2O+	0,33	0,56	29,39	1,0	0,05	0,33
SiO_2	50,82	40,75	25,02	85,50	49,00	60,40
Al_2O_3	13,63	13,44	9,62	6,67	14,92	17,20
Fe_2O_3	14,20	16,86	1,28	2,28	15,30	6,63
MgO	6,23	5,27	1,28	0,526	6,74	2,65
CaO	10,35	8,71	30,35	0,053	10,11	5,54
Na_2O	2,24	2,85	< 0,1	0,070	2,33	3,02
K_2O	0,39	0,32	0,682	2,95	0,78	2,21
TiO_2	3,71	1,94	0,566	0,228	1,57	0,604
MnO	0,22	0,21	0,085	< 0,02	0,208	0,151
P_2O_5	0,124	0,322	0,050	0,079	0,169	0,310
TOTAL	99,404	99,292	100,093	99,416	101,187	99,145

Mbahay (5°28'-25°35'), du Mbomou (5°18'-25°38') et même du Mota (5°18'-25°46') qui serait ainsi le secteur karstique le plus oriental de Centrafrique. Ces dépressions à ~~crypto~~-dolines sont souvent parsemées de termitières géantes.

En amont du confluent Bita-Vovodo, ces deux rivières coulent dans une plaine marécageuse de même que leurs affluents Ango (6°26'-24°59') et Zibiri (6°33'-24°48'). Le modelé de type crypto-karst s'étend là sur 500 km2 (de 6°35'-24°20' à 6°24'-25°05'). Il est moins distinct dans la zone déprimée entre 600 et 575 m, en raison d'un alluvionnement récent. Par contre le secteur toujours exondé mériterait une prospection de terrain en dépit de ses difficultés d'accès. On décèle en photo-interprétation un modelé de dissolution avec de larges cuvettes subcirculaires, d'aspect blanchâtre (autour de 6°30'-24°50'). On semble même discerner deux avens (vers 650 m-6°34'-24°45' et vers 580 m -6°21'-24°42').

Bien que cela puisse paraître extraordinaire et anormal, étant donné le contexte géologique (cartographié en migmatite !), il nous faut signaler sur le 7ème parallèle, la petite plaine marécageuse de Poudou-Vovodo, où l'on observe une morphologie ~~pseudo~~ karstique (avec des ~~crypto~~-dolines à partir de 7°01'-24°50' jusqu'à 6°56'-24°46').

Outre la grande plaine de l'Ali, on observe également des petits bassins du type karstique sur la bordure occidentale du massif gréseux de Morkia (autour de 6°20'-24°54', 6°15'-24°53', jusqu'à 5°54'-25°03').

La preuve de l'existence de roches carbonatées nous fut apportée par la découverte en janvier 1977, de débris calcaires faisant effervescence à l'acide: échantillon ZEMio 4 de Kitéssa (dont l'analyse est donnée dans le tableau 3 ci-joint, cette région n'ayant pas fait l'objet d'une cartographie géologique régulière). Le même jour, était observée près de Zémio (550 m-5°01'-25°07'30") la tuyauterie d'un puits obstruée par des dépôts calcaires faisant vivement effervescence. On se trouve là à l'extrémité de la faille N 70°E du Mbomou suivie par cette rivière (depuis 4°54'-24°40' jusqu'à 5°02' - 25°20'), étroite dépression jalonnée de mares karstiques (dans le prolongement d'un appendice du Lindien zaïrois). Surprenante au premier abord car aucun géologue n'avait encore signalé de formations carbonatées dans cette région du Centrafrique, cette observation l'était moins après une étude bibliographique des régions voisines du Zaïre.

XIII.5 - 6 Observations au Zaïre.

Des formations carbonatées ont été signalées depuis longtemps par les auteurs belges en Uele. Dès 1928, L.de DORLODOT en perçoit dans le bassin de la Gwane (autour de 5°05'-25°28'), à l'est de Zémio ainsi que dans celui de la Niangara: rivière Gada (3°40'-27°30').

En 1954, B.SEKIRSKY fait allusion à de calcaires silicifiés dans les formations supposées de la Lindi (Lindien). Dans une note de synthèse, J.LEPERSONNE (1971) écrit: " L.de DORLODOT et F.F.MATHIEU (1930) signalent que J.HEUPGEN a observé dans la région de Gwane, une formation carbonatée identique à celle de Niangara". Il ajoute : "L'examen de photographies aériennes confirme l'existence d'une formation carbonatée, caractérisée par des reliefs karstiques. Ceux-ci se suivent vers le nord-ouest, jusqu'à la frontière Congo - République Centrafricaine au nord-est de Zémio; ils occupent une aire triangulaire dont la pointe se trouve à Gwane et la base à la frontière. Il s'agit vraisemblablement d'un synclinal s'ennoyant vers le nord-ouest". Cet auteur estime ces formations comme lindiennes d'âge compris entre 600 et 1 300 MA; elles sont affectées par une tectonique postérieure katangienne. J.LAVREAU (Comm. person., 1977) précise qu'en effet cette plage lindienne est complexe; il faudrait y voir non pas deux formations et deux tectoniques mais trois.

XIII.5 - 7 Interprétation des images-satellite.

Interprétant les linéaments et directions structurales sur les images Landsat, nous avions estimé (Y.B. 1976 b-78) que la série de Morkia n'était pas comprise entre deux failles rectilignes selon le schéma de MESTRAUD mais que sa forme s'incurvait en "S" vers le nord-ouest, en longeant l'Ango (6°25'-25°), puis la Bita (6°29'-24°50') mais aussi vers le sud-est, dans le prolongement du Lindien zaïrois.

Tout à fait indépendamment, J.LAVREAU (1977) parvenait à des conclusions similaires: "les types lithologiques extrêmes sont reconnaissables comme dans le cas de la bande de calcaire de Niangara, grâce à une différence de teinte, accentuée par l'absence de forêt-galerie, reflétant une différence de retentivité (cf. rétention) du sol en eau". La majorité des linéaments détectés dans la région du Bomu (ou Mbomou) appartiennent à trois groupes de directions N 340-10-55° E. Les directions subméridiennes sont concentrées au nord de Zémio. Une chronologie relative entre ces directions apparaît au nord et au sud-est de Zémio où les structures orientées N 348°E passent de manière continue à une direction N 10°E: ces directions peuvent être considérées comme datant du même épisode tectonique et déterminent une bande de quelques 40 km de large recoupant les structures orientées N 55°E (celle du complexe du Mbomou) et en particulier celle de la ligne Yakoma-Zémio. Les directions N.W à N.S sont typiquement associées à la continuation vers le nord de la bande lindienne de Niangara -Zémio tandis que la déformation N.E (ligne Yakoma-Zémio) correspond à une reprise tectonique avec développement de mylonites d'âge plus ancien que 620 M.A.

Dans leur synthèse sur la chaîne panafricaine, B.BESSOLES et R.TROMPETTE (1979) concluent que la série de Morkia et le Lindien de la région de Niangara-Gwane font partie d'un même ensemble large de 20 à 60 km et s'étirant en une bande de plus de 400 km de long. Ils notent toutefois

que si la masse principale du Lindien-Oubanguien qui repose sur le craton du Congo, a un caractère de dépôt en mer de plateforme continentale, il est normal que ses appendices centrafricains aient un caractère continental plus accusé: dépôt de bordure du bassin.

Conclusion

Ainsi la ceinture des formations du Précambrien supérieur qui encadre le Complexe du Mbomou ne constitue pas un ensemble homogène. Le découpage en séries fait apparaître des unités naturelles à morphologie complexe liée à la lithologie; les roches du type pélite constituent des aplanissements cuirassés, dominés par les roches résistantes à l'érosion du type grès-quartzite qui se présentent en dômes ou en arêtes. L'extension des formations carbonatées connues jusqu'à ce jour par de rares indices au sol, se révèle plus importante que prévu; elles correspondent à des bassins déprimés à morphologie karstique, rattachés récemment encore à des schistes ou micaschistes du Complexe de base. Faute d'affleurements, la géologie centrafricaine reste encore très imprécise. Il faudrait multiplier les forages, les analyses géochimiques.

Chapitre XIV: BORDURE ORIENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

J.L.MESTRAUD (1959) évoque "une vaste pénéplaine dont l'altitude s'élève doucement depuis la vallée du Mbomou jusqu'à la crête Congo-Nil". Mettant à part le plateau du Mbomou et les massifs du Précambrien supérieur décrits ci-dessus, cette bordure orientale de la surface centrafricaine, reposant sur le Complexe de base, est limitée à l'ouest par l'escarpement du plateau gréseux d'Ouadda, au nord par le massif du Dar Chala, à l'est par l'interfluve Congo-Nil; vers le sud-est, cet aplanissement se poursuit au-delà du Mbomou, vers le N.E du Zaïre.

Avant le domaine médio-soudanien des savanes du "Dar Fertit", sera décrit le domaine soudano-guinéen, encore parsemé de témoins de forêts denses semi-humides: régions d'Obo et de Yalinga.

XIV.1 Région d'Obo

L'extrémité sud-est de la République Centrafricaine, à l'est de la piste Zémio - Djéma, entre la Ouara (6ème parallèle) et le Mbomou n'a toujours pas donné lieu à un levé géologique systématique. Avec les plus extrêmes réserves, J.L.MESTRAUD (1964-82) l'avait cartographiée en "micaschistes dominants présumés, avec intercalations de gneiss et d'amphibolites le long de la Ouara". Dans la thèse de G.KORABLEFF (1940), on trouve quelques indications malheureusement très mal localisées.

Ayant poursuivi la photo interprétation systématique du pays et ayant traversé la région en 1973 et 1977 jusqu'à Ezo au point triple: RCA - SOUDAN - Zaïre, nous pouvons apporter quelques précisions. Sur cette portion de la surface centrafricaine, l'induration est généralisée. Elle est surtout intense le long d'une bande Djéma - Obo, jusqu'au-delà de Gbassigbiri (vers 5°15'- 27° E) ainsi qu'à l'E - N.E de Mboki (5°19' - 25°58'). L'induration est moins accusée le long du Mbomou, de l'interfluve Congo - Nil ainsi qu'au N.E. de Zémio. L'orientation principale relevée sur les cuirasses est de type N 50° E (5°26' - 26°09') à N 70° E (5°40' - 26°25'). On la retrouve sur les linéaments Landsat où la direction N 60° E du Mbokou semble un prolongement de la direction Yakoma - Zémio signalée par J.LAVREAU (1977).

Sur dix prélèvements de cuirasse effectués dans ce secteur, en dehors d'un témoin du moyen - glacis (cuirasse manganésifère à 21% Mn - en bordure de la Ouara), neuf se rattachent aux types: "mixte" (l'une avec un tiers de gibbsite et boehmite), "intermédiaire" ou "très haut-glacis". Dans cette région d'Afrique, la plus éloignée de la mer (plus de 1 700 km), le socle est stable et le cuirassement ancien.

L'abondance d'orientations, relevées sur les cuirasses, montre que le socle correspond essentiellement à des roches métamorphiques orientées. Une belle structure circulaire d'ordre kilométrique a été relevée à l'ouest de la Ouagou (en 5°40'30" - 25°47'30"). La roche prédominante sous ces plateaux cuirassés, au moins au N.W. et à l'E. d'Obo, semble être un micaschiste à muscovite abondante. Ce point a été vérifié en traversant la Kéré, ainsi qu'au pied de buttes cuirassées (5°54' - 26°01'40", 5°18' - 26°08', 5°14'30" - 26°49'). On peut également rencontrer du gneiss: OBO 10 (cf. tableau 3); cela n'a rien d'étonnant: le prolongement zaïrois de ces formations est connu sous les noms de "Complexe gneissique de la Garamba" ou "Complexe gneissique ouest - Nilien" (d'âge supérieur à 2 894 M.A.- J.LEPERSONNE, 1974 - J.LAVREAU, 1975 - P.M.THIBAUT, 1984).

On peut également signaler la présence d'intercalations de roches basiques (cf. prélèvement OBO 4: tableau 3). Des inselbergs ont permis de repérer des intrusions granitiques, autour du confluent Maérou - Mbokou (5°40' - 26°51'), sur la Méré (ancien Mbima, 5°50' - 26°46') et probablement sur la Kéré (5°57' - 26°31'30").

De même, les intercalations quartzitiques au sein des micaschistes constituent des crêtes aux remarquables virgations en épingles à cheveux du Mont Dangoura (861 m - 6°13' - 26°30'). Ces crêtes se prolongent au sud du 6ème parallèle, le long de l'interfluve Congo-Nil (autour de 5°55' - 26°50', 5°28' - 27°15'), mais également vers l'intérieur du plateau (autour de 5°58' - 26°35', 5°49' - 26°33', 5°31' - 27°07').

Les cartes morphopédologique et morphostructurale de Zémio révèlent des crêtes appalachiennes de grès-quartzite qui prennent une assez grande importance à l'est de 25°30'. La piste Zémio-Obo recoupe l'une d'elles (ZEMio 1 - grès-quartzite blanchâtre à lits de muscovite; l'analyse du tableau 3 indique 3% K2O à côté de 85% SiO2). Ces affleurements se présentent en crêtes parallèles (cf. 5°40' - 25°30'), le plus souvent allongées suivant une direction N 60° E (5°47' - 25°38'), allant de N 40°E (5°29' - 25°57') à N 80° E (5°45' - 25°50'). En fait, on observe aussi des virgations (5°41' - 25°38'), des directions conjuguées entrecroisées (5°24' - 25°52') ou des orientations vers le sud-est (5°24' - 25°52'), similaires à celles du Lindien zaïrois. On est conduit à penser que ces formations correspondent à une extension insoupçonnée des grès-quartzites de Morkia. Cela n'aurait rien d'impossible si l'on se rappelle que l'esquisse cartographique de G.KORABLEFF (1940) indique à côté de diverses intrusions granitiques ou basiques, des bandes de "séries faiblement métamorphisées" (au niveau 5°30' vers 25°15' à 35' et 26° E). Dans le texte, cet auteur fait allusion aux schistes chloriteux et sériciteux de la bassse Kéré. A propos des "quartzites moyens" qui se trouvent au sein des schistes épimétamorphiques, il ajoute: "nous avons rencontré de ces quartzites micacés à l'est d'Obo, vers la frontière du Soudan anglo-égyptien, où l'on voit leur passage progressif

aux micaschistes. Ils sont généralement blancs ou jaunâtres, feuilletés et à structure assez fine. Leur teneur en mica est variable". Ainsi l'étude photo-morphologique permet de retrouver des affleurements observés au sol, il y a plus de 50ans, mais oubliés depuis faute d'une localisation précise.

P.QUANTIN (1961) a réalisé l'étude pédologique régionale: il distingue quelques sols rouge foncé argileux, issus de roches basiques, des sols ocre rouge à rouges argilo-sableux, issus de roches cristallines acides. Les sols jaunes de bas de pente sont peu répandus.

Le drainage est convenable; toutefois, les principaux cours d'eau, Mbomou et ses affluents Mbokou, Kéré, Ouara, ont un cours compliqué par de faux méandres de surimposition, guidés par des directions de fracturation; ces rivières divaguent quelque peu dans leur "lit" alluvial. En dépit de leur tracé contourné et de leur faible tirant d'eau, la mission MARCHAND réussit en 1897 à remonter le Mbomou puis le Mbokou jusqu'au confluent avec le Méré (5°40' - 26°48'30"), avant de faire passer la vapeur Faidherbe sur un chemin de rondins de 160 km de long jusqu'au Soueh et de là sur le Bahr-el-Ghazal! (cf.M.MICHEL, 1972)

L'étude de la végétation de cette région (Y.B. 1980-86) avait montré le passage progressif de l'W -SW à l'E - NE, des forêts vallicoles à Khaya grandifoliola aux savanes et résidus forestiers semi-humides à Anogeissus - Albizia puis aux savanes soudano-guinéennes à Lonchocarpus laxiflorus et Burkea africana sur la ligne de crête, évolution parallèle à la décroissance de la pluviométrie: de Zémio (1557 mm), Obo (1 423 mm), vers la Ouagou (1 407 mm, 5°37' - 25°58') et Tambura (environ 1 350 mm).

Ainsi substrat, climat et végétation concourent à donner un peu de diversité à ce plateau d'Obo si homogène en première approximation.

XIV.2 Bassin de Yalinga ou du Mbari supérieur.

Le bassin de Yalinga est limité au N.W. par le plateau gréseux d'Ouadda, au S-S.W. par les plateaux cuirassés du Zako et de Ngbongbo, au S.E.par le massif gréseux de la Kocho, décrits précédemment, au N.E.par les reliefs de Dobane sur schistes épimétamorphiques et au nord par l'interfluve séparant les bassins du Mbari de ceux de Ndji et du Botou.

Cette région offre un bon exemple d'érosion différentielle en fonction de la lithologie sur Complexe de base du Précambrien. On a vu que le plateau gréseux d'Ouadda se terminait en biseau, juste à l'ouest de Yalinga, par une limite d'érosion laissant subsister quelques placages gréseux sur l'interfluve Ndji-Mbari. Cet interfluve

tabulaire, compris entre 750 et 800 m, se termine par une corniche cuirassée au-dessus du bassin d'érosion différentielle du Mbari qui entaille le socle sur une centaine de mètres de profondeur.

Les premiers travaux géologiques de la région sont dus à E.POLINARD (1935). Il notait "l'examen des vallées a démontré que toutes, à différents degrés, ont subi des oscillations qui ont abaissé le lit des rivières. Ces oscillations se marquent par la grande extension des vallées emboîtées et la présence de nombreuses terrasses, constituées par un gravier bien roulé et bien calibré, cimenté par de la limonite (latérite d'alluvions). Certaines dépressions allongées à fond plat sont dépourvues de ruisseaux et d'eau stagnante: ce sont des vallées anciennes complètement asséchées". La carte de reconnaissance géologique a été dressée par J.P. WOLFF (1963). A l'ouest du Kobou (6°30'-22°18') et du Mbari, prédominent des quartzites à degré de métamorphisme assez élevé, caractérisés par l'abondance de la séricite ou de la muscovite, en petits lits continus. Résistants à l'érosion, ils donnent des crêtes allongées comme celles que l'on traverse (6°25'30"-23°04'30", 6°29'-23°10'30") avant de parvenir à Yalinga. Au nord de cette sous-préfecture, (de 6°33'-23°10' à 6°47'-23°90'), ils constituent une succession d'étroites crêtes rocheuses N 20-25°E se relayant, parallèlement à l'entaille, sur l'escarpement, à partir de la corniche cuirassée.

Quelques perturbations de forme amygdalaire dans la direction de ces couches quartzitiques sont apportées par des intrusions granitiques. On observe ainsi deux petits massifs de granites alcalins tardifs, affleurant en dos de baleine au N.W de Yalinga. Ce granite leucocrate à grain grossier peut prendre un aspect pegmatitique (cf pegmatite graphique: YAL 12: 644 m - 6°37'-23°14'). Un troisième petit massif, non signalé par J.P.WOLFF, s'allonge (de 6°15'30"-23°07' à 6°19'30"-23°09') au sud de Banguina. Dans le bassin de la Ouaka, petit affluent du Mbari, les orientations du cuirassement ainsi que celles des roches dégagées par l'érosion hydrique révèlent une remarquable structure annulaire (Fig.53).

Sans être aussi remarquables, les structures curvilignes, à large rayon de courbure, sont une des caractéristiques principales de ce bassin. L'une d'entre elles (centrée vers 6°35'-23°31') a 30 km de diamètre. Son rayon central, constitué de gneiss à deux micas, correspond au coeur d'un anticlinorium de part et d'autre duquel on retrouve des formations homologues et de métamorphisme moindre: à migmatites et micaschistes. L'une de ces structures d'un diamètre de 25 km, centrée non loin du confluent Kobou-Mbari (vers 6°10'-22°21') ne figure que très partiellement sur la carte géologique de J.P. WOLFF (1963).

Les micaschistes à deux micas prédominent entre 23°10' et 23°50'; des sols rouges bien drainés leur correspondent, sauf dans la vallée supérieure du Mbari, voisine de 600 m

Figure 58 Structure circulaire au sud de Yalinga

Granitisation ou intrusion avortée au sein des quartzites encaissants

les orientations du cuirassement correspondent à celles des bancs quartzitiques

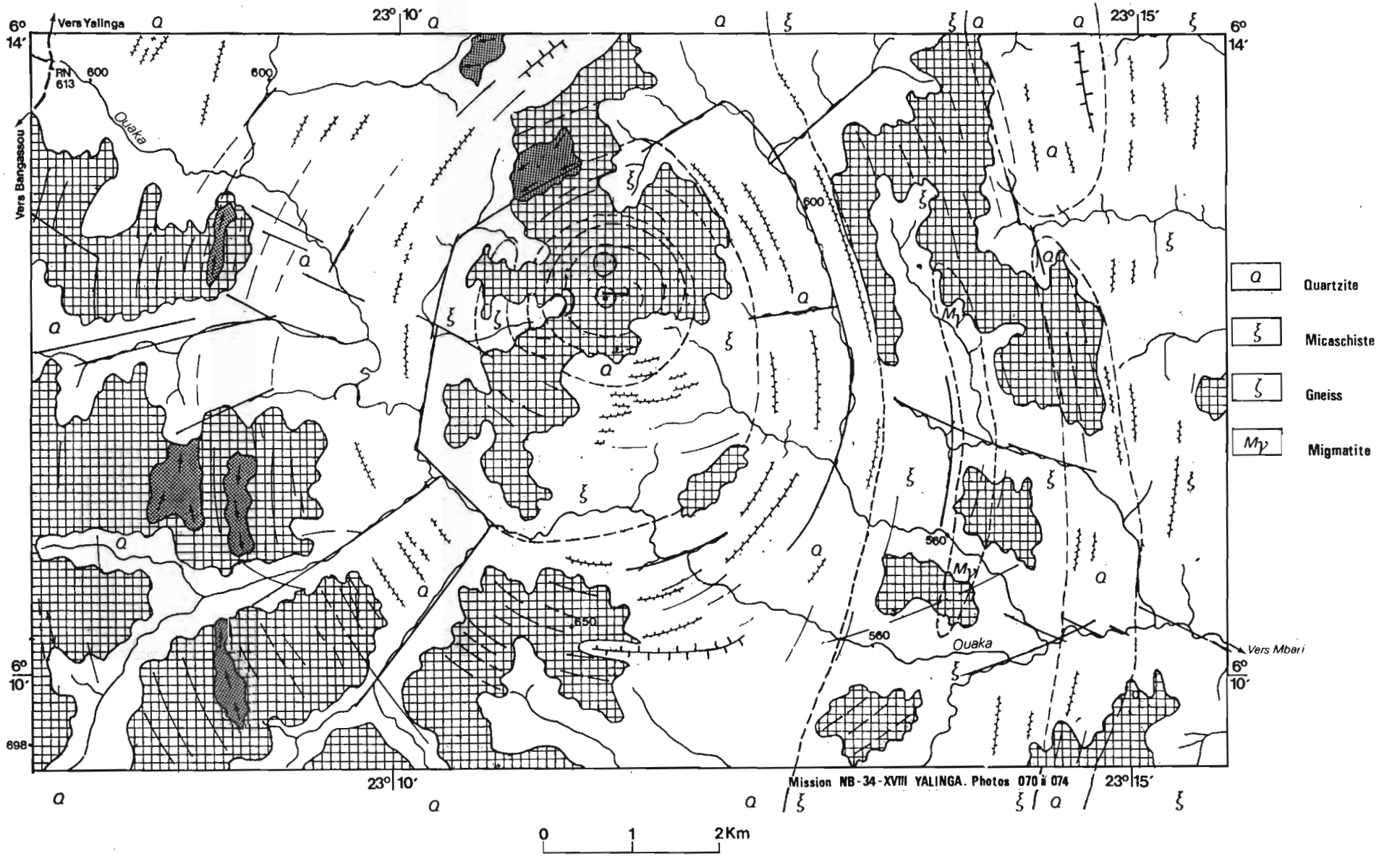


Figure 5 : Structure circulaire au sud de Yalinga.

Dans le bassin du Mbari, constitué essentiellement de quartzites et de micaschistes, on observe une remarquable structure circulaire à 35 km, au sud de Yalinga. Les interfluves cuirassés surmontant la vallée de la Ouaka (petit affluent du Mbari, à ne pas confondre avec la rivière de Bambari) révèlent des orientations structurales et des lakéré en lanières, d'aspect curviligne. Des barres quartzitiques les prolongent dans la vallée. Des directions de fracturations parallèles ou perpendiculaires sont empruntées par les petits marigots leur correspondent. Ces structures concentriques, annulaires, encadrent un petit plateau cuirassé central.

Selon J.P.WOLF (1963), ce noyau central correspond au coeur d'un anticlinorium, de part et d'autre duquel on retrouve des formations homologues et de métamorphisme plus faible. Selon A.JAUNATRE (1970) du C.E.A., cette structure aurait été provoquée par une granitisation avortée qui relève du phénomène de "Cauldron subsidence".

Sur place, on n'observe que des quartzites alternant avec des schistes, localement du gneiss, non loin à l'est des migmatites. Près de la route, au nord de Yalinga, on peut voir un curieux affleurement de granite alcalin tardif (pegmatoïde à microcline perthitique).

qui apparaît comme une plaine alluviale herbacée mal drainée, signe d'un profil d'équilibre atteint en ce fond de dépression. Ce bassin est entrecoupé par des reliefs résiduels quartzitiques dépassant 800 m. Des sols jeunes d'érosion (sols ferrallitiques pénévolués sur altérites) s'observent sur le pourtour de l'entaille du bassin ainsi qu'au piémont des reliefs résiduels. Là encore, le réseau hydrographique est conditionné par la structure. J.P. WOLFF attribue, au début du Cénozoïque, à des contrecoups de l'effondrement tchadien, de nombreuses failles oscillant autour d'une direction principale E.-W. affectant indifféremment toutes les formations du socle.

La population de cette sous-préfecture n'atteint pas 5 000 habitants. Les razzias du siècle dernier ont été remplacées par l'exode rural. Les forêts denses semi-humides à Anogeissus - Albizia ont recouvert l'ancienne piste Yalinga-Bangassou (empruntée en 1925 par la "Croisière Noire"). Avec une pluviométrie de 1 568 mm à Yalinga, cette région constitue une importante réserve foncière, dans le même milieu soudano-guinéen de transition que la région d'Obo.

XIV.3 Plateau de la Kotto supérieure ou du "Dar Fertit" stricto sensu

Les plateaux du "Dar Fertit" correspondent à l'extension vers le nord, jusqu'au massif du Dar Chala, de la surface centrafricaine, limitée à l'ouest par le plateau gréseux d'Ouadda et à l'est par l'interfluve Congo-Nil. R.DELAFOSSE (1960 b) estime que le phénomène qui a entraîné l'effondrement de la cuvette tchadienne a également eu pour conséquence un relèvement et un basculement vers le bassin oubanguien de ces plateaux méridionaux dont l'altitude s'élève effectivement, depuis 600-700 m, vers le N.E et surtout le nord où elle dépasse 1 000 m aux sources de la Kotto.

Ce relèvement, rétablissant l'équilibre isostatique, a entraîné un rajeunissement de la surface centrafricaine qui apparaît figée par le cuirassement dans des secteurs déprimés, situés sur le piémont de crêtes appalachiennes, dégagées par l'érosion différentielle, qui le dominent de deux cents mètres parfois.

XIV.3 - 1 Bassin supérieur de la Kotto

Le bassin supérieur de la Kotto, situé à une altitude moyenne supérieure à 900 m, correspond ainsi à un aplanissement induré, médiocrement drainé, sur granite. Il ne se prolonge guère au-delà de la cote 810 (8°50' - 23°20') où la Kotto franchit par un tracé en baïonnette surimposé le verrou constitué par une longue arête quartzitique N 50°E, prolongeant celle de la figure 18, via les cotes 1 019, 1 038 et 1 170, jusqu'au Soudan. A quelques kilomètres à l'E-S.E de là, on relève la virgation à 180 ° (autour de la

cote 1 005: 8°45'20"-23°19'41"), après une brisure en S avec déplacement dû à une faille N 80° E (8°47'-23°20'), d'une autre crête quartzitique. A deux cents mètres au-dessous, des glacis indurés, sur migmatite cette fois, encadrent ces lignes de crêtes. Il serait fastidieux de multiplier ce type d'exemple.

Les formations géologiques de cette portion du bouclier centrafricain sont variées quant à leur composition chimique, la facilité et l'intensité de leur induration ainsi que leur résistance à l'érosion. R.DELAFOSSE (1960b) distingue:

- un groupe inférieur dit du "Dar Challa" constitué d'ectinites: quartzites (francs à muscovite ou à oxydes de fer), gneiss divers, amphibolites ainsi que de migmatites : embréchites, anatexites, amphibolites migmatitiques, de roches éruptives associées: granites hétérogènes.
- un groupe supérieur épimétamorphique dit du "Bahr-Kwadjia" (du nom écrit ailleurs Kawadja ou Kaouadja, d'un affluent se jetant dans la Kotto en 7°58'-23°32'), constitué de quartzites, leptynites, schistes amphiboliques.

Ces formations, d'origine sédimentaire, se distinguent des précédentes par une topographie particulière: les courbes de reliefs sont plus douces: leptynites et schistes amphiboliques forment des plateaux à ondulations larges. Les collines de quartzites présentent des formes d'érosion moins anguleuses que celles des quartzites d'aspect vitreux du groupe inférieur. Selon R.DELAFOSSE, ces différences sont liées non seulement à la nature lithologique des formations mais aussi à une tectonique plus large; les pendages y sont en effet moins accentués en moyenne que dans le groupe inférieur.

Sur les photographies aériennes, on observe que toutes ces formations, de même que la plupart des accidents de relief, sont orientées vers le N.-N.E, en direction du Soudan. La grande majorité de ces reliefs résiduels correspondent à des affleurements de quartzites souvent vitreux, ailleurs ferrugineux, notamment dans le bassin de la Boungou (entre 8°19' et 39' et de 23°44' à 23°52'). Ces lignes de crêtes quartzitiques se présentent soit en dômes convexes (cf Fig.31: 8°04'-23°23'), soit comme de fines crêtes parallèles donnant un aspect d'ensemble strié longitudinalement (cf.au SE du mont Méla, autour du 8°18'-23°21'). Plus rarement, les reliefs rocheux sont orientés vers l'E.-S.E, transversalement à l'orientation générale. C'est le cas de barres de pegmatite au milieu des granites (autour de 8°23'-23°27', 8°28'-23°26'). Il en est de même de certains affleurements d'amphibolites migmatitiques (8°31'-23°25' / 8°23'-23°29').

Le cuirassement est singulièrement développé. En fonction de la lithologie, il est assez accusé sur les gneiss; on y observe des lakéré en lanières orientées suivant la direction de schistosité N 15°E (8°35'-23°47'). Postérieurement à cet aplanissement de la surface centrafricaine, fossilisé par un cuirassement type haut-glacis, il semblerait qu'il y ait eu une reprise

d'érosion, consécutive probablement à un relèvement (cf. équilibre isostatique). Ainsi le bassin supérieur de la Guita (ou Gita), affluent prenant sa source (8°43'-23°31') sur l'interfluve Congo-Nil, coulant vers le S-S.W, parallèlement à une ligne de crête appalachienne quartzitique avant de rejoindre la Kotto (en 8°18'30"-23°27'), correspond à un plateau induré sur granite puis migmatite, très légèrement concave comme une gouttière entre 900 et 800 m; ce modelé sénile, avec "flats" alluviaux, contraste avec celui des deux rivières adjacentes, le Ndjii (8°24'-23°40') à l'est qui coule sur gneiss et micaschistes entre 800 et 750 m, et le Kaouadji (8°40'-23°25') à l'ouest qui coule sur granite également entre 800 et 750 m. Une corniche cuirassée encadrant le bassin de la Guita surplombe ces deux entailles.

La structure géologique joue un rôle important dans la morphologie de ce secteur. Autrefois le bassin cuirassé de la Guita s'appuyait à l'ouest sur la crête appalachienne quartzitique (cote 1 004 - 8°36'-23°25') qui lui est parallèle. Elle en est désormais séparée par l'érosion régressive des affluents de la rive gauche du Kaouadji qui, utilisant des directions des fracturations transversales N 110 E, ont découpé en tronçons cette ligne de crête. De la même façon, la Boungou (8°30'-23°51') coule depuis l'interfluve vers le S.-S.W; des directions de fracturations, similaires aux précédentes, l'obligent à plusieurs changements de direction successifs à angle droit (coudes en baïonnettes, notamment à l'ouest du Djébel Guiamba, vers 8°26'-23°51').

Le cours de la Kotto est également significatif: circulant d'abord sur un aplanissement presque parfait, elle descend, au sud de 8°50' vers le S.E, en franchissant transversalement une succession de barres quartzitiques orientées N-NE; pour ce faire, elle utilise toutes les discontinuités structurales ce qui explique ses coudes successifs en baïonnettes (cf faille N 15°E: 8°12'-23°31'39"). Il en est de même pour le Bahr Kaouadja (ou Kawadja: faille N 50°E - 8°06'-23°39').

La végétation des savanes boisées médio-soudaniennes à Isoberlinia-Monotes-Uapaca, entrecoupée à l'est de Bambousaies, est bien conservée dans ce secteur, déserté depuis un siècle. Outre les feux, la seule érosion anthropique est celle des diamineurs de la vallée de la Kotto...; avec une pluviométrie voisine de 280 mm en Juillet-Août et une moyenne annuelle encore de 1 318 mm à Ouandjia-mines, l'érosion reste vive sur ce plateau rajeuni.

II

XIV.3 - 2 Surface Centrafricaine au sud du Mont Abourassein (1113 m - 8°38-24°13')

A l'extrémité S.E de la feuille IGN: Haute-Kotto (NC 34 VI), on observe une formation d'embréchites largement développée sur la feuille voisine Mt Abourassein (NC 35 I). Une butte de cuirasse ancienne (1 010 m: 8°04'30"-23°59'30") domine ce secteur dont la structure paraît complexe si l'on

en juge par la virgation des couches autour des directions de fracturations N 05°E (8°01'-23°59') ou N 155°E (8°09'-23°57').

Au SXW du Mont Abourassein, la surface d'aplanissement centrafricaine est voisine de 850 - 900 m avec des directions structurales prédominantes N-N.E. Le bassin supérieur de la Boulou (autour de 8°07'-24°09') apparaît suspendu entre 800 et 850 m. Il est protégé de l'érosion par les plateaux indurés qui l'encadrent. Sur leur rebord oriental (vers 24°11', entre 7°58' et 8°15') une corniche cuirassée surplombe d'une centaine de mètres l'entaille des affluents du Chinko, dégageant des dômes rocheux d'embréchites (8°14'30"-24°12' et 8°06'-24°14') au milieu des sols jeunes d'érosion.

Contrairement à ce qui est transcrit par erreur sur la carte IGN, la rivière indiquée Chinko (8°04'-24°17') n'est qu'un affluent du véritable Chinko dont le cours supérieur est dénommé Papa (cf Y.B.1987a, Not.106). Le capitaine JACQUIER qui l'a suivi en 1911, en a déterminé la source vers 910 m, au pied du mont Yingamba (8°17'-24°15'): une caverne refuge s'ouvre sur le flanc sud du mont; profonde de plus de 50 m, elle se termine par un petit lac souterrain.

En raison de l'entaille du Papa ou Chinko, les seuls témoins de l'aplanissement 900 m sont constitués par les plateaux cuirassés jalonnant la surface centrafricaine; on peut y adjoindre le bassin supérieur de la Douyou (autour de 8°06'-24°42') qui présente par rapport à l'entaille du Chinko une disposition symétrique de celle du bassin supérieur suspendu du Boulou, signalé ci-dessus.

Au-dessous de lambeaux cuirassés, l'entaille, entre Douyou et Chinko, a dégagé de multiples dômes rocheux de migmatites, encadrés par une direction structurale principale N 110°E, et sa direction conjuguée N 55°E, empruntées, sur plusieurs tronçons suivis de décrochements, par le Chinko. Ces dômes orientés sont constitués de migmatites soit nébulitiques: anatexites tel l'Angtébé (895 m: 8°02'20"-23°45'), soit embréchites tel le Mont Ngouo (991 m: 7°55'40"-24°39'), important relief résiduel, surplombant de plus de deux cents mètres le piémont cuirassé. A l'est de 24°42', le bassin de la Douyou repose sur granite, reconnaissable par ses dômes en pains de sucre: inselbergs de l'Am Borogo (987 m: 8°10'-24°45') ou du mont Kouroumona (7°57'-24°58'). Les directions principales de fracturation sont alors N 60° E et N 110°E. Quelques lambeaux indurés subsistent sur l'interfluve.

XIV.4 Bassin Voulou-Kotto

Ce bassin correspond à l'aval du bassin supérieur de la Kotto avant que cette rivière ne pénètre à la cote 611 à l'intérieur du plateau gréseux d'Ouadda. L'interfluve secondaire - la surface centrafricaine se situe alors entre

700 et 800 m - qui sépare au sud et à l'est, ce bassin de celui du Chinko et de ses affluents: Mbotou (ou Botou: 6°57'-24°), Lato (ou Loto: 7°20'-23°56') et Boulou (ou Kaouadja: 7°05'-23°55') est constitué d'une succession de plateaux indurés, entrecoupés et surmontés de crêtes appalachiennes résiduelles, les unes quartzitiques (cote 855: 7°29'30"-23°30', ou 829: 7°31'-23°33'40"), les autres migmatitiques (cote 848: 7°46'-23°52'20" - 962: 7°55'30"-23°59').

Une des principales caractéristiques de ce secteur cuirassé provient de l'importance de l'érosion. En dehors des feux de brousse, celle-ci n'est plus anthropique au moins de nos jours, cette région étant désertée depuis un siècle. La vallée de la Kotto est entaillée entre 650 et 611 m; sa rive droite est dominée de 200 à 250 m par l'escarpement du plateau gréseux qui lui est parallèle de même que les barres quartzitiques N 40°E (7°58'-23°28') dégagées par l'entaille. L'érosion peut aller jusqu'à des sortes de "bad-lands" inhabituels sur la surface centrafricaine. Les affleurements rocheux sont par suite relativement fréquents. J.P.WOLFF (1963), profitant des excellentes conditions d'observation de la rivière, a décrit sous l'appellation "formations métamorphiques de la Voulou" (ou Woulou: 7°47'-23°30'), un ensemble de roches (gneiss à biotite et grenat, gneiss à pyroxène, leptynites, norites) constituant en fait un complexe charnockitique analogue à celui décrit dans la partie occidentale du bouclier centrafricain entre Yaloké et Bouca. Les sols ferrallitiques ocre à rouges sont souvent remaniés et rajeunis par l'érosion, laissant subsister de nombreux plateaux ou buttes témoins cuirassées. Certains sont orientés suivant des orientations similaires aux formations géologiques sous-jacentes de N 40° E (7°54'-23°23') à N 10° E (7°48'-23°44').

V.5 Le bassin Ndji-Mbotou

Au sud de l'interfluve cuirassé 7°30' à 40' N, le Ndji (ou Dji), appelé Kpéo en amont, est également un affluent de la Kotto. D'une manière similaire à cette rivière, il coule vers le S.W., utilisant localement une direction de fracturation N 50° E (7°04'-23°15'), en longeant à quelques kilomètres, l'escarpement du plateau gréseux qui le surplombe d'une centaine de mètres seulement. Comme pour la Kotto, son réseau hydrographique, à maille beaucoup plus fine et adapté à la structure, s'incise à l'intérieur du plateau gréseux en profitant des discontinuités structurales.

Ce bassin est essentiellement creusé dans les migmatites mais, au long de l'escarpement gréseux, on retrouve jusqu'au village Ndji (629 m: 6°52'-23°03') le prolongement des formations charnockitiques de la Voulou, en grande partie recouvertes par le plateau gréseux. Végétation et sols de ce secteur sont similaires à ceux du bassin

voisin du Mbotou (ou Botou) qui s'étend sur le quart S.E. de la feuille Bangana. Faute de village permanent, les appellations de la feuille NB 34 XX furent successivement Mpoutou, Mont Tondou (mal localisé, probablement cote 904: 7°54'-23°49') et désormais Bangana, du nom d'un campement de diamineurs (7°31'-23°15').

L'élément morphologique essentiel de la région est constitué par des crêtes appalachiennes de quartzites qui se présentent en fonds de synclinaux pincés ou en bancs isolés au sein de formations variées: migmatites, micaschistes, très rarement gneiss. Résistant à l'érosion différentielle, ces crêtes de quartzites, notamment vitreux et ferrugineux, dominent de près de deux cents mètres (cf cote 855: 7°25'-23°27'20", 844: 7°11'-23°34'30"), les glacis cuirassés de piémont et les vallées étagées entre 700 m et 620 m.

Leur orientation générale est méridienne; c'est également la direction de schistosité, observée sur les glacis cuirassés, sur micaschistes notamment. Le réseau hydrographique est adapté à cette morphologie avec un cours conforme à cette direction générale entre deux arêtes rocheuses; c'est celle du Mbotou supérieur et de ses affluents: Boulou, Lato (ou Loto, en amont de 7°15'-23°56'). Ailleurs le cours est transversal ou surimposé; c'est le cas du Gangou (7°03'-23°33') ou du Mbotou après le confluent avec cet affluent, suivant une direction transversale N 70° E à l'arête quartzitique N-S (cote 619-7°02'-23°44'). Ces directions de fracturations transversales peuvent être accompagnées de sources chaudes (telle celle située à 7°03'-23°28', non signalée à ce jour sur les cartes).

En dehors des glacis cuirassés encadrant le piémont de ces crêtes quartzitiques, le rajeunissement du modelé et des sols est notable. C'est particulièrement le cas dans le bassin du Lato (le long du 24ème méridien au sud de 7°20'), secteur sur sericitoschistes, chloritoschistes et quartzites sériciteux, situé sur le prolongement des grès-quartzites de la Kocho et de morphologie assez similaire. Venant des savanes soudano-guinéennes du S.W., on observe sur ces crêtes rocheuses les premiers témoins de savanes médio-soudaniennes à Isoberlinia-Monotes-Uapaca.

Ce secteur érodé se prolonge, sur micaschistes cette fois, de l'extrémité S.W de la feuille Haut Chinko (NB 35-XIX), autrefois appelée Ancien Zémongo du nom d'un village (7°07'-24°58') qui subsistait encore dans les années vingt. A noter dans la vallée érodée du Lato (vers 7°03'-24°03'), la présence de "salines" et de bosquets épineux, fréquentés par des girafes, peuplement le plus méridional observé en Centrafrique; plus à l'ouest, on ne les rencontre qu'au nord de 8°30' et de l'escarpement des Bongo.

XIV.6 Bassins Chinko supérieur - Douyou - Boulou

En dépit du passage des missions JACQUIER (1911), GROSSARD (1925) et surtout de la reconnaissance géologique de J.GERARD et J.L.MESTRAUD (1958), ce secteur reste mal connu en raison de ses difficultés d'accès et de l'absence d'habitants de nos jours. Il est limité au nord, non loin du 8ème parallèle, par l'entaille du Chinko-Papa, au milieu des reliefs résiduels migmatitiques et granitiques décrits ci-dessus (XIV 3.2), à l'ouest par le bassin du Lato et les reliefs résiduels gneissiques des Monts Ayebouahimi (voisins de 820 m: 7°12'30"-24°02'30" - on relève les virgations en forme de W et la dissymétrie de cette crête appalachienne, escarpée au sud sur le bassin du Lato) et du mont Rodolphe (730 m: 7°-24°22'30"). La plaine marécageuse du Poudou-Vovodo (7°-24°51') correspond à la limite méridionale de ce secteur.

Dans ce bassin du Haut Chinko, l'altitude moyenne est voisine de 700 m avec des interfluves de 750 m en moyenne et des vallées creusées entre 680 et 630 m. Le substrat est essentiellement constitué de migmatites oeillées ou rubanées (embréchites). Toutefois des séquences d'amphibolites et d'amphibolo-pyroxénites sont fréquentes à l'intérieur de ces formations. L'une d'elle, dépasse 1 000 km2 entre la Boulou (ou Kaouadja = Kawadja: 7°07'-24°17', affluent du Chinko à ne pas confondre avec le Kawadja, affluent de la Kotto: 7°59'-23°32' !) et le Lato, au N.W de la feuille Haut-Chinko.

Le drainage est en général bien assuré, sauf sur certaines portions du cours du Chinko (entre 7°55' et 7°35'). Ces quelques endroits où la rivière paresse sont suivis de reprises d'érosion, suivant des directions de fracturations transversales N 100° E. L'aplanissement presque parfait, ne laisse que quelques crêtes résiduelles (cote 769: 7°44'-24°43', cote 783: 7°34'-24°46'). La raison principale résulte de la généralisation de l'induration ferrugineuse. L'interfluve, séparant les vallées du Boulou et du Lato, est ainsi surmonté par un large plateau cuirassé suspendu. Médiocrement drainé au centre par un affluent du Boulou (sources vers 790 m: 7°39'-24°07'30" cf photo 315), ce plateau est très légèrement relevé en gouttière sur le bord où il se termine par une corniche cuirassée au-dessus des vallées adjacentes. Comme celui de la Guita décrit ci-dessus (XIV.3 - 1), il correspond à un retard dans la reprise d'érosion. Ce plateau est parsemé de buttes résiduelles de cuirasses anciennes (cf cote 819 ou 7°38'-24°11').

Sur roches métamorphiques, le cuirassement (paraît) orienté, souligné par des lakéré en lanières. On le voit transversalement au Poudou (7°05' - 24°50') et surtout de part et d'autre du Chinko (entre 7°28' et 7°11') où ces orientations révèlent une structure curviligne d'un diamètre de 20-25 km (centrée vers 7°19' - 24°36'), ainsi qu'une

virgation (7°11'-24°28'). L'intensité du cuirassement dans ce secteur fait penser que les intercalations de roches basiques sont plus importantes que les amphibolites figurant sur la carte géologique de J.L.MESTRAUD (1964) . Juste au sud (autour de 7°07'-24°40'), le plateau cuirassé "MARTIN" (du nom de l'officier adjoint de la mission JACQUIER (1911) qui égaré, erra une quinzaine de jours dans ce secteur) est fortement disséqué, l'érosion est vive, les sols pénévolués à proximité du Chinko entrecoupé de nombreux rapides (en aval de 7°03').

A l'est du 25ème méridien, la feuille Mont Kwoungo (NB 35 XX ou Kwoungou ou Kougo), traversée en diagonale par l'interfluve Congo-Nil, constitue un simple prolongement du bassin précédent, en dehors des extrémités N.W., avec des inselbergs granitiques (cf 7°55'-25°02'), prolongeant le bassin de la Haute Douyou et S.W: reliefs résiduels escarpés sur micaschistes et quartzites indifférenciés avec intercalations de poudingues quartzeux des monts Méringué (730 m: 7°01'-25°03') ou Angbando (850 m: 7°04'40"-24°58'), crête avec double virgation.

Sur un soubassement de migmatites, entrecoupé d'amphibolites, émergent quelques reliefs résiduels, tels le mont Kwoungo (cote 821: 7°10'-25°24'), crête subméridienne de quartzites vitreux résistant à l'érosion. En dépit d'une altitude moyenne de 750 m, supérieure à celle du Haut-Chinko, on relève un mauvais drainage général des bassins amont des rivières Keupi - pour cette rivière de plus de 150 km de long, non dénommée sur les cartes IGN, nous avons repris (Y.B.1987a, Not.106) l'appellation transcrite par JACQUIER (1911) -, Vovodo et Bita. Ce mauvais drainage, ~~est un signe de sénilité d'un aplanissement, confirmé par~~ l'induration généralisée des interfluves, confirment l'aplanissement ancien.

XIV.7 Région cuirassée de Mbotou-Chinko

Sur les images-satellite, une unité morphologique ressort dans le prolongement N-NW des grès de Morkia, entre les rivières Mbotou et Chinko (de 6°50' à 7°10'). Elle y apparaît dénudée et fortement indurée et se situe à la partie supérieure du Complexe de base, à la limite des séricitoschistes et chloritoschistes avec les micaschistes et quartzito-schistes. Quelques intrusions basiques (gabbros ou dolérites) plus ou moins écrasées ou recristallisées ont été signalées par J.L.MESTRAUD (1959). Nous en avons observé d'autres: buttes rocheuses (7°04'30"-24°07') ou au flanc d'une butte de cuirasse ancienne (type mixte et intermédiaire: 7°04'-24°11'). Il lui correspond sur le piémont une tache de vertisols lithomorphes , la seule rencontrée au coeur de la surface centrafricaine. Au milieu des sols rouges environnants, le site se remarquait par la terre noire, craquelée de fentes de dessication et un peuplement végétal de Terminalia laxiflora avec de nombreuses repousses de Pseudocedrela kostchyi (une

association similaire avait été signalée à Bongon - Y.B.1974a).

La morphologie de ce secteur est caractérisée par une succession de plateaux, situés entre 750 m et 680 m. Fortement indurés et escarpés, ils dominent l'entaille des vallées Mbotou-Lato et Kaouadja (Boulou)-Chinko qui coulent entre 620 et 580 m, soit 150 m au-dessous. Ces plateaux cuirassés sont eux-mêmes surmontés de dômes rocheux convexes culminant à 872-887 et même 929 m (7°04'40"-24°09'). Un cuirassement secondaire de versant peut diverger à partir de ces reliefs résiduels sur le plateau qui l'entoure.

Dans son rapport de fin de mission de 1959, J.L.MESTRAUD avait décrit en descendant la Boulou ou Kaouadja (de 7°10' à 7° vers 24°18') une belle coupe géologique à travers un grand synclinorium couché vers le S.W avec, au coeur, une série supérieure détritique arénacée, et sur les flancs des facies de plus en plus pélitiques et à degré d'évolution croissante en s'éloignant de part et d'autre de l'axe du synclinal.

Morphologiquement il lui correspond, orientée NW-SE (depuis 7°15'-24°12', jusqu'à 6°47'-24°30') une succession de crêtes (celle du mont Rodolphe: 6°59'30" - 24°23', est constituée d'un banc de poudingues: matrice schisteuse et gros galets de quartzites) et de dépressions en fonction de l'érosion différentielle suivant les matériaux. Au sud du Chinko, encadrées de gneiss, deux arêtes de quartzito-schistes encadrent le synclinal perché qui se referme au S.E de l'ancienne station Capsul Mara (6°52'-24°26'). Sur le flanc nord de la crête appalachienne en dôme aplani, culminant à 870 m, se conserve un lambeau cuirassé perché (lakéré secondaire en gouttière).

XIV.8 Bassin supérieur Vovodo-Ouara

La région correspond au bassin supérieur de ces deux rivières et de leurs affluents Bita, Ngoangoa (ou Goangoa), Bouyé (confluent à 577 m: 6°07'-25°22'), Nzo (confluent à 615 m: 6°07'-26°01'). Elle est limitée au nord par les monts Angbando et Kwoungo, à l'ouest par le massif gréseux de Morkia, au sud par l'interfluve emprunté par la piste partant vers l'est de Djéma: les plateaux cuirassés orientés correspondants se rattachent à ceux d'Obo. Cette région recouvre en grande partie les feuilles IGN de Djéma (ou Djémah NB 35 XIV) et monts Dangoura (ex Fémé: NB 35 XV) ainsi que l'extrémité NE de Dobane. Depuis le confluent Vovodo-Bita (cote 572), l'altitude s'élève lentement vers la crête Congo-Nil que surmonte le mont Dangoura (861 m), au SW duquel s'observent les derniers lambeaux témoins des forêts denses semi-humides à Anogeissus leiocarpus. A noter que J.L.MESTRAUD a rencontré dans le même habitat (bassin de la haute Ouara) des girafes et des chimpanzés. Contrairement à ce qu'avait cru R.SILLANS (1958), les

limites climatiques de ce secteur ne varient pas d'ouest en est mais elles s'incurvent NW-SE parallèlement à la crête Congo-Nil.

Ce bassin de 20 000 km2 se situe en règle générale entre 700 et 650 mètres; la pente moyenne des rivières est voisine de 0,5 pour 1 000. L'aplanissement de la surface centrafricaine est ici presque parfait. Ces rivières séniles, temporaires pour les marigots de premier ordre, sont caractérisées par un courant lent, de nombreux méandres dans des flats alluviaux d'ordre kilométrique. Entre ces vallées mal drainées, orientées parallèlement du NE vers le SW, les interfluves qui les dominent de quelques dizaines de mètres ou plus, sont recouverts par un cuirassement qui peut être généralisé. C'est le cas entre la Ouara et la Bouyé.

La première reconnaissance géologique de J.GERARD et J.L.MESTRAUD (1958) avait révélé dans ce bassin, une succession métamorphique complète avec degré de métamorphisme croissant du SW vers le NE. Complétant ce travail en 1970, les géologues du CEA distinguent à partir du confluent Bita-Vovodo:

- une zone de facies épimétamorphiques: schistes, séricitoschistes, grès hétérogranulaires à ciment kaolinique, grès-quartzites dont la limite atteint le confluent Ango-Bita. A noter qu'aucune formation carbonatée n'était décelée.
- une zone de micaschistes de direction grossière NW-SE de ce confluent à la rivière Ouyamba (ou Ouyangba: confluent avec la Bita en 588 - 6°38'20" - 25°02'20").
- ensuite des gneiss formant une vaste bande en arc de cercle de la Bita vers la Ouara.
- J.GERARD distingue au-delà les migmatites de la haute Ouara, avec des gneiss oeillés et rubanés et localement des facies charnockitiques à hypersthène.
- enfin entre la Ouara et la Ngoangoa, s'étend sur près de 2 500 km2 un secteur de granite d'anatexie de forme ellipsoïdale. Ses facies sont variables: porphyroïdes au centre, migmatitiques sur les bordures... La concordance tectonique entre granite et migmatites encaissantes est parfaite: les directions structurales des migmatites se moulent autour du granite. Sa position concordante au milieu des migmatites, ses facies intermédiaires entre l'état cristallophyllien et l'état cristallin, l'existence de facies charnockitiques invitent à penser qu'il représente le terme final des phénomènes métamorphiques dans cette région.

Les sols sont peu colorés et la morphologie particulière. L'induration des interfluves est peu intense et le mauvais drainage des vallons peu incisés, généralisé. Des lambeaux de forêt semi-humide ou sèche subsistent. Surtout de la pénéplaine voisine de 700 m surgissent, isolés ou en groupes, de nombreux inselbergs dénudés, accompagnés d'amoncellements de "boulders", "castle kopje". Tous sont encadrés par des directions de fracturation dont les trois principales sont: N 70° E - N 100° E ou N 160° E. Les deux plus élevées, dominant le piémont d'une centaine de mètres, atteignent la même cote 818 (6°50' - 25°47'30", 6°33' -

26°08'). On remarque la forme curviligne des cours supérieur sénile de la Ouara et de la Ngoangoa lorsqu'elles encadrent ce massif granitique.

Conclusion

On ne peut manquer de relever le contraste, à l'est du plateau gréseux d'Ouadda, entre la partie sud-est de la surface centrafricaine, figée par le cuirassement et médiocrement drainée, et la partie, située au nord du 7ème parallèle, au modelé rajeuni par l'érosion. Comme le supposait J.P.WOLFF (1963), il est probable que l'effondrement du bassin tchadien a entraîné une dislocation plus ou moins sensible du bouclier centrafricain. Il y a bien une seule surface centrafricaine entre le Mbomou et le massif du Dar Chala mais, des fractures E-W ayant joué ou rejoué, le surface centrafricaine sans se subdiviser en aplanissements étagés, apparaît en panneaux plus ou moins déboîtés, déjetés, sur lesquels une reprise d'érosion se fait ou non sentir.

Chapitre XV: MORPHOLOGIE DE L'INTERFLUVE CONGO - NIL.

XV.1 Importance et caractérisation de l'interfluve.

En 1898, l'arrivée impromptue de la mission du commandant MARCHAND, en provenance de l'Oubangui, sur le bord du Nil, déclencha "l'affaire de Fachoda". Celle-ci se termina par une convention avec la Grande-Bretagne (1898) ramenant la frontière entre ce qui devait devenir l'Afrique Equatoriale Française et le Soudan Anglo-Egyptien sur la ligne de partage des eaux Congo-Nil. Encore fallait-il délimiter et borner cette frontière, ce qui ne put être effectué sur le terrain qu'en 1922-23, par la misson conjointe GROSSARD - PEARSON (cf. Lt.Colonel GROSSARD, 1925).

On ne peut qu'admirer le travail accompli sur une frontière de 2 300 km, entre la Lybie et l'actuel Zaïre, et regretter qu'à côté de remarquables travaux topographiques, la moisson scientifique soit si réduite. Quelques "cailloux" ont été récoltés mais les notes botaniques du docteur GAUDICHE, décédé au cours de la mission, n'ont jamais été publiées. L'expédition a pourtant effectué un transect unique du désert saharien vers la forêt dense équatoriale.

Sans rivière à traverser, l'interfluve aurait pu permettre la liaison la plus aisée entre l'Afrique du Centre-Nord et l'Afrique orientale. Devenant une frontière, il s'est transformé en barrière, en cul-de-sac, les régions frontalières restant à l'écart de la mise en valeur et par suite de la connaissance scientifique. Les seules cartes à moyenne échelle des régions frontières du Soudan sont les médiocres esquisses figuratives à 1/250 000 (Survey Office Khartoum, 1922-52). La carte géologique du Soudan à 1/2 000 000 (BRGM, 1981) tient compte des directions linéamentaires des images Landsat et des recherches récentes sur le terrain mais aucune prospection n'a été effectuée dans ce secteur frontalier excentrique. 700 km à vol d'oiseau séparent les deux seuls postes frontaliers d'Am Dafok (10°28'30" - 23°18') et de Bambouti-Yubu (5°23'30" - 27°14'40"). Entre les deux, l'ancien paradis des animaux s'est transformé en refuge pour les braconniers.

On peut considérer qu'il existe trois frontières:

- une théorique constituée par la ligne de partage des eaux Congo-Nil.
- une autre politique, joignant des bornes repères, consignée sur des documents diplomatiques (Londres, le 10 janvier 1924).
- une troisième, géomorphologique, tient compte du modelé, de la disposition du terrain, de l'érosion, du facteur temps. Il nous a semblé important de la préciser par photo interprétation et, très localement, sur le terrain.

En première approximation, les deux bassins apparaissent dissymétriques. La courbe de niveau 500 m qui marque approximativement entre Ouango et Alindao, le rebord de la surface centrafricaine sur le piémont oubanguien, se situe entre 400 et 500 km à vol d'oiseau de l'interfluve Congo-Nil qui s'élève graduellement du SE vers le NW, de 700 m à plus de 1100 m. Sur le versant nilotique, la courbe de niveau 500 oscille entre 100 et 200 km de l'interfluve. A moins de 300 km de la ligne de crête, se situe le secteur déprimé des marais du Bahr-el-Ghazal.

Les reliefs résiduels les plus élevés se situent sur le versant nilotique, dans le prolongement de ceux qui surmontent la surface centrafricaine. Ils apparaissent en massifs isolés, entaillés de toutes parts, comme l'ensemble du versant nilotique rajeuni par l'érosion.

XV.2 Description du sud-est vers le nord-ouest.

Entre le point triple (5°01'10" - 27°26'37") Zaïre - RCA - Soudan, juste au-dessus de la source du Mbomou, près d'Ezo, une corniche cuirassée surplombant une entaille érodée, côté nilotique, suit pratiquement la ligne de partage des eaux. Pour des raisons compréhensibles de Génie Civil, la piste reliant Ezo à Yubu a été construite en grande partie sur le revers induré de la surface centrafricaine. L'édition IGN 1958 de la feuille de Bambouti (NB 35 IX - X) indiquait une frontière oscillant de part et d'autre de cette route en fonction de la morphologie (vérification de terrain, Y.B., janvier 1977). Par erreur, sur l'édition de 1978, la frontière a été déplacée à l'ouest de cette piste, construite par les Soudanais!

Juste au nord de Bambouti, on observe quelques reliefs gneissiques (cotes 795: 5°32' - 27°87' et 715: 5°28' - 27°13'). La frontière recoupe l'extrémité d'un massif granitique (730: 5°36' - 27°17') dont la piste Yubu-Tambura longe les inselbergs (autour de 5°30' - 27°25'). Ce massif des Pambias signalé en 1902 (Dr. CUREAU) ne figure pas sur les cartes soudanaises.

Au nord de 5°38', une corniche cuirassée souligne l'interfluve. Le modelé sénile des bassins supérieurs des rivières Mbokou, Maérou, Méré entraîne à terme des risques de captures locales (5°40'30" - 27°13'20", 5°52'40" - 26°55'40", 5°58'30" - 26°48'). A partir de 5°56', l'interfluve redevient temporairement rocheux sur des quartzito-schistes, notamment le long de la double virgation en S de la crête appalachienne du mont Dangoura (861 m). Contrairement à ce qu'indique la carte géologique du Soudan (1981), l'interfluve suit cette ligne de crêtes: suivant que la concavité de la virgation s'ouvre vers l'ouest ou l'est, les eaux s'écoulent vers le Congo ou le Nil.

Au-delà, l'aspect sénescent des hauts bassins: Ouara, Ngoangoa, Bita, Vovodo est aggravé par le fait des rivières

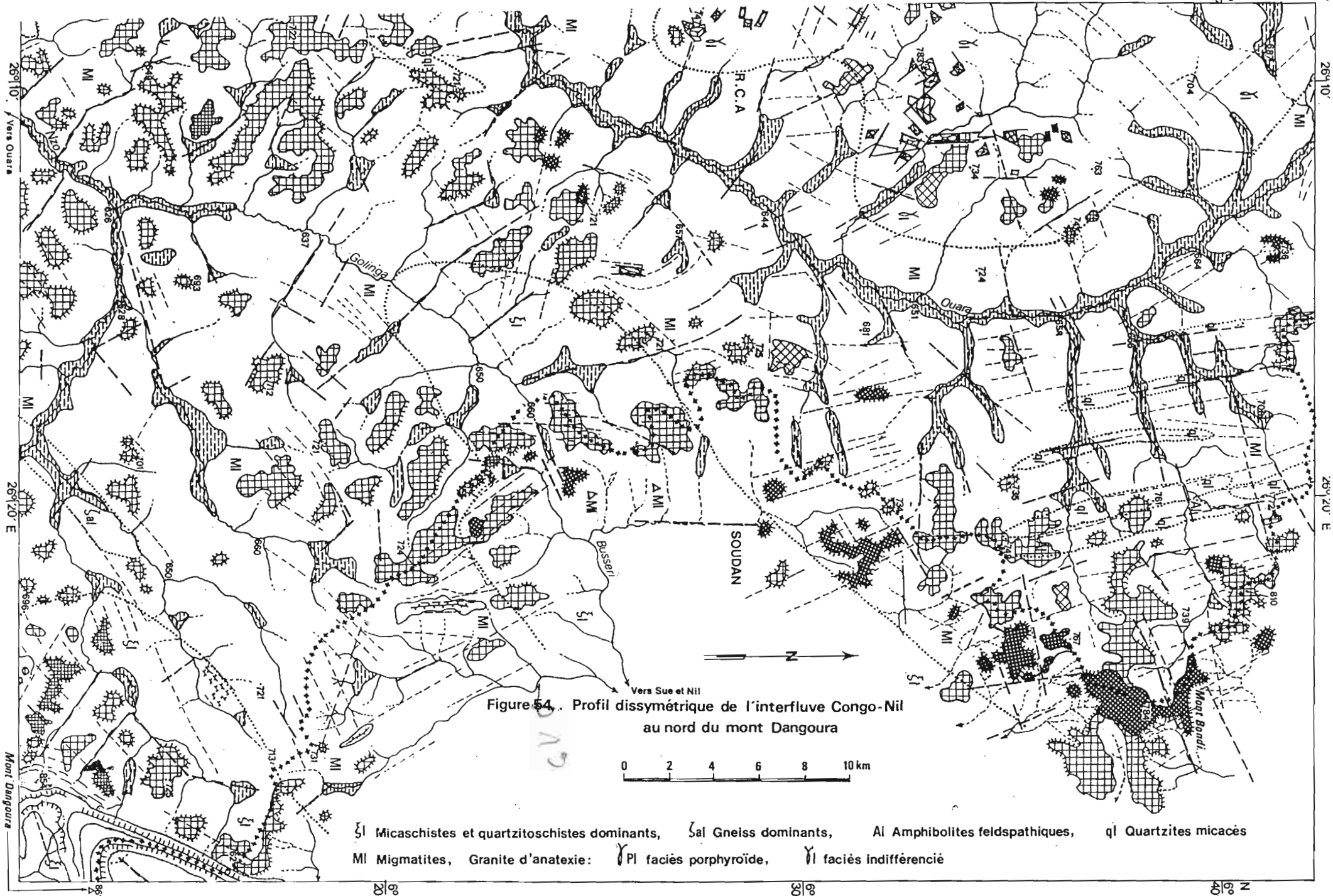
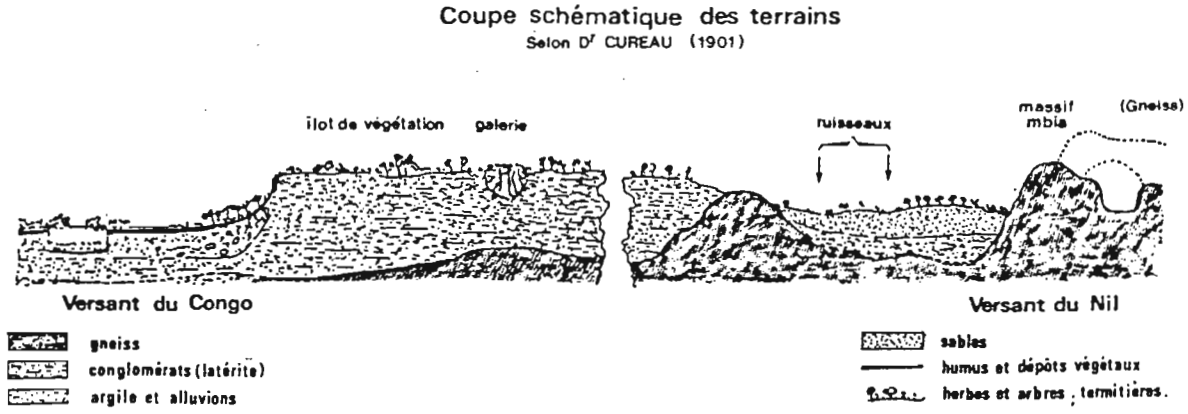


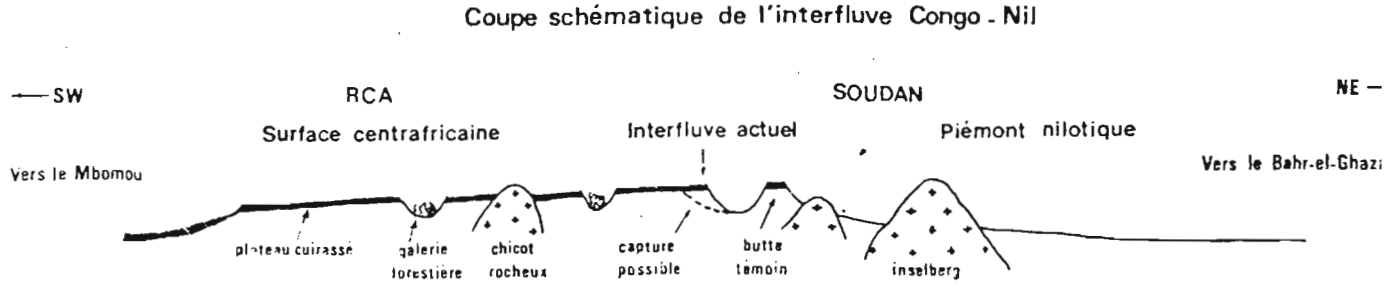
Figure 54. Profil dissymétrique de l'interfluve Congo-Nil au nord du mont Dangoura

Figure 54: Profil dissymétrique de l'interfluve Congo-Nil au nord du mont Dangoura.

Exceptionnellement, l'interfluve Congo-Nil correspond à un relief rocheux comme celui du mont Dangoura qui culmine à 861 m (un peu à l'est de la figure) et présente une double virgation en S de son arête quartzito-schisteuse. En général il apparaît constitué par le rebord oriental des plateaux cuirassés de la surface centrafricaine supérieure à 700 m: cf du sud au nord, les cotes 762-731-724-734-748-767-784: mont Bondi - 810-772. Des témoins cuirassés de cette surface, coupés de leur racine, s'observent à l'est de l'interfluve. Sur ce versant soudanais, les pentes sont un peu plus accentuées, l'érosion vive. Il semble que le cours amont de l'oued Busseri ait autrefois coulé vers l'ouest et le Golinga: on relève une vallée morte à la cote 660, point le plus bas de l'interfluve: il y aurait eu capture.

Le versant centrafricain est peu incisé et même sénile: cf vallée engorgée de la Ouara et de Nzo. La Ouara qui longe le revers de l'interfluve, encadre un ensemble de granites d'anatexie culminant ici à la cote 818, inselberg surmontant de cent mètres le versant. Ces reliefs rocheux sont encadrés par des directions de fracturations qui commandent également le tracé du réseau hydrographique.





Pendant 80 km, l'interfluve suit une direction W-E transversale au sens d'écoulement des rivières centrafricaines (Boungou, Ndji, Guita), coulant vers le S.-SW, entre des crêtes rocheuses résiduelles. Ces dernières culminent au-delà de l'interfluve, au Soudan: Jebel Hamid: 981; J.Gaouara: 1 025 m. Une corniche cuirassée dominant, vers le nord, une entaille avec "bad-lands", souligne la terminaison de la surface centrafricaine. Elle ne correspond pas toujours exactement à l'interfluve frontalier, de petites captures ayant pu se produire. C'est le cas au nord du Kioukiou (en 8°42'30"-24°02'30") et à l'une des sources du Boungou (8°44'-23°50'); à cet endroit, on remarque entre les éditions 1962 et 1974 de la feuille NC 34 VI un recul de 2 km de la frontière centrafricaine. Le dessinateur avait, la première fois, confondu corniche cuirassée et interfluve, l'unique couverture aérienne du secteur datant de 1954-55 et bien entendu la mini capture était depuis longtemps réalisée.

En confrontant cette carte IGN de 1974 avec la carte officielle de délimitation frontalière (GROSSARD, 1924, à 1/500 000), on pourrait croire à une capture assez importante (vers 840 m: 8°43'-23°31') du bassin supérieur du Kaouadji par l'Adda soudanaise. En effet, sur la carte de 1924, l'interfluve frontalier relie directement le Djebel Ramboukindi (1 030 m: 8°51'-23°32') au Djebel Gaouara (1 025 m: 8°45'-23°38'30") alors que la photo-interprétation indique que la ligne de partage des eaux passe à 8 km au sud (cf.figure in Y.B.1982b).

La photo-interprétation indique que les orientations de ces vallées sont structurales; elles sont ici alignées suivant une direction de fracturation N 50°E. La direction N 35°E correspond à des barres d'amphibolites dégagées par l'érosion à l'est du Djebel Ramboukindi. A ce niveau, l'incision de la vallée de l'Adda atteint déjà 150 m de profondeur. S'il y a eu capture, elle ne peut être que très ancienne!

Le texte du protocole d'accord ne prête pas à confusion. Il indique: la frontière atteint du Djebel Hamid "le signal géodésique du Djebel Gaoura. Puis , contournant les sources de l'Adda, elle passe au signal de Ramboukindi". Pour une mission de délimitation frontalière, la coordination ne semble pas avoir été toujours parfaite. En tout cas, la carte anglaise de 1932, établie d'après les levés de 1924 (Sheet 64 p.: Jebel Rumbukindi 1/250 000) situe correctement les sources de l'Adda (vers 8°45'-23°31'). Il est surprenant de constater que la carte géologique à 1/500 000 de R.DELAFOSSE (1960b), tout comme la carte internationale OACI à 1/1 000 000 (Am Timan NC 34/35 - IGN 1963) positionne correctement les réseaux hydrographiques en maintenant le tracé frontalier de GROSSARD! En tout cas, la divergence locale du tracé frontalier portant sur une cinquantaine de km2 ne paraît pas avoir soulevé de problème dans cette région inhabitée!

Au-delà de la source de l'Adda, le tracé tourmenté de l'interfluve frontalier est conditionné par les virgations des arêtes rocheuses du massif du Dar Chala: Ouaga, Riad, Tinga, Koumou, Michmir. L'effondrement du bassin tchadien s'étant accompagné de fractures et de rejets, il en est résulté des captures comme celle (701 m: 9°19'-23°34') des sources occidentale et orientale de la Ngaya ou Boulou. En conséquence, les lignes de crête principale: Ngaya, Vouma ne correspondent pas à l'actuelle ligne de partage des eaux. Pour cette raison, en dépit de son importance, le point de rencontre (vers 1 020 m: 9°10'30"-23°29') des trois grands bassins africains n'est pas un point remarquable dans le paysage.

Le Lt.Colonel GROSSARD (1925) écrit: "Du haut des contreforts qui surplombent Raméla, il nous fut possible d'avoir une vue d'ensemble sur la vaste plaine du Goz Dongo qui s'étendait à nos pieds". La pente étant trop faible, devant l'impossibilité de délimiter la ligne de partage des eaux, il fut décidé avec les Britanniques de tracer la frontière arbitrairement en joignant des repères naturels dans le paysage: du Djebel Michmir, le Djebel Yara (crête quartzitique 803 m: 9°53'30"-23°40'), la mare d'Am Dafok et celle de Tizi devenue également frontière avec le Tchad.

D'un point de vue morphologique, il ne faut donc pas s'étonner de voir la frontière recouper deux fois l'oued Michmir. Le bassin tchadien s'étend ainsi à une centaine de kilomètres à l'est de la frontière vers Rahad el Berdi et le Jebel Mogara.

XV.3 Contraste entre les versants congolais et nilotique.

En conclusion, la frontière entre la RCA et le Soudan, artificielle au nord de 9°50' où elle recoupe le bassin tchadien, est naturelle au sud. Ce n'est pas une simple ligne de partage des eaux mais un relief de pseudo cuesta (cf.J.DEMANGEOT, 1961): une corniche cuirassée, jouant le rôle de couche dure, souligne la limite orientale de la surface centrafricaine. Une entaille érodée marque le passage au piémont nilotique qui s'ennoie progressivement sous les alluvions du Bahr-el-Ghazal, symétriquement à ce qui se passe sur le piémont tchadien. Les alluvions de ces bassins masquent un fossé d'effondrement encadré par les fractures de Nyala et de Wau, de direction N 135°E, parallèle à celle de l'interfluve Congo-Nil.

Topographiquement négligeable, cet escarpement de pseudo-cuesta joue un rôle important sur la morphologie, le relief, le climat et la végétation, comme nous l'avons déjà développé au Symposium international sur le bassin du Nil (Le Caire, mars 1987). Le cuirassement est marqué sur le versant centrafricain à faible pente, qui n'est surmonté que par quelques chicots rocheux contrairement à l'entaille soudanaise où l'érosion régressive a dégagé des buttes

témoins cuirassées isolées mais aussi des reliefs rocheux beaucoup plus importants.

Les premiers explorateurs venant du Nil, tel W.JUNKER, 1890, avaient été frappés par le développement sur le versant centrafricain de galeries forestières freinant l'écoulement des eaux tandis que sur l'escarpement nilotique, l'écoulement est torrentiel et surtout temporaire. Comme l'écrit le Dr.CUREAU (1902): "les tributaires du Ghazal s'y rendent directement, descendant du plateau en ligne droite et sans arrêt". C'est "pourquoi le bassin du Bahr-el-Ghazal est un marais pestilentiel, presque sans courant, obstrué par des bancs d'herbe...". Il ajoute: "le défaut de réservoirs souterrains comme régulateurs de leurs débits, l'absence de végétation sur les lieux élevés entraînent fatalement des écarts considérables dans le régime hydrographique".

Le contraste de sols et d'érosion sont souvent similaires: les sols ferrallitiques rouges (2,5 YR à 10 R), anciens , épais, souvent indurés du versant centrafricain font place sur le versant nilotique à des sols érodés, tronqués, rajeunis, de couleur ocre (5 YR) passant à des sols ferrugineux tropicaux beige sableux (7,5 à 10 YR) puis aux sols alluviaux du Bahr-el-Ghazal.

Contrairement à ce qu'avait pu croire R.SILLANS (1958), limites climatiques et phytogéographiques ne se prolongent pas impunément d'ouest en est à travers l'interfluve; nous avons pu montrer (Y.B.1987c) que le versant centrafricain situé "au vent" est plus arrosé par la mousson estivale que le versant nilotique situé "sous le vent". D'ailleurs en saison sèche, l'harmattan venant du NE, frappe de plein fouet l'escarpement nilotique qui, en dépit de sa faible dénivelée, constitue une barrière climatique non négligeable. Les isohyètes W-E en limite Tchad - RCA, se rabattent vers le SE de part et d'autre de l'interfluve Congo-Nil. Il en est de même pour les limites de végétation et aussi de faune (Y.B. 1987c). Faute d'étude conjointe, ce point n'avait pas été suffisamment souligné à ce jour.

qui, comme la Ouara, longent l'interfluve sur plusieurs dizaines de kilomètres. Il contraste avec l'entaille érodée soudanaise. La photo interprétation révèle l'existence en territoire soudanais de buttes témoins de la surface centrafricaine, coupées de leurs racines. Des exemples très divers peuvent en être donnés (citons au nord du Mont Dangoura, les buttes cuirassées situées en: 6°24' - 26°19', 6°29' - 26°20', 6°35' - 26°23'...). L'isolement du mont Bondi (784m: 6°39' - 26°25') se poursuit. Il semble bien que l'extrémité occidentale de l'oued Busseri (à l'ouest de 26°23') résulte d'une capture (vers 6°24'-26°22') aux dépens du Golinga. Seul témoin, un vallon mort (660 m: 6°23'-26°28') recoupe l'interfluve dont il constitue, sur micaschiste, le point le plus bas (cf. Fig. 14).

Au nord du mont Bondi, l'interfluve est jalonné de buttes cuirassées, laissant des témoins isolés côté Soudan, parfois surmontées de petites buttes de cuirasses anciennes sur migmatites (6°42'-26°16'). Seuls ces témoins cuirassés pourraient correspondre aux formations cénozoïques, curieusement signalées dans ce secteur sur la carte BRGM du Soudan.

Au nord du 7ème parallèle, il apparaît en photo interprétation que, (dans le coin S.E de la feuille Mont Kwoungo), les plateaux indurés de la surface centrafricaine, au niveau 800 m, se prolongent quelque peu au Soudan (cotes 829-838: J.Ungwa). Depuis des millénaires, les oueds Biri, Sopo et leurs affluents grignotent l'interfluve. A noter que l'un d'eux coule dans le prolongement du cours supérieur de la Bita, suivant une direction de fracturation N 20° E. L'interfluve peut être dominé de crêtes résiduelles migmatitiques (cote 857: 7°21'-25°26') dont les formes contournées, dégagées par l'érosion, constituent des reliefs vigoureux côté Soudan: Jebel Angokogo: 939 m, Jebel Bolando: 946m. Au-delà (à partir de 7°55'-25°10'), le drainage s'améliore sur l'entaille et le bassin granitique de la haute Doungou. Quelques inselbergs granitiques jalonnent l'interfluve (8°08'-24°54', 8°13'-24°45'). Ce massif granitique n'est pas signalé sur les cartes (Soudan, 1981); on en connaît d'autres tel le Jebel Galaburu (933 m: 8°N-24°35') dont les inselbergs granitiques ont été décrits sous le nom de Monts Mangayat par le docteur CUREAU dès 1902.

Au-delà (8°15'-24°30'), sur migmatites, des plateaux cuirassés parsèment l'interfluve. Au nord du Yingamba, l'érosion est vive, en "bad-lands". Le mont Abourassein (ou Djebel Abrassein: 1 114 m, 8°38'-24°13') constitue sur l'interfluve un pic d'embréchites dominant de deux cents mètres les plateaux indurés de la surface centrafricaine. Avec des virgations locales, ces arêtes rocheuses se prolongent au Soudan, en s'incurvant du NE vers le SE, jusqu'au Jebel Manda: 1 227 m. Au N.NE (à 25 km) du mont Abourassein, l'érosion a dégagé au Soudan les inselbergs granitiques du Jebel Dana: 1 173 m.

Chapitre XVI: BASSIN MOYEN DE L'OUHAM - BAMINGUI.

XVI.1 Introduction

Tandis que la surface centrafricaine, telle qu'elle a été décrite ci-dessus, s'étend sur 258 000 km2, près de la moitié du territoire centrafricain, la portion affaissée ou déjetée sur socle qui la prolonge au nord en formant le piémont tchadien, recouvre 108 600 km2. On peut la subdiviser en deux parties (cf. XVIII.3): l'une au nord du plateau gréseux d'Ouadda: le piémont de la Ouandja-Vakaga; l'autre à l'ouest de ce même plateau: c'est le bassin moyen de l'Ouham-Bamingui qui est limité en outre à l'ouest par l'escarpement rocheux de Boïna-Bogali, en bordure des plateaux de Bouar-Bocaranga et au nord par les formations néo-tchadiennes.

XVI.2 Accident de Bozoum - Ndélé - Ouanda Djallé.

L'importance de cet accident restait insoupçonnée en 1970 lorsqu'il a été détecté sur les premières images Landsat (Y.B., 1974-78). Il a été suivi en photo-interprétation à travers la feuille de Bozoum (NB 33 XVII); il se prolonge dans le bassin de la Bolé, près de Boïna (N 70° E: 6°11'30" - 15°57'30"). On observe, à l'ouest de Bara (6°19'30" - 16°02'30"), un filon de mylonites qui émerge du socle de plusieurs mètres, sur plus de 4 km. M.CORNACCHIA (1980) précise: "le filon de Bara dépasse 100 mètres d'épaisseur et se suit sur plus de 20 kilomètres...couloir mylonitique: ultra mylonite. Un diaclasage intense donne l'aspect d'une brèche tectonique". qui a souligné l'importance de cet accident à l'échelle de l'Afrique,

De W-E, cette fracturation prend une direction N 60 - 70° E à partir de Bara. Laissant isolé au sud le petit massif granitique de Hay (Fig. 16), elle atteint la Rompé (6°22'30" - 16°10'40") qui, venant du N-W, prend cette nouvelle direction E-NE. On retrouve des mylonites près de Kounyari (6°24' - 16°13'). La fracture suit successivement les vallées de Rompé, du Zo, puis, après son confluent (6°30'40" - 16°25'30"), de l'Ouham. Elle suit alors la base de l'escarpement de Bogali, dévalé par de petits torrents, empruntant des directions de fracturation conjuguées N 140 à 160° E.

Au-delà du coude de l'Ouham, vers le S.E (6°40' - 16°39'30"), cette fracture recoupe transversalement les plateaux cuirassés de Bangba soulignés par des lakéré en lanières, orientés N 35°E , dans le prolongement de la série de Kouki (Fig.55). Sans en avoir, semble-t-il, pressenti l'importance, J.GERARD (1963) signale en limite des migmatites (au S.E) et des granites (au N.W), des portions de failles N 65° E (6°52' - 16°57', 7° - 17°17') avec des mylonites au contact.

Figure 55 Modelé cuirassé orienté au N.E de Bozoum, aux environs de Bangba

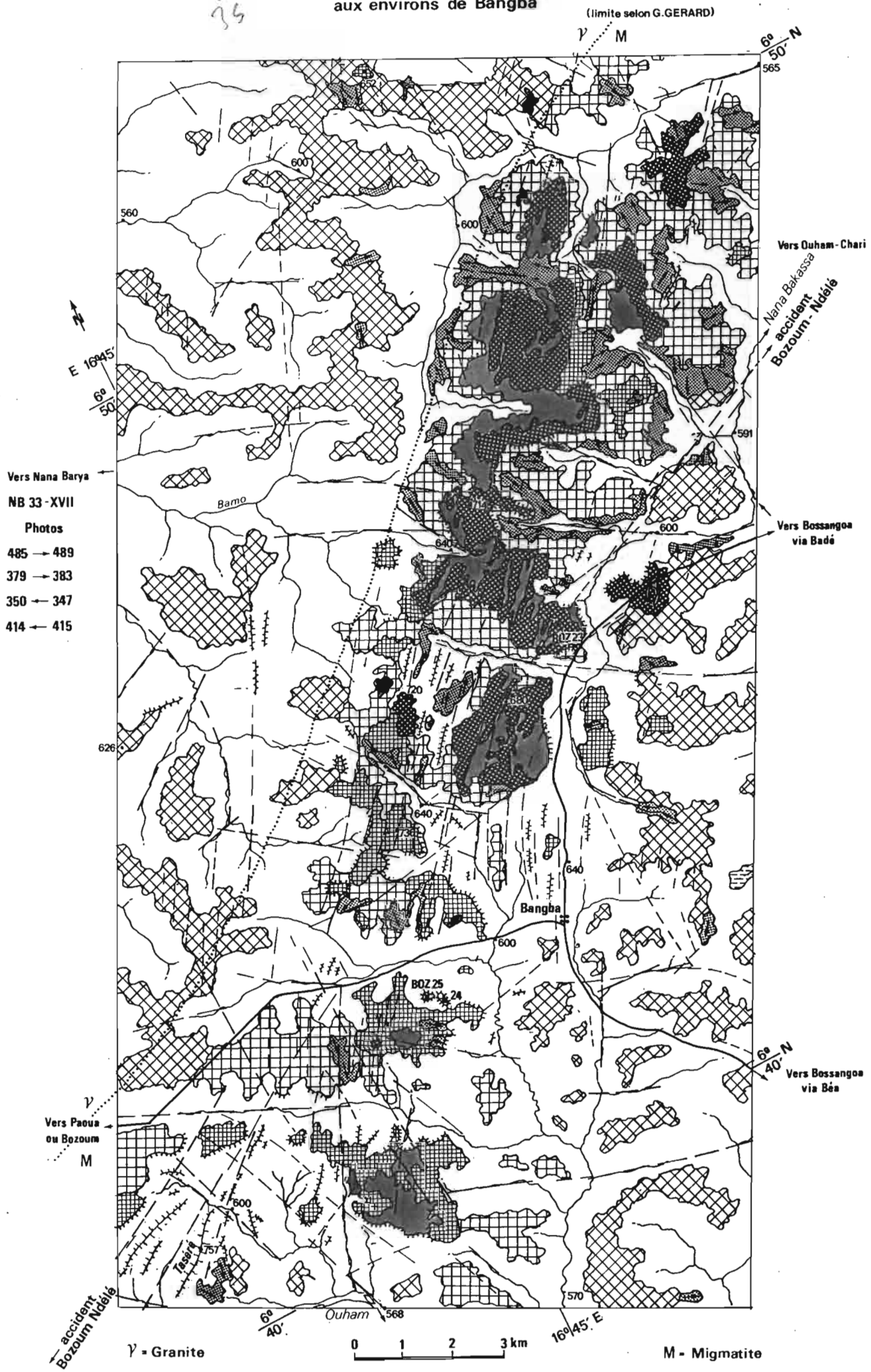


Figure 55: Modelé cuirassé orienté au N.E. de Bozoum, aux environs de Bangba.

Pour relier Paoua à Bossangoa, deux pistes sont possibles à partir du carrefour de Bangba. Ce secteur, situé dans le prolongement N.E. du coude de l'Ouham vers S.E., présente, sur 30 km de long et 5 à 6 de large, un modelé fortement cuirassé et étagé. Ce modelé évoque nettement, avec des lakéré en lanières N 30°E, celui de la série de Kouki qui apparaît, 40 km plus loin, dans le prolongement N.E. de cette série.

Sur la carte géologique de reconnaissance de G.GERARD (1963), reprise par J-L.MESTRAUD (1964), la limite entre les granites de la Nana Barya, au nord-ouest du secteur, et les migmatites de l'Ouham, au sud-est, longe approximativement la limite occidentale de ce secteur cuirassé avant de se rabattre (au-delà de la figure) sur un accident faillé, jalonné de mylonites, le long de la Nana Bakassa. M.CORNACCHIA a montré l'importance de cet accident faillé majeur que l'on peut suivre depuis Bozoum vers Ndélé. Il prend le secteur en oblique depuis le Taséré (cote 757) jusqu'à la cote 591 sur la Nana Bakassa, cet accident correspondant à la limite granite - migmatite.

En règle générale, sur granite, les sols sont moins fortement indurés et moins fortement colorés que sur migmatites. La même comparaison peut être faite entre les migmatites et les schistes. Pour ces raisons morphologiques et pédologiques, il semble que ce petit secteur à sols fortement colorés, indurés et orientés de Bangba, recouvre un lambeau de "roches métamorphiques orientées" qui pourraient assurer le relais entre les schistes de Bozoum (à 60 km au S.W) et ceux de Kouki.

Des débris de roches schisteuses ont été effectivement trouvés, en mars 1974, dans le glacis cuirassé (BOZ 24: 660 m - 6°40'20"-16°45'20"), au piémont de la butte de cuirasse ancienne (BOZ 25: 630 m - 6°40'-16°44'40"); une dépression périphérique sépare ces deux niveaux cuirassés.

A Nana Bakassa, cette rivière emprunte temporairement cet accident que recoupe, suivant un filon, à Karamba (7°11' - 17°43'), la piste Kouki - Kambakota. A l'ouest de Batangafo, l'escarpement sud des plateaux indurés (sur série de Kouki) de la boucle de l'Ouham surplombe cette direction de fracturation (cf.Fig.62).

Au-delà, selon M.CORNACCHIA (1980), "cet accident majeur... disparaît sous les dépôts argilo-sableux du Continental Terminal, avant de réapparaître dans la région de Ndélé". Pourtant, présentant la "Topologie Ertsienne du Centrafrique" (Y.B.1978), nous notions que sur les images Landsat, la grande fracture de direction N 55° E autour de Bozoum, s'infléchissait légèrement vers le N.E à N 60° E; "on la suit parfaitement sur le complexe de base indifférencié à travers la feuille de Batangafo, en limite Grivaï Pamia - Miaméré, vers Ndélé".

Assez nette sur les images-satellite, cette direction de fracturation l'est moins sur les photographies aériennes: en effet le complexe de base latérisé sur les interfluves, est souvent recouvert dans les vallons par des colluvions et alluvions récentes. Il est cependant possible de la replacer à l'E - NE de Batangafo: N 70° E sur quelques sites: cours supérieur de Vafio (7°20' - 18°25'), cours de Vami (7°30' - 18°55'); cet axe se prolonge au-delà du Gribingui, sur la feuille Grivaï Pamia, où il recoupe la Mihi (ou Messi, en 7°44' - 19°10'). Il se poursuit (jusqu'à 7°46' - 19°35'), le Bamingui empruntant son tracé sur quelques kilomètres.

De part et d'autre du Mihi, il apparaît plutôt comme un faisceau de fracturations, souligné par les directions de schistosité: lakéré orientés vers l'E-NE. G.POUIT (1960) qui généralisait l'extension du Continental Terminal au nord de 7°15', n'avait pas manqué de faire apparaître dans ce secteur une fenêtre de "Complexe de base indifférencié".

On retrouve cette direction de fracturation N 70° E sur la Vassako (7°53' - 19°57'), la Ngou Ngola (7°57' - 20°16'). Des directions de fracturation similaires s'observent sur la feuille Miaméré: Djoumou (8°07' - 19°37'), Doula (8°09' - 19°56'), Kouvokongo (8°16' - 19°53'). Il en est de même sur celle de Ndélé: Ngou Soua (8°11' - 20°23'), Dimiangou (8°19' - 20°27'), Miangoulou (8°26' - 20°33'), Mia (8°16' - 20°38') dont le prolongement incise l'escarpement gréseux de Ndélé.

XVI.3 Bassin et reliefs de Bozoum.

Le bassin Bolé - Ouham qui occupe ~~le fossé~~ le dépression de Bozoum (6°19') s'étend sur une centaine de kilomètres de longueur et seulement une dizaine de large. C'est un glacis induré de piémont (Fig.16) sur migmatites ou micaschistes avec quelques reliefs résiduels (Fig.17). Le modelé souvent figé (glacis cuirassé, vallons mal drainés) est ailleurs rajeuni: l'Ouham incise son cours dans le socle en multipliant les

faux méandres de surimposition, laissant subsister des chutes: Boulaye (6°36' - 16°34').

Le fossé Bolé-Ouham est dominé au S.E, de 100 à 200 mètres, par des reliefs résiduels. Juste au nord du plateau gréseux de Gadzi - Carnot, on a vu qu'un escarpement cuirassé, entre les cotes 934 et 845, rattaché à l'aplanissement de la surface centrafricaine, est en fait topographiquement plus proche des plateaux de Bouar. Sous cette corniche cuirassée, on observe une succession d'arêtes rocheuses de migmatite et surtout granite, allongées parallèlement du S.W vers le N.E. Des lambeaux témoins cuirassés peuvent en coiffer les replats (cf. cote 837: 6°08' - 16°10'20"). Entre ces crêtes rocheuses, des torrents frayent leur cours en utilisant des discontinuités structurales, ce qui explique l'incision différentielle entre leurs vallées: vers 6°03'N, le Ouin (16°12'30") coule à 750 m, quand la Niéli (16°14') est encore à 850m d'altitude.

Au nord de Bozoum, ces arêtes rocheuses font progressivement place à des plateaux cuirassés d'orientation N 40-45° E. Au N.E de l'Ouham, près de Bangba (Fig.55), un petit secteur tranche par l'intensité du cuirassement, son orientation en lanières, la présence de buttes résiduelles anciennes. A côté de migmatites figurant sur la carte géologique, la morphologie fait penser que cette induration remarquable recouvre un affleurement de roches métamorphiques orientées du type schistes qui ferait le lien entre les schistes de Bozoum et ceux de Kouki.

XVI.4 Piémont granitique de Paoua ou bassins moyens de la Pendé et de la Nana Barya.

Reposant entièrement sur granite hétérogène, le bassin de Paoua est limité à l'E - SE par les plateaux cuirassés de la série de Kouki et par ceux prolongeant les reliefs de Bozoum, à l'W-SW par l'escarpement de la Pendé; ce piémont granitique se prolonge au Tchad vers Baïbokoum.

La photo-interprétation de cette région révèle l'importance de la structure géologique sur le modelé de cet escarpement. Il suffit pour s'en convaincre de suivre le tracé rectiligne ou légèrement curviligne des torrents: Siboué (7°19'-16°09') - Dokou (7°20'-16°04') ou Pendé (7°16'-16°16') - Garin (7°10'-16°17'). Ces tracés en baïonnettes correspondent à un réseau de fracturations conjuguées, comme l'a confirmé M.CORNACCHIA (1980).

Lors de sa reconnaissance pédologique en Ouham - Pendé, P.JONGEN (1964a) distinguait, sur le type congolais, quatre niveaux P1 à P4 situés aux altitudes moyennes 900 - 800 - 600 - 500 m, une région accidentée de collines séparant P2 et P3. Selon notre interprétation, P1 représente le prolongement du plateau de Ndim, P2 son entaille, son produit de démantèlement, P2-P3 l'escarpement de Pendé,

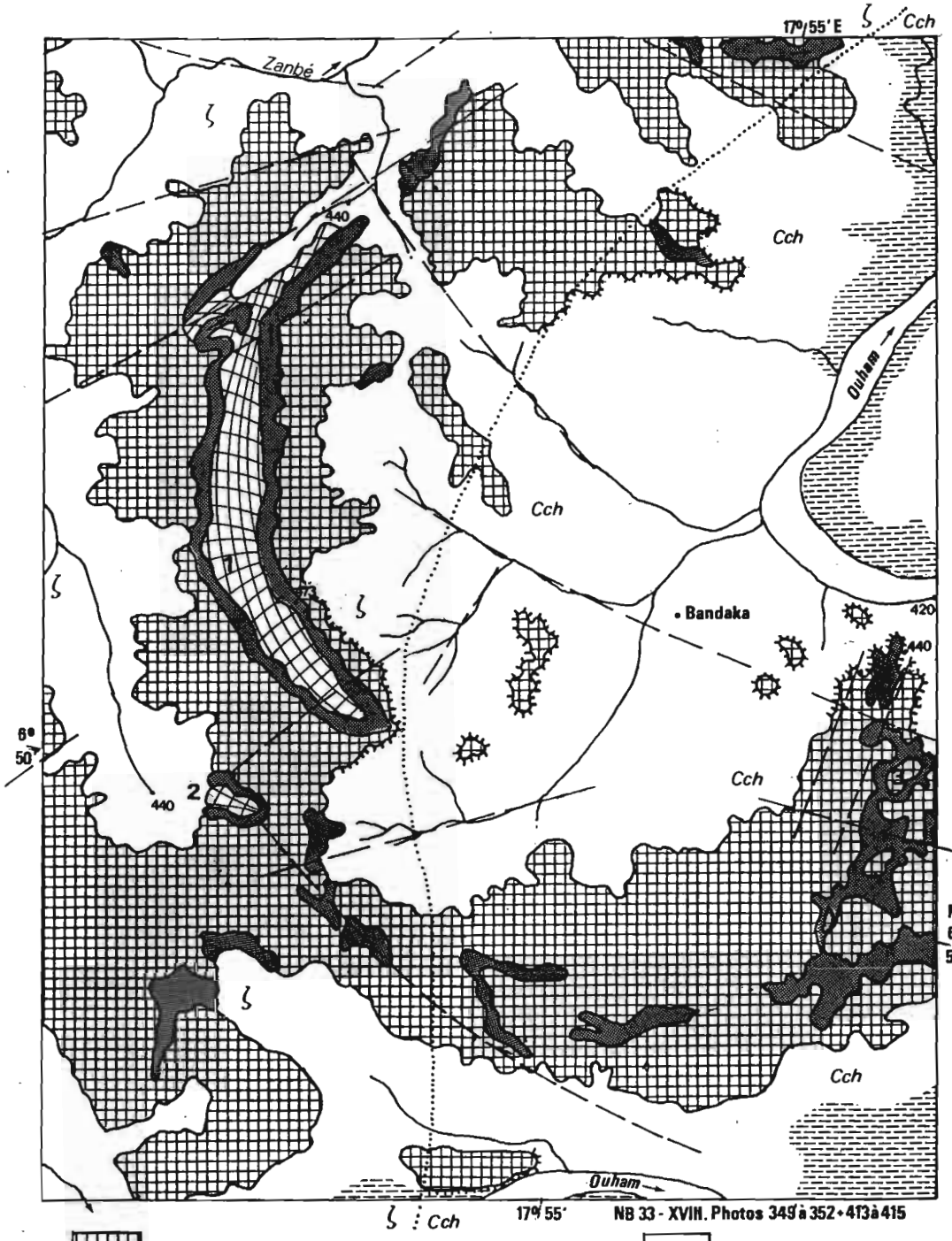
P3-P4 correspond au piémont granitique de Paoua que l'on peut à la rigueur subdiviser en deux suivant une ligne joignant le replat induré de Bétokomia (593 m: 7°18' - 16°26'30") à la Fiba (470 m: 7°14' - 17°05'). JONGEN précise d'ailleurs que le passage P3-P4 est insensible. Les glacis cuirassés sont un peu mieux conservés au sud de cette ligne qui correspond surtout à une limite climatique.

En raison de l'effet d'écran des reliefs d'Ouham - Pendé, la pluviométrie est déficitaire mais surtout la saison sèche dépasse en durée la saison pluvieuse (Markounda: P moy.= 1 256 mm, indice des saisons d'AUBREVILLE de type 4.3.5). Sur ce socle granitique imperméable, les puits sont souvent à sec en fin de saison sèche, ce qui est exceptionnel en Centrafrique; le débit d'étiage de la Nana Barya est nul. Ces affinités sahéliennes se traduisent dans cette station nord Paoua par l'apparition de Calotropis procera, Hyphaene thebaïca, Ziziphus spina-christi...

En 1978, l'établissement, avec Y.LUCAS (1982), des esquisses morphopédologiques d'Ouham Pendé, nous a montré que le secteur sud pouvait être subdivisé en deux. A l'est de l'escarpement induré surplombant le So (6°50' - 16°29'), l'aplanissemnt du piémont tchadien est souligné par l'induration des interfluves, peu intense sur granite. Les sols sont moins décolorés et moins sableux sur ~~granite~~. A noter toutefois qu'avec J.Y.GAC en 1976, nous avons observé dans le bassin de Fourou (7°09' - 16°53') près de Boguila, à côté de sols ferrugineux tropicaux lessivés, des sols à smectites, argiles 2:1, avec nodules calcaires et manganésifères, sur arènes granitiques. Un rajeunissement du modelé s'observe dans l'entaille de la Nana Barya, parsemée de boules granitiques. Cet aplanissement est surmonté d'une centaine de mètres au plus, par quelques reliefs résiduels: arêtes migmatitiques ou inselbergs granitiques, tel celui de Sagon (618 m: 7°12'30" - 16°56'30") qui avec ses abris sous roche résultant de cannelures, altérations en écailles..., ses vasques d'eau résiduelles, a joué au siècle dernier le rôle de château-fort pour la population Souma, lors des raids de Foulbés islamisés. // L'entaille, à l'ouest de ce secteur, apparaît comme une grandiose dépression périphérique au pied de l'escarpement de Bogali - Pendé. Les sols y sont rajeunis par l'érosion qui ~~laisse~~ apparaître de petits affleurements en dos de baleine.

Au nord, le bassin de Goré - Markounda, auquel il faut ajouter le petit bassin de Kao (7°51' - 17°06'), au N.W de la feuille Kouki, apparaît plus homogène. Les témoins cuirassés se raréfient. Sur les interfluves légèrement convexes, on observe des sols décolorés et sableux en surface, à gravillons et nodules ferrugineux en profondeur. Sur granite, les bas-fonds classiques en forme d'auge sont mal drainés: association de sols ferrugineux tropicaux et de sols hydromorphes. Les bassins de réception en tête de vallée sont souvent ceints par un très mince liseré induré: lakéré en forme de fer à cheval caractéristique (cf.Fig.56 ou fig.VIII in Y.B.1971d). Le réseau hydrographique à maille

Figure 56. Surface d'aplanissement cuirassé en bordure de l'Ouham secteur de Bandoko sur charnockite et gneiss.
Types de lakéré : en épingle à cheveux (1)
en fer à cheval (2)
en auréole (3)



35
Figure 58: Surface d'aplanissement cuirassée en bordure de l'Ouham.

A 65 km au nord-est de Bossangoa, les interfluves cuirassés sont tabulaires entre 450 et 475 m. Ils ne sont escarpés en corniche qu'au-dessus de la large entaille de la vallée de l'Ouham dont les alluvions sont voisines de la cote 420.

A l'est, sur charnockite, on observe des lakéré en auréoles circulaires (3) encadrés par deux directions conjuguées de fracturations N 20°E et 105°E. A l'ouest, sur gneiss, les lakéré de plateau peuvent prendre une forme en fer à cheval (2) ou plus remarquablement en épingle à cheveux (1). Allongé sur plus de 4 km et très légèrement concave, ce dernier draine les eaux de ruissellement du plateau. Les fins matériaux limoneux se rassemblent au centre de cette gouttière faisant ressortir le liseré induré, dénudé, de bordure.

On relève que les lakéré correspondent à des dépressions presque insensibles des plateaux mais que le cuirassement secondaire de versant est quasi absent de ce secteur. Le réseau hydrographique s'appuie sur les directions structurales N 60°E et N 135°E sur gneiss.

rectangulaire est plus lâche que sur le reste du socle précambrien.

XVI.5 Massif schisteux de la Nana.

Le massif schisteux de la Nana constitue une étroite bande allongée N-S (de 5°56' à 6°33', entre 17° et 17°07'). Ce petit massif de 600 km2 culmine sur une butte témoin de cuirasse ancienne, à 800 m (6°10'-17°05'30"), soit 300 m au-dessus des vallées Nana-Ba qui le recoupent par un tracé surimposé, utilisant des directions de fracturations transversales pour la Nana (N 90°E - 6°16'-17°05'). Des glacis de cuirasses secondaires de versant divergent vers ces vallées.

Bien que subordonnées, les intercalations de quartzites dominent le paysage par leurs arêtes rocheuses parallèles, orientées N-S à N.NE-S.SW. Le réseau hydrographique dense, d'aspect dendritique, incisé dans des vallées en V, est très orienté. Les sols sont des sols jeunes d'érosion: lithosols, sols lithiques, sols ferrallitiques pénévolués. En raison de leur morphologie accidentée, on rattache à cet ensemble deux petits massifs résiduels à dominante quartzitique, l'un au nord de l'Ouham (6°30'-17°02'), l'autre au S.W de Bossangoa (6°23'-17°21').

XVI.6 Bassin de Bossangoa

L'Ouham a été parcouru en tous sens en voiture ou à pied avec A.BLETON et A.FORGET en vue de sa cartographie régulière à moyenne échelle (Y.B.1966 à 1975). Ce fut l'occasion entre autres d'établir une typologie des formes cuirassées (cf.Fig.56) et de leurs relations avec le substrat. Comme on l'a vu (cf.chap.X.3), divers exemples d'étagement de cuirasses montraient clairement comment à partir de buttes cuirassées élevées de cuirasses anciennes ou plus rarement d'affleurements de roches basiques ou ferrugineuses, un important cuirassement secondaire de versant pouvait diverger en éventail à partir de ces sources de matériaux ferrugineux (cf.Fig.40 - 44). Cette partie centre nord du bouclier centrafricain a subi un affaissement, dans le prolongement du fossé de Bozoum par rapport à la surface centrafricaine: celle-ci sur la feuille de Bossangoa, suit (entre 6° et 6°05') l'interfluve Congo-Tchad, jalonné de buttes témoins de cuirasses anciennes (type intermédiaire) qui la dominent d'une cinquantaine de mètres. Au titre des curiosités morphologiques, on peut signaler un pont naturel sur cuirasse au-dessus de la Boungou (6°06'40"-17°28'). Non loin de là (6°07'-17°34'30": toposéquence de Zorro: Y.B.1968), nous avons observé avec A. FORGET des "empreintes" de pieds sur cuirasses. De telles gravures n'avaient à ce jour été observées que dans le sud-est du pays.

Cet affaissement peu marqué se reconnaît à divers indices: les bassins du Koro (direction de fracturation N 125° E - 6°10'-17°14' dans le prolongement de celle de la Mpoko), et surtout celui de la Boubou (N 50°E - 6°10'-17°36'30") sont érodés mettant à nu des barres de charnockites (6°17'-17°44'). Un peu plus au nord (vers 6°20'), on observe une succession d'W en E, sur plus de cinquante kilomètres, de plateaux cuirassés, inclinés dans le sens général de la pente vers le nord et l'Ouham et donc escarpés à contre pente vers la surface centrafricaine au sud. La base de cet escarpement est longée par la Soumbé qui utilise des directions de fracturation pour rejoindre l'Ouham. A ce niveau, la végétation soudano-guinéenne devient subsoudanienne avec l'apparition du karité (Butyrospermum paradoxum) vers le nord.

Ce piémont cuirassé disloqué se retrouve au nord de l'Ouham, à une altitude comprise entre 500 et 530 m. Il est surmonté d'une cinquantaine de mètres par quelques reliefs résiduels à buttes anciennes de type intermédiaire ou buttes rocheuses. Leur morphologie et les sols associés donnent des indications sur la nature du substrat. On observe ainsi de petits inselbergs granitiques aux formes arrondies (6°56'-17°43'), différents de l'aspect ruiniforme, quadrillé (dû à un réseau orthogonal de diaclases), des buttes charnockitiques de Léré (6°44'-17°24'). L'induration sur migmatites ~~reste~~ demeure plus forte que sur granite mais les bas-fonds demeurent mal drainés. Les intercalations de quartzites ferrugineux se repèrent par l'intensité de leur induration sur les buttes et mais aussi sur le piémont (cuirasse secondaire).

Tandis que le secteur sur orthoamphibolites du bassin de la Boulou (6°30'-17°40') ne se différencie guère par la morphologie et les sols du socle environnant, il n'en est pas de même pour les paraamphibolites des bassins Ben et surtout Pendé (6°48'-17°47'). Une étude de détail leur a été consacrée (Y.B. 1974), (Fig.57). En dépit d'une pluviométrie assez élevée (1 405 mm à Bossangoa), l'individualisation de vertisols lithomorphes à nodules calcaires est rendue possible - au pied de buttes de cuirasses anciennes et d'altérites ferrallitiques rouges - sur ces matériaux fortement basiques, si les différences topographiques sont suffisantes - une centaine de mètres le long de l'entaille de l'Ouham qui coule à proximité - pour que puissent se différencier deux niveaux géochimiques opposés: l'un lessivant, l'autre confinant. A noter que si des plaines alluviales bordent l'Ouham de place en place, elles sont très réduites, le cours de l'Ouham restant entrecoupé de barres rocheuses empêchant toute navigation, même s'il n'y a plus de chutes comme sur la feuille voisine de Bozoum. Des terrasses à gros galets (1 à 10 cm de diamètre) s'observent le long du cours de cette importante rivière (cours amont du Chari, cf Y.B. 1987a, Not.106). L'une d'elles a été décrite et analysée (cf profil OK 20 in Notice des sols de Bossangoa: Y.B. 1968b).

Figure 57

Schéma morphopédologique de la région de Bongon (50km nord-ouest de Bossangoa-Ouham)

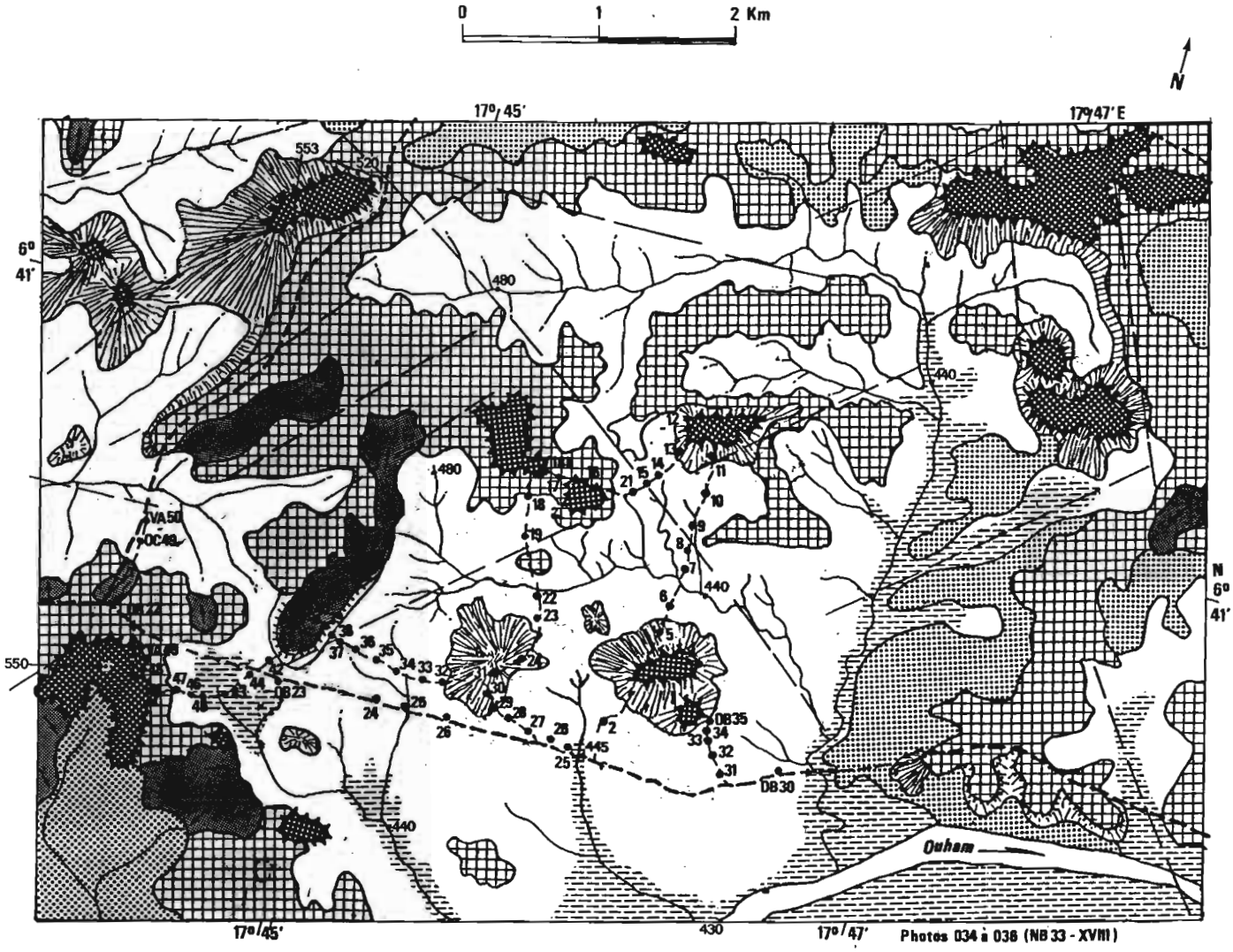


Figure 57 : Schéma morphopédologique de la région de Bongon

Les sols de ce secteur, situé à 40 km à l'E-NE de Bossangoa, ont été étudiés à plusieurs reprises (cf Y.B.1968a et b, 74a, 75a, 83a, références où l'on retrouvera les coupes des toposéquences de ce secteur). Rappelons seulement que le modelé est très disséqué en raison de la proximité de l'Ouham. Les interfluves cuirassés banals (type haut-glacis), voisins de 520-510 m, sont dominés par des buttes témoins de cuirasses anciennes (VA 5-12-18b-48) voisines de 560-550 m. Ces témoins surmontent des altérites rouges ferrallitiques (VA 11-41) puis des altérites verdâtres (schistes amphiboliques altérés) VA 31, souvent à montmorillonite (VA 13-30). Au-dessous de sols bruns tropicaux (VA 10-15-20), se développent des vertisols lithomorphes grumosoliques (VA 27) ou non (VA 2); certains renferment des nodules calcaires ou des concrétions manganésifères (VA 26). Quelques-uns, entrecoupés de gravillons ferrugineux, blocs de cuirasses et quartz filonien, sont remaniés avec inversion des matériaux. Sur ce matériau imperméable, on observe des nappes perchées superficielles: sols hydromorphes vertiques. L'érosion est vive et les versants meubles sont sillonnés de ravines étroites et profondes. Dès que l'on s'éloigne de l'Ouham, les caractères des sols deviennent rapidement moins typiques et le cuirassement ferrallitique prédomine.

Avec une pluviométrie moyenne de 1 350 mm et un indice 6.2.4 des saisons d'AUBREVILLE, on se trouve à la limite méridionale des sols à smectites. Comme dans la séquence tchadienne de G.BOCQUIER (1973), on relève l'opposition entre deux milieux géochimiques: l'un lessivant, hydrolysant, désaturé des buttes kaolinitiques, l'autre confinant à la base de versant. La montmorillonite y apparaît soit par transformation des silicates, soit par néoformation à partir des solutions. Le calcaire peut s'accumuler à l'aval sous forme de nodules: "il y a invasion remontante du paysage par la montmorillonite".

Ainsi sous une pluviométrie moyenne annuelle, voisine ou supérieure à 1 300 mm, l'individualisation de sols à smectites n'est possible que sur roche carbonatée ou fortement basique. Cette condition nécessaire n'est pas suffisante: il faut que le paysage géomorphologique rende possible localement une différenciation nette entre deux milieux géochimiques opposés: l'un lessivant, l'autre confinant.

D'un point de vue géomorphologique, il est intéressant de noter le "lakéré perché" VA 40. Ce lakéré de versant, en auge très aplanie imperceptiblement relevée sur les bords, est légèrement incliné vers le nord-est puis le nord près de 2 km. En amont il surplombe, par un éboulis de blocs déchaussés, l'entaille à smectites. Il paraît coupé de son alimentation en fer qui devait provenir de la butte de cuirasse ancienne VA 48 (cf dépression périphérique de la séquence est de Bodoguéné: fig.11 in Y.B. 1983a, profils VA 41 à 48). Il y a inversion de relief en cours.

Le paysage cuirassé du secteur est encadré par deux directions structurales: N65°E et sa conjuguée N140°E.

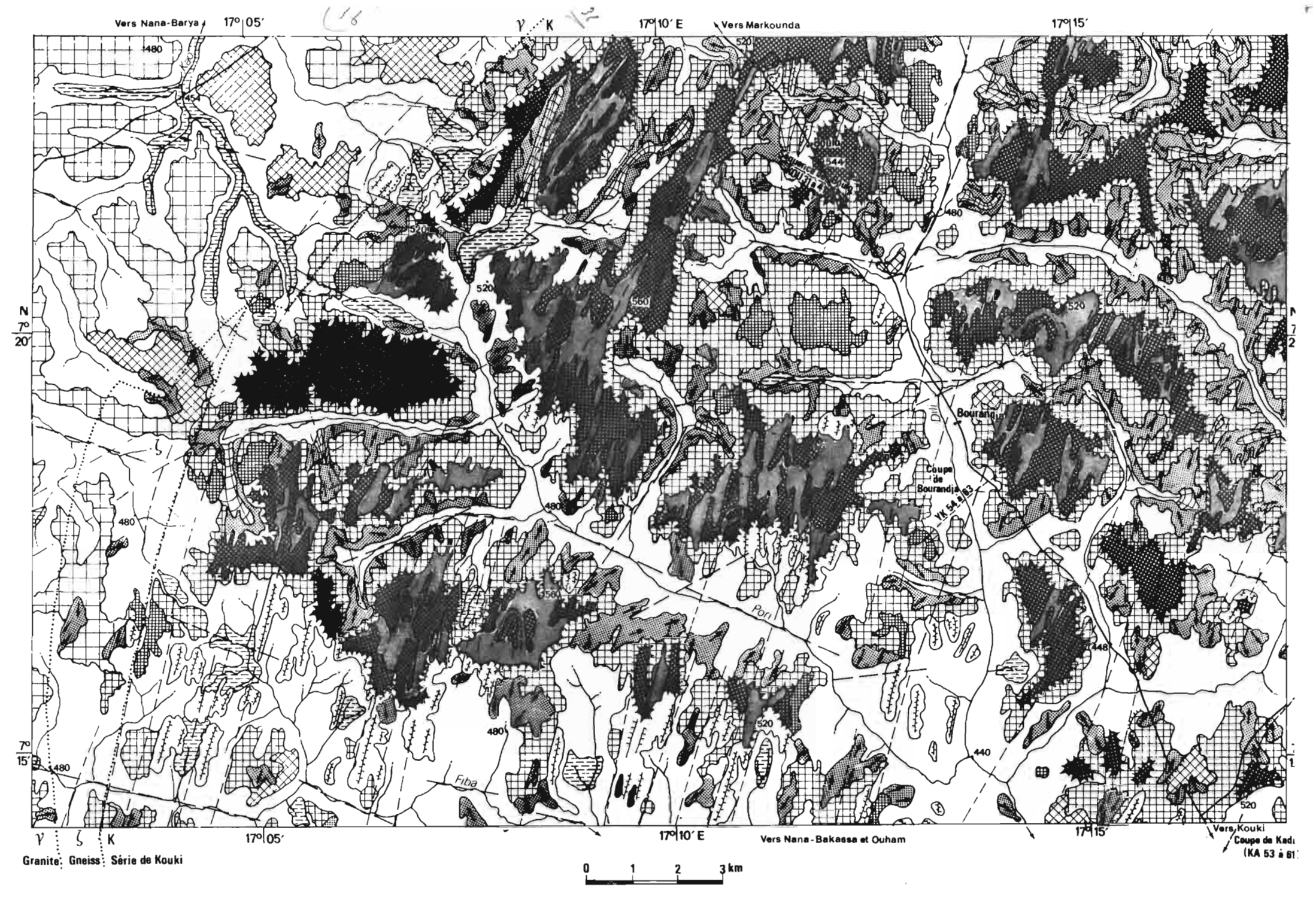

Vers Nana-Barya
17° 05′
17° 10′ E
Vers Markounda
17° 15′
N 7° 20′
7° 15′
Bourandja
Coupe de Bourandja YK 54 à 83
Diff
Pori
Fiba
Vers Nana-Bakassa et Ouham
Vers Kouki
Coupe de Kadi (KA 53 à 61)
Granite
Gneiss
Série de Kouki
0 1 2 3 km

Figure 58: Modelé cuirassé de la série de Kouki.

La figure 58, extraite de la bordure occidentale de la série de Kouki, illustre bien l'importance de l'induration de cette formation comparativement à celle des granites indifférenciés de Paoua, Markounda, l'induration du liseré de gneiss étant intermédiaire. Outre son intensité, l'induration, la série de Kouki se caractérise par sa morphologie en plateaux surélevés compris ici entre 565 et 540 mètres à l'ouest, 540-530 à l'est de la figure, tandis que les interfluves indurés sur granite ne dépassent pas 500 m.

La liaison avec la lithologie est soulignée par la disposition en lanières orientées des lakéré de ces plateaux de cuirasses anciennes. D'orientation générale N 30 à 40°E, ces lakéré en lanières peuvent présenter des virgations en arceaux (cf. 7°20' - 17°15') correspondant à des fermetures d'anticlinaux ou de synclinaux indiquant les dimensions de ces structures (de l'ordre de 5 à 7 km de long et de 1 à 3 km de large).

Ces orientations générales se retrouvent dans les barres quartzitiques dégagées par l'érosion dans les vallées. Un important cuirassement secondaire moule la partie supérieure des versants, la partie inférieure paraissant entaillée par une reprise d'érosion. Les apports latéraux ferrugineux masquent les orientations du substrat sur les lakéré, contrairement à ce que l'on observe sur le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou (cf. Fig. 15).

Le réseau hydrographique est adapté à la structure: le chevelu secondaire ou de premier ordre souligne de manière remarquable la disposition des couches. Quant aux drains principaux (Fiba, Pori), ils empruntent fréquemment des directions de fracturations transversales à la série.

La répartition des sols et de la végétation a été étudiée par une série de coupes transversales décrites dans diverses publications traitant de cette remarquable série. Citons la coupe XXI de la Bourandja (Y.B.1966), celle de Kadanga (Y.B.1971b), celle de Boulo (cf. Fig.59).

XVI.7 Plateau de Kouki (Fig.58)

L'importance des relations entre morphologie-sols et substrat ressort sur la moitié méridionale de la feuille de Kouki où l'on distingue sur les images-satellite, quatre bandes orientées de SW vers le NE.

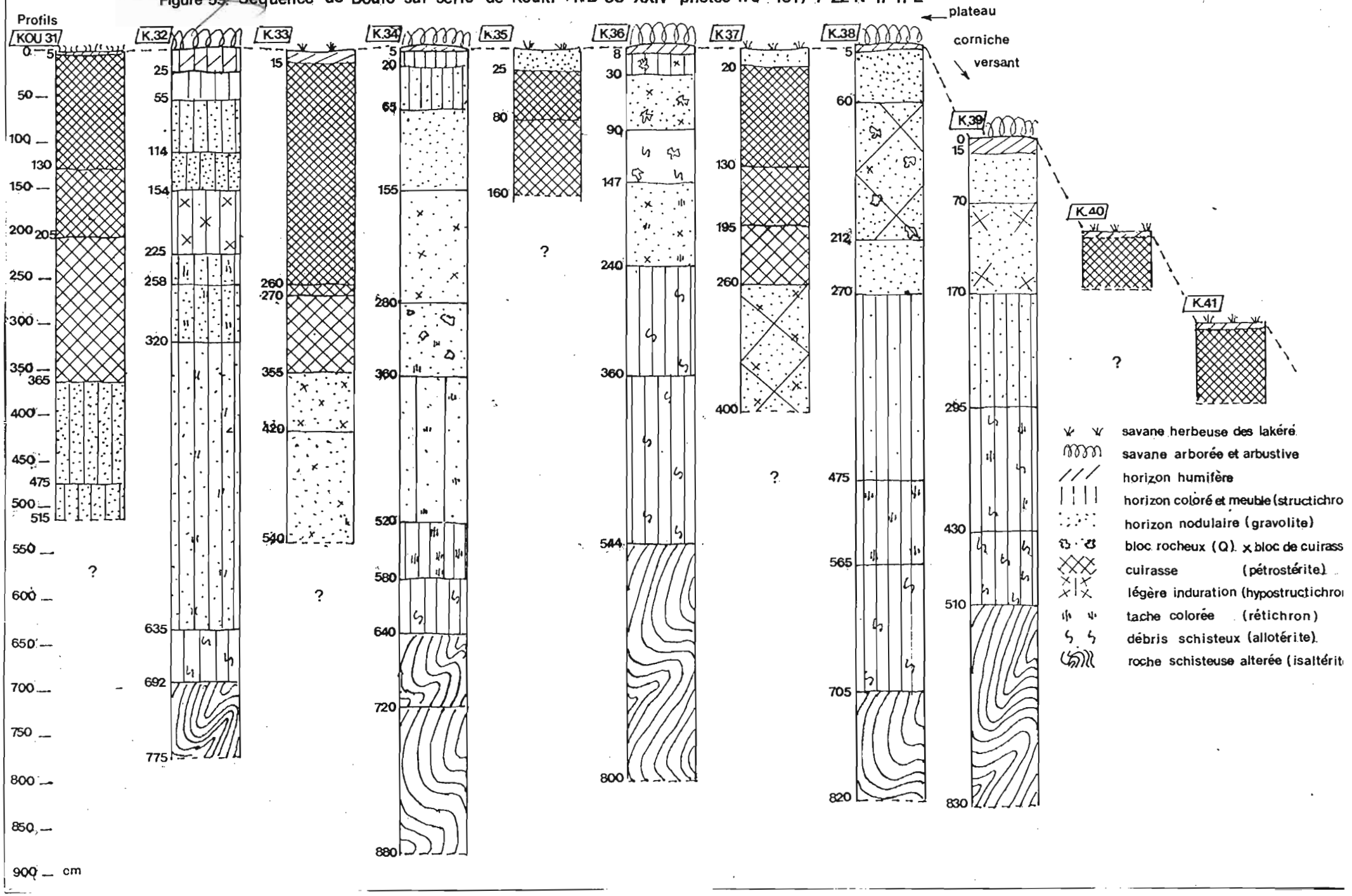
Sans revenir sur les études régionales consacrées à ce secteur (Y.B. 1971b-d-e - 76a), il est possible d'en rappeler quelques conclusions. La série de Kouki constituée de schistes avec quelques intercalations de quartzites et de roches vertes constitue un témoin exceptionnel d'aplanissement cuirassé. A l'intérieur de cet aplanissement disloqué par des directions de fracturations transversales - comme celle de la Fiba (N 110°E: 7°04'-17°08') au tracé surimposé - on distingue deux entailles successives, la première tapissée d'un important cuirassement secondaire de versant; légèrement concave, il en épouse tous les replats. Contrairement à ce que l'on observe ailleurs dans le Mbomou par exemple, un revêtement ferrugineux gris-blanc et lisse sur les photographies aériennes, masque les orientations structurales à ce niveau, alors que les barres de quartzites dégagées par l'érosion dans cette entaille, soulignent l'orientation N-NE des schistes qui ressort sur les plateaux caractérisés par une remarquable alternance de lakéré en lanières sur cuirasses compactes et de bandes étroites parallèles de savane médio-soudanienne sur cuirasses discontinues développées sur schistes, comme l'a montré en 1977 la séquence transversale de Boulo (Fig.59).

Au-dessous des lakéré, la cuirasse est compacte et dense sur 3,5 m d'épaisseur; elle devient plus discontinue comme sous la savane voisine où le schiste altéré apparaît entre 5,5 et 7 m de profondeur. Le tableau suivant indique la composition minéralogique de 39 échantillons de cuirasses sur schistes de la série de Kouki: 15 sur le plateau de Boulo prélevés dans les divers puits, comparés à 12 échantillons de surface de buttes anciennes et 12 autres échantillons du piémont sous-jacent:

Echantillons	Kaol.	Gibbs.	Boehm.	Hémat.	Goeth.	Hémat / Goeth + Hémat
(15) puits de Boulo	19	27	0	28	26	51,8%
(12) surface, plateau	16	18	ε	35	31	53,3%
(12) surface, versant	21	19	0	23	36	38,9%

Ces cuirasses sont liées génétiquement; les différences de composition ne sont pas très accusées. Elles renferment peu de résidu quartzeux (4,5 % en moyenne); la boehmite n'a été décelée que sur un seul échantillon. Dans les puits de Boulo, la gibbsite est bien caractérisée: cuirasse de type mixte et non intermédiaire. L'hématite est mieux individualisée sur les plateaux, la goethite sur les versants. Le rapport hématite/goethite+hématite (appelé RPHG

Figure 59. Séquence de Boulo sur série de Kouki (NB 33-XXIV photos 179-181)-7°22'N-17°11'E



par D.MAZALTARIM, 1989) donne des valeurs élevées, supérieures à 50 pour 100 sur les plateaux, signe de l'ancienneté de ce cuirassement. Au microscope polarisant, on décèle de petites inclusions micacées sur ces échantillons de cuirasses développées sur schistes.

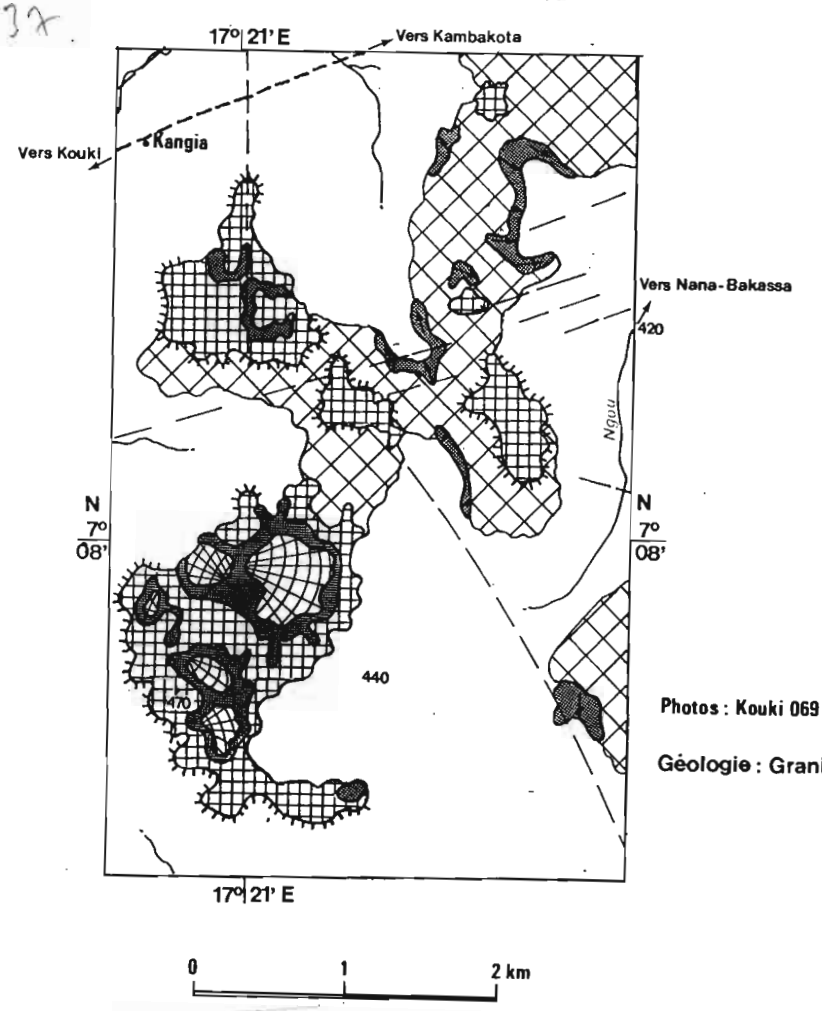
Un paysage cuirassé d'un type similaire mais moins remarquable - les contrastes y sont moins accusés - s'observe dans la boucle de l'Ouham. J.GERARD (1963) l'avait remarqué (autour de 7°20'-17°57'). Ce dernier secteur sur série de Kouki se prolonge à l'est du 18ème méridien dans la boucle de l'Ouham et même au-delà (autour de 7°31'-18°09' et 7°30'-18°04'), contrairement à l'interprétation de G. POUIT (1960) qui rattachait cette "latérite" au Continental Terminal. Suspectée en photo-interprétation, en raison des orientations N 60°-70°E du cuirassement - inexplicables sur formations continentales détritiques -, cette interprétation fut remise en cause en 1972 par une prospection de détail sur le terrain qui permit de retrouver des altérites de schistes de Kouki sur ce plateau (cf Toposéquence de Kérengué, fig.13 in Not.100, Y.B.1983a). A noter que l'entaille de ce plateau cuirassé, par l'Ouham, sur une intercalation de diorites et gabbros (7°08'-18°12'), porte des sols vertiques dans une morphologie similaire à celle du Bongon, citée ci-dessus. De même le cours de l'Ouham est ici surmonté par deux terrasses superposées: vers 420 m, une haute terrasse à galets et vers 400 m, une basse terrasse (XA 07, 7°19'-18°14') renfermant 6,9 % de TiO2, soit près de 13 % d'ilménite, valeur la plus élevée que nous ayons rencontrée en Centrafrique.

A l'est des plateaux du premier secteur d'affleurement de la série de Kouki et à une centaine de mètres plus bas, la vallée de la Nana Bakassa est surmontée, à l'ouest, de moins d'une cinquantaine de mètres par un aplanissement tabulaire sur granite. L'induration (type haut-glacis) y est réduite et le cuirassement secondaire de versant pratiquement absent. Au lieu des lakéré en lanières, on observe des lakéré en auréoles plus ou moins circulaires (cf.Fig.60 ou fig VI in Y.B.1971 d).

A l'est de la Nana Bakassa, la décoloration des sols et la faiblesse de l'induration permettent assez facilement de différencier des secteurs sur granite, ceux sur "formations métamorphiques indifférenciées". Allongé N 50°E et recoupé suivant des directions de fracturations transversales par le tracé surimposé du Hama (N 150°E: 7°13'30-17°35') et de ses affluents Kon et Si, cet étroit massif, dominant d'un peu moins de 100 m la vallée du Hama, présente un cuirassement intense: jalonné de quelques petites buttes anciennes autour desquelles diverge un important cuirassement secondaire de versant (cf. Fig.61 ou fig.IV in Y.B.1971d).

Des remarques similaires pourraient être faites pour la partie méridionale des feuilles Batangafo ou Grivaï-Pamia.

Figure 60 : Lakéré en auréoles circulaires sur granite en bordure de la Nana-Bakassa



Photos : Kouki 069 à 071

Géologie : Granite

En général, sur granite, l'induration est peu accentuée et sans escarpement net. C'est le cas au nord-ouest de la série de Kouki (bassin du Kao); par contre, sur sa bordure orientale, les interfluves sur granite sont, au niveau 460-470 m, tabulaires et indurés tout au long de la vallée sénile, encombrée d'alluvions et méandriforme, de la Nana Bakassa qui coule à la cote 416, 5 km à l'est de ces plateaux. Ils portent des lakéré de plateau très caractéristiques en auréoles pratiquement circulaires, contrastant nettement avec les lakéré en lanières orientées sur schistes de Kouki. On décèle avec difficulté quelques orientations structurales, notamment N 75°E.

L'induration peu intense est concentrée sur les interfluves; le cuirassement secondaire de versant est très réduit.

Figure 61 : Modelé cuirassé sur "formations métamorphiques du socle" (Fm)

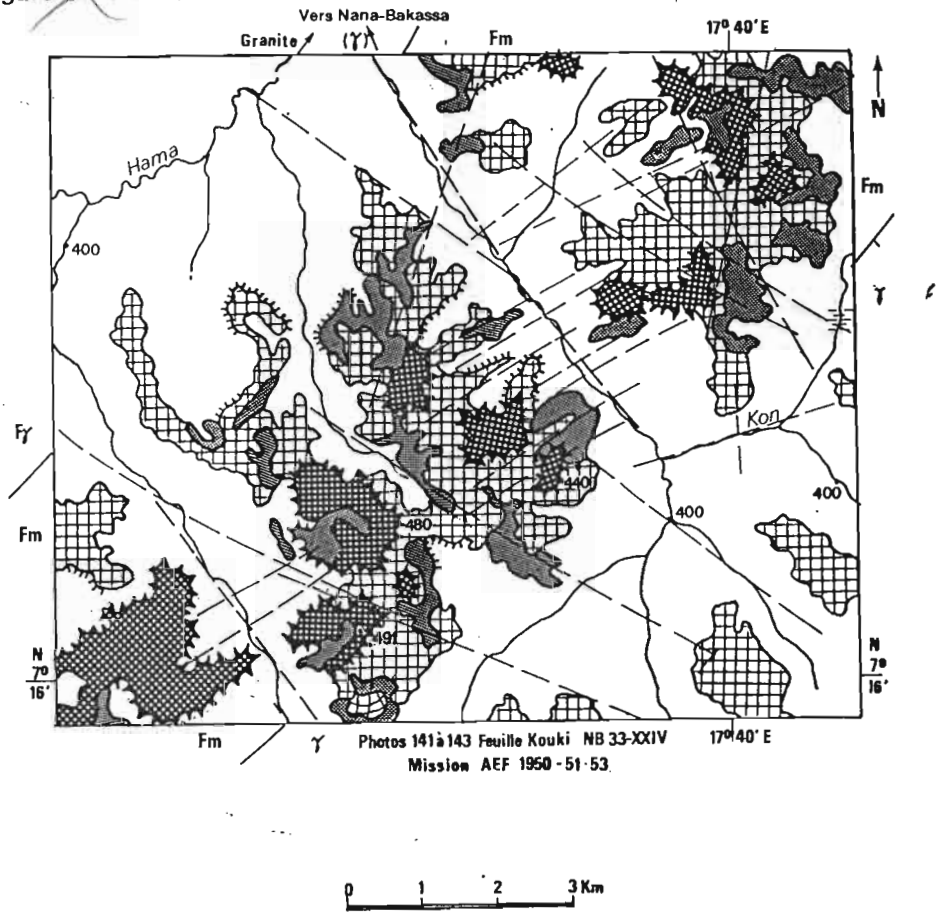


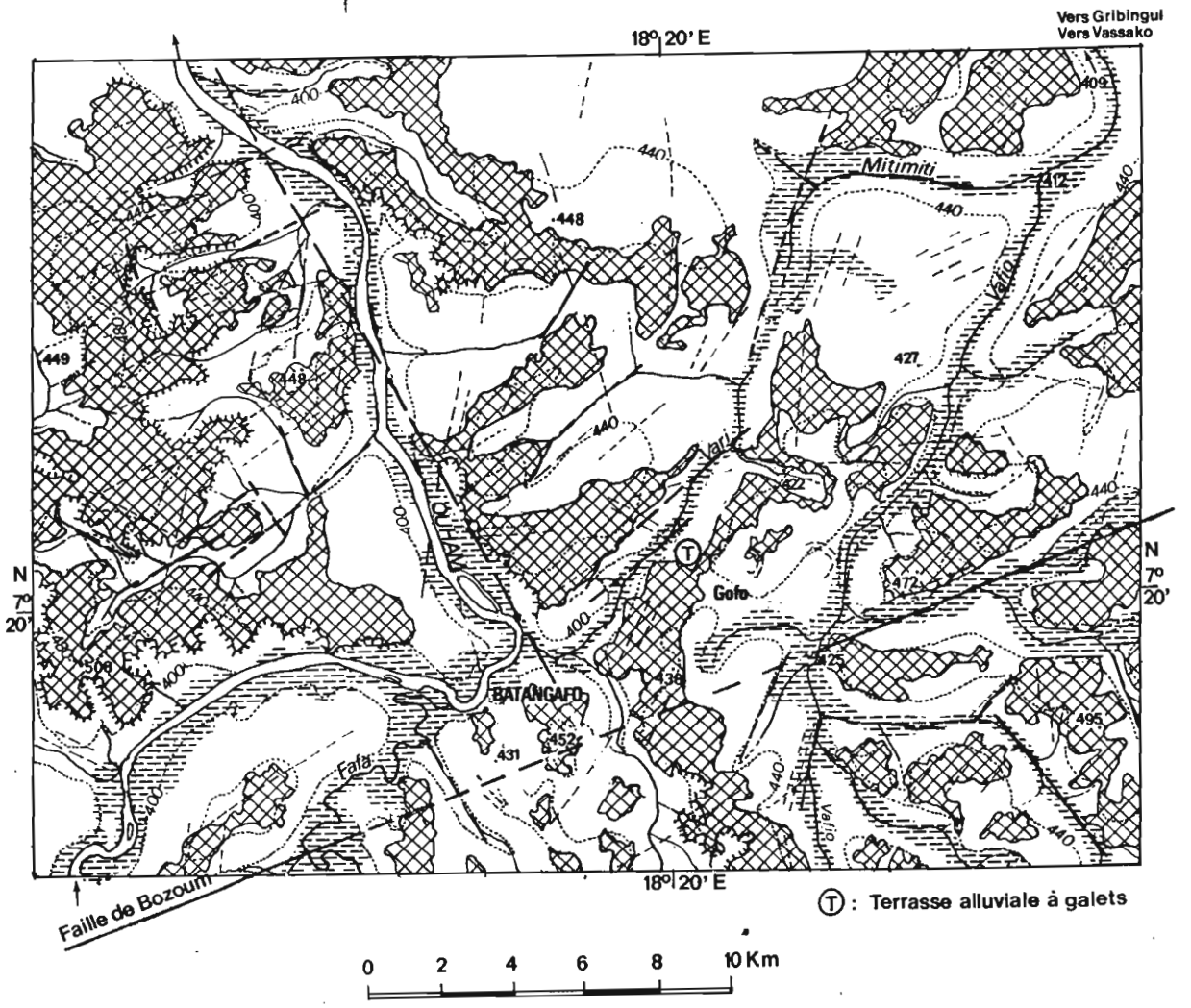
Figure 61 : Modelé cuirassé sur "formations métamorphiques du sol" (Fm).

La carte géologique de J.GERARD (1963): Bossangoa-Est indique à l'est de la série de Kouki un secteur granitique, lui-même entrecoupé, juste à l'est de la rivière Hama, d'une étroite bande de "Formations métamorphiques indifférenciées (Fm)".

Le contraste est remarquable entre les sols et l'induration de ces deux formations. Comme on peut s'en rendre compte sur la carte pédologique de Kouki (Y.B. 1975a), les sols sur Fm sont de couleur vive et bien drainés à côté des sols sur granite décolorés et souvent mal drainés en bas de pente. L'induration y est réduite vers 430-440 m.

A l'inverse sur Fm, le cuirassement est intense et étagé. Un alignement de buttes de cuirasses anciennes situées vers 480-490 m le domine. Un cuirassement secondaire de versant en dérive. L'ensemble est encadré par une direction structurale N 60°E et sa conjuguée N 145°, empruntée par les affluents transversaux de la rivière Hama.

Figure 62 : Capture de l'Ouham à Batangafo



Le granite de Dékoa se prolonge avec ses sols décolorés et appauvris dans le bassin du Di (ou Dy, autour de 7°05'-18°18'). A noter d'ailleurs que la photo-interprétation révèle deux pointements granitiques (7°37'-18°17'), au nord de l'Ouham dans un secteur cartographié en 1959 par G.POUIT comme Continental Terminal. Au milieu des micaschistes indifférenciées, les intercalations de quartzites émergent en fines lignes de crête (530 m: 7°04'40"-18°59' ou 580 m 7°01'30"-18°36'). Les charnockites affleurent à Kaga Bandoro (7° - 19°12') mais également entre Daba et Koukourou, dans un secteur cartographié en Continental Terminal: (autour des cotes 549: 7°19'-19°46') ces mamelons ruiniformes sont encadrés par un réseau à deux directions conjuguées: N 15 à 20° E et N 110 à 120°E.

XVI.8 Problème de la capture de l'Ouham (Fig. 38)

A l'appui de l'hypothèse d'un effondrement vers le N-NW du bouclier centrafricain dans ce secteur, on peut ajouter celle de la capture de l'Ouham à Batangafo, par déversement et renversement de drainage du Vari. Juste en amont, l'Ouham qui coulait vers l'E-NE, brusquement oblique perpendiculairement vers le N.NW. Elle devient alors navigable et fut utilisée par des barges entre les deux guerres mondiales. Après deux autres crochets à angle droit, elle poursuit sa route vers le nord.

Le paysage autour de Batangafo, en particulier les glacis cuirassés, sont très légèrement inclinés vers le N.E. A quelques kilomètres de l'Ouham, les rivières Vafio, Ba se dirigent vers le Gribingui, pourtant distant à vol d'oiseau de 40 km. L'explication en est structurale: l'Ouham qui coulait dans le prolongement de l'accident faillé de Bozoum vers la Vassako et le Gribingui, a été capturé à Batangafo suivant une direction linéamentaire conjuguée N 145°E, décelée sur images-satellite. Une prospection complémentaire en 1974 a permis de retrouver son ancien cours; il suivait le Vari inférieur puis la vallée morte à sols hydromorphes joignant le Vari au Mitimiti. Une preuve semble apportée par le prélèvement à la source de la mission de Gofo (BAT 8: 426 m - 7°21'-18°20'30") d'une carapace conglomératique à gros galets quartzeux, parfaitement arrondis, parfois désagrégés, englobés dans une matrice ferrugineuse. Cette haute terrasse n'a pu être déposée par un ruisseau insignifiant comme le Vari mais par contre une rivière de l'importance de l'Ouham, que nous considérons comme le véritable cours amont du Chari (Y.B. 1987a, Not. 106).

L'Ouham ne devait pas suivre l'actuel cours contourné et sénescent: Mitimiti - Vafio - Vassako - Gribingui mais un cours beaucoup plus direct vers Kabo et le NE, décelable sur les images-satellite et la carte pédologique.

XVI.9 Extension réduite en Centrafrique du Continental Terminal

En 1931, C.KILIAN avait proposé d'appeler "Continental Terminal" les dépôts continentaux du Sahara correspondant au Cénozoïque.

Depuis plusieurs années déjà, le concept et l'extension du "Continental Terminal" ont été contestés en Afrique Occidentale (cf. F.TESSIER et al. 1975, J.LANG 1986); sa révision reste à faire en Afrique Centrale.

XVI.9 - 1 Caractérisation

Le Continental Terminal, détecté dans le sud du bassin tchadien par Ph.WACRENIER (1953), a été reconnu en Centrafrique. Sur la feuille Fort Crampel-Ouest, G.POUIT (1959) décrit des sables gréseux, des latérites parfois associées à des sables roses et, dans tous les vallons, un large "flat" de formations remaniées quaternaires: sables gris et argiles sableuses. Sur Fort Archambault-est, R.DELAFOSSE (1960c) note que cette série tertiaire constitue des plateaux parfaitement horizontaux, recouverts d'une cuirasse latéritique et surélevés par rapport aux plaines de sables quaternaires qui ne sont pas latérisées. Cette formation horizontale tertiaire est postérieure aux mouvements tectoniques. Plus précis sur Bossangoa-est, J.GERARD (1963) distingue un "horizon" supérieur CT2 de sables rouges et un horizon CT1 formé de niveaux imbriqués de grès conglomératiques, de grès arkosiques, d'argiles blanches et de niveaux latéritiques.

XVI.9 - 2 Un niveau reconnu: sables rouges CT2

La cartographie pédologique régulière, effectuée dans l'Ouham entre 1964 et 1972, a permis de retrouver et de délimiter ce niveau de part et d'autre de la Nana Barya et de l'Ouham ainsi qu'au nord de Kabo. Largement développé au Tchad, sous le nom de "koros", le modelé de ce secteur se caractérise par l'absence de réseau hydrographique, de larges interfluves faiblement convexes - celui au sud de la Nana Barya s'allonge sur 60 km - des sols ferrallitiques appauvris, rouges, profonds sur sables fluviatiles - cette grande série de Maitoukoulou est proche de celle sur sables de Carnot (cf Y.B. 1983a, Not. 100). Quelques affleurements de granite dans la vallée (cf. Galé, cote 400: 7°43' - 17°10'30") soulignent la discordance de dépôt dont l'épaisseur maximale en Centrafrique n'atteint pas 50 mètres et, en général, ne dépasse pas 20 à 30 mètres.

XVI.9 - 3 Remise en question du CT1: latérites et grès

XVI.9 - 3.1 Limite socle - CT

Sachant bien que les socles précambriens étaient en grande partie latérisés, ces géologues cartographiaient un niveau de latérites uniquement sur Continental Terminal. Les limites cartographiques de cette formation avec le "complexe de base indifférencié" semble être, pour POUIT, la courbe enveloppe des formations remaniées de vallées. Faute d'affleurement, J.GERARD rattache au socle un secteur de "formations métamorphiques indifférenciées, en majeure partie latérisées".

Trois coupes topographiques, dressées sur la feuille de Kouki du 7ème au 8ème parallèle, suivant la pente générale S.SW-N.NE (fig.XIV in Y.B. 1971d), révèlent une inclinaison générale des plateaux cuirassés, réduite à 1 pour 1000 vers la cuvette tchadienne, sans biseau de raccordement au niveau supposé du contact: les plateaux cuirassés au nord se situent dans le prolongement de ceux du type principal "haut-glacis" sur socle. On notait toutefois que les plateaux de la cuirasse ancienne surplombaient toujours ceux du Continental Terminal alors que, selon J.GERARD, la série de Kouki disparaît au nord-est par ennoyage sous le dépôt du Continental Terminal.

Lors de l'étude pédologique de la feuille Kouki (Y.B. 1971e), quelques granulométries totales et morphoscopies avaient été effectuées dans des profils sur secteurs cartographiés en granite, CT1 et CT2. Alors que , selon J.PIAS (1970), les sédiments sont uniquement quartzeux au centre du bassin tchadien, il était noté que la proximité du socle se traduisait par la plus faible usure du quartz et par la présence de feldspaths: très abondants sur granite, abondants sur secteur "CT1" et encore présents sur CT2.

Plusieurs centaines de fosses pédologiques ont été creusées dans le secteur cartographié en CT1: les grès n'y ont été que très rarement rencontrés et seulement sur les versants, sous l'aspect altéré, pulvérulent, dénommé facies grès latérisé: carapace gréseuse. Le "conglomérat de base" n'a été observé qu'à proximité des grandes rivières (près de Maïssou: 7°46' - 17°26' et de Galé sur la Nana Barya). Cette cuirasse qui renferme des galets quartzeux, parfaitement arrondis, d'ordre centimétrique, nous est apparue comme une terrasse à galets, similaire de celles observées en amont sur le socle. L'échantillon observé à Gofo, au N.E de Batangafo, correspond, on l'a vu, à un ancien lit de l'Ouham.

Les prospections pédologiques nous avaient permis de vérifier sur le terrain quelques pointements de socle

repérés en photo-interprétation sur des interfluves cartographiés en "CT1" de Kouki - Batangafo (roches métamorphiques orientées: 7°34' - 17°51', 7°28' - 17°58', granite: 7°37' - 18°17'). De même avec J.L.POIDEVIN en 1977, une mission héliportée avait permis de vérifier sur la feuille Grivaï Pamia, quelques affleurements de charnockites (7°18' - 19°44'), de granite (7°41'30" - 19°43' ou 7°47' - 19°26') ou de roches métamorphiques orientées (7°23' - 19°16').

En raison de l'abondance des orientations structurales, G.POUIT avait cartographié une "boutonnière" de Complexe de base (autour de 7°40' - 19°15'). Il évoque également "quelques amas de quartz filonien dont la présence est inexplicable". Les explorateurs, tels L.LACOIN (1903) et F.FOUREAU (1902-05) qui descendaient en pirogue le Gribingui pour gagner le Chari, n'avaient pas manqué de noter, tout au long de cette rivière, des affleurements de socle provoquant de petits seuils et rapides. Exagérés sur les esquisses géologiques d'E.LOIR (1913) et M.E.DENAEYER (1928), ces affleurements ont disparu sur les cartes postérieures, bien qu'ils confirment que jusqu'au confluent avec le Bamingui, les dépôts cénozoïques ou quaternaires ne constituent que de minces placages. Un argument géophysique va encore dans ce sens. S'étonnant de trouver des anomalies positives atteignant + 30, + 40 milligals au nord de Kouki, de Batangafo et sur le Bamingui, dans des secteurs cartographiés en CT1, P.LOUIS (1970) concluait: "En RCA, à l'ouest et au nord de Batangafo, des différenciations du socle sous un recouvrement sédimentaire peu épais doivent expliquer les anomalies lourdes que l'on constate".

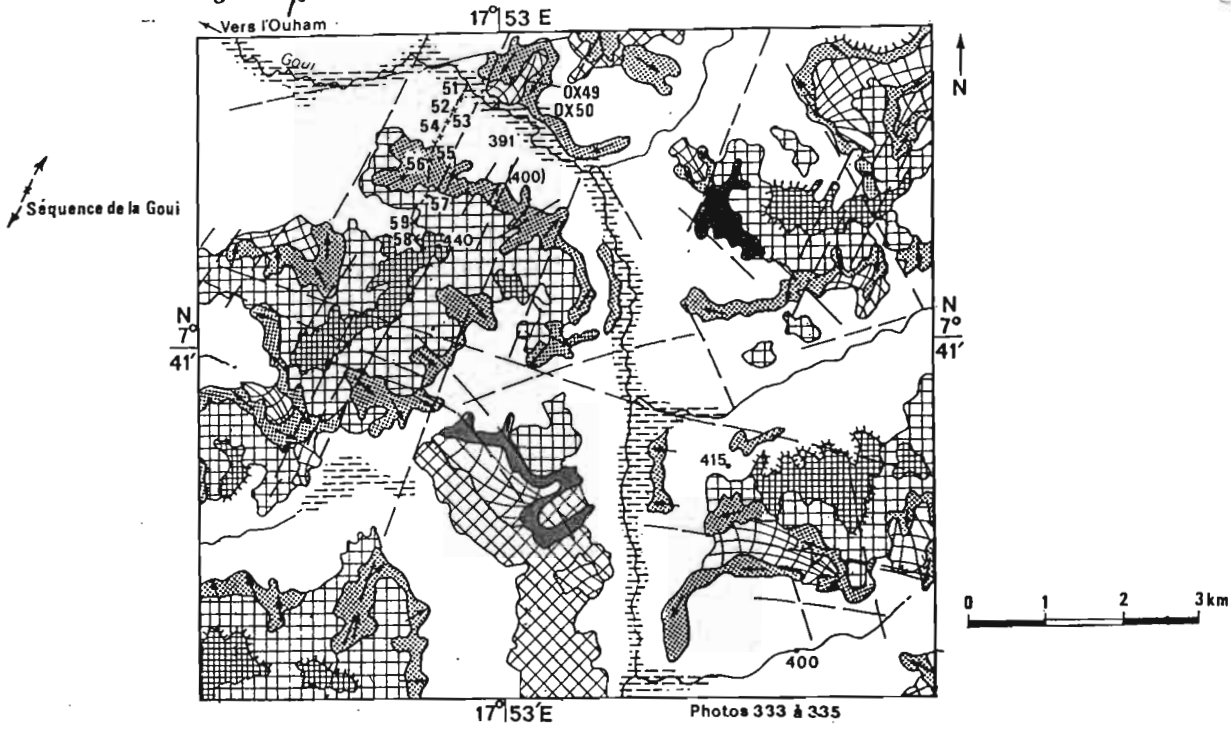
XVI.9 - 3.2 Sols et cuirassement

Suivant les vallées à la recherche d'affleurements, les géologues semblent avoir retenu pour la limite socle - CT1, la courbe enveloppe des vallons recouverts de "formations remaniées", sans se préoccuper suffisamment de la morphologie cuirassée, révélatrice du socle.

Certes, il existe quelques cuirasses sur Continental Terminal, facies grès latérisé. Cette épigénie superficielle des grès présente l'aspect d'une cuirasse vacuolaire; une patine ferrugineuse rouge sombre (10 R 3/3) recouvre un réseau de larges tubulures. La matrice gréseuse à nombreux quartz translucides, apparaît gris clair (10 YR 7/1), tachetée de jaune (10 YR 7/8)/ Le rapport SiO_2/Al_2O_3 est légèrement inférieur à deux: traces d'alumine libre. A côté du résidu quartzeux, la carapace est kaolinique et goethitique.

La légende géologique donne l'impression qu'un niveau latéritique surmonte le CT1. En fait, dans le secteur ainsi cartographié, on peut observer jusqu' à trois niveaux cuirassés, notamment au nord de la boucle de l'Ouham (cf. Fig.63 ou fig.VIII: séquence de la Goui, Y.B. 1976, et 1983

Figure 69. Modelé cuirassé étagé sur prétendus grès du CT



Séquence de la Goui 7°41'N - 17°53'E

Kouki (photos: 333 à 335)

Savane médio-soudanienne à Butyrospermum paradoxum s.sp. parkii, Pterocarpus lucens, Prosopis africana, Detarium microcarpum

Savane arborée à Anogeissus leiocarpus avec Grewia mollis, Ximenia americana

Amblygonocarpus andongensis

Khaya senegalensis

Lonchocarpus laxiflorus

Andropogon tectorum

Lakéré à Ctenium newtonii

Savane arbustive à Combretum nigricans, Combretum velutinum

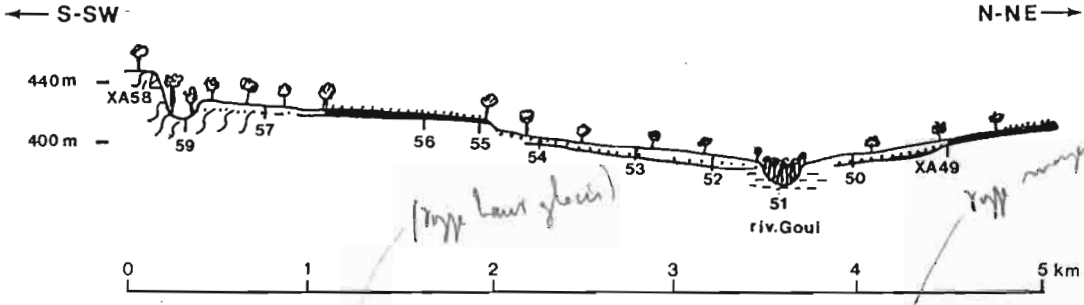
Strychnos spinosa

Daniellia oliveri

Monotes kerstingii

Burkea africana

Galerie à Manilkara multinervis,

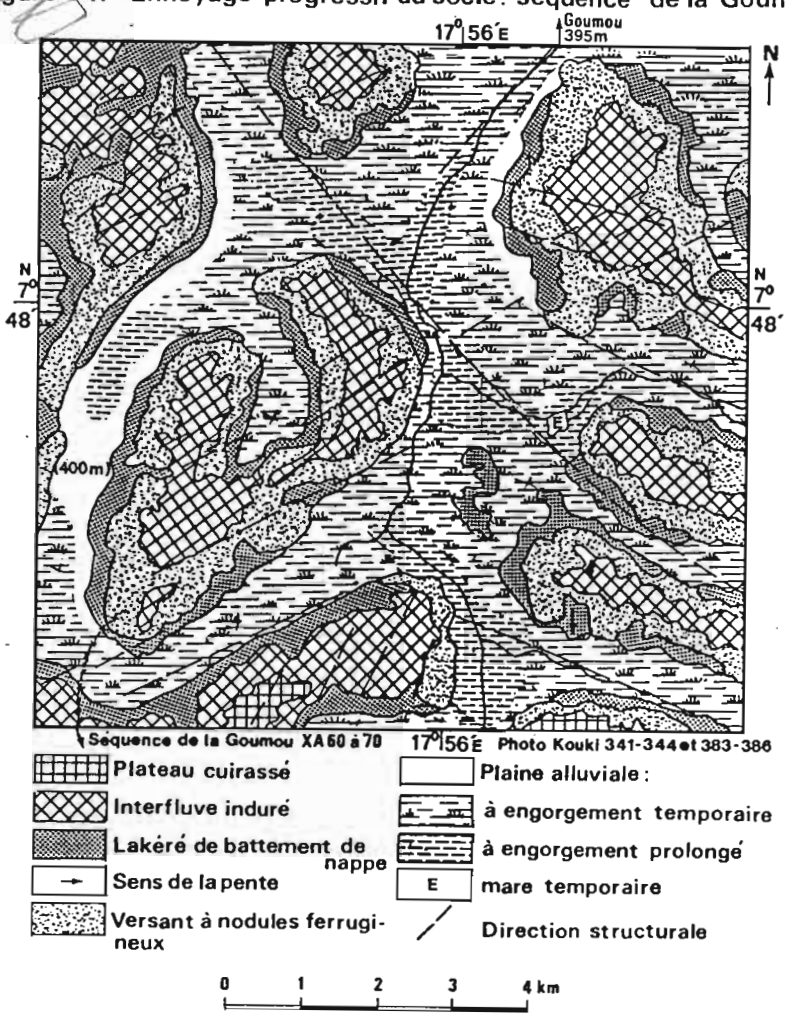


Le nord-est de la feuille Kouki a été cartographié par J.GERARD (1963) en "Continental Terminal: cuirasses latéritiques, grès grossiers arkosiques, grès beiges arkosiques à grain fin, argiles blanches".

En dépit de faibles différences topographiques, on observe trois niveaux cuirassés étagés. Les interfluves indurés, ~~voisins de 420 m~~, sont dominés au niveau de 440-450 par des buttes cuirassées autour desquelles diverge un assez important cuirassement secondaire de versant (lakéré). Le bas de versant s'indure de nos jours à proximité de la galerie forestière de la Goui.

La végétation et les sols de cette toposéquence ont été décrits (coupe cf. fig.17 in Y.B. 1983a). Des altérites du socle ont été observées à la base de la corniche sommitale (XA 59 et 57): on se trouve ici en présence d'îlots du socle ancien, au milieu de "formations remaniées" récentes. On s'en serait douté en notant les directions structurales que l'on ne devrait pas observer sur des formations détritiques du Continental Terminal.

Figure 64. Ennoyage progressif du socle: séquence de la Goumou



Séquence de la source de la Goumou (7°45'-17°54')

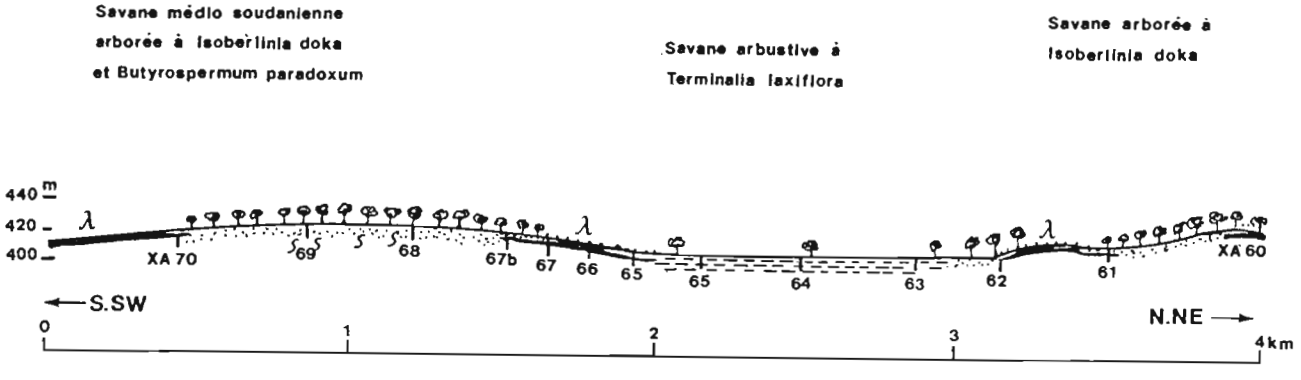
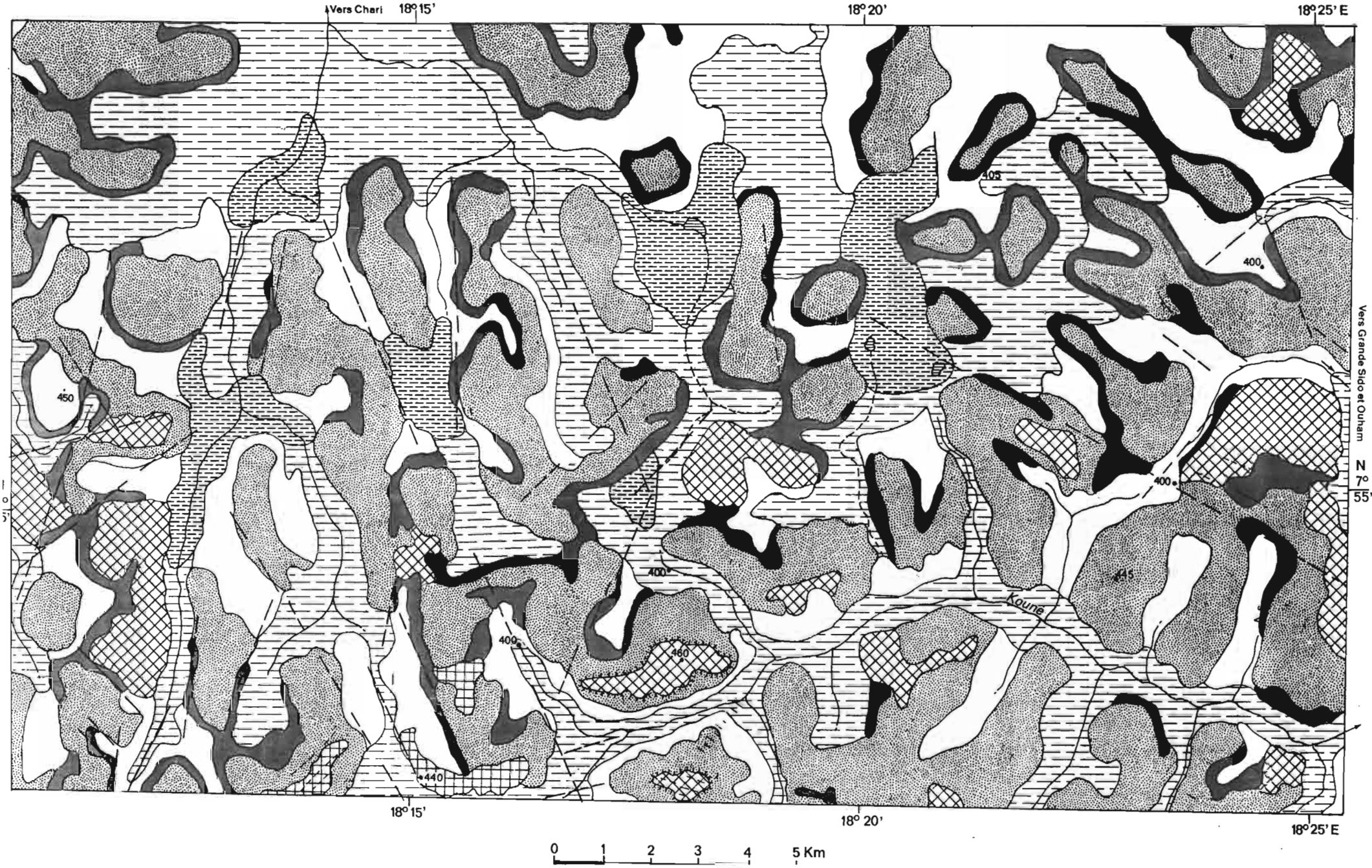


Figure 64: Ennoyage progressif du socle. Séquence de la Goumou.

A 8 km au N-NE de la séquence de la Goui (Fig. 63), le bassin de la Goumou est déprimé et encombré d'alluvions: sols hydromorphes avec quelques mares résiduelles. Les parties exondées commencent à être disséquées en îlots aux formes contournées comme celui sur lequel s'appuie la toposéquence de la Goumou XA 60 à 70 dont la coupe a été décrite (fig.8 p.27 in Y.B. 1983a).

L'interfluve plus ou moins induré repose toujours sur le socle et non sur le Continental Terminal si l'on en croit les directions structurales relevées N65°E et N110°E sur les secteurs exondés, directions que l'on retrouve également sur les bas-fonds inondables. Au voisinage de la courbe 400, la ligne de partage des eaux est soulignée par un liseré cuirassé de battement de nappe dont le profil XA 66 a été pris pour type représentatif (p.26-28 id), XA 64 (p.94-96) étant type de sol hydromorphe minéral à pseudo-gley.

Figure 65 : Modelé du secteur déprimé au nord de Batangafo. Ennoyage du socle sous les alluvions anciennes et récentes



40

Figure ~~45~~: Modelé du secteur déprimé au nord de Batangafo. Ennoyage du socle sous les alluvions anciennes et récentes.

Au nord de Batangafo-Kabo, le bassin de la Grande Sido apparaît progressivement ennoyé, non pas sous les formations détritiques du Continental Terminal, mais sous les formations alluviales récentes de la plaine tchadienne. Au sud de la figure, on distingue la dernière butte cuirassée sur socle (cote 460). A l'ouest de la cote 440, des orientations structurales N 45°E indiquent la nature métamorphique du substrat. D'ailleurs, on relève encore dans cette plaine des orientations structurales N 120 et 160°E

La courbe topographique 400 est difficile à tracer. ~~Juste au nord du 8ème parallèle, les techniciens de l'IGN ont confondu les flots exondés du socle avec des micro-cuvettes (cf feuille Moussafoyo).~~ Par contre, ~~le contour des bas-fonds hydromorphes est souligné~~ par un liseré de cuirasse de battement de nappe (bas-glacis). Le contraste est vif entre la saison sèche où il ne subsiste que quelques mares résiduelles et la saison des pluies où le secteur ennoyé est inabordable: c'était autrefois un paradis pour la faune sauvage.

La subsidence de ce secteur semble se poursuivre, encore plus au Tchad, dans la dépression du Mandoul.

Le contour de ces îlots exondés est souligné, en bordure de [illegible] d'inondation,

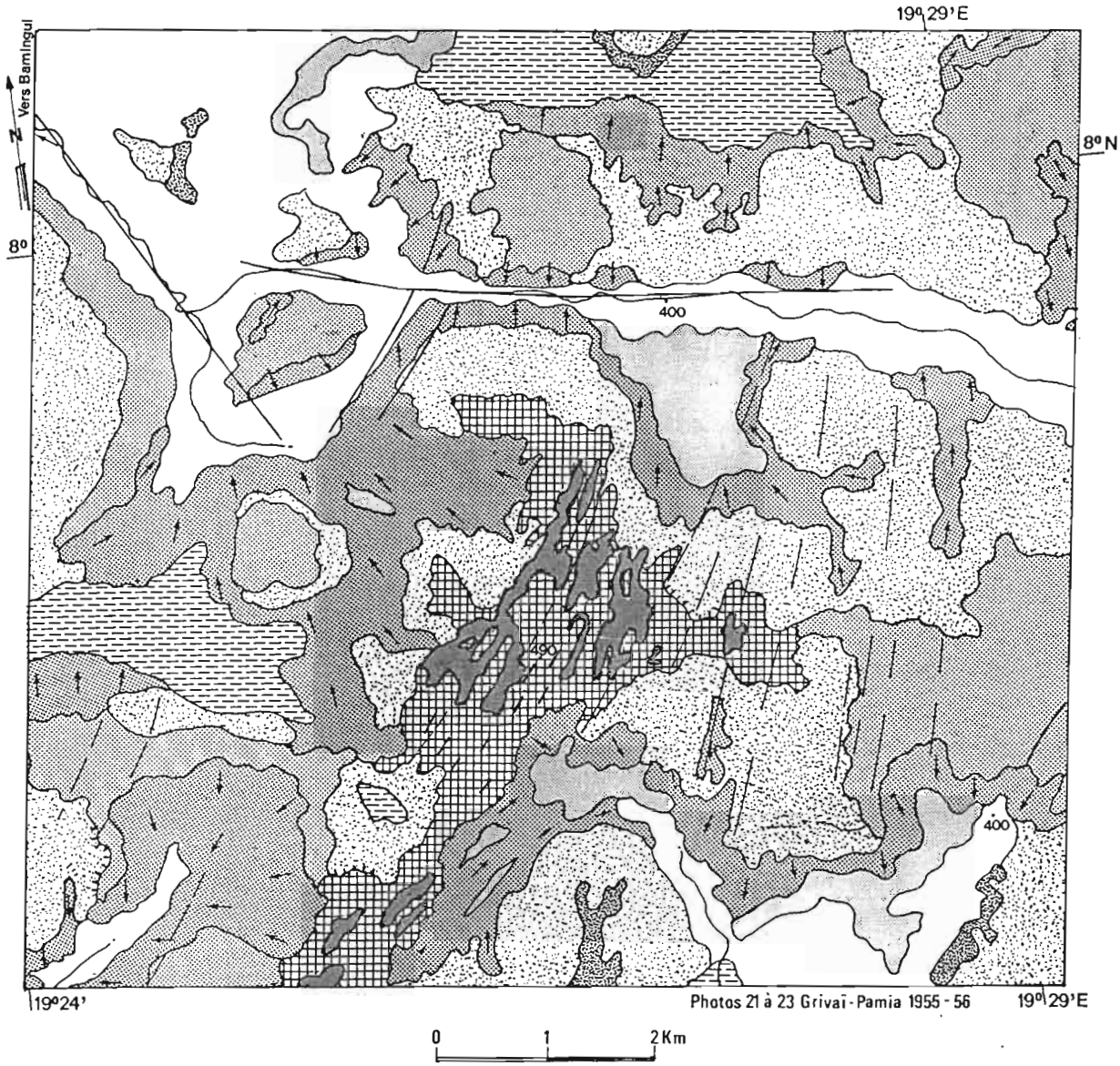
- Not. 100, fig.17). Vers 450-440 m, les interfluves sont surmontés par des lambeaux de plateaux cuirassés d'un type "haut-glacis", similaire à celui observé au sud sur le socle. D'ailleurs, les profils, creusés au pied de la corniche bordant ces témoins, se sont révélés reposer sur altérites indifférenciées du socle. Un cuirassement secondaire: lakéré de versant vers 430-420 m, diverge autour de ces témoins sommitaux; il est rattaché au "moyen-glacis". Dans ce secteur, en bas de pente vers 400 m, on observe l'amorce d'un troisième niveau: cuirasse de battement de nappe, rattachée au "bas-glacis".

Plus au nord, au niveau du 8ème parallèle, sur les feuilles Kouki-Batangafo, les différences d'altitude décroissent ainsi que le nombre de niveaux, au profit du "bas-glacis". Les bas-fonds aplanis et engorgés deviennent coalescents tandis que les portions exondées n'apparaissent plus que comme des îlots soulignés par une couronne, une auréole de cuirasse de battement de nappe (cf. Fig.64 et fig.X in Y.B. 1971d) dont l'aspect gris clair et lisse tranche en photo interprétation avec le fond gris sombre hétérogène, piqueté, de la savane arbustive sur alluvions.

Progressivement les différences d'altitude deviennent minimes (Fig.65) et difficiles à détecter, même en vision stéréoscopique de telle sorte que vers le 8ème parallèle, les dessinateurs de l'IGN ont localement interverti îlots exondés et cuvettes inondables. La preuve nous en a été apportée en creusant des fosses: seul l'examen de profils pédologiques permettait de différencier ces sols. Si l'on rattache classiquement au Plio-Villafranchien, les cuirasses de type "haut-glacis" qui recouvrent la majorité des interfluves centrafricains, on s'accorde à considérer les types "moyen-glacis et bas-glacis" comme Quaternaires, avec les formations remaniées et les alluvions récentes et anciennes (formations néotchadiennes) de telle sorte que les dépôts à rattacher au Continental Terminal ne peuvent être que très réduits, à l'exception des "Sables rouges".

Ces géologues ne paraissent pas avoir tenu suffisamment compte des orientations structurales et de la typologie des formes de cuirassement. La morphologie sur granite décrite à l'ouest de la série de Kouki, avec un liseré cuirassé: lakéré en fer à cheval autour des têtes de vallons, se prolonge au nord, cartographié en CT1, comme nous l'avions remarqué en 1971 (d, cf.fig. VIII: secteur de Kadjama Kota: 7°32' - 17°11'). De même, les lakéré en auréoles circulaires, de quelques centaines de mètres de diamètre au plus, caractéristiques, semble-t-il, de roches éruptives, observés sur le plateau granitique en bordure de la Nana Bakassa, se retrouvent au nord sur "CT1" (7°43' - 17°23', 7°52' - 17°53') jusqu'au Tchad, en bordure de la Nana Barya (vers 7°58' - 17°32') ainsi que sur les plateaux bordant (vers 8°34' - 19°)le confluent Gribingui-Bamingui où les explorateurs avaient signalé des granites à deux micas, ainsi que ,près d'Avakaba (vers 8°20' - 20°02'), sur les plateaux cuirassés dominant le Bangoran.

Figure 66 : Plateau cuirassé orienté, témoin du socle précambrien en région dite sur "Continental Terminal" à la limite Miaméré - Grivaï - Pamia



A l'ouest du massif granitique du Bamingui, dans un secteur rattaché par G.POUIT (1959) au Continental Terminal, la photo-interprétation révèle un modelé cuirassé étagé et surtout orienté. Des directions structurales divergent en éventail du nord vers le sud jusqu'au sud-ouest. Ces orientations sont soulignées par des lakéré en lanière sur une surface tabulaire cuirassée, culminant à 490 m, surmontant donc d'une centaine de mètres les vallées sur colluvions et alluvions néo-tchadiennes, à peine incisées au-dessous de la cote 400 m. Leur tracé peut souligner des directions de fracturations transversales.

Lors d'un simple poser héliporté (avril 1977), le substrat n'a pu être prélevé. Un échantillon de cuirasse superficielle du plateau Grivai 4 est de "type intermédiaire" avec très peu de quartz (0,55 %), goethite importante à côté de gibbsite et d'hématite; matrice ocre (5 YR 3/3) ou jaune (10 YR 7/8) avec des nodules rouge sombre (2,5 YR 3/2), rares pores tabulaires.

Un important cuirassement secondaire de versant diverge autour du plateau central. La morphologie indique une redistribution latérale de fer; elle montre également que cette cuirasse ancienne de plateau repose sur un îlot de roches métamorphiques orientées (cf série de Kouki) et non sur des formations du Continental Terminal.

La réalisation des cartes morpho-structurales à 1/200 000 a permis de relever des directions structurales (schistosité, foliation) sur l'ensemble de ces interfluves, à part les sables CT2, confirmant que cette région se rattache à un complexe de base qui reste en grande partie indifférencié, faute d'affleurements (Fig.66). Ces orientations sont masquées dans les vallons par les "formations remaniées". Un liseré cuirassé (lakéré de battement de nappe de bas-glacis) souligne clairement, y compris sur les images-satellite, la limite avec les formations alluviales néotchadiennes dont R.DELAFOSSE avait indiqué qu'elles n'étaient pas cuirassées.

La limite, tracée vers 8°40', entre ces deux formations par R.DELAFOSSE et prolongée par J.L.MESTRAUD vers le Chari, ne correspond pas à la réalité de terrain. Les formations néotchadiennes du sud de l'Aouk, apparaissent homogènes - alors qu'au nord, c'est-à-dire au Tchad, G.BOCQUIER et J.BARBERY (1968) ont montré leur hétérogénéité. Ces formations de teinte unie, gris foncé sur le canal 5, gris clair sur le canal 7, descendent jusqu'au sud du 8ème parallèle, avec des indentations de part et d'autre des vallées du Gribingui - Bamingui (cartographiées en grès CT1 par G.POUIT).

Sur ces formations néotchadiennes, le réseau hydrographique est sénescent, parfois fossile. Les vallées du Gribingui, Bamingui, Bangoran mais aussi Vassako (8°20' - 19°39), Makodio (8°17' - 19°27'), Miaméré (8°47' - 19°40') étaient autrefois plus importantes. L'écoulement d'inféroflux y révèle l'existence de deux niveaux de dépôts alluviaux (anciennes terrasses). Au nord de 8°50', on ne rencontre plus aucun affleurement du socle; les méthodes géophysiques ont montré que l'on se trouve au-dessus de la fosse de Golongosso (9° - 19°09')-Birao. Entre Miaméré et Aouk, il ne subsiste plus que quelques chapelets de mares temporaires dont par photo interprétation, on arrive à déceler les liaisons à l'intérieur d'anciennes vallées pratiquement fossiles: Marinda (8°54' - 19°37'), Tiri (8°50' - 19°40').

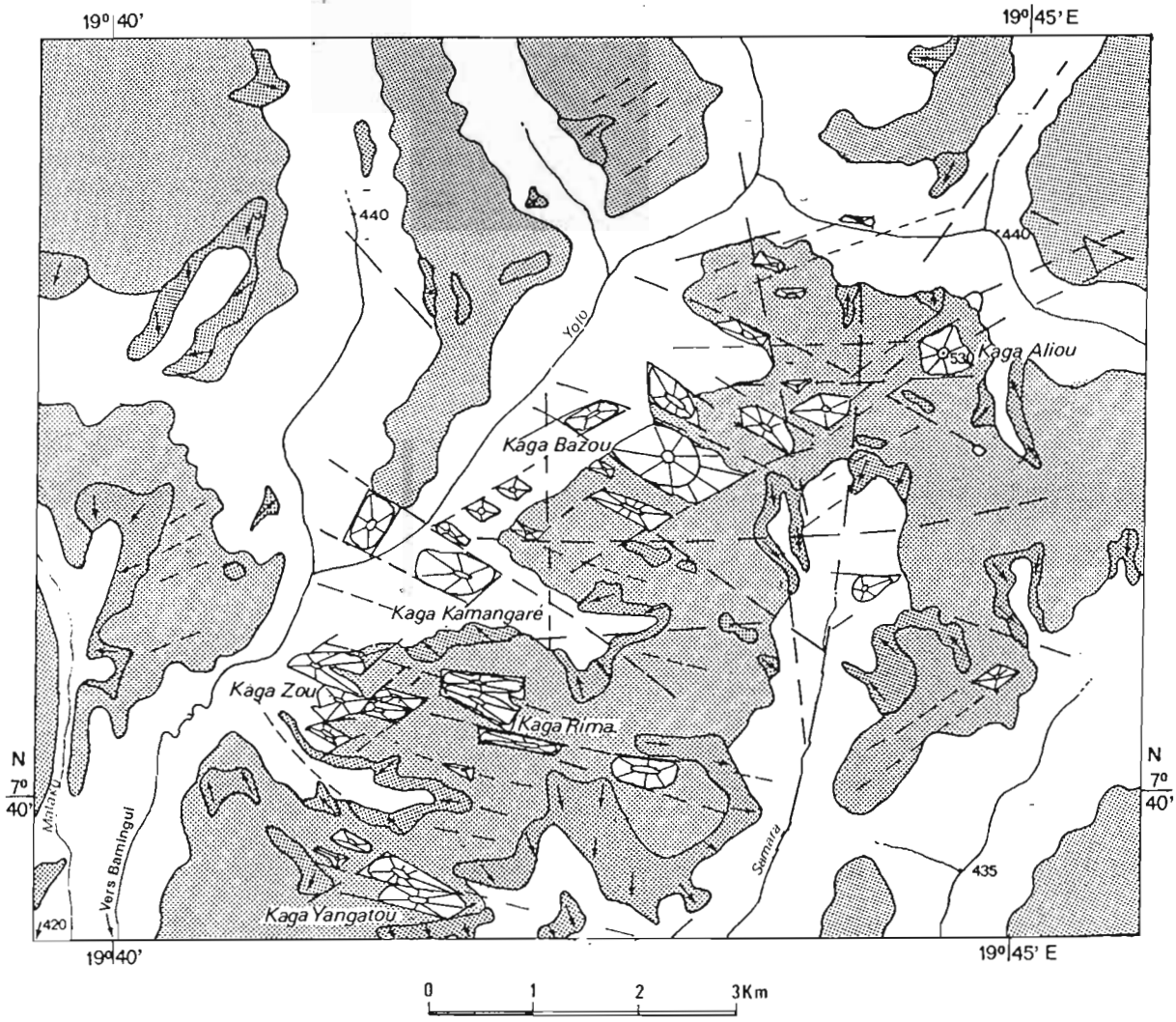
En conclusion, dans toute cette région où les affleurements sont réduits au minimum, la cartographie géologique doit se baser essentiellement sur l'étude de la morphologie et des formations superficielles.

XVI.10 Bassin granitique du Bamingui.

Couvrant près de 12 000 km2, le bassin moyen du Bamingui constitue une surface d'aplanissement, doucement inclinée de 550 m à 400 m vers le N.W et le Tchad. La monotonie du relief n'est interrompue que par les inselbergs granitiques qui, surgissant sur ce piémont, loin de tout relief de commandement, correspondent à la définition étymologique de "montagne-île". Ils n'avaient pas manqué de surprendre les explorateurs (J.DYBOWSKI, 1893). Le plus

Figure 67 : Inselbergs granitiques du Bamingui : Kaga-Bazou

(Photo 163 Grivaï-Pamia NB 34-XX)



Le nord de la feuille Fort-Crampel-est, jamais levé en reconnaissance géologique, correspond en grande partie à des granites hétérogènes, induration réduite, lakéré en fer à cheval encadrant des têtes de vallées, peu incisées, petites structures circulaires. La preuve en est apportée lorsque pointent de petits inselbergs, comme, au nord du Bamingui, le petit massif de Kaga-Bazou, culminant au Kaga Omboro (cote 550 m) à cent mètres au-dessus de la pédiplaine.

Ce petit massif est encadré par des diaclases ou directions de fracturations: N 65°E, N 115° et secondairement N 170°E. Ces observations de photo-interprétation ont été vérifiées sur le terrain (avril 1977), et un échantillon (Grivai 3) analysé (cf tableau 3).

élevé: Kaga Poungourou (615 m, 7°50' - 20°14') émerge de la pédiplaine d'une centaine de mètres seulement.

Ces inselbergs ne se répartissent pas de façon aléatoire mais en groupements orientés. Chacun de ces groupements peut être encadré par un réseau de fractures ou diaclases suivant une direction principale et sa conjuguée: N 50° et 110° E pour Kaga Bazou (Fig.67). J.HURAULT (1967) l'avait noté: ces inselbergs sont des formes d'érosion pure, liées à l'entrainement local des altérites, en relation avec le mode de distribution des diaclases. A la suite de J.DRESCH (1960), P.BIROT (1978) a également mis au premier plan le facteur structural quant à l'origine des inselbergs.

On a vu que la feuille géologique Crampel-Est n'a jamais fait l'objet d'une cartographie régulière; aussi J.L.MESTRAUD a-t-il cru que ce granite du Bamingui (R.DELAFOSSE, 1960c), connu au long de la route de Ndélé, se reliait à celui de Grivaï Pamia (G.POUIT, 1959). Les images-satellite révélaient en 1977 que les quartzites et micaschistes, encadrant le granite de Grivaï Pamia, se prolongeaient vers le S.E jusqu'à Bakala. Des crêtes quartzitiques observées à proximité de la route (cote 590, 7°05' - 19°57' ou 7°06' - 19°56'), ainsi que des lakéré en lanières (7°11' - 19°55'), sur roches métamorphiques orientées N 125° E, le séparent de celui du Bamingui dont la limite méridionale (reconnaissable à ses lakéré en auréoles) suit grossièrement le Koukourou.

L'extension minimale des granites du Bamingui est facile à tracer avec la courbe enveloppe des inselbergs repérés en photo interprétation et vérifiés sur le terrain (cf. Kaga Bazou, Fig.67, tableau 2). Notamment une direction de fracturation N 170° (7°07' - 20°23') empruntée par le marigot Mbria sépare-t-elle à l'ouest une crête quartzitique (cote 507, N 60° E), d'un inselberg granitique (cote 609, le pic Crampel de J.DYBOWSKI, 1893) à l'est. De même au sud du relief quartzitique du Kaga Hellé, une direction de fracturation N 110° E le sépare du granite du Bamingui, vérifié sur un petit dos de baleine (BAMingui 48: 7°14' - 20°47'): granite (monzonitique? Y.B. 1985c). Pour des raisons morphologiques, ce secteur granitique a été étendu jusqu'à la Ouaka au S.E.

La limite orientale du granite de Bamingui a été suivie en différenciant les inselbergs arrondis des petites arêtes quartzitiques allongées N-NE (cf. 7°55' - 20°35', 7°42' - 20°39', 7°24' - 20°38', 7°28' - 20°35'). A l'ouest, le granite du Bamingui atteint le cours du Bamingui (vers 7°35' - 19°35'). Au nord, la limite indiquée par R.DELAFOSSE (1960c) paraît minimale: un mamelon a été repéré au sud du Bolo (8°12' - 19°49'); la morphologie avec lakéré en auréoles semble encore significative près du Bangoran (8°18' - 20°04').

Même si leur importance morphologique est capitale - ils servirent en outre de refuges, il y a encore un siècle, contre les razzias de RABAH et SENOUSSI -, les inselbergs ne

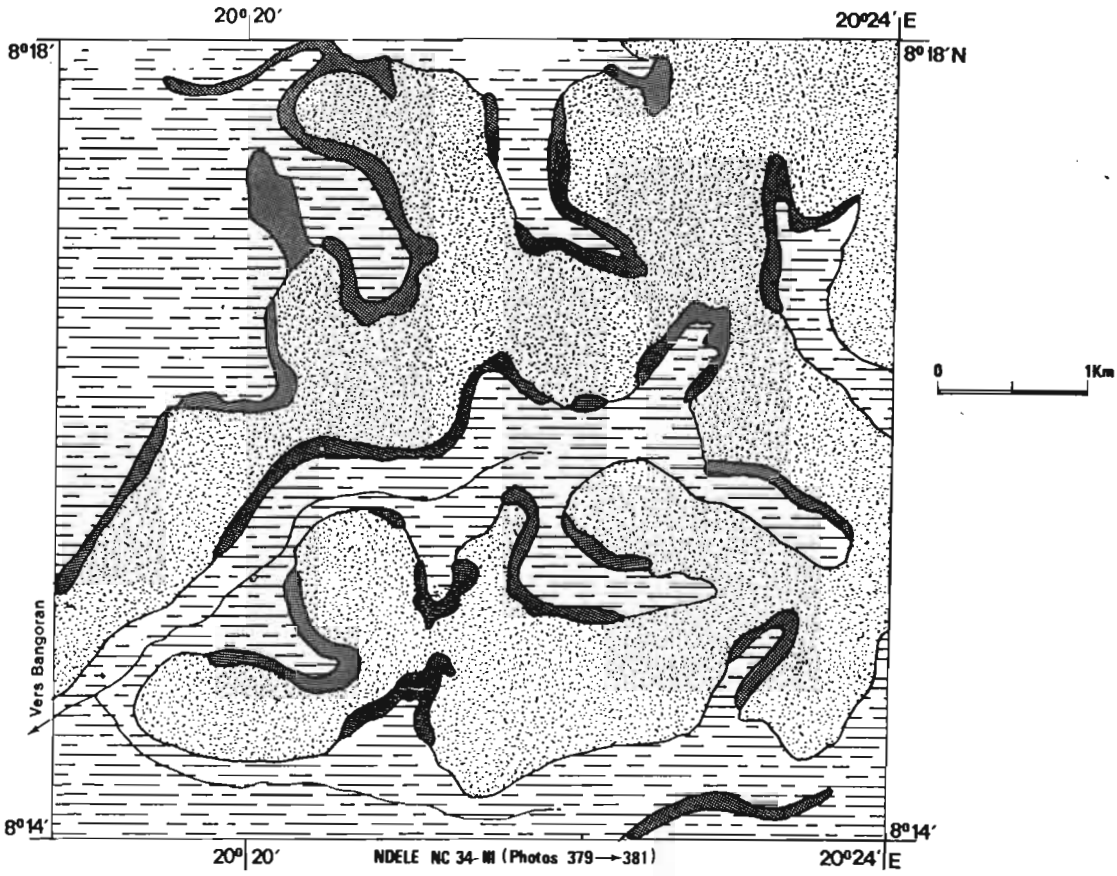
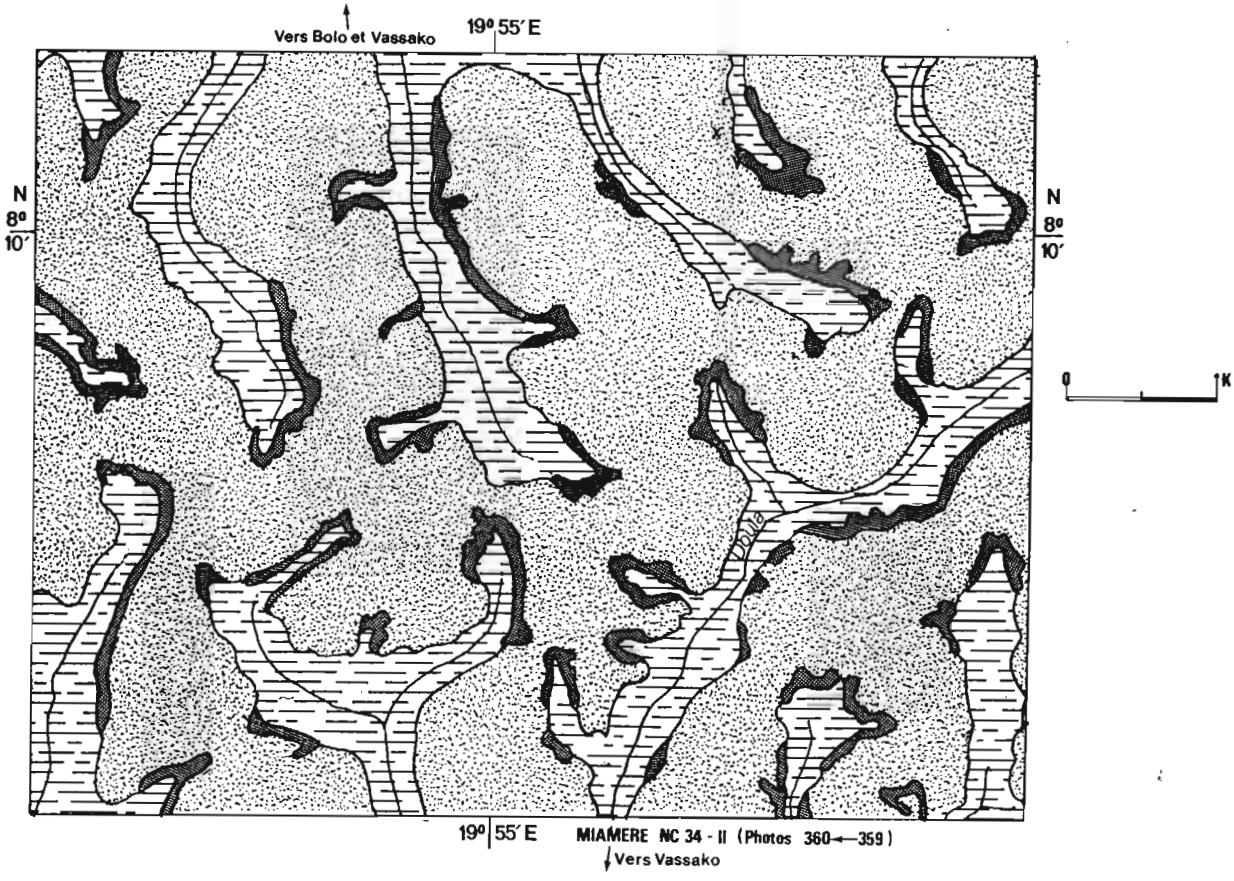


Figure 68 : **Modelé digité des secteurs déprimés à lakéré de battement de nappe au S.W de Ndélé**

Figure 69 : **Modelé digité des secteurs déprimés à lakéré de battement de nappe au S.E de Miaméré**



recouvrent qu'une faible partie du bassin granitique. Sauf sur certains sites (plateau induré du Kaga Lingbi: 483 m: 8°08' - 20°06'), l'induration des interfluves n'est jamais très accusée, les cuirasses sommitales sont en voie de démantèlement.

Ces cuirasses sont souvent d'un type "haut-glacis" banal, bariolées de couleurs peu accusées: ocre rouge (5 YR 3/3 à 6/6), ou jaune (5 YR 4/4 à 5/8), à beige (10 YR 8/2 à 6/6), finement vacuolaires avec cortex ferrugineux, à nombreux petits grains de quartz (10 à 25%). A côté de kaolinite et de goethite, on y rencontre un peu d'hématite, plus rarement de la gibbsite (glacis du piémont de Kaga Poungourou: 615 m - 7°50'"à" - 20°14').

Les sols (cf. Not. 100, 1983: grande série du Bamingui) ont des couleurs peu contrastées: sols ferrallitiques ocre. Le mauvais drainage est général en raison des faibles pentes. En fin de saison sèche, l'écoulement des collecteurs s'arrête, y compris, ces dernières années, Bangoran, Bamingui et Koukourou; il ne subsiste plus que quelques mares résiduelles (autour desquelles on pouvait espérer rencontrer encore en 1975, les derniers rhinocéros du pays). Le réseau hydrographique rectangulaire est ramifié du type "bois de renne" (Fig. 68 49 69). Les têtes de vallons en auge très aplanies sont souvent encadrées par un étroit liseré ferrugineux: lakéré en fer à cheval, caractéristiques des piémonts granitiques.

Faute de pente, les grands collecteurs ont un aspect contourné mais il s'agit de faux méandres, guidés par des directions de fracturation, aux dépens d'altérites granitiques: cf. "salines " de Gozao (7°35' - 20°24') et Mandabalé (7°33' - 20°03'), cette dernière protégée par une terrasse conglomératique à fins graviers quartzeux. Contrairement à ce qu'écrivait P.PFEFFER, les animaux n'y recherchent pas le kaolin, mais un complément de sels minéraux, d'oligo-éléments.

XVI.11 Piémont occidental du plateau gréseux d'Ouadda.

Ce piémont n'avait encore donné lieu à aucune reconnaissance scientifique avant trois missions (YB 1985-87-90) qui permettent d'en donner une première approche. Entre Koukourou et Bamingui, il est occupé par des crêtes appalachiennes aux formes très contournées - avec virgations et rebroussements -, soulignées par des barres de quartzites. Le point culminant Kaga Hellé (703 m: 7°19' - 20°48') surmonte le piémont de 150m.

Le massif paraît constitué d'une alternance de micaschistes, de quartzites à muscovite et de quartzites vitreux, ces derniers en relief. Sur le Kaga Otoro (641 m: 7°24' - 20°34'40"), le pendage des dalles de quartzite est de 30° vers le nord; quatre échantillons y ont été prélevés (leptynites, micaschistes à muscovite, gneiss à biotite,

serpentinite). Sur une kaga voisine (7°27' - 20°38'30"), les bancs de quartzites sont très redressés: 70° vers l'ouest; une pellicule ferrugineuse révèle les joints de stratifications.

Cet ensemble quartzitique se prolonge au nord du Bamingui; au sud de cette rivière, il est bordé d'enclaves gneissiques (autour de 7°30' - 20°40'30": BAM 30 orienté N 30° E, également près de Youhamba: 7°17' - 20°59'). Au N.E de l'Ivingou (7°28' - 20°50'), rivière empruntant largement une direction de fracturation N 120° E, s'étend un secteur jalonné de "dos de baleine", orientés N.W -S.E: migmatites à biotite du type embréchite. Les affleurements deviennent nombreux à l'est du 21ème méridien, où l'on retrouve la surface centrafricaine (bassin de la Youhamba). Ces migmatites ont été retrouvées (en 1987) au nord du Bamingui (7°47' - 20°49'). Par photo interprétation, on les suit dans le haut bassin du Bangoran, au pied de l'escarpement. Elles font place au nord de 8°10' à des granites, jusqu' à Ndélé où leur altération peut donner des argiles smectiques.

En conclusion, ce secteur du piémont tchadien ne diffère pas fondamentalement de la surface centrafricaine dont en Ouham et Ibingui, il paraît être un simple affaissement. Seule son extrémité occidentale, le fossé de Bozoum, correspond à un effondrement marqué, au pied de l'escarpement de Boïna-Bogali. Le paysage est dominé par des reliefs résiduels rocheux ou des buttes témoins de cuirasse ancienne dont les plateaux de Kouki constituent le plus beau fleuron. Ces cuirasses anciennes se retrouvent dans ce qui avait été cartographié en Continental Terminal. En fait, en dehors des "sables rouges" des Koros, ces formations se réduisent à quelques épandages de versant sur socle précambrien dont on assiste, vers le nord, à l'ennoyage progressif sous les formations néotchadiennes.

Chapitre XVII: LE NORD-EST CENTRAFRICAIN: MASSIF, PIEMONT ET PLAINE.

Introduction

L'escarpement gréseux des Bongo qui vers 8°40'N, limite brusquement au nord la plateau gréseux d'Ouadda, constitue une limite morphologique importante, à proximité immédiate de l'interfluve Congo-Tchad. Cet escarpement marque la limite méridionale des végétaux d'affinités soudano-sahéliennes. Il correspond au passage du domaine ferrallitique à celui des sols ferrugineux tropicaux.

Cette limite physique se retrouve dans la géographie humaine. Au sud vivent des populations animistes ou chrétiennes, les Bandas, cultivateurs de manioc; au nord vivent des populations dispersées (Gula, Runga, Yulu...) souvent islamisées (la toponymie est fréquemment empruntée à l'arabe tchadien), éleveurs, pêcheurs ou cultivateurs de mil. La densité varie de 0,4 à 0,06 habitants au km2. Cette région dépeuplée constituait récemment encore un remarquable ensemble cynégétique.

On peut la subdiviser en plusieurs unités naturelles: d'abord le massif résiduel du Dar Chala au nord-est du plateau gréseux, dont le petit massif de Bangbali constitue le pendant au nord-ouest du plateau d'Ouadda, puis le piémont sur socle de la Ouandjia-Vakaga qui assure la transition aux plaines sur alluvions néo-tchadiennes de l'Aouk et du Dar Rounga ainsi qu'aux vallées et plaines d'épandage sur alluvions récentes.

XVII.1 Massif du Dar Chala.

XVII.1 - 1 : Limites

Le massif résiduel du Dar Chala (ou Challa) surmonte au sud les plateaux indurés de la surface centrafricaine dont la limite septentrionale suit approximativement vers 900 - 1 000 m la ligne de partage des eaux: Oubangui-Chari. Au nord, la courbe 600 mètres peut servir d'enveloppe au massif en marquant la transition au piémont sur socle; il en est de même au Soudan sur le versant nilotique; ce massif déchiqueté constitue en effet le point de rencontre de trois grands bassins africains: Congo, Tchad, Nil. Nous n'avons pu qu'aborder l'étude de ce massif isolé qui abrite très probablement des reliques végétales inconnues.

23°10′
23°20′
23°30′
23°40′
9° 20′
9° 10′
Vers l'Aouk
Vers l'Oubangui
Vers Bahr el Arab et Nil
NGAYA
Ngaya
Yala
Mirimbi
Kotto
Umbelasha
Tinga
Toussoro
Kouba
R C A
S O U D A N
Q Quartzites francs
ζb Gneiss à biotites
AM Amphibolites migmatitiques
Ag Amphibolites à grenats
γ$^{S}_{III}$ Granite hétérogène
0 2 4 6km

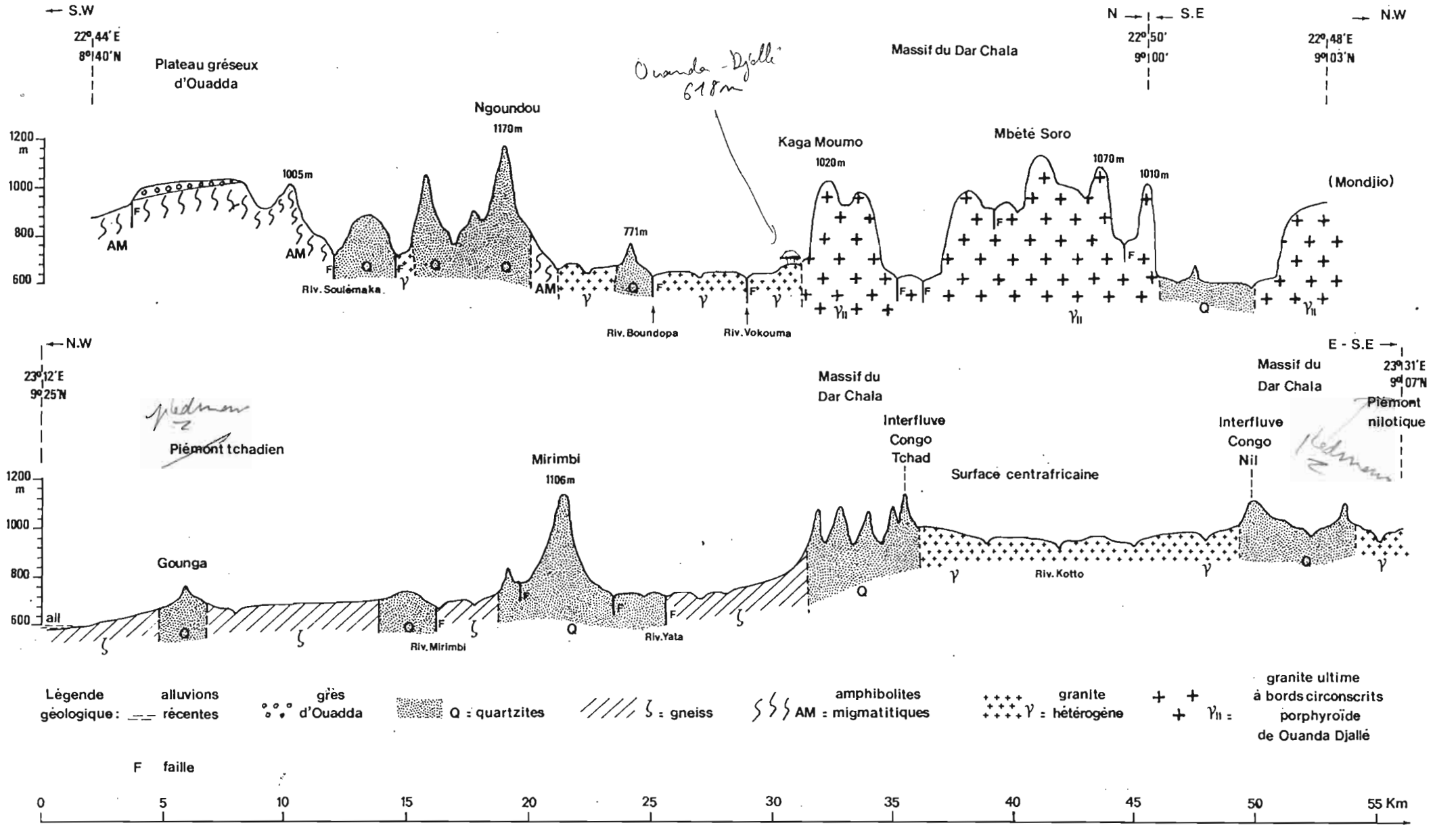
45

Figure 70: Secteur central du massif du Dar Chala, encadrant l'extrémité nord-est de la surface centrafricaine, au point de rencontre des trois grands bassins africains.

La Kotto, affluent de l'Oubangui, prend sa source à la cote 1000 (9°15'30"-23°29'30"); c'est le point le plus septentrional du bassin du Congo. Elle coule dans un bassin en auge aplanie, localement indurée ~~sur les bordures~~, et au talweg sur granite peu incisé, mal drainé au niveau 920-900 m. Ce bassin suspendu apparaît invaginé en doigt de gant, à l'intérieur du massif du Dar Chala dont les sommets dépassent 1 200 m. (le point culminant est à 1 330 m: H.Toussoro au S.W de la figure). Ils sont constitués d'arêtes quartzitiques dont on remarque très nettement les formes contournées avec des virgations (cf H.Ngaya), des rebroussements (cf Limbékodio au nord). A l'ouest, H.Mirimbi présente, comme un annélide, une curieuse forme cannelée. Des failles affectent l'ensemble du massif. La direction principale en est N 75°E: le décrochement de celle du Limbékodio atteint 3 km. A la cote 701 (au N.E), la conjugaison de deux de ces fractures N 75 et 100°E explique la capture du haut Ngaya et de son bassin affluent, suspendu sur granite (bordure orientale de la figure qui devrait normalement se déverser vers le Nil). C'est ainsi que l'Hadjer Ngaya, ligne de crête principale, n'est pas le point de rencontre des trois grands bassins africains Congo-Tchad-Nil, qui est reporté à un point du paysage sans caractère particulier au S.E de la figure.

A l'ouest, l'entaille des bassins sur gneiss de la Yata et de la Mirimbi se situe au-dessous de 650 m: de telles dénivelées, voisines de 500 m, sont tout à fait exceptionnelles en Centrafrique. L'érosion différentielle de ce massif se poursuit: rares (en dehors du bassin supérieur de la Kotto) sont les secteurs où des glacis cuirassés ont pu se développer.

Figure 71 : Coupes à travers le Massif du Dar Chala (érosion différencielle)



XVII.1 - 2 : Le relief (Fig.70)

Les pentes douces vers la Kotto et le bassin oubanguien contrastent avec celles accusées sur les versants tchadien et nilotique. Le massif du Dar Chala apparaît comme une barrière rocheuse avec des sommets dépassant 1 200 m: Hadjer ou Her (= mont) Toussoro - 1 330 m (9°08'30" - 23°15'), le point culminant, H. Ngaya - 1 326 m, H.Koubo - 1 310 m, H.Tinga - 1 282 m. Ces sommets surplombent de 5 à 600 m le piémont. De telles dénivelées (500 m sur 2 km) sont uniques en Centrafrique.

Le relief est vif, heurté et l'aspect des plissements ressort nettement sur les photographies aériennes. Il tranche avec le modelé habituel d'aplanissements arasés, figés par le cuirassement. Même avec le recul des images-satellite, on observe des entrelacs d'arêtes rocheuses dont les courbures se compliquent de virgations (cf. Djadalou-Kimba: 9°02'-23°01'), de rebroussements (cf. Limbékodio: 9°21'-23°28').

XVII.1 - 3 : Influence du substratum sur le modelé.

L'érosion différentielle conditionne les formes et l'ampleur des reliefs en fonction de la lithologie comme le montrent les coupes réalisées à travers le massif (Fig.71). Les secteurs déprimés correspondent aux gneiss, migmatites et granites hétérogènes. Gneiss et migmatites apparaissent sur des mamelons séparant des vallées larges et peu profondes. Les granites hétérogènes donnent naissance à des dômes un peu plus élevés et à des chaos de blocs arrondis; mais le paysage reste peu accidenté sur ces roches souvent orientées, concordantes avec les directions tectoniques générales.

Le contraste de modelé est frappant entre ce piémont sur granite hétérogène et les deux batholites d'Ouanda Djallé qui les surplombent brusquement de 4 à 500 mètres (cf. fig.9 - Séquence de Ouanda Djallé in Y.B.1983a). Chacun couvrant environ 150 km2, le batholite Djali culmine à 1 104 m (8°52'-22°53') et celui de Mondjio à 1 053 m (9°03'-22°45'30"). Le remarquable inselberg en pain de sucre du Kaga Moumo, 1 020 m, domine la petite sous-préfecture (800 habitants en tout!) de Ouanda Djallé; jusqu'au début de ce siècle, il constituait le refuge défensif des Yulu. Ces batholites, à bords inconscrits, apparaissent orientés, surtout Ndaya dont les contours sont denticulés. L'orientation principale N 120°E est soulignée par l'alignement de porphyblastes d'orthoclases. Cette direction perpendiculaire à celle des formations encaissantes souligne la discordance de cet ensemble de granites ultimes, post orogéniques, datés à 550 M.A.

En dehors de ces deux petits batholites, l'essentiel des reliefs résiduels du Dar Chala est constitué de quartzites en raison de la très grande résistance à l'érosion de cette formation. Les quartzites forment des chaînes de collines, allongées suivant les directions tectoniques, séparées par des vallées profondes. Ces chaînes sont généralement étroites (1 à 3 km de large), rarement plus massives (4 à 5 km au H.Ngaya, 8 à 9 km au H. Koubo). L'Hadjer Mirimbi (1 106 m - 9°16'-23°17') présente une curieuse forme cannelée, comme une annélide.

XVII.1 - 4 : Influence de la structure sur le modelé.

Tandis que sur les aplanissements centrafricains, la structure géologique est souvent délicate à mettre en évidence, on observe clairement sur les photographies aériennes que les formations du Dar Chala ont été violemment plissées en une succession de synclinaux ou d'anticlinaux, souvent déversés, parfois isoclinaux. Les pendages sont presque toujours très redressés, souvent même subverticaux. La direction générale des plissements est régulièrement N 35°E. Une idée de l'amplitude du plissement est donnée par l'exemple suivant: entre la source de la Kotto (1 000 m - 9°15'-23°29') et celle du Mirimbi (800 m - 9°19'-23°23'), une coupe traverse trois anticlinaux et deux synclinaux sur environ trente kilomètres.

Ce relief déchiqueté est le résultat de l'érosion différentielle consécutive à l'effondrement fin Crétacé du bassin tchadien par rapport à la dorsale centrafricaine soulevée pour rétablir l'équilibre isostatique. Ce faisceau de failles présente une direction préférentielle N 75°E. La faille de Hadjer Gounga peut se suivre au sol sur plus de 70 kilomètres (entre l'H. Koumou: 1 136 m - 9°32'- 23°38') et la Yata (9°25' - 23°06'). Celle du Limbékodio (9°21'-23°28') est accompagnée d'un spectaculaire décrochement horizontal. De larges bandes de mylonites soulignent la trace de ces fracturations. Des sources chaudes leur sont liées; citons celle de Yourou (670 m - 9°25' - 23°36'30").

A côté du bassin oubanguien de la Kotto, enfoncé en doigt de gant entre deux arêtes rocheuses limitant les bassins tchadien et nilotique (cf. Fig.70), le tracé des rivières est largement conditionné par la structure. Ainsi la Yata et ses affluents présentent une succession de coudes à 90 ou 180° autour d'arêtes rocheuses. Des phénomènes de captures se sont produits: celle de la Ngaya ou Boulou s'est faite aux dépens du bassin nilotique et au profit du bassin tchadien. Elle s'est produite au point de rencontre (cote 701 - 9°20' - 23°34') de deux fractures: l'une N 80°E limite abruptement au sud l'Hadjer Tinga, l'autre N 110°E limite au nord l'Hadjer Ngaya.

XVII.1 - 5 Végétation - Sols - Erosion - Cuirassement.

La végétation des vallées est une savane arborée de type médio-soudanien à Isoberlinia, Butyrospermum paradoxum et Terminalia laxiflora, à côté de forêts sèches à Anogeissus. Les reliefs sont caractérisés par une savane arbustive: Haplocoelum gallaense, Tricalysia djurensis, Vangueria cf.venosa, Cassia sabak, Rhus incana var. oubanguiensis. Un systématicien serait nécessaire pour y faire la part des influences oubanguienne, sahélienne et nilotique, et y répertorier les espèces reliques.

Les cours d'eau ont un régime irrégulier. A sec de janvier à mai, sauf la Yata (9°14'-23°18') et la Ngaya (ou Boulou: 9°20'-23°34') qui conservent un filet d'eau près de leur source, ils peuvent être dévastateurs à la suite de gros orages. Dans ce massif, pentes fortes, végétation discontinue, ruissellement et érosion n'ont pas permis le développement normal d'une carapace protectrice. Des argiles smectiques se développent assez fréquemment par néogénèse dans les bas-fonds des vallées d'épandage de la Ouandjia (8°57'-22°59') et de la Yata. Leurs constituants proviennent du démantèlement du secteur d'amphibolites et d'amphibolites migmatitiques des hauts bassins de la Ouandjia et de la Nguessé (8°50'-22°33'): dans la montée au col Quijoux (923 m, 8°41'-22°41'), le ravinement est intense; des paysages de "bad-lands" se développent. Les sols vertiques lithomorphes n'y sont pas rares. Ailleurs prédomine, à côté de lithosols et de sols lithiques, des sols jeunes kaolinitiques à évolution de type ferrugineux tropical, les uns érodés, les autres colluvionnés, passant en bas de pente à des sols vertiques (cf. séquence de Ouanda - Djallé, fig. 9, Notice 100).

Entre le rebord induré de la surface centrafricaine (cote 950 à 1 000) et la cuirasse de piémont (cote 600-650), ont été observés, dans les vallées perchées, quelques témoins de glacis cuirassés suspendus à des cotes intermédiaires: 860, 740 et surtout 720 m. Sept prélèvements de cuirasse "d'accrochage amont" de piémont ont été effectués. De facies bréchique, elles renferment de nombreux débris de quartz cariés. La moyenne des analyses triacides correspond à 33% de résidu siliceux: 27% de kaolinite, 4% d'alumine libre, 26% de goethite, 3% d'hématite et 2% d'ilménite. L'analyse minéralogique ne révèle pas la présence de gibbsite, la goethite prédomine sur l'hématite; ces cuirasses correspondent au type "haut-glacis".

XVII.2 Escarpement des Bongo - Massif de Bangbali.

XVII.2 - 1 Escarpement des Bongo.

Contrairement à ce qu'impriment la plupart des atlas, il n'existe pas au nord-ouest d'Ouadda de "massif des Bongo" (cf. "Une erreur géographique à corriger: le massif des Bongo - 1 400 m", in Y.B. Notice 106, 1987a). On observe par contre, vers 900 m, un escarpement nord, dit des Bongo, du plateau gréseux d'Ouadda. Il surplombe un ensemble de collines et reliefs culminant à 882 m (8°42'-22°32') de roches cristallophylliennes ou cristallines. A côté de quartzites et d'amphibolites migmatitiques, elles sont constituées de roches métamorphiques variées en majorité basiques, à facies charnockitique.

Notamment dans le bassin de la haute Vakaga, le réseau de fracturations y est dense avec la direction principale N 80° E et sa conjuguée N 130° E; des mylonites les soulignent. R.DELAFOSSE (1960a) considère que ces reliefs ont été dégagés par l'érosion à la suite de mouvements tectoniques tertiaires (ou fin Crétacé). Ces reliefs et fractures sont le simple prolongement occidental du massif du Dar Chala.

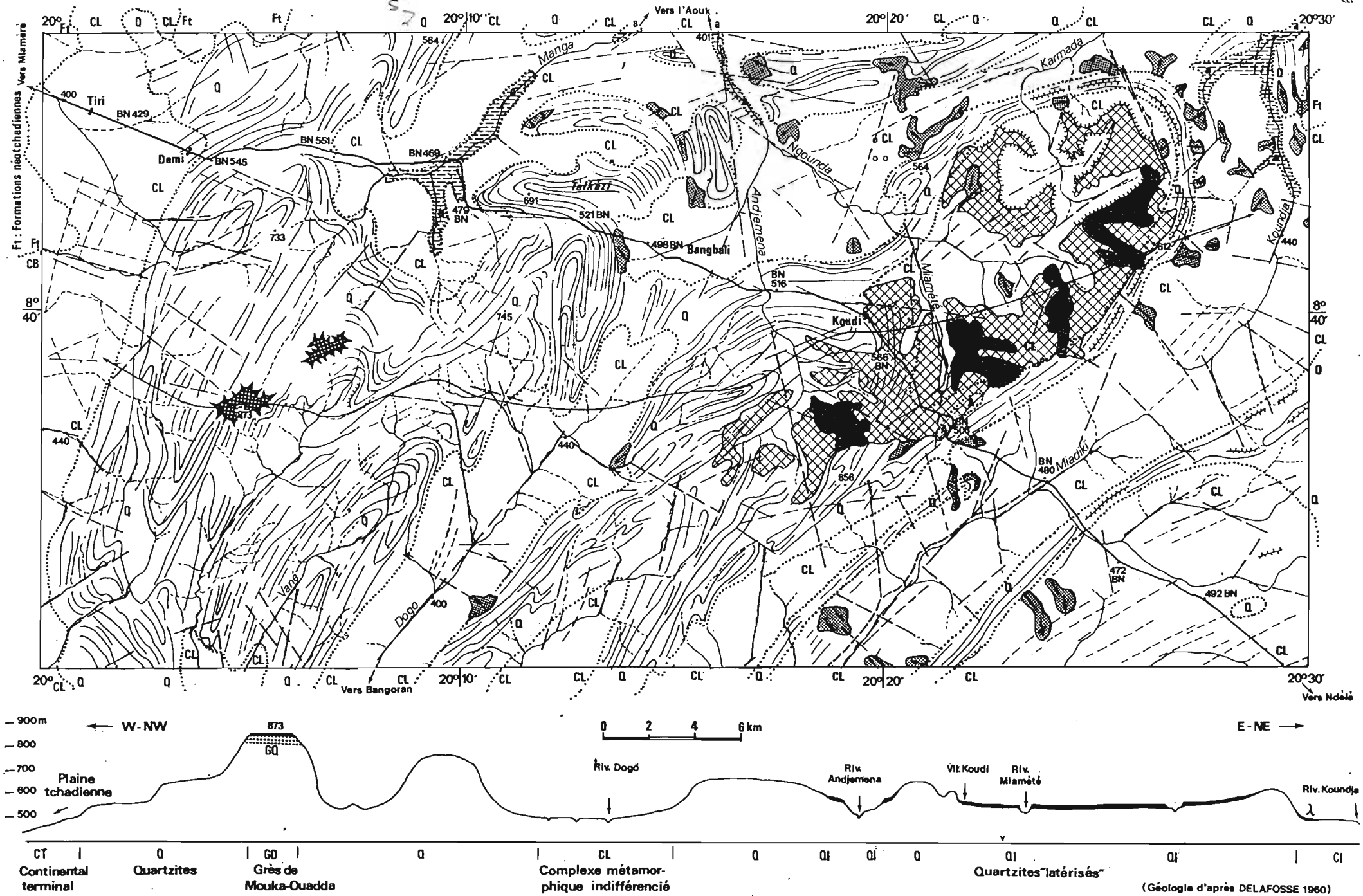
XVII.2 - 2 Massif de Bangbali ou du Dar Kouti.

Ce petit massif résiduel, s'étend au N.W de l'escarpement gréseux de Ndélé. Il domine, au niveau de la courbe de niveau 440 m, le piémont tchadien du bassin du Bangoran au sud et les alluvions néotchadiennes au nord. Modelé et sols sont liés à la lithologie en fonction de l'érosion différentielle.

XVII.2 - 2.1 Modelé sur "groupe supérieur quartzitique".

Le groupe supérieur quartzitique (R.DELAFOSSE, 1960c) couvre 2 200 km2. Il est formé de chaînes de collines parallèles allongées N 40 à 70° E. Les pentes peuvent être fortes. Ces quartzites sont peu métamorphiques, à grain fin, à stratification conservée. La finesse de cette dernière, jointe à un couvert arbustif discontinu, permet sur les photos aériennes, de dessiner (cf.Fig.72) les moindres accidents structuraux. Les plissements constituent une série d'anticlinaux et de synclinaux déjetés, d'assez large amplitude. Sur le versant abrupt de chaque anticlinal déjeté, les pendages font en moyenne 70 à 80° contre 30 à 50° sur l'autre versant.

Figure 72 Esquisse géomorphologique de la région de Koudi au NW de Ndélé



(Géologie d'après DELAFOSSE 1960)

47

Figure 74: Esquisse géomorphologique de la région de Koudi, au N-W de Ndélé (massif de Bangbali).

Au nord-ouest du plateau gréseux de Ndélé s'étend, ~~sur près de 3000 km2~~, le petit massif quartzitique de Bangbali du nom d'un village situé au centre de la piste rocailleuse qui relie Ndélé à Miaméré. L'orientation générale des bancs quartzitiques est SW-NE mais on relève des virgations (cf Télkézi), des rebroussements. Les points culminants du massif sont constitués par deux lambeaux témoins du plateau gréseux de Mouka-Ouadda conservés par une cuirasse bauxitique (OX 11 cf. VII.8), dominant le piémont tchadien de plus de 400 m (cf sols de la grande série de Miaméré et Toposéquence de Demi: XB 24 à 27 fig.12 in Y.B. 1983a).

A l'est de Koudi, la virgation d'une arête quartzitique a permis la protection contre le démantèlement d'un plateau cuirassé qu'elle enserre au niveau 550-600 m (cf fig.19 in Y.B. 1982c). Sur le pourtour et au piémont de ce replat, le cuirassement secondaire de versant est très réduit au niveau 520-500 m.

Cette région est relativement aride et déshéritée aussi bien pour les sols que pour la végétation (Y.B. 1980b). L'écoulement y est temporaire et pourtant le drainage est médiocrement assuré en saison pluvieuse (cf vallée de la Manga).

Cette tectonique précambrienne présente des virgations (par exemple de S-N à E-W à Telkézi: 8°43' - 20°12'), des rebroussements (cf. 8°38' - 20°06'). Les failles anciennes leur sont liées sans orientations privilégiées. Par contre, on retrouve les orientations nettes de cassures d'âge fin Crétacé: N 80° E avec sa conjuguée N 130° E. L'une, remarquable, des ces arêtes quartzitiques enserre en arc de cercle, d'un diamètre d'une dizaine de kilomètres (autour de 8°42' - 20°24'), les bassins supérieurs de la Ngounda et du Karmada. L'ensemble constitue un plateau induré, légèrement incliné entre 600 et 560 m, qui domine d'une centaine de mètres les alentours. De petits lakéré secondaires de piémont divergent sur le pourtour de cette couronne.

Sur les prélèvements de ces cuirasses sur quartzite, les analyses triacides soulignent l'importance du résidu siliceux (30%), à côté de 33% de kaolinite, 4% d'alumine libre et 27% de goethite (il s'agit en fait de goethite alumineuse puisque la gibbsite n'a pas été décelée à l'analyse minéralogique) et 6% d'hématite.

La morphologie cuirassée traduit l'alternance de savanes arbustives sur cuirasses compactes et de lakéré dénudés sur cuirasses discontinues. A noter que l'épaisseur de ces cuirasses peut (comme en XB 16, à Koudi: borne 566 m - 8°40' - 20°20') se réduire à une simple pellicule ferrugineuse lamellaire d'ordre centimétrique, faisant la transition au quartzite ferruginisé. Apparemment la morphologie est celle d'un aplanissement induré, mais la photo-interprétation révèle sous cette pellicule superficielle, tous les alignements structuraux du substrat granitique.

Sur ces formations, les sols meubles sont minces ou inexistants: lithosols ou sols lithiques sur roches ou cuirasses. Faute de pouvoir s'infiltrer, le plus souvent l'eau ruisselle immédiatement après chaque orage. Ce milieu relativement aride correspond à la limite méridionale du domaine soudano-sahélien. Venant du sud, on y observe les derniers Cussonia djalonensis à côté des premiers: Gardenia erubescens, Zizyphus mucronata, Fadogia leucophlea, Pavetta lasioclada...

XVII.2 - 2.2 Modelé sur "complexe métamorphique latéritisé".

R.DELAFOSSE (1960c) a cartographié en "complexe métamorphique, latéritisé, indifférenciable" (cf. complexe de base indifférencié des autres auteurs), les roches les plus anciennes du précambrien que la généralisation du cuirassement et l'absence d'affleurements n'a pas permis de différencier.

L'étude pédologique par toposéquences montre que des intergrades d'anciens sols ferrallitiques appauvris ou remaniés, décolorés, font la transition à des sols

ferrugineux tropicaux lessivés en bas de versant. On relève que sur la bordure occidentale de ce massif, un liseré de sols ferrallitiques appauvris, rouges, très sableux (cf. Toposéquence de Demi, fig. 12 in Notice 100, p.50) fait la transition aux sols ferrugineux tropicaux. De tels sols sont à rapprocher de sols dits au Tchad "des koros" sur sables rouges du Continental Terminal" (cf. chap. XVI.9 - 2).

En dehors de la Tété ou Manovo (8°40'-20°55'), sur la bordure orientale du massif, dont l'écoulement est semi permanent car elle provient du plateau gréseux, toutes les rivières du massif sont saisonnières. Au sud du massif, les marigots Miangoulou, Djamassinda ou Kotongolo, Miadiki ou Dogo coulent parallèlement entre les arêtes quartzitiques au N.E vers le S.W et le Bangoran. Sur le versant nord, les marigots convergent vers le N.W et la Djangara (8°50'-20°15'), affluent de l'Aouk. Le drainage de ce bassin est médiocre; il est parsemé de bas-fonds herbeux à engorgement temporaire: Manga, Koudoukalé, Taguiguim. Les derniers témoins de forêts denses sèches et de galeries forestières ne dépassent pas 8°55' vers le nord.

XVII.2 - 2.3 Erosion différentielle

Rappelons que ce massif de Bangbali est surmonté à l'ouest par deux buttes témoins cuirassées bauxitiques dominant de près de 500 m, la plaine tchadienne. Ces buttes sont situées à 50 km de l'escarpement du plateau gréseux de Ouadda, dont les interfluves n'atteignent pas 700 m au nord de Ndélé. Elles impliquent donc une ancienne extension du placage mésozoïque au-dessus de l'ensemble du massif de Bangbali. Si les reliefs quartzitiques de ce massif s'étagent entre 450 et 850 m, vallées et dépressions sur complexe métamorphique se maintiennent entre 400 et 500 m. Sur ces dernières formations, l'érosion différentielle aurait donc, depuis l'Eocène, entraîné près de 300 m d'épaisseur de matériaux qui ont largement contribué en tant que dépôts gréseux ou sableux du Continental Terminal à combler le fossé de Doba - Golongosso - Birao, sur la frontière tchadienne. Tous ces reliefs résiduels du nord-est centrafricain ne couvrent au total que 16 000 km2.

XVII.3 Piémont de la Ouandjia - Vakaga.

XVII.3 - 1 Généralités

Ce piémont s'étend entre le massif du Dar Chala, prolongé par l'escarpement des Bongo et la plaine de l'Aouk - Aoukalé sur alluvions néo-tchadiennes. Son altitude de base est comprise entre 600 m au sud, passant à 550 m au nord-est sur Raméla et 440 m au nord-ouest autour du Parc Saint-Floris.

L'étendue de ce piémont nous paraît avoir été sous-estimée à ce jour. La carte internationale du Monde à 1/1 000 000 (feuille Am Timan, IGN, 1963) représente toute la moitié sud de la feuille Saint-Floris (NC 34 X) en tant que plaine inondable, ce qui n'est pas le cas. Il en est de même pour le secteur similaire, reposant prétendument sur "Continental Terminal", le long du 8ème parallèle, au nord de Batangafo.

Selon R.DELAFOSSE (1960c), les grès cénozoïques du Continental Terminal affleureraient dans la plus grande partie du bassin du Bangoran et secondairement dans celui du Bamingui au sud de 8°40'. Au nord du massif de Bangbali et de l'escarpement des Bongo, les alluvions quaternaires néo-tchadiennes, transgressives sur le Continental Terminal, arriveraient directement au contact des séries précambriennes: entre 8°40' et 9° N, sur la feuille Fort Archambault Est (de 19°30' à 21°), entre 8°35' et 9°45' sur Ouanda-Djallé Ouest et aux environs de 9°40' sur Ouanda Djallé Est (de 22°30' à 24°).

D'après cet auteur, la série cénozoïque constitue des plateaux horizontaux surélevés par rapport aux plaines de sables quaternaires. Ces plateaux sont généralement recouverts d'une "cuirasse latéritique". Ce caractère les différencie des plaines quaternaires qui ne sont pas "latéritisées". Selon nos observations, un liseré réfléchissant la lumière (très clair, sur les photographies aériennes) de cuirasse dénudée ("lakéré de battement de nappe") délimite le contact entre le secteur déprimé sur alluvions néo-tchadiennes et celui exondé sur piémont tchadien, dit sur "Continental Terminal". Ces limites, suivies sur de multiples photographies aériennes et reportées sur les esquisses morphopédologiques et morphostructurales à 1/ 200 000, se devinent assez clairement sur les images-satellite. Ce type de "modelé digité en bois de renne" remonte jusqu'à 9°30' dans le parc Saint-Floris. Curieusement, R.DELAFOSSE a représenté un modelé digité - séparant alluvions récentes et formations néo-tchadiennes - uniquement à l'est de 21°40', alors qu'un modelé similaire se poursuit vers le sud-ouest.

D'un point de vue phytogéographique, à l'intérieur d'un domaine soudano-sahélien, l'ensemble de ce piémont ou district de la Vakaga, avec une pluviométrie annuelle voisine de 1 100 à 1 200 m, paraît plus proche du domaine soudanien que celui des plaines de l'Aouk: Butyrospermum paradoxum (karité), Detarium microcarpum, Daniellia oliveri, Burkea africana y sont bien représentés avec les savanes boisées à Monotes et Isoberlinia, à côté d'espèces sahéliennes comme Xeromphis nilotica.

On peut subdiviser le piémont de la Ouandjia-Vakaga en deux secteurs: l'un au sud, localement accidenté, entièrement sur socle ancien, l'autre au nord, généralement très aplani, correspond à un ennoyage du socle ancien par des formations colluvio-alluviales récentes qui donnent au paysage son aspect digité.

XVII.3 - 2 Piémont sud sur socle précambrien de la Ouandjia.

Ce secteur correspond à la moitié sud-est du piémont tchadien. De multiples reliefs résiduels émergent du piémont, sous les colluvions duquel le socle n'est jamais qu'à quelques mètres de profondeur comme l'indique les puits.

XVII.3 - 2.1 Reliefs quartzitiques

De même que dans le massif voisin du Dar Chala, on y retrouve de nombreux arêtes quartzitiques à orientation préférentielle N 30-40° E, direction générale de la tectonique précambrienne. L'éclairage rasant fait ressortir ces arêtes sur les images Landsat. Il est vrai que certaines surplombent le piémont de près de 400 m: Fam (1 002 m: 9°34'20" - 22°44'). On y relève de même des virgations (cf. Ngolo: 9°55' - 22°20'), des rebroussements (cf.Mandjéré: 912 m: 9°35' - 23°12'), parfois des structures curvilignes, comme cette "boutonnière" de gneiss, de 4 km de diamètre, à structures concentriques qui apparaît au milieu des quartzites au N.W de Tala (9°35' - 22°36'). Il en est de même pour les directions de fracturation qui peuvent être accompagnées de sources chaudes comme celle de Mouvou (530 m: 9°50' - 22°37'40"), située près de Délembé, dans le prolongement d'une faille N 160° E, affectant l'arête quartzitique de Ngomya. Ces accidents peuvent donner lieu à des minéralisations comme les minéralisations cuprifères de Ngadé (cf. V.BIRLEA, 1977 - 9°46' - 23°19'). Au pied de ces arêtes isolées, subsistent quelques glacis de piémont cuirassés, similaires à ceux du Dar Chala. Dans ce secteur dépeuplé, vivent les derniers Grands Koudous (Tragelaphus strepsiceros) du pays.

XVII.3 - 2.2 Modelé différencié en fonction de la lithologie.

Les granites couvrent une superficie importante, notamment au sud-ouest de ce piémont. Les facies porphyroïdes affleurent le plus fréquemment (autour de Moutou: 621 m: 9°22' - 22°06' ou vers 8°55' - 22°11'), soit en dômes, soit en chaos de boules arrondies. Les gneiss constituent souvent des aires déprimées entre Raméla et Ouandjia. Le petit secteur des "grès de Coumbal" n'affleure que de part et d'autre du Koumbal (vers 9°23' - 22°58'). Il est constitué de grès compact, à ciment calcaire, et d'arkoses, riches en feldspaths et micas. Cette formation sédimentaire détritique, non métamorphique, est discordante sur les formations cristallophylliennes du Dar Chala. Postérieure aux plissements précambriens ayant affecté ces séries, elle est faiblement plissée. Par analogie de facies, R.DELAFOSSE (1960b) l'assimile à la série de Fouroumbala

(grès de Kembé). Certains blocs sont basculés à la suite de cassures consécutives aux effondrements (fin Crétacé).

Les sols, généralement tronqués, dérivent d'anciens sols ferrallitiques ocre. Leur évolution actuelle est de type ferrugineux tropical. Ce sont des "sols intergrades". Au sud-ouest de Raméla, les glacis cuirassés sont assez bien conservés. Il semble qu'il y ait récemment reprise de l'érosion. En effet, dans le bassin de la Koubo sur gneiss (autour de 9°11' - 23°02'), le ravinement est assez important. On y observe des micro-paysages de "bad-lands" inhabituels en Centrafrique.

XVII.3 - 2.3 Végétation et substrat.

La végétation paraît assez fortement influencée par le substrat et le modelé. Au sud-ouest, la station du Goro (autour de 8°50' - 21°40') sur granite est couverte d'une savane arborée à base d'Anogeissus leiocarpus, Terminalia laxiflora et Butyrospermum paradoxum. Les savanes boisées à Monotes et Isoberlinia sp. y sont bien représentées. Au centre-est, la zone déprimée sur gneiss de la Ouandjia (autour de 9°20' - 22°40') a une végétation à base de Xeromphis nilotica, Anogeissus leiocarpus, Ximenia americana, Terminalia laxiflora et Isoberlinia sp.. Juste au nord, la station de Délembé (autour de 9°50' - 22°40') sur quartzites est à base de Balanites aegyptiaca, Anogeissus leiocarpus et Butyrospermum paradoxum. Les savanes boisées à Monotes et Isoberlinia sp. n'y sont pas rares de même que les bambousaies à Oxytenanthera abyssinica avec des rôneraies à Borassus aethiopum, signes d'une nappe phréatique proche.

XVII.3 - 3 Piémont nord à "modelé digité en bois de renne".

XVII.3 - 3.1 Modelé type

La bordure sud du bassin tchadien, autrefois cartographiée en "Continental Terminal" sur les cartes géologiques, se caractérise souvent par un type de modelé particulier que l'on peut qualifier d'arborescent, de " digité en bois de renne". D'abord observé au nord de l'Ouham (Y.B. 1971d - 75), ce modelé a été retrouvé au nord de Grivaï Pamia, au sud-est de Miaméré (Fig. 69) et au sud-ouest de Ndélé (Fig. 68), mais aussi au nord de Pata, au sud du Parc Saint-Floris ainsi qu'à l'ouest d'Ouandjia.

Ce modelé aplani est très légèrement convexe. Les vallons, larges d'un ou deux kilomètres et à fond plat, sont encombrés de dépôts superficiels: formations remaniées colluvio-alluviales quaternaires. En raison de leur faible pente, ces vallées peuvent être inondées temporairement:

leur niveau de gris est plus foncé sur les images-satellite et les photographies aériennes que celui des interfluves exondés. Surtout la limite entre ces deux unités morphologiques est souvent soulignée par un liseré dénudé induré: "lakéré de battement de nappe".

En dehors des alluvions récentes non stabilisées (sols peu évolués d'apport fluviatile), les vallées sont occupées, comme dans le nord de l'Ouham (Batangafo), par des liserés de sols ferrugineux tropicaux hydromorphes, passant latéralement à des sols hydromorphes à pseudo-gley, parfois vertiques (cf. vallée Vouobo, autour de 9°16' - 22°03'). Les interfluves exondés sont constitués de sols intergrades ferrallitiques à nodules ferrugineux, décolorés ou érodés en surface (grande série de Ouanda-Djallé). En profondeur, ces nodules ferrugineux (gravolite) peuvent faire place à une carapace plus ou moins démantelée. De tels sols ont pu se développer, non sur alluvions récentes selon l'interprétation de R.DELAFOSSE (cf. cuirasses étagées de Tolo, Fig.73) mais sur matériaux détritiques dérivant du Continental Terminal. Beaucoup plus vraisemblablement, ce type de modelé correspond à un ennoyage progressif du piémont tchadien sur socle ancien, sous les dépôts quaternaires colluviaux ou alluviaux. Même si les affleurements en sont restreints, le socle précambrien ne paraît jamais bien loin. Nous avons personnellement observé, surgissant à 50m au-dessus de la plaine, un petit inselberg granitique (9°0'30" - 21°17'), en voie de démantèlement par desquamation et écaillage. Un autre mamelon granitique est reconnaissable près de la Vakaga (9°02'40" - 21°56').

Outre des reliefs résiduels quartzitiques notables comme au nord de la Ouandjia, ceux de Modo (650 m: 9°46'20" - 21°58') ou de Ndabo (630 m: 9°44' - 22°04'), on observe dans la bassin de la Vakaga, plusieurs petits pointements quartzitiques (9°05' - 21°48'30", 9°08' - 21°52', cote 648: 9°16' - 21°51', Kotongaré: 9°20' - 21°48', 9°21' - 21°49'30").

R.DELAFOSSE (1960a) décrit de part et d'autre de la Goro (9°09'-21°35'): une aire d'affleurement grossièrement elliptique, d'environ 200 km2: schistes carburés de la Goro. " Elle forme une boutonnière dans les sables quaternaires tchadiens". Ces schistes carburés, peu métamorphiques sont plissés. Les pendages généralement faibles peuvent atteindre localement 80° avec l'horizontale. Contrairement à l'opinion de cet auteur, il nous apparaît que cette formation est en place au milieu de ce que nous dénommons, en dehors de quelques affleurements identifiés, "complexe de base indifférencié" qui occupe tous ces interfluves. Il n'y a rien d'étonnant à ce que sur schistes, les plateaux cuirassés soient mieux individualisés (autour de 9°04' - 21°36' et de 9°06' - 21°38'), comme on le voit sur la carte morphopédologique à 1/200 000 (feuille Parc Saint-Floris). Pour cette raison, une formation similaire pourrait être identifiée au nord-est (autour de 9°19' - 21°43').

Figure 73. Îlots cuirassés témoins du socle ancien, au milieu des alluvions quaternaires du Parc Saint-Floris

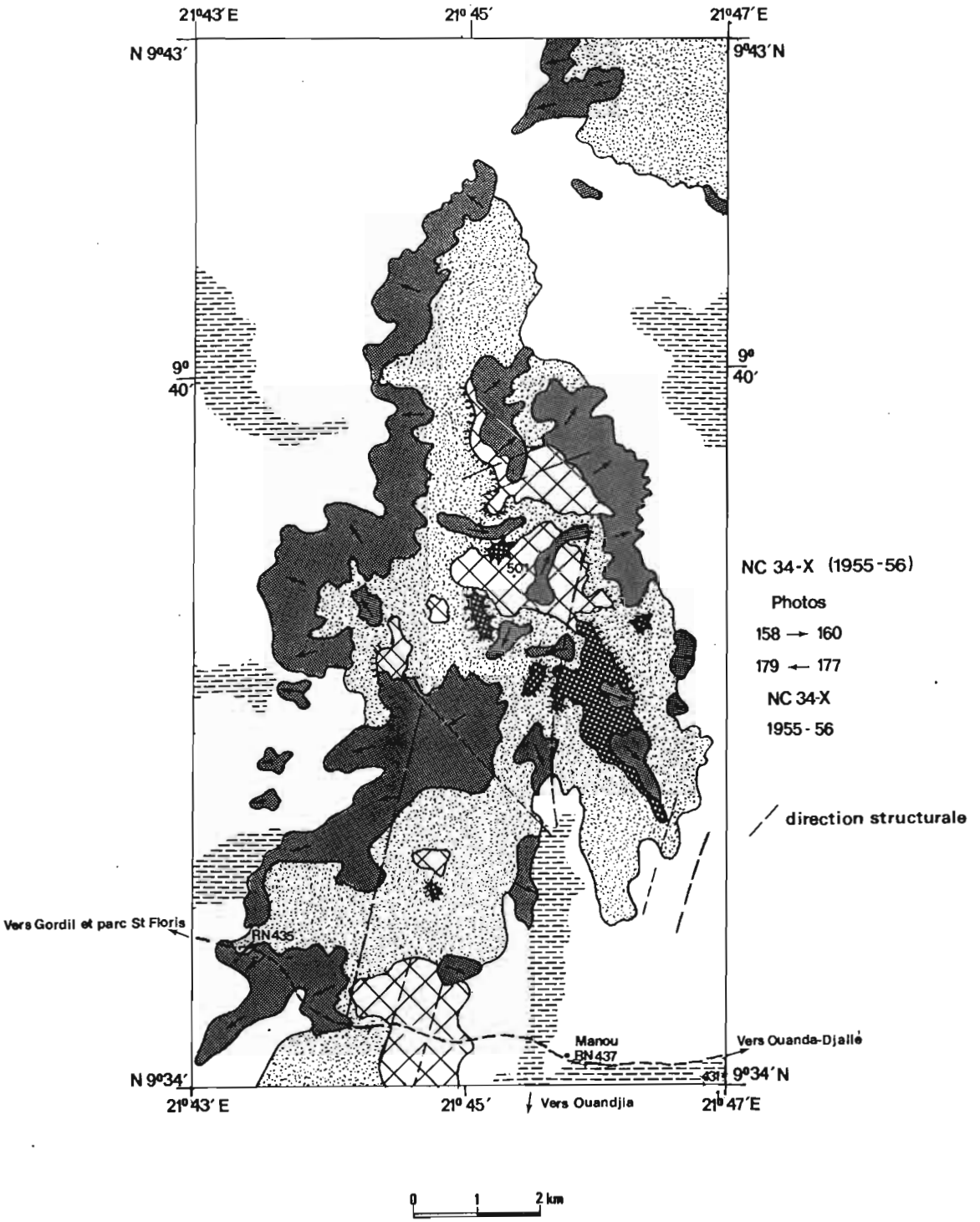


Figure 73: Ilots cuirassés témoins du socle ancien au milieu des alluvions quaternaires du Parc Saint-Floris: Tolo.

Entre la Ouandjia et le Bahr Oulou, dans un secteur cartographié par R. DELAFOSSE (1960a) en "formations tchadiennes", la photo-interprétation révèle la présence de buttes résiduelles et de plateaux témoins cuirassés autour desquels diverge en éventail, à la base du glacis de piémont, un important cuirassement secondaire. Quelques directions structurales (N 15°E et N 70°E) confirment qu'on se trouve en présence d'un îlot du socle ancien, ennoyé au milieu de ces formations de couverture quaternaires.

Sur ces buttes, les cuirasses ont des couleurs contrastées: rouge (2,5 YR 4/6), ocre rouge (5 YR 5/6), brune (10 YR 5/3) ou jaune (10 YR 7/8); scoriacées ou nodulaires, elles sont sans quartz, à goethite et hématite: type "haut-glacis". Dans les lakéré de glacis, les couleurs sont plus ternes: ocre avec des taches noires manganésifères, les proportions de kaolinite s'accroissant avec celles de résidu quartzeux type "moyen-glacis".

Au-delà du liséré cuirassé de bordure, le modelé d'alluvions anciennes est uniformément plat avec des sols gris ou beiges ferrugineux tropicaux, localement hydromorphes, le cuirassement en est absent.

Figure 74 : Modelé différencié de la "plaine alluviale" à l'est du lac Mamoun

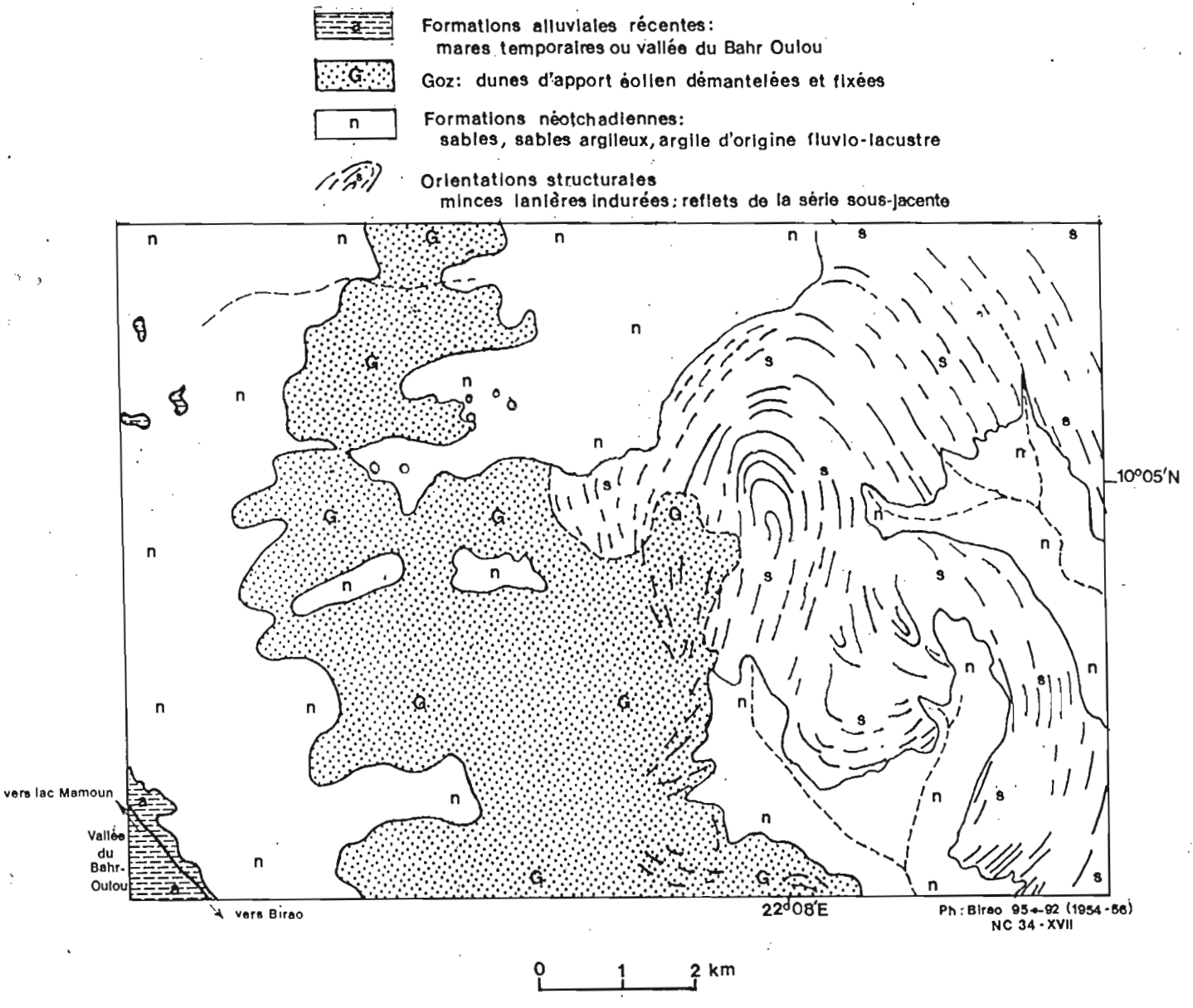


Figure 74: Modelé différencié de la plaine alluviale à l'est du lac Mamoun.

La plaine qui s'étend au nord du 10ème parallèle repose sur les formations néo-tchadiennes constituées de sables, sables argileux et argiles d'origine fluvio-lacustre, donnant des sols ferrugineux tropicaux peu différenciés. Cette plaine est localement recouverte par des alluvions récentes, parfois vertiques: Bahr Oulou, lac Mamoun. Faute de points d'eau ailleurs, les quelques villages sont échelonnés le long de ces vallées. Dans ce secteur très aplani (entre 430 et 440 m), situé entre les villages Oulou et Kididji, on observe également les restes, démantelés et fixés par la savane arbustive, d'anciens épandages éoliens: les "Goz". La photo-interprétation révèle, sans aucun relief visible, un ensemble de très fines lanières indurées, plus ou moins parallèles et concentriques, dessinant des orientations structurales identiques à celles observées à 50 km au sud-ouest autour du pointement des grès de Singa, entre le Bahr Oulou et la dépression vertique de Matoumara (parc Saint-Floris). Ces formations sont subaffleurantes.

J.L. MESTRAUD (1964) les avait interprétées comme un lambeau entièrement arasé de quartzites du socle précambrien. Les études géophysiques (ORSTOM: P.LOUIS, 1970; CONOCO-EXXON: 1973-86, cf. M.L.TAYLOR et G.J.GENIK, 1987) indiquent que c'est impossible: on se trouve ici sur le prolongement du fossé de Golongosso-Birao; le socle est à plus de deux mille mètres de profondeur. Il ne peut donc s'agir que de formations récentes.

En remontant de la station méridionale de la Goro vers le nord et la Vakaga, on relève que Monotes kerstingii, Burkea africana, Lophira lanceolata, Prosopis africana font place progressivement vers le nord à Balanites aegyptiaca, Securidaca longepedunculata, Ziziphus spina-christi.

XVII.3 - 3.2 Le problème des grès de Singa.

Entre la dépression de Matoumara et la piste Ndélé-Birao, R.DELAFOSSE (1960a)a cartographié trois lambeaux allongés recouvrant près de 300 km2 et allongés d'ouest en est, d'une formation gréseuse située entre les grès de Massalit (d'âge cambo-ordovicien) au nord, les grès de Coumbal (Précambrien supérieur) à l'est et les grès d'Ouadda (Crétacé) au sud. En l'absence de fossiles, il est impossible de préciser l'âge de ce lambeau de Singa mais il parait logique, étant donné la concordance des facies, de l'assimiler aux grès crétacé d'Ouadda. D'ailleurs J.R.VAIL (1978) a proposé de corréler ces grès de Singa et de Mouka-Ouadda avec ceux de Nubie au Soudan. On y retrouve des grès grossiers passant localement à des conglomérats francs, des grès fins à stratification entrecroisée, des argilites au-dessous des niveaux ferrugineux silicifiés. Contrairement aux grès d'Ouadda, ces grès ne sont pas horizontaux: la direction des couches est régulièrement N°60°E. avec un pendage d'environ 30° avec l'horizontale. Ces pendages résultent vraisemblablement d'un vaste basculement vers le nord des tables gréseuses horizontales lors de la tectonique cassante fin Crétacé.

Ces lambeaux de grès de Singa ont été observés à une altitude comprise entre 530 et 450 mètres sur les flancs de la colline du Hadjer Singa (530 m - 9°47'30" - 21°45'30") tandis que l'escarpement gréseux des Bongo, situé à 120 - 130 km au sud, varie entre 800 et 900 mètres avec un contact grès/socle qui remonte progressivement de 500 m (auprès des chutes Matakil) à 900 m (au col Quijoux, cf. VII.2)... On aurait ainsi près de 350 m de dénivelée entre la base des grès de Singa et celle des grès d'Ouadda. En raison d'un basculement ayant entrainé pour les grès de Singa un pendage voisin de 30° avec l'horizontale, il est délicat dans ce secteur d'estimer la part qui revient à l'érosion différentielle et celle révélatrice de l'ampleur du rejet du système de failles fin Crétacé.

Les observations géologiques n'ont été faites que sur cette colline de Singa qui domine d'une petite centaine de mètres un piémont de nature, ou en tout cas de morphologie différente. C'est un glacis de forme extérieure très contournée en "glosses" ou langues, soulignées par un liseré ferrugineux. L'ensemble du glacis n'est pas sableux mais d'aspect strié par de très fines lanières ferrugineuses d'orientation générale N 70° E et de forme contournée dans le détail.

Des glacis striés un peu similaires s'observent au nord du 10ème parallèle, autour de 10°08' - 22°32', 10°07' - 22°40' mais aussi 10°05' - 22°08'. Ce dernier particulièrement spectaculaire avec ses liserés ferruginisés concentriques (Fig.74) avait été repéré en photo-interprétation; J.L.MESTRAUD (1964) l'avait cartographié en quartzite précambrien au milieu des formations néo-tchadiennes. P.LOUIS (1970) par contre l'avait rattaché au Continental Terminal. C'est plutôt lui qui avait raison, les levés aéromagnétiques (CONOCO - EXXON: cf.M.L.TAYLOR et G.J.GENIK, 1987) indiquant que le socle se situe à deux kilomètres de profondeur. En outre, la sismique montre des réflexions très nettes à une profondeur d'une seconde (environ 1200 mètres) ou plus dans ce secteur. La photo-interprétation fait pencher pour une interprétation de dépôts horizontaux récents, fin Tertiaire ou Quaternaire. Seul un petit forage en préciserait la nature.

Deux prélèvements ont été effectués sur ces pellicules ferrugineuses (Birao: 10°11'-22°33' et Ouandjia: 9°48'-22°16'): l'hématite y est présente à côté de la goethite et d'un résidu quartzeux notable mais variable.

XVII.4 Plaines de l'Aouk-Aoukalé ou du Dar Rounga sur alluvions néotchadiennes.

XVII.4 - 1 Nature et limites de la formation

Les limites de cette formation sont déterminées par le liseré cuirassé qui marque le passage aux formations du socle; ce ne sont donc pas celles qui figurent sur les cartes de R.DELAFOSSE (1960c) reprises par J.L.MESTRAUD (1964). Avec ce dernier, contrairement à R.DELAFOSSE, nous pensons qu'il faut réserver le terme de "formations néo-tchadiennes" aux alluvions anciennes (Pleistocène) car les alluvions récentes (Holocène) ne sont pas limitées au bassin tchadien!

L'origine de cette formation paraît en grande partie lacustre; en effet les stratifications horizontales prédominent et les minéraux argileux sont abondants: cf argiles à nodules calcaires du nord de l'Ouham et du long du Bahr Aouk (cf Singako 4: 390m: 9°30'-19°17'). Un essai de datation au carbone 14 (M.FOURNIER n°474 - ORSTOM - Bondy 1989) effectué sur cet échantillon indique 6 730 (+ 350 - 360 B.P). Ce datage peut être rapproché de ceux similaires indiqués par M.MARLIAC (1987-89) au nord Cameroun, postérieurs au début de la vertisolisation, le Bossoumien 2 (10 000 à 6 500 B.P.). Ces nodules calcaires, inférieurs à 5 cm de diamètre, présentent un aspect en écailles imbriquées avec une différenciation rayonnante à l'intérieur de chaque lamelle. Certaines alluvions ont une origine différente: celles, situées en bordure du socle, sont sableuses (cf toposéquence Demi, fig 12 - Not. 100) et présentent des stratifications obliques. Elles proviennent d'une

colluvionnement. Les sols (cf.grande série de Miaméré - Notice 100) sont des sols ferrugineux tropicaux, à taches, concrétions et parfois hydromorphie de profondeur. Cet ensemble de plaines couvre un peu plus de 50 000 km2.

XVII.4 - 2 Végétation - Variantes paysagiques.

Pratiquement inhabitées, ces plaines constituent une zone cynégétique réputée. La végétation est une savane arbustive ou arborée soudano-sahélienne à base d'Anogeissus leiocarpus, Terminalia laxiflora, Tamarindus indica. Les savanes boisées à Monotes et Isoberlinia en sont absentes. Nous y avons distingué (Y.B. 1980b) plusieurs stations: Miaméré, Aouk, Tété, Gounda-Koumbala. A partir de lac Mamoun et de Birao, la végétation prend un type sahélo-soudanien avec le développement de Balanites aegyptiaca, Xeromphis nilotica, Sclerocarya birrea, Guiera senegalensis, Hyphaene thebaïca, Acacia seyal...

Ce paysage monotone présente toutefois quelques variantes; ainsi sur le bourrelet sud de la vallée du Bahr Aouk, R.DELAFOSSE (1960c) signale quelques affleurements paléo-tchadiens du Continental Terminal. On y observe des sols plus variés: planosols à deux horizons tranchés, sols salés de type "solonetz-solodisé" avec un aspect extérieur désolé, dénudé, appelé "naga" au Tchad, bad-lands à sols érodés, sols indurés en carapace. Entrecoupées de vallons légèrement incurvés, herbeux et inondables, ces plaines sont piquetées de petites mares très temporaires car elles sont à peine incisées et reposent sur une carapace ferrugineuse de bas-glacis (cf XB 28: 400 m - 8°55'-20°08'), cuirasse de bas-glacis, d'aspect massif, renfermant 30 % de goethite contre 20 % de résidu quartzeux.

XVII.4 - 3 Epaisseur de la formation.

Partant de 600 m aux sources de Raméla, ces formations néo-tchadiennes se situent au-dessous de 500 m, à l'ouest de 22°30'; la plaine de l'Aouk s'étale entre 400 et 380 m, à l'ouest de Garba (20°30'). Alluvions et colluvions sont souvent peu épaisses de l'ordre de 10 ou 20 mètres. A Sergobo (540 m - 9°39' - 22°38') dans un puits, on observe le socle à 6 mètres de profondeur.

La topogragraphie plane de ce secteur est trompeuse; les géophysiciens (P.LOUIS 1970) ont montré qu'au long de l'Aouk et du Bahr Oulou, de Golongosso à Birao, ces alluvions recouvrent un étroit fossé pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres de profondeur (cf. chap.XVI.2). Un tel fossé a pu assurer une liaison entre les bassins tchadien et nilotique, liaison recherchée au début du siècle par la mission TILHO (1906-1909) dans le nord du Tchad. Un tel fossé, il s'agit en fait plutôt de fossés décalés, reste aussi étroit que profond. La région au nord de Birao

doit en fait être considérée comme un seuil reliant le massif du Dar Chala à celui du Ouadaï au Tchad.

Divers indices montrent que dans la plaine au nord de Birao, le socle est proche. Dans cette région difficilement accessible, la photo-interprétation révèle quelques buttes résiduelles et glacis cuirassés, probablement sur socle (autour de 10°51'-22°38', 10°50'-22°50', 10°45'-22°30'...). Le long de la frontière soudanaise, l'escarpement de Karkour-el-Binat (10°40'-23°) qui s'allonge sur plus de 10 kilomètres, correspond à une corniche cuirassée sur une boutonnière du socle. On distingue même quelques arêtes quartzitiques "à fleur de terre" (citons 10°54'-22°43', 10°58'-23°34'). Une barrage rocheux sur l'Aoukalé (10°56'-22°15') se prolonge vers le nord-est au Tchad par une arête rocheuse de ce type.

Au sud du fossé de Birao, buttes cuirassées (10°02'-23°35') et arêtes quartzitiques ne sont pas rares jusqu'à 10°20' N, surmontant la plaine de 100 ou 200 mètres (citons Hadjer Fatima 650 m: 10°17'-23°04', Makar: 704 m: 10°07'-23°21'30", Draka : 641 m: 10°01'-22°56'30", Madjia: 703 m: 10°01'30"-22°23'30").

XVII.4 - 4 Les épandages éoliens ou "Goz".

Le prolongement centrafricain des épandages éoliens sahariens reste encore mal connu. Pourtant le terme arabe tchadien de "goz" qui les désigne se retrouve autour de Birao avec Goz Sassoulko (autour de 10°35'-22°30'), Goz Binat (10°30'-23°) et Goz Dongo (10°20'-23°20'). La mission de délimitation de l'AEF et du Soudan Anglo-Egyptien les avait signalés depuis longtemps (Lt Colonel GROSSARD, 1925).

Curieusement, l'orientation générale de ces alignements dunaires est N 80° E, c'est-à-dire celle du fossé de Birao comme des fractures fin Crétacé du Dar Chala! Invisible au sol, cette orientation se repère difficilement sur les photographies aériennes, beaucoup mieux sur les images Landsat. On devine au nord de la boucle du Koubatech, un ensemble de dunes fixes transverses, au sud de la boucle un faisceau de dunes vêtues périodiques, longitudinales.

P. QUANTIN (1965) avait déjà donné des exemples de ces sols ferrugineux tropicaux lessivés, sans taches ni concrétions, sableux, de la "grande série des Goz". Ces anciens ergs sont désormais démantelés et fixés par la végétation. La savane arbustive à Combretum et Acacia y prend des caractères, inhabituels en Centrafrique, de "brousse tigrée" avec des aspects contractés, ridés, réticulés et parfois rayonnants (notamment autour de 10°40'-22°30' ou 22°45', ainsi que 10°07'-23°21')

Ces Goz sont largement répandus au Tchad et au Soudan où D.E.PARRY et G.E. WICKENS (1981) estiment qu'ils résultent du tri éolien des produits fluviatiles du complexe

du socle qui s'est produit pendant la longue phase aride du Pleistocène moyen (70 000 - 30 000 ans B.P.). Ils considèrent que ces nappes sableuses ont été stabilisées par la végétation à la fin du Pleistocène (probablement entre 30 000 et 20 000 ans B.P.) D'après les études de J.PIAS (1970), on peut comparer ces formations à celles décrites sous l'appellation: premier erg ou système dunaire du sud. Il s'agit entre 10 et 11°N au Cameroun d'un ensemble de dunes longitudinales NE-SW de 5 à 10 m de haut, longues de 20 à 40 km dans le sud. Elles sont aujourd'hui fixées par une végétation arborée ou arbustive qui contribue au maintien de cet ancien relief. Les datations de ces Goz seraient 50 000 à 30 000 ans B.P.

XVII.5 Vallées et plaines d'épandage sur alluvions récentes.

XVII.5 - 1 Vallées

Les vallées et plaines d'épandage aux alluvions récentes (Holocène) de l'Aouk et de ses affluents constituent une unité paysagique individualisée. Les rivières, issues du massif du Dar Chala (Séringa, Yata, Ngaya, Ouandjia et Nguessé), sont des rivières saisonnières qui, dès la fin des pluies, perdent rapidement leur eaux vives dans les alluvions récentes. Par contre le plateau gréseux d'Ouadda constitue un réservoir hydraulique essentiel pour le nord-est du pays. Les rivières qui en sortent (Vakaga, Goro, Gounda, Koumbala, Tété ou Manovo) ont un débit plus soutenu. Avec la sécheresse des années 1970-1980, seule la Gounda, dont le cours supérieur est profondément incisé à travers le plateau gréseux, s'est avérée permanente.

XVII.5 - 2 Plaines d'épandage

Ces rivières transportent une quantité relativement élevée d'alluvions provenant du massif du Dar Chala ou de l'escarpement des Bongo, en particulier des roches altérables comme les amphibolites migmatitiques. Il en résulte que ces rivières divergent dans une vallée alluviale assez large (2 à 10 km) présentant des bourrelets des berges. Cette morphologie entraine l'existence de dépressions où s'accumulent les eaux de ruissellement qui ne parviennent à déborder dans les défluents qu'à partir d'un niveau assez élevé, comme l'avait remarqué B. PEYRE de FABREGUES (1981). Il s'ensuit un phénomène saisonnier régulier d'inondation ou, au moins, d'engorgement des sols, parfois durable (d'août à décembre par exemple dans la dépression de Matoumara) qui est fondamentalement sélectif pour la végétation (cf H.GILLET, 1964).

L'Aouk est une rivière somnolente sinon sénile (cf. Not.106, p. 48 à 52). Avec un débit spécifique de seulement 0,86 l/s.km2, elle est bien incapable d'entraîner la masse des alluvions apportées par les affluents de sa rive gauche, d'autant plus que l'écoulement de son cours amont jusqu'au Bahr Kameur est temporaire. Cette morphologie explique l'existence de bassins régulateurs, tel le lac Mamoun (10°07' - 21°56'), plaine de Massaberta (9°17' - 20°49'), de l'Am Dourouman (10°21' - 22°30') ou du Kididji (10°12' - 22°17'). Ces plaines herbeuses sont, en saison pluvieuse, recouvertes d'eau qui y dépose, comme le Nil, des limons fertilisants (cf. M.CABAILLE, 1960). La plaine du Parc Saint-Floris ou dépression de Matoumara (9°40' - 21°30') s'étend sur plus de 200 km2. C'est un véritable delta d'épandage, qui prend naissance au confluent de la Ouandjia et de la Vakaga (cote 424, 9°32'30" - 21°40'30"), et se poursuit jusqu'à l'exutoire de Bahr Kameur, tout à fait incapable en raison de son cours temporaire et de sa pente réduite (0,15m/km) d'évacuer cette masse de sédiments. Les images-satellite permettent de suivre les divagations des bras de ce delta alluvial.

En fin de saison des pluies, ces plaines marécageuses restent vertes tandis qu'aux alentours, la savane arbustive se déssèche et brûle. Des milliers d'antilopes, entre autres, s'y rassemblent. En fin de saison sèche, il ne subsiste plus en eau libre que quelques mares dans lesquelles peuvent s'agglutiner quelques centaines d'hippopotames (cf. mare de Gata: cote 423: 9°38' - 21°36'). Ces régions sont très poissonneuses. On comprend le drame d'années sèches, comme celle de 1984-85, lorsque certaines de ces mares s'assèchent. Toutes les espèces ne peuvent, comme les silures, s'enfoncer dans la vase pour y attendre le retour de l'eau.

XVII.5 - 3 Nature des alluvions.

La composition des alluvions varie en fonction de la diversité des roches dont elles sont le produit de décomposition. Sableuses lorsqu'elles proviennent de grès et de granite, elles peuvent être argileuses à argiles smectiques 2:1, en relation avec l'importance des roches basiques: amphibolites, amphibolites migmatitiques, gneiss à hypersthène, norites... Pseudocedrela kotschyi affectionne ces sols vertiques dits "berbéré", reconnaissables notamment par leurs fentes de retrait polygonales (cf. BIRao 2, plaine de la Yata (460 m: 10°18' - 22°47') ou BIRao 21 de la dépression de Matoumara (400 m: 9°30' - 21°30', cf. Notice 100, p.43).

Inversement, l'alluvionnement actuel de la basse vallée de l'Aouk est formé d'une alternance de bourrelets sableux et de bas-fonds de décantation plus argileux. Ces alluvions ne sont pas stabilisées. La rivière divague avec des chenaux "en tresses"; son lit mineur peut se modifier après chaque crue. Une succession de bourrelets sableux, d'aspect en

Figure 75. Vallée de l'Aouk

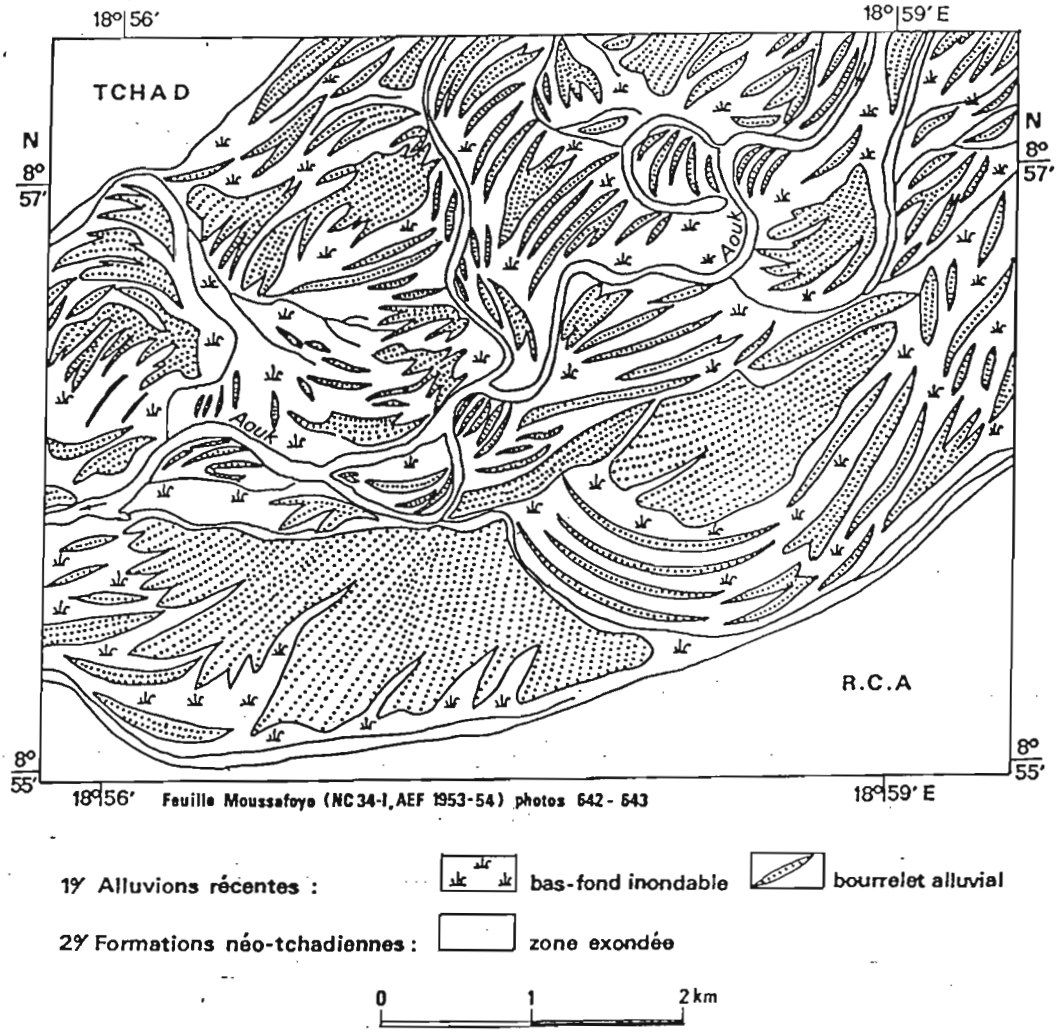


Figure 75: Vallée de l'Aouk.

En aval de Garba (confluent avec la Manovo), l'Aouk divague dans une plaine alluviale récente large de 5 à 6 km. Le tracé de la rivière apparaît très contourné avec des chenaux anastomosés, des méandres qui peuvent se recouper, des bras morts... On observe, d'avion, une succession d'entrelacs en éventails se recoupant les uns les autres, alternance de bourrelets sableux et de bas-fonds argileux occupés de bras morts et de mares résiduelles.

La physionomie d'un tel paysage donne l'impression de pouvoir être modifiée à chaque crue annuelle. C'est ce qui avait été craint en mars 1966, lors de l'implantation de profils pédologiques à l'occasion de la reconnaissance de cette vallée. L'examen des caractéristiques descriptives et analytiques de deux profils voisins OR 57 et 58 (types de la grande série de l'Aouk: pp. 36-39 in Y.B. 1983c où ils sont décrits avec le couvert végétal) montre l'hétérogénéité de tels sols.

La comparaison de la couverture aérienne IGN de 1977 avec celle de 1954 révèle une surprenante constance de ce paysage: le tracé du réseau hydrographique est identique, aucun méandre n'a été recoupé. Cette observation confirme le diagnostic de B.BILLON et al (1974), selon lesquels "l'Aouk est somnolent". Par contre, il suffirait d'une crue violente pour que le cours actuel soit recoupé ou déplacé. Un problème politique pourrait alors se poser, l'Aouk marquant la séparation entre le Tchad et le Centrafrique: cette frontière est fluctuante dans le cadre de cette vallée alluviale.

éventails entrecroisés marque la trace de leurs lits successifs. Des alignements de ligneux les soulignent: Diospyros mespiliformis, Mitragyna inermis, Kigelia africana, Adina microcephala, Morelia senegalensis (cf. Fig.75 ou VI in Y.B.1969-75).

Dans toute cette région où la pluviométrie décroît rapidement vers le nord, de 1 200 à 700 mm, l'importance de la réserve en eau du sol devient primordiale pour le développement de la végétation. Outre le critère climatique, le critère édaphique prend une importance accrue dans la répartition phytogéographique. H.GILLET (1964) a étudié la répartition en auréoles successives de la végétation autour des zones inondables. A côté des savanes herbeuses sur alluvions récentes, on relève des résidus de forêt sèche à Anogeissus sur termitières près du Bahr Kameur (autour de 9°41' - 21°24') et sur de curieux îlots émergeant de la plaine au sud de Ninion (autour de 9°32' - 21°34'). Ces mini-monticules convexes recouverts de forêt dense sèche et entourés d'un liseré de lakéré de battement de nappe, correspondent à des témoins: sols gravillonnaires sur socle, similaires à ceux observés au nord de l'Ouham (cf.Fig.65).

En conclusion, cette région surprenante, en venant du sud, pour ces caractères de modelé et de végétation, s'avère très similaire à celle décrite au Salamat tchadien voisin. Dans cet ensemble, les unités naturelles s'individualisent sur des critères de topographie, de substrat, d'alimentation en eau, ce qui en fait toute l'originalité.

TROISIEME PARTIE

ESSAI DE RECONSTITUTION ET DE SYNTHESE

Chapitre XVIII: CUIRASSES ET PAYSAGES CUIRASSES DE CENTRAFRIQUE.

Après la présentation du milieu naturel centrafricain et la description régionale des paysages, il reste à tenter un essai de reconstitution et de synthèse sur les paysages et les aplanissements cuirassés du Centrafrique. Ensuite on pourra essayer de reconstituer la chronologie de la morphologie et l'évolution paléoclimatique du Centrafrique. Enfin sera abordée la question des relations entre la géomorphologie et les autres facteurs du milieu centrafricain.

XVIII.1 Extension.

L'induration ferrugineuse constitue une caractéristique essentielle des paysages centrafricains. A côté des sols à gravillons ou nodules ferrugineux qui s'étendent sur 240 000 km2 soit 38,5 p.100 de territoire, les sols indurés en recouvrent 116 400 km2 soit 18,8 p.100 près d'un cinquième du paysage (Y.B. 1987e).

Les buttes témoins des cuirasses anciennes ferrugineuses, souvent massives, de types intermédiaire, mixte ou très exceptionnellement bauxitique, occupent 3 500 km2 soit seulement 0,6 p.100 du territoire. Les divers types de lakéré, souvent liés aux buttes anciennes (cuirasses secondaires de versants) s'étendent sur 23 150 km2 (soit 3,7 p.100). On peut leur adjoindre les minces pellicules ferrugineuses sur grès (type grès de Singa): 1 100 km2 (0,2 p.100)

Les sols ferrallitiques indurés (du type haut glacis) couvrent 86 450 km2 (soit 13,3 p.100). Ces indurations, souvent pseudo- nodulaires, avaient été différenciées d'après la nature du matériau: les cuirasses rouges sur roches métamorphiques (unité 36 de la Notice 100) s'étendent sur 53 650 km2 (8,6 p.100), les carapaces ocre des piémonts granitiques du Bamingui, de Paoua renferment de nombreux petits grains de quartz: elles occupent 20 500 km2 (3,3 p.100 - unité 37). Il faut mettre à part les carapaces, souvent décolorées et discontinues, des plateaux du nord-ouest (unité 38-39 de Bondiba), couvrant 3 800 km2 (0,6 p.100). Enfin les cuirasses sur grès (d'Ouadda et secondairement de Kembé-Nakando) se caractérisent par leur aspect pseudomorphique avec de nombreux grains de quartz émoussés ou arrondis; elles représentent (unité 40) 8 480 km2 (1,4 p.100).

Tableau 4

Répartition en altitude (en mètres) des types de cuirasses centrafricaines (428 échant.)

Type de cuirasse	Nombre d'échant.	altitude maximale M	altitude minimale m	dénivelée M-m	altitude moyenne	médiane
bauxitique	4	1 190	780	410	937	900
mixte	70	1 030	460	570	582	550
intermédiaire	120	1 150	440	710	589	610
très haut glacis	77	1 260	410	850	666	620
haut glacis	82	1 240	380	860	632	585
moyen glacis	58	710	360	350	493	480
bas glacis	15	440	390	50	414	410

Il ne faut pas omettre les cuirasses de bas de pente, cuirasses et carapaces de battement de nappe. Les sols ferrugineux tropicaux à cuirasse ou carapace (unité 15) couvrent 3 450 km2 (soit 0,5 p.100); ils ne se développent à l'ouest qu'au nord de 7°N et à l'est qu'au nord de 8°30' (escarpement des Bongo). Par contre les sols hydromorphes indurés en carapace ou cuirasse (unité 43) peuvent se rencontrer dans les bas-fonds et plaines aussi bien du bassin de l'Oubangui que de celui du Chari; ils ne représentent que 900 km2 (0,1 p.100).

XVIII.2 Répartition du cuirassement en Centrafrique.

XVIII.2 - 1 En altitude (tableau 4)

La répartition des cuirasses a été effectuée par traitement informatique en étudiant la répartition de 428 échantillons de cuirasses centrafricaines dont la représentativité a été vérifiée en comparant à la même échelle: 1/1 000 000 la répartition des cuirasses sur la carte pédologique et la carte orohydrographique de RCA.

Les cuirasses centrafricaines s'observent entre 1 260 m (surface de la Lim-Bocaranga) et 350 m (exceptionnellement: 330 m: terrasse alluviale de l'Oubangui). On n'en observe pas de témoins sur les reliefs résiduels situés entre 1 260 m et 1410 m. Les cuirasses, étagées entre 1 260 m et 1 100 m (cf surface de Lim-Bocaranga), ne représentent que 2,3 p.100 des cuirasses centrafricaines. Celles, situées entre 1 100 et 900 m (cf surface de Bouar), en représentent 2,7 p.100. De la même façon 3 p.100 de ces cuirasses s'étagent entre 900 et 800 m., 10 p.100 entre 800 et 700 m, 26 p.100 entre 700 et 600 m, 29 p.100 entre 600 et 500 m (cf surface centrafricaine), 23 p.100 entre 500 et 400 m (cf piémont) et seulement 4 p.100 au-dessous de 400 m; il est vrai que l'induration ferrugineuse est très réduite dans la plaine alluviale des bassins tchadien (au-dessous des 400 m) et oubanguien (au-dessous de 350 m). Cet histogramme des fréquences des cuirasses recoupe approximativement celui des sols centrafricains (cf Y.B. Notice 106).

Si l'on répartit en altitude les 428 échantillons analysés des cuirasses centrafricaines, on relève que, mis à part les rares échantillons de cuirasses bauxitiques toujours observés en position haute, les autres types de cuirasses anciennes (mixtes, intermédiaires) ont été en majeure partie observés sur la surface centrafricaine entre 550 et 600 m. Même si moyen et bas glacis ont été prélevés essentiellement sur les piémonts et si l'échelonnement en altitude des glacis est observé au niveau local de la séquence, il n'y a pas de type de cuirasse caractéristique d'un aplanissement donné; ainsi le type haut-glacis a été observé sur une dénivelée atteignant 860 m.

XVIII.2 - 2 Dans l'espace

Le cuirassement qui représente 17 p.100 des surfaces à l'ouest contre 21 p.100 à l'est, paraît équitablement réparti sur le territoire centrafricain. Cette affirmation serait à nuancer: l'induration dépasse 20 p.100 des surfaces aux extrémités ouest (longitude est inférieure à 15°) et est (longitude supérieure à 23°) du pays ainsi qu'entre 17 et 19°E. De la même façon, en latitude, on l'a vu, les indurations sont surtout importantes entre 5 et 7° N.

Le cuirassement, infime sur certains degrés carrés (Mongoumba, Bayanga, Nola, Gadzi...), dépasse 30 p.100 sur dix degrés carrés: Batangafo, Bakouma, Bakala, Kaga Bandoro, Bouca, Kouki, Zémio et même 40 p.100 sur Fodé, Rafaï et Dembia. La distribution de chaque type de cuirasse peut être détaillée de la même façon. En allant de l'ouest vers l'est, la première butte importante de ce type s'observe au S.W de Berbérati (cf Fig.38) tandis que sur les dolérites de Yokadouma des témoins de type intermédiaire s'étendent sur une centaine de kilomètres carrés mais, recouverts par la forêt dense colonisatrice, ils sont en voie de démantèlement. Entre 16 et 17°E, quelques buttes anciennes, d'extension réduite, surplombent le plateau de Gadzi-Carnot. Entre Bozoum et Batangafo (notamment sur la série de Kouki), leurs témoins dominent les dépôts du Continental Terminal. Au sud de Bossangoa, des buttes de ce type se retrouvent sur la surface centrafricaine, parfois au centre sur charnockite, plus souvent sur les revers surmontant les piémonts tchadien ou oubanguien.

Rares sur le seuil de Kémo-Gribingui, ces buttes anciennes couronnent itabirites et greenstones des Bandas. A l'est des grès de Kembé-Nakando, ces témoins prennent une importance notable sur la série de Dialinga et surtout sur le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou et ceci d'autant plus que l'on avance vers l'est: Bakouma 0,4 p.100, Fodé 1,1 p.100, Bangassou 1,9 p.100, Rafaï 2,8 p.100 jusqu'à 6,4 p.100 sur la feuille de Dembia. Les derniers témoins jalonnnent l'interfluve Congo-Nil.

En tout, ces buttes, fortement indurées, de cuirasses anciennes ne couvrent guère que 3 500 km2 soit 0,6 p.100 du territoire centrafricain; on les rencontre entre 3 et 8°30'N, surtout entre 5 et 6°N, en fait suivant un axe oblique Kouki-Rafaï dans le domaine climatique et phytogéographique soudano-guinéen à deux saisons tranchées, sur la surface centrafricaine et la partie affaissée rattachée au piémont tchadien mais non sur le piémont oubanguien.

XVIII.3 Essais de traitements informatiques des données sur le cuirassement centrafricain.

XVIII.3 - 1 Traitements utilisés.

On commence à avoir de plus en plus de données analytiques sur l'étude fine du cuirassement à l'intérieur d'un profil ou d'une toposéquence, mais à ce jour on connaît mal la variabilité du cuirassement à travers un large territoire. Sans négliger profils ni séquence (cf séq. de Boulo, Fig.59), nous nous sommes efforcé d'appréhender le cuirassement sur l'ensemble du pays.

En janvier 1979, étaient présentés à Montpellier, lors d'un colloque "Informatique et Biosphère", les résultats de traitements informatiques de données sur le cuirassement centrafricain. Il s'agissait de confronter pour les 428 cuirasses prélevées dans tout le Centrafrique les données de laboratoire (analyses chimiques ou minéralogiques) avec celles recueillies sur le terrain: altitude, position géomorphologique, type de substrat, avec des éléments d'incertitude (identification de la roche: certaine vue en place, probable d'après le facies ou seulement possible d'après la carte géologique), environnement végétal, hydrologique, profondeur du prélèvement, degré d'induration, facies, importance et nature des inclusions, densité, couleurs (teinte, clarté, saturation de la matrice, des inclusions, des cortex...), type de cuirassement... Avec trois variables pour une seule couleur Munsell, on arrivait ainsi à cent variables, certaines étant des variables dérivées.

Avec l'assistance de R.VAN DEN DRIESSCHE, les principaux programmes de traitement utilisés ont été tirés du "Bio Médical Computer Program": STAB (Sélection, tabulation) MAX, BMDP-1F (tableaux croisés), 2D histogrammes, 6D impression bi variable des images de caractères, 3S (test de Spearman), TPA (triangles établis à partir de trois variables du type Al2O3 + Fe2O3 + SiO2 (avec, puis sans résidu quartzeux) = 100. A titre d'exemple de ces traitements, nous allons étudier en détail la répartition des couleurs dans les cuirasses centrafricaines.

XVIII.3 - 2 Couleurs des cuirasses centrafricaines.

R. MAIGNIEN (1958, p.87) s'était déjà heurté à la difficulté d'interprétation des couleurs des cuirasses; ce problème résulte de la diversité et de la variabilité de ces couleurs qui se concentrent toutefois dans le domaine des rouges, bruns, jaunes.

On sait qu'une couleur Munsell se compose de trois éléments:
- la teinte (hue), gamme avec un code chiffré accolé à une lettre R (red: rouge) ou Y (yellow: jaune), correspondant à la couleur spectrale dominante.
- la saturation (chroma) ou intensité de la couleur codée de 0 à 8 selon la pureté relative, la force de la couleur spectrale.
- la clarté ou valeur (value), codée de 1 à 8, se rapporte à la luminosité relative de la couleur; elle est fonction de la quantité totale de lumière ce qui correspond en pratique à l'addition d'un gris à la couleur de la gamme.

Sur un ensemble de 1 344 couleurs Munsell répertoriées, ce qui représente seulement une moyenne de trois couleurs principales par échantillon de cuirasses centrafricaines, les plus communes sont: 2,5 YR 4/6 (correspondant à la dénomination rouge), ce qui représente 5,1 p.100 de ce total, puis successivement: 7,5 YR 5/8 (ocre jaune): 4,7 p.100, 2,5 YR 3/4 (brun rouge foncé): 4,3 p.100, 7,5 YR 5/6 (ocre jaune): 4,2 p.100, 10 R 3/6 (rouge foncé): 4,1 p.100 - ces cinq premières couleurs représentent ainsi 22 p.100 du total.

Viennent ensuite: 2,5 YR 4/8 (rouge): 3,9 p.100, 10 YR 7/8 (jaune): 3,8 p.100, 5 YR 3/3 (brun rouge foncé): 3,6 p.100, 7,5 YR 4/4 (brun assez foncé): 3,1 p.100, 2,5 YR 3/6 (rouge foncé): 3 p.100, etc... Ces dix premières couleurs ne représentent que 40 p.100 du total; il en faut 73 pour représenter 99,96 p.100 de l'ensemble.

Si l'on regroupe ces couleurs Munsell selon la dénomination, 19 p.100 correspondent à rouge très sombre, 17,5 p.100 brun, 17 p.100 rouge, 13 p.100 brun rougeâtre, 12 p.100 rouge sombre, 8 p.100 rouge foncé, 7 p.100 ocre, 6 p.100 rouge pâle...

La répartition de ces "couleurs" dans les divers "types" de cuirasses centrafricaines est la suivante:

Type	Interm	Mixte	T.H.glac.	H.glac.	Moy.glac.	Bas glac	Moyen
Rouge sombre	18	10	13	5	10	11	12
Rouge foncé	7	9	10	9	7	2	8
Rouge	18	23,5	18	14	17	4	17
Rouge pâle	5	9	7	2,5	3	4	5
Brun rougeâtre	12	11	10,5	18,5	8	20	13
Ocre	5	4	6	10	16	11	8
Brun	12	17	13	26	19	16	17,5
Jaune	23	16	18	15	20	31	19
Pourcentage du type	33	11	17	21	13	3	100

Ainsi en Centrafrique, le type intermédiaire avec ses vieilles cuirasses massives est celui où la couleur rouge sombre est la mieux représentée, la brune le moins bien. De même dans le type mixte, les couleurs rouge et rouge pâle sont courantes contrairement à la couleur ocre. Quant à la couleur rouge foncé, elle se retrouve dans le type très haut-glacis.

Contrairement aux couleurs accusées (rouge sombre et violacé rouge) des cuirasses anciennes, les cuirasses de glacis ont souvent des couleurs neutres: brun pour le haut-glacis, ocre pour le moyen-glacis. Le type bas-glacis (cuirasses vacuolaires de battement de nappe) est souvent jaune ou brun rougeatre, rarement rouge.

On a vu que trois variables (teinte, clarté, saturation) étaient nécessaires pour coder chaque couleur Munsell. Ces trois variables peuvent donc être étudiées séparément les unes des autres.

- Comparaison de teintes (hue) suivant les types de cuirasses centrafricaines:

Teintes ou Hue	7,5R	10 R	2,5YR	5YR	7,5YR	(2,5Y (10YR	Somme
"Cuir.ancien."	11,5	18,3	22,8	7,5	13,4	23,3	100
"Glac.récents"	1,7	12,7	23,0	16,1	22,2	24,3	100

Il apparaît ainsi que les teintes peu accusées 7,5 YR et surtout 5 YR sont plus communes dans les cuirasses récentes tandis que la teinte violacée 7,5 R est sept fois mieux représentée dans les cuirasses anciennes.

En classant les teintes d'après le type de cuirasse, on obtient le tableau suivant:

Teinte ou Hue	7,5 R	10 R	2,5 YR	5 YR	7,5 YR	(10 YR (2,5Y
type"interméd."	12	15	23	11	12	26
"mixte"	8	25	24	9	17	18
"t.h.glac."	8	22	21	11	17	20
"haut-glac."	1	11	26	16	26	20
"moy.glacis"	1	12	21	17	20	28
"bas glacis"	2	7	15	18	16	43

Ainsi le type intermédiaire se caractérise par des teintes extrêmes jaunâtre 10 YR ou violacé 7,5 R, le type mixte par ses teintes rouge-rosé 10 R-2,5 YR, le type haut-glacis par ses teintes moyennes rouge 2,5 YR et ocre jaune 7,5 YR, enfin le bas-glacis par ses teintes claires 5 YR et surtout 10 YR.

- Comparaison des clartés (value) suivant les types de cuirasses centrafricaines:

Clarté	3	4	5	6	7	8	Somme
"Cuirasse ancienne"	34	30	17	8	8	3	100
"Glacis récents"	27	26	23	13	9	2	100

Les valeurs élevées de clarté sont les moins représentées, les cuirasses anciennes paraissent plus sombres (clarté 3 et 4) que les glacis récents (à clartés moyennes 5 et 6).

Clarté:	3	4	5	6	7	8	Somme
type "interméd.	37	30	16	5,5	8	4	100
"mixte"	28	32	21,5	9	7	2	"
"t.h.glacis	30	29	19	14	6,5	2	"
"ht.glacis	30	26,5	23	11	7	2	"
"moy.glacis	22	25	23	14	13	2	"
"bas glacis	28	16	20	13	15	8	"
Moyenne	29,2	26,4	20	11,4	9,4	3,3	"

Les clartés les moins élevées 3 et 4 sont un peu mieux représentées (55 p.100) que l'ensemble des autres. L'assombrissement des cuirasses avec "l'ancienneté" ressort clairement de ce tableau.

- Comparaison des saturations (chroma) suivant le type de cuirasses centrafricaines:

Saturation	0-1-2	3	4	6	8	Somme
"cuir.ancienne"	19	10	20	27	23	100
"glacis récents	14	9	8	33	25	100

Tableau 5

ANALYSES TOTALES TRIACIDES DE
419 ECHANTILLONS DE CUIRASSES CENTRAFRICAINES

	Moyenne	Maximum	Minimum
Perte au feu totale	10,68	26,4	0,4
Résidu total	13,01	59,5	0,15
SiO_2 "silicates"	15,63	32,4	0,5
Al_2O_3	18,42	60,0	0,6
Fe total en Fe_2O_3	39,71	84,0	6,0
TiO_2	1,27	6,9	0,12
MnO_2	0,22	21,2	0,001
CaO	0,19	9,62	0,03
MgO	0,10	0,47	0,01
K_2O	0,19	1,54	0,01
Na_2O	0,16	0,4	0,05
	99,58		
SiO_2/R_2O_3	0,64	1,6	0,01
SiO_2/Al_2O_3	1,64	72,0	0,07

Dans les cuirasses récentes, les valeurs élevées (6 et 8) de la saturation (57 p.100) sont une peu plus répandues que les valeurs faibles (0 à 4); dans les cuirasses anciennes, ces pourcentages sont équivalents.

Saturation	0-1-2	3	4	6	8	Somme
type interméd.	21	9,5	21	25	23	100
" mixte	17	10,5	14	32	27	"
" t.h.glacis	11	11	22	32	25	"
" haut glacis	12	11	19,5	33	25	"
" moyen glacis	16	7	16	38	22	"
" bas glacis	26	10	25	15	25	"
Moyenne	17	10	20	29	24	"

Les différences de saturation entre les types de cuirasses paraissent peu tranchées, si ce n'est, semble-t-il, entre moyen et bas-glacis.

En conclusion, les couleurs des cuirasses sont très diversifiées; il n'existe pas de couleurs réellement caractéristiques d'un type ou niveau. Statistiquement toutefois, plus une cuirasse est ancienne, plus les valeurs de la saturation s'affaiblissent, de même celles de la clarté, tandis que la teinte violacée prend de l'importance.

XVIII.3 - 3 Variation de la composition chimique élément par élément.

Sur un ensemble de 428 échantillons analysés de cuirasse, on est frappé de la diversité des résultats aussi bien suivant la roche mère, le matériau que suivant le type, le niveau cuirassé. Les teneurs en éléments majeurs (Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2, résidu) varient en de larges proportions (cf tableau 5; il en est de même pour les éléments secondaires (au moins pour des cuirasses) qui peuvent atteindre 21 p.100 pour MnO_2 (éch. Zémio 6), 6,9 p.100 pour TiO_2 (Batangafo XA 7) et même 9,6 p.100 pour CaO (Kouki 4). Ces valeurs extrêmes sont souvent liées, aussi le plus fort pourcentage de Fer: 84,0 observé sur Fodé 6 correspond au rapport SiO_2/Al_2O_3 le plus élevé: 72,0 mais aussi à la teneur la plus faible en TiO_2: 0,12 p.100. De même la valeur la plus élevée en alumine: 60.0 p.100 correspond dans l'échantillon bauxitique Ndélé-XB 11, à la perte au feu maximale: 26,4 p.100 et inversement aux valeurs les plus faibles de FeO_3: 6,0 p.100 et des rapports SiO_2/Al_2O_3: 0,07.

Figure 16. Analyses minéralogiques d'argiles (rayons x)

Proportions des diverses observations de minéraux constitutifs (de 350 cuirasses centrafricaines)

0 : absent 1 : traces 2 : un peu 3 : présent

4 : assez important 5 : important 6 : très important

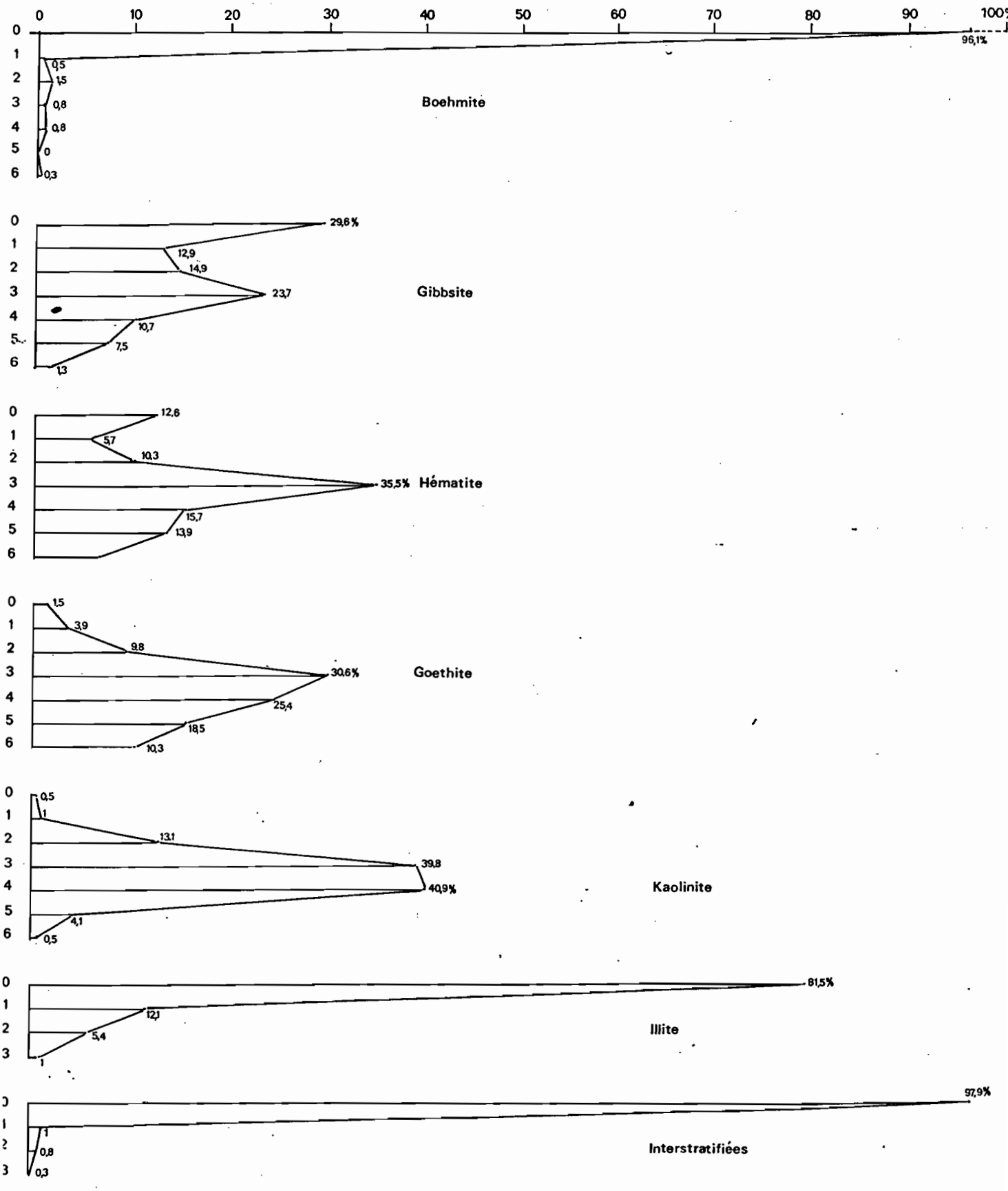


Figure 77. Proportions de pourcentages des minéraux constitutifs de 350 cuirasses centrafricaines estimés à partir des analyses aux rayons X

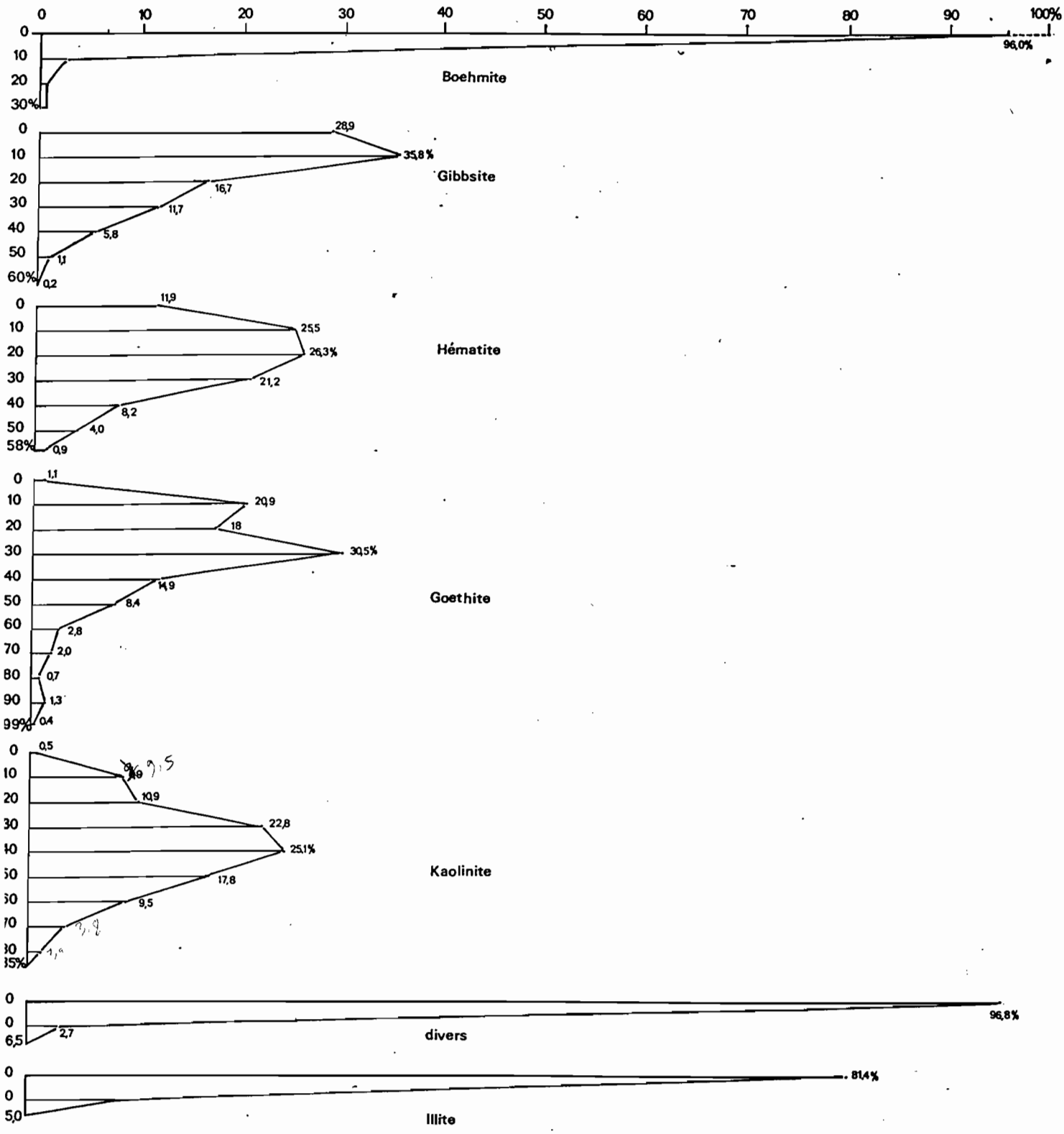


Figure 78 - Proportions des pourcentages de minéraux constitutifs de 430 cuirasses centrafricaines calculées d'après les analyses triacides

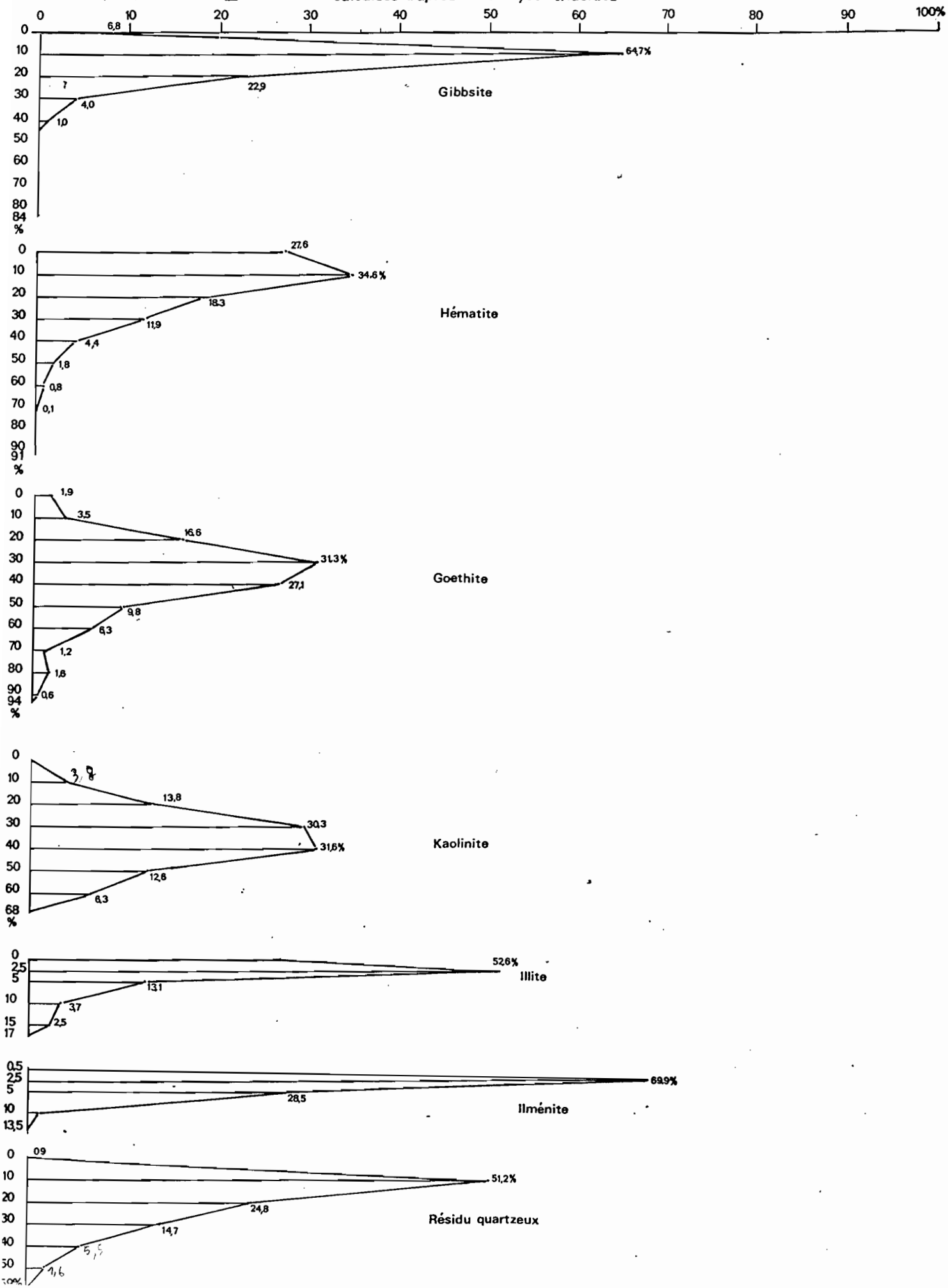


Tableau 12

Composition moyenne des types de cuirasses centrafricaines

1) d'après les analyses triacides :

Type	Nbre éch.	Résidu	Illite	Kaolin.	Gibbsit.	Hémat.	Goeth.	Ilmén.	Somme
bauxitiq.	4	8,0	2,1	20,2	45,2	3,0	16,5	3,1	98,1
mixte	44	4,9	1,2	28,0	16,9	17,4	27,5	3,2	99,1
interm.	137	3,2	1,0	29,9	5,0	15,8	40,8	2,4	98,1
t.h.glac.	71	16,6	2,0	27,4	12,0	10,0	27,9	2,1	98,0
h.glacis	93	20,9	2,0	35,0	5,5	5,4	27,4	2,1	98,3
moy.glac.	58	25,7	4,0	36,9	2,3	1,3	24,8	2,0	97,0
bas glac.	20	18,0	1,7	50,7	3,2	1,5	18,8	3,4	97,3

2) d'après les analyses minéralogiques :

Type	Résidu	Illite	Kaolin.	Gibbsite	Hématite	Goethite	Divers	Somme
bauxitiq.	8,0	0,6	14,0	45,5	20,2	12,1	0	100,4
mixte	4,9	0,4	24,7	23,5	24,0	22,6	0	100,1
intermed.	3,2	0,4	31,5	5,6	16,4	37,6	0	94,7
t.h.glac.	16,6	0,6	26,8	16,4	17,4	22,2	0	100,0
h.glacis	20,9	0,5	40,6	3,6	10,0	24,0	0	99,6
moy.glac.	25,7	2,1	42,5	1,5	5,7	18,4	1,1	97,0
bas glac.	18,0	1,6	60,9	1,5	2,1	14,3	0	98,4

Plus importante que ces valeurs extrêmes est l'allure des histogrammes de la répartition de ces divers éléments (cf. Fig. 76-77-78). La plupart de ces histogrammes sont dissymétriques, le mode correspondant à une valeur faible (cas de la gibbsite ou de résidu quartzeux); les histogrammes peuvent également être de type hyperbolique: illite et boehmite ayant été rarement détectées, la valeur nulle est la plus fréquente.

XVIII.3 - 4 Composition moyenne des cuirasses centrafricaines.

On peut, en s'inspirant de la méthode de F.LELONG (1967), essayer, à partir des analyses triacides, de reconstituer la composition minéralogique des cuirasses. Un fois retirées les quantités d'illite déduites de l'éventuel pourcentage de potassium, toute la silice combinée restante est attribuée à la kaolinite, l'alumine en excès est considérée comme de la gibbsite, tandis que l'excédent d'eau (perte au feu) est attribué à la goethite et le reliquat éventuel de fer à l'hématite; il s'agit bien évidemment d'une approximation: le calcul peut donner un excès d'alumine libre sans que l'analyse minéralogique n'ait permis de déceler de gibbsite. On sait en effet désormais que les goethites peuvent être alumineuses. C'est ainsi que la composition de la cuirasse centrafricaine "moyenne" donnée à partir de l'analyse triacide serait: kaolinite 35 p.100, goethite 35 p.100, gibbsite 9,2 p.100. Par contre, en admettant connu le résultat d'analyse du résidu 19,8 p.100, cette composition, donnée par les analyses minéralogiques, devient: kaolinite 38 p.100, goethite 28 p.100, hématite 16 p.100, gibbsite 18 p.100, divers et boehmite: traces. On note que, calculé à partir des analyses triacides, le pourcentage de gibbsite est légèrement surestimé, celui en hématite sous-estimé.

XVIII.3 - 5 Compositions moyennes par types de cuirasses.

Le tableau 6 donne par type de cuirasse les compositions moyennes tirées des analyses triacides et des analyses minéralogiques. Les cuirasses bauxitiques, évidemment les mieux pourvues en gibbsite, le sont le moins en kaolinite et goethite. Les cuirasses intermédiaires, les plus ferrugineuses, sont les moins bien fournies en résidu et illite.

A l'inverse les cuirasses du moyen glacis les mieux fournies en résidu et illite, le sont moins en gibbsite et hématite. Les carapaces du bas glacis, les mieux pourvues en kaolinite, sont les moins ferrugineuses. Les cuirasses du haut glacis sont des cuirasses banales de composition médiane. A noter l'importance relative de la gibbsite secondaire dans les cuirasses du très haut glacis. Selon D.MAZALTARIM (1989), les valeurs élevées du rapport

Tableau 7

CLASSEMENT DES UNITES LITHOLOGIQUES DE CENTRAFRIQUE
PAR INDURATION DECROISSANTE DU PAYSAGE

Intensité décroissante de l'induration

1	Intrusions basiques : Greenstones, dolérites
2	Itabirites
3	Série de Dialinga
4	Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou
5	Série de Kouki
6	Charnockite
7	Gneiss
8	Migmatites
9	Quartzito-schistes et schistes épimétamorphiques
10	Granites syntectoniques ou gneissiques
11	Quartzites purs ou à muscovite
12	Grès-quartzites de Fouroumbala
13	Grès de Mouka-Ouadda
14	Alluvions récentes
15	Formations carbonatées ou dolomitiques
16	Grès de Carnot
17	Formations néo-tchadiennes
18	Granites batholitiques ou circonscrits
19	Sables rouges du Continental Terminal.

hématite/goethite + hématite traduisent l'ancienneté du cuirassement. Les valeurs moyennes du rapport sont ici de 62,5 pour 100 pour le type bauxitique, 51,5 p.100: mixte, 30,4 p.100: intermédiaire, 43,9 p.100: très haut-glacis, 29,4: haut-glacis, 23,7: moyen-glacis et 12,8 p.100: bas-glacis. La décroissance de ce rapport est régulière, à l'exception du type intermédiaire dont les valeurs relativement élevées en goethite paraissent faussées du fait que les prélèvements ont été effectués en surface (goethite secondaire due aux eaux météoriques).

On note surtout, des cuirasses les plus anciennes vers les plus récentes, un gradient croissant en résidu et kaolinite mais décroissant en gibbsite, hématite, en règle générale en oxydes de fer et notamment ilménite (à noter toutefois que la teneur maximale en titane a été relevée dans une terrasse alluviale de l'Ouham). Les estimations calculées à partir des analyses triacides tenant uniquement compte d'espèces monominérales expliquent probablement la différence de composition estimée à partir des analyses minéralogiques. Elles ne permettent pas en effet d'apprécier l'importance des complexes du type goethite alumineuse.

XVIII.3 - 6 Composition des cuirasses d'après le type de substrat.

Une réserve doit être faite entre un substrat vérifié par un affleurement proche: granite, grès ou roches basiques et un substrat estimé, faute d'affleurement, à partir du contexte ou de la simple carte géologique.

XVIII.3 - 6.1 Intensité du cuirassement selon le substrat (cf.tableau 7).

En 1966, nous concluions notre reconnaissance pédologique dans l'Ouham par: "L'importance (du matériau originel) pour cette région paraît beaucoup plus forte que ne le laisserait supposer sa place au niveau de la famille dans la classification pédologique française". F.LELONG (1969), après étude des sols de Guyane française insiste sur ce point: "Le facteur roche mère devrait être considéré comme l'un des critères essentiels pour la classification de ces sols". Il nous semble que c'est encore plus vrai vis-à-vis de l'induration. Il est ainsi possible de classer les types de substrat en fonction de l'intensité de l'induration qui les masque. Outre les intrusions basiques (roches vertes, dolérites), les itabirites sont certainement les roches les plus intensément indurées. Très fortement cuirassées viennent ensuite les séries de Dialinga et de Kouki avec le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou. Charnockites et gneiss sont assez fortement indurés. Suivent alors les migmatites, les quartzito-schistes et les schistes épimétamorphiques. Granites syntectoniques ou gneissiques sont assez fréquemment indurés mais d'une induration peu

TABLEAU - 8

Composition moyenne des cuirasses centrafricaines selon le type de roche en p.100, d'après les analyses triacides:

	Nbre échant.	Résidu	Illite	Kaolinite	Gibbsite	Hématite	Goethite	Ilménite
intrusions basiques	12	1,0	0,7	27,2	5,3	19,9	46,1	3,3
amphibolo-pyroxénite	22	4,0	0,4	29,5	9,1	21,6	32,0	3,2
série de Kouki	49	4,3	0,8	31,3	12,1	17,8	28,7	4,8
amphibolite	27	7,1	1,5	32,1	9,0	3,9	41,6	2,6
micaschite	17	7,8	2,1	31,8	8,8	11,2	33,2	2,7
quartzite ferrug.	16	8,3	1,2	21,3	7,5	22,7	36,4	1,7
complexe de base indif.	31	8,6	1,5	37,2	7,2	11,1	30,2	2,4
charnockite	12	11,0	2,0	37,7	8,7	8,3	28,1	2,4
quartzite Préc. Sup.	39	12,5	3,4	26,4	8,1	11,1	34,8	2,2
grès Carnot	21	14	0,8	35,0	7,9	12,1	25,75	1,8
gneiss	13	16,1	2,2	34,0	8,35	7,7	27,8	2,3
grès Mouka	29	16,6	1,5	31,9	9,6	12,3	25,45	1,7
quartzite Préc. infér.	29	17,4	2,0	27,1	7,5	10,9	31,8	2,35
migmatite	14	18,3	3,5	30,6	8,3	7,0	28,3	1,7
"Continental Terminal"	17	19,2	1,6	40,6	4,6	2,85	26,7	2,7
schistes épimet.	5	20,5	9,4	26,8	8,7	8,9	21,6	2,5
granite	49	22,1	1,7	31,5	9,1	4,3	27,1	1,8
alluvions	26	23,1	3,7	35,8	3,8	1,35	25,6	2,6
	428							

TABLEAU - 8

Composition moyenne des cuirasses centrafricaines selon le type de roche en p.100, d'après les analyses triacides:

	Nbre échant.	Résidu	Illite	Kaolinite	Gibbsite	Hématite	Goethite	Ilménite
intrusions basiques	12	1,0	0,7	27,2	5,3	19,9	46,1	3,3
amphibolo-pyroxénite	22	4,0	0,4	29,5	9,1	21,6	32,0	3,2
série de Kouki	49	4,3	0,8	31,3	12,1	17,8	28,7	4,8
amphibolite	27	7,1	1,5	32,1	9,0	3,9	41,6	2,6
micaschite	17	7,8	2,1	31,8	8,8	11,2	33,2	2,7
quartzite ferrug.	16	8,3	1,2	21,3	7,5	22,7	36,4	1,7
complexe de base indif.	31	8,6	1,5	37,2	7,2	11,1	30,2	2,4
charnockite	12	11,0	2,0	37,7	8,7	8,3	28,1	2,4
quartzite Préc. Sup.	39	12,5	3,4	26,4	8,1	11,1	34,8	2,2
grès Carnot	21	14	0,8	35,0	7,9	12,1	25,75	1,8
gneiss	13	16,1	2,2	34,0	8,35	7,7	27,8	2,3
grès Mouka	29	16,6	1,5	31,9	9,6	12,3	25,45	1,7
quartzite Préc. infér.	29	17,4	2,0	27,1	7,5	10,9	31,8	2,35
migmatite	14	18,3	3,5	30,6	8,3	7,0	28,3	1,7
"Continental Terminal"	17	19,2	1,6	40,6	4,6	2,85	26,7	2,7
schistes épimet.	5	20,5	9,4	26,8	8,7	8,9	21,6	2,5
granite	49	22,1	1,7	31,5	9,1	4,3	27,1	1,8
alluvions	26	23,1	3,7	35,8	3,8	1,35	25,6	2,6
	428							

TABLEAU - 9

Composition moyenne des cuirasses centrafricaines selon le type de roche: en p.100, d'après les analyses minéralogiques (sauf le résidu):

Type	Résidu	Illite	Kaoli.	Gibbsite	Hématite	Goeth.	Divers	Hém/Goet+hem
intrusions basiques	1,0	0,4	25,9	5,3	25,6	41,3	0	38,3 %
amphibolo-pyroxén.	4,0	0,2	28,0	10,9	26,8	27,5	0	49,3 %
série de Kouki	4,3	0,2	32,3	14,1	23,9	25,7	0	48,32 %
amphibolite	7,1	0,1	35,4	8,7	9,2	40,5	0	18,5 %
micaschiste	7,8	1,1	28,7	14,3	16,3	32,0	0	33,7 %
quartzites ferrug.	8,3	0,4	20,8	9,0	25,9	34,0	0,5	43,2 %
complexe base	8,6	1,2	40,2	5,0	15,3	29,9	0	33,8 %
charnockite	11,0	0	33,0	13,8	16,2	23,5	0	40,8 %
quartzite Préc. Supé.	12,5	1,4	26,8	10,6	19,5	29,0	0,4	40,2 %
grès Carnot	14	0,3	32,2	9,7	19,4	21,0	0	48,0 %
gneiss	16,1	0	33,9	12,0	12,5	23,5	0	34,7 %
grès de Mouka	16,6	0,3	32,1	9,8	21,6	19,7	0,1	52,3 %
quartzite Préc. infé.	17,4	0,6	29,9	10,3	17,8	24,0	0	42,5 %
migmatite	18,3	1,2	32,15	11,9	14,4	24,0	1,2	37,5 %
"Continental Terminal"	19,2	0,7	48,8	2,2	6;5	20,5	1,3	24,1 %
schistes épimét.	20,5	6,6	27,8	14,6	14,0	15,6	2,0	47,3 %
granite	22,1	0,65	33,7	12,2	9,2	20,05	0	31,4 %
alluvions	23,1	2,3	47,6	2,0	3,3	20,0	0,4	14,2 %

intense. C'est aussi le cas des quartzites, notamment à muscovite. L'induration est loin d'être négligeable sur les grès-quartzites de Fouroumbala et les grès de Mouka-Ouadda. Les alluvions récentes peuvent être indurées en profondeur: carapaces de battement de nappe. Les formations carbonatées correspondent le plus souvent à des dépressions marécageuses non indurées. L'induration est très réduite sur les grès de Carnot et encore plus sur les formations néo-tchadiennes. Les granites batholitiques ou circonscrits affleurent en inselbergs ou dômes de flancs très peu propices à l'induration de même que les "sables rouges" du Continental Terminal.

XVIII.3 - 6.2 Variabilité de la composition des cuirasses suivant le type de substrat.

A titre comparatif la composition moyenne des cuirasses centrafricaines a été calculée à partir des analyses triacides et minéralogiques. Dans les tableaux 8 et 9, les compositions correspondantes ont été classées d'après l'importance croissante du résidu quartzeux dont les pourcentages les plus élevés s'observent, non pas sur grès ou granite comme on aurait pu le penser, mais sur alluvions récentes et terrasses alluviales: vingt fois plus de résidu que sur les intrusions basiques! Ces dernières sont les mieux pourvues en goethite, celles sur le complexe amphibolo- pyroxénique du Mbomou le sont en hématite, celles sur schistes épimétamorphiques en gibbsite mais aussi illite, celles dites sur "Continental Terminal" en kaolinite.

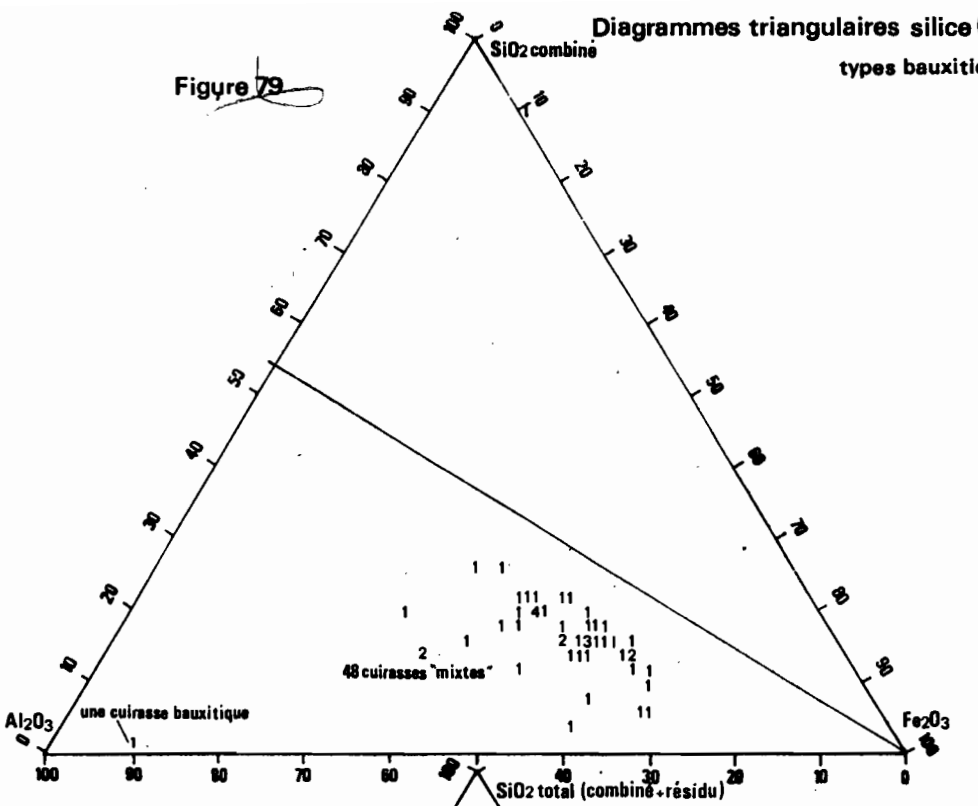
Ces différences de composition peuvent être plus considérables d'un substrat à l'autre que d'un type de cuirasse à un autre mais il faut souligner deux points. Le nombre de prélèvements peut différer notablement suivant le substrat. Par ailleurs tout en sachant bien que les cuirasses banales du type haut-glacis sont beaucoup plus répandues que les résidus témoins de cuirasses anciennes, ce sont ces dernières qui étaient recherchées lors des prospections. Elles ont par conséquent été un peu plus souvent prélevées et analysées, exactement 231 sur 428 échantillons soit 54 p.100. Ce rapport moyen diffère fortement d'un type de substrat à l'autre.

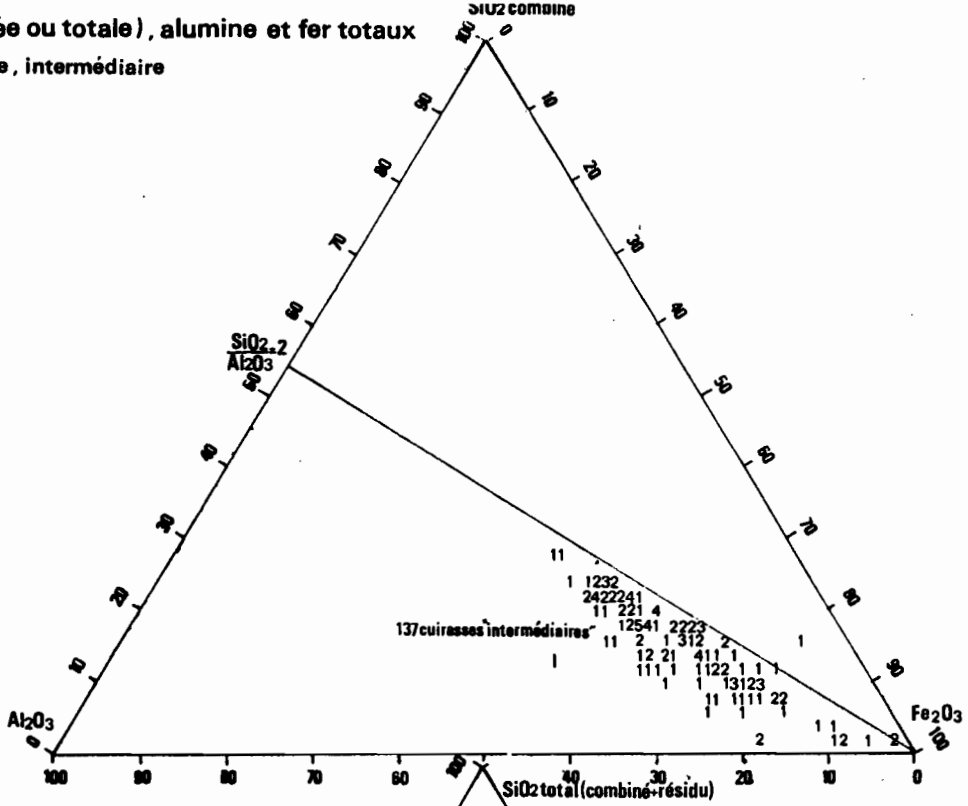
On sait depuis longtemps que les cuirasses développées sur roches basiques sont de préférence plus hautes dans le paysage et plus anciennes que les cuirasses sur roches acides (J.DELVIGNE, 1965; R.BOULET, 1970; J.C. PION, 1979). On constate effectivement que les prélèvements sur intrusions basiques, complexe du Mbomou, série de Kouki, quartzites ferrugineux, micaschistes sont largement en faveur des cuirasses anciennes. Cette proportion s'inverse sur migmatites et granites. Sur "Continental Terminal" et, bien sûr, alluvions, n'ont été prélevées que des cuirasses récentes de glacis, de même que sur le piémont oubanguien.

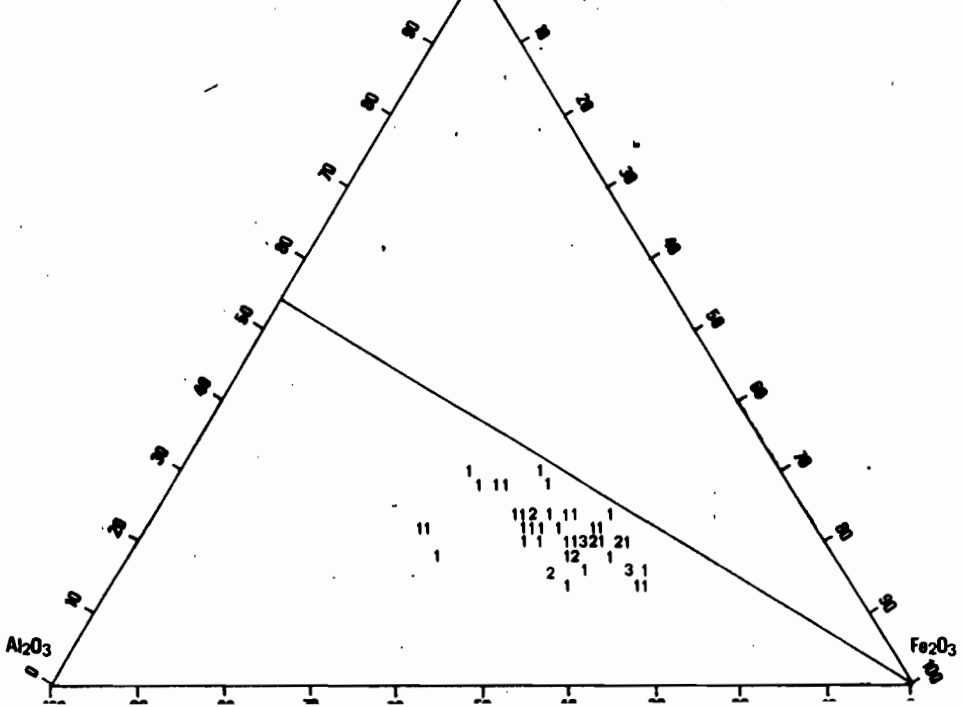
Figure 79

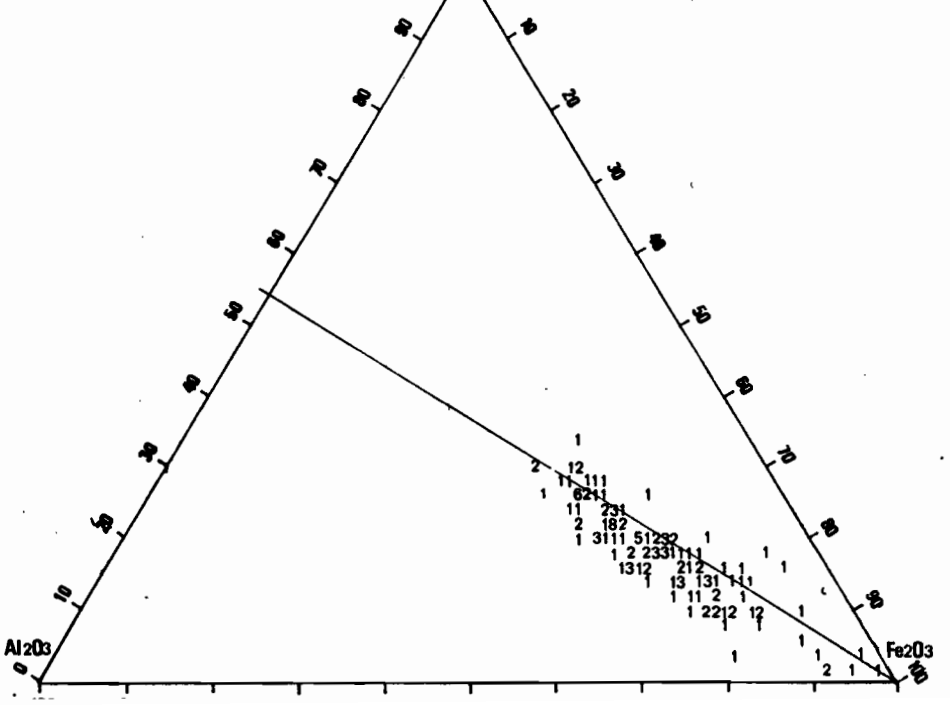
Diagrammes triangulaires silice (combinée ou totale), alumine et fer totaux

types bauxitique, mixte, intermédiaire



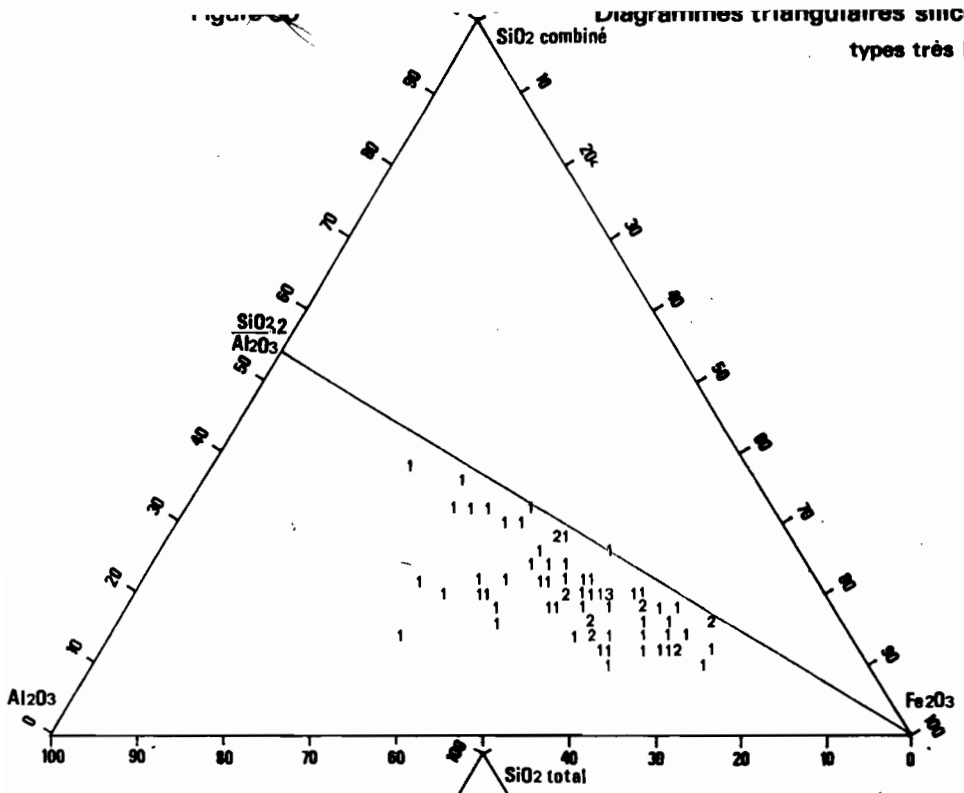


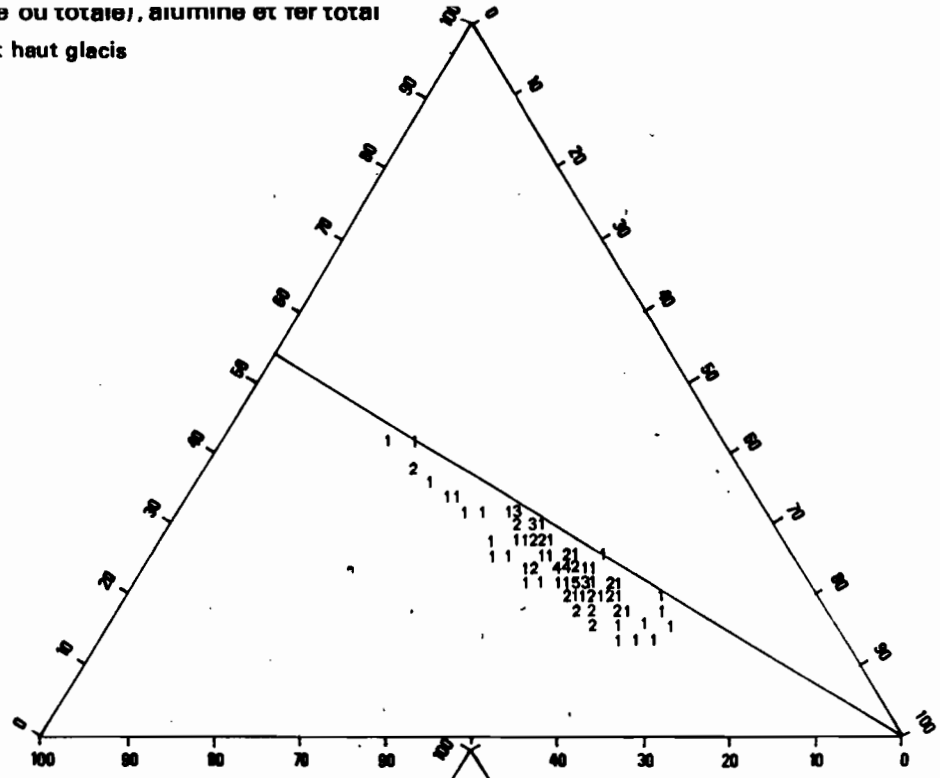


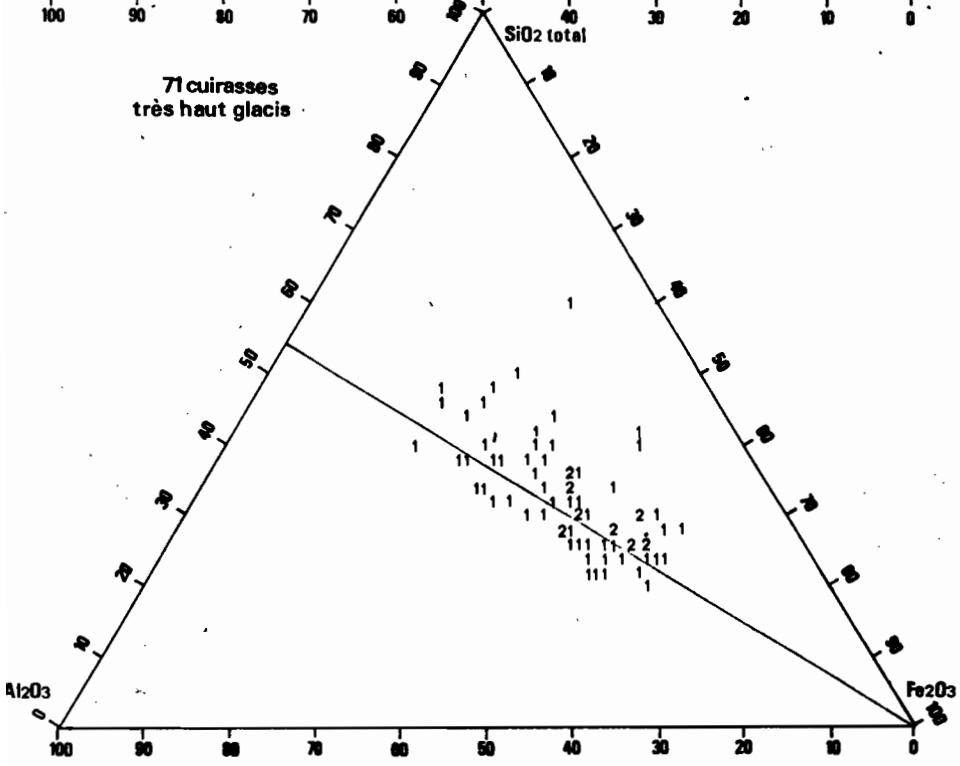


Diagrammes triangulaires silice (combinée ou totale), alumine et fer total

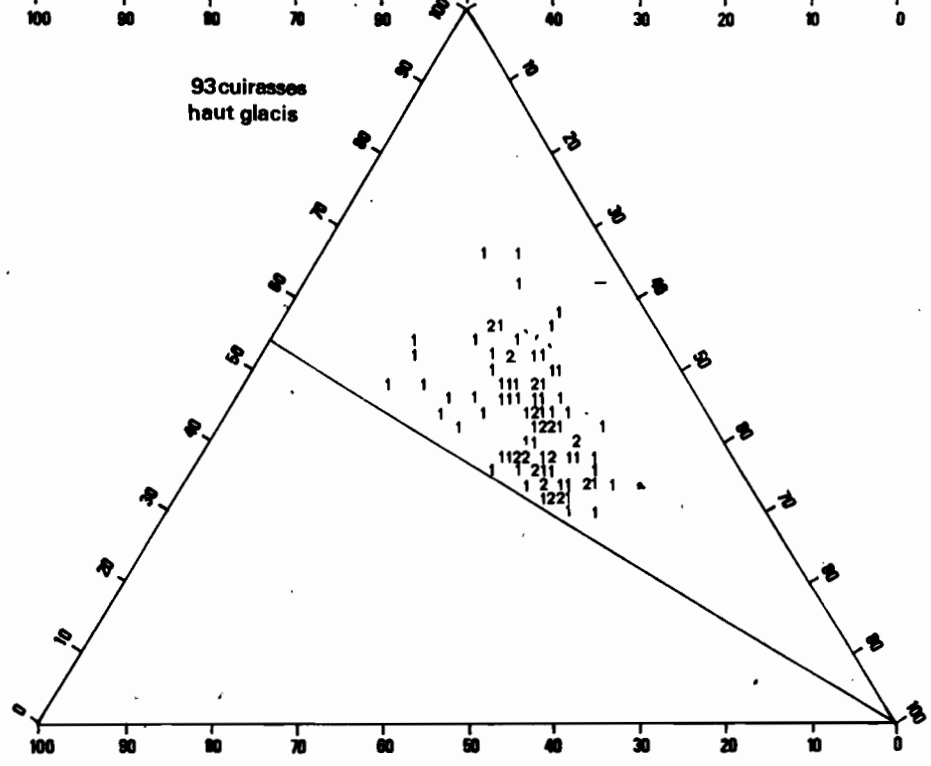
types très haut glacis et haut glacis







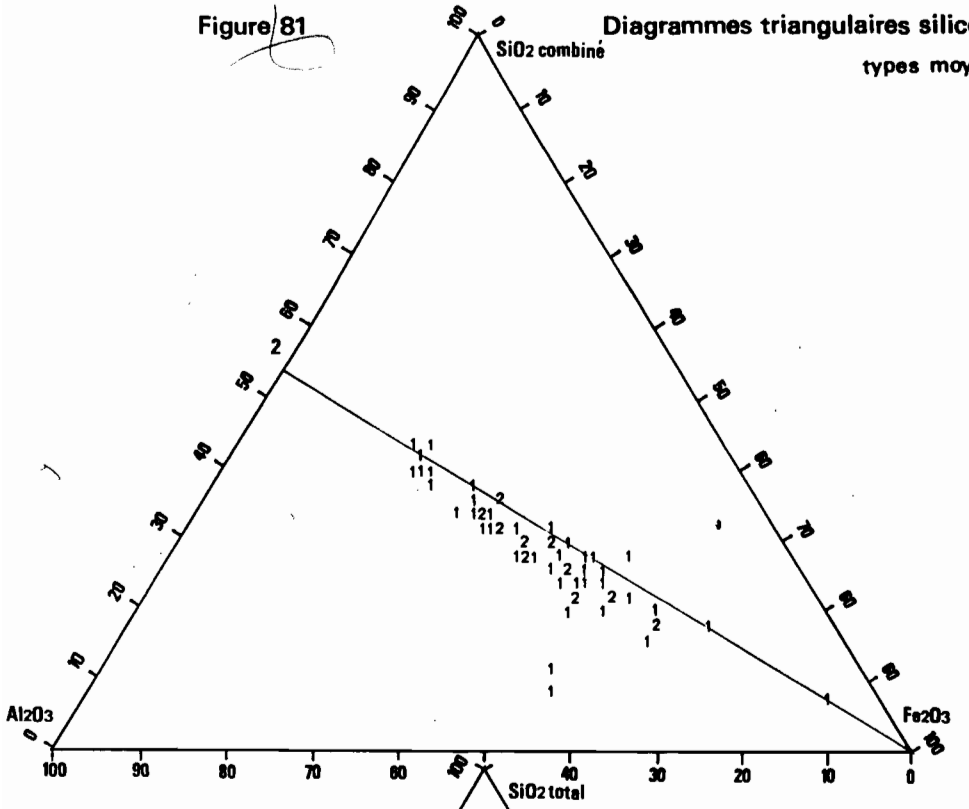
71 cuirasses
très haut glacis

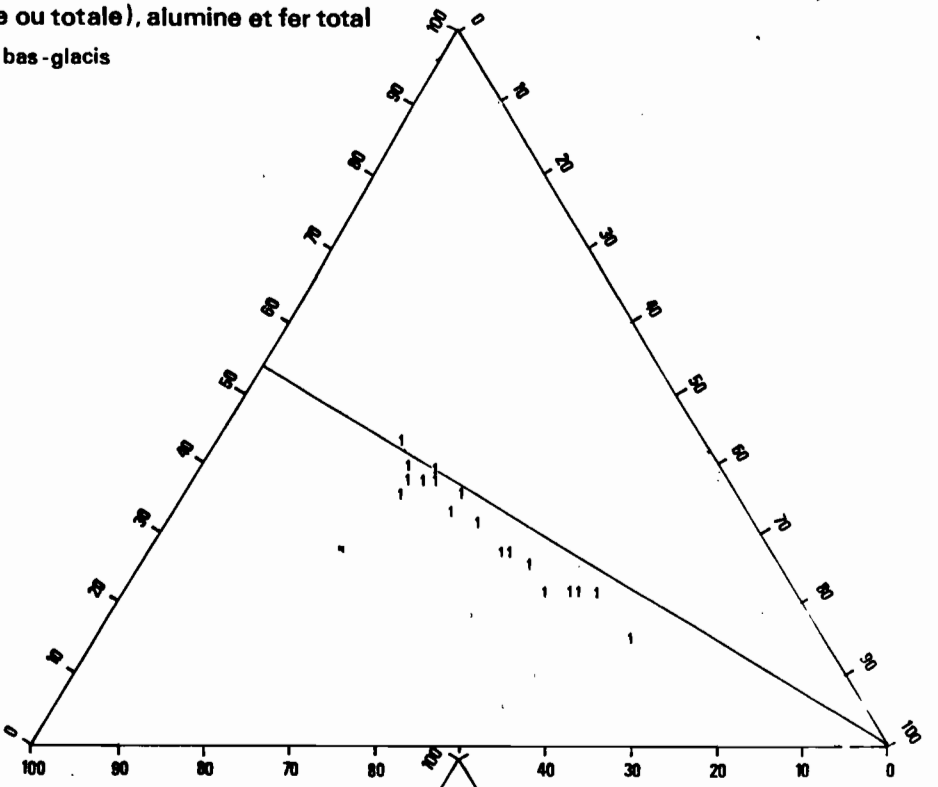


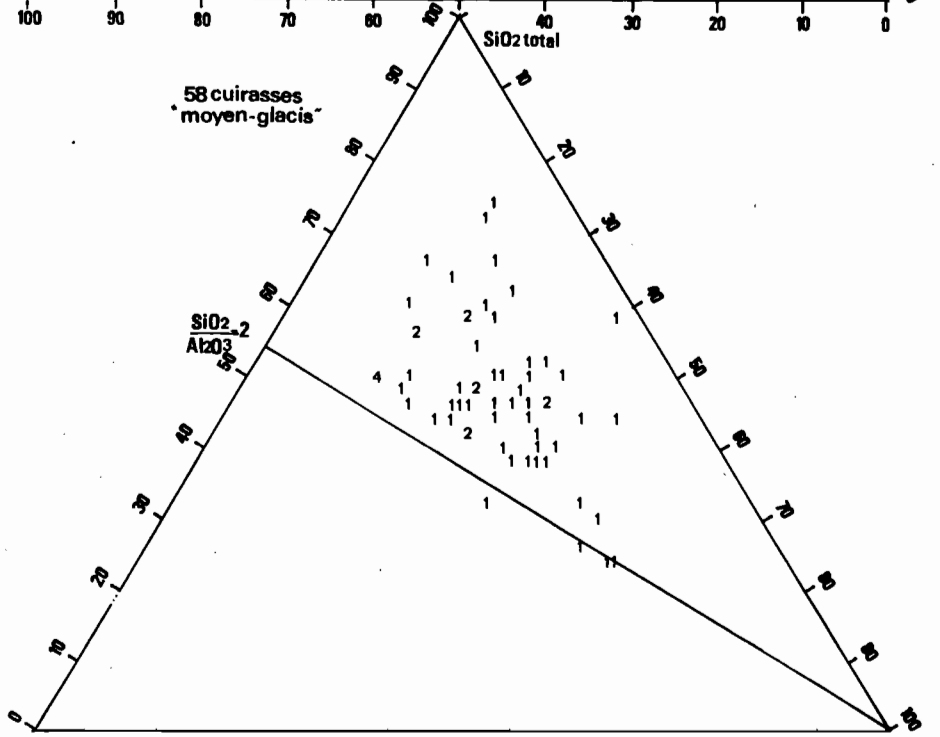
93 cuirasses
haut glacis

Figure 81 — Diagrammes triangulaires silice (combinée ou totale), alumine et fer total

types moyen-glacis et bas-glacis







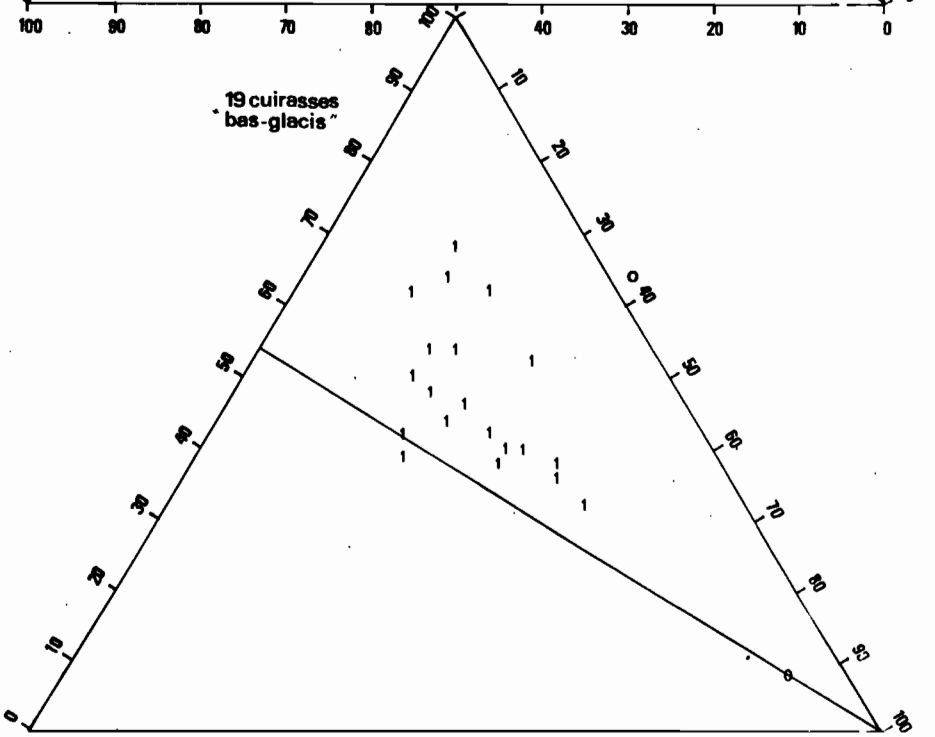
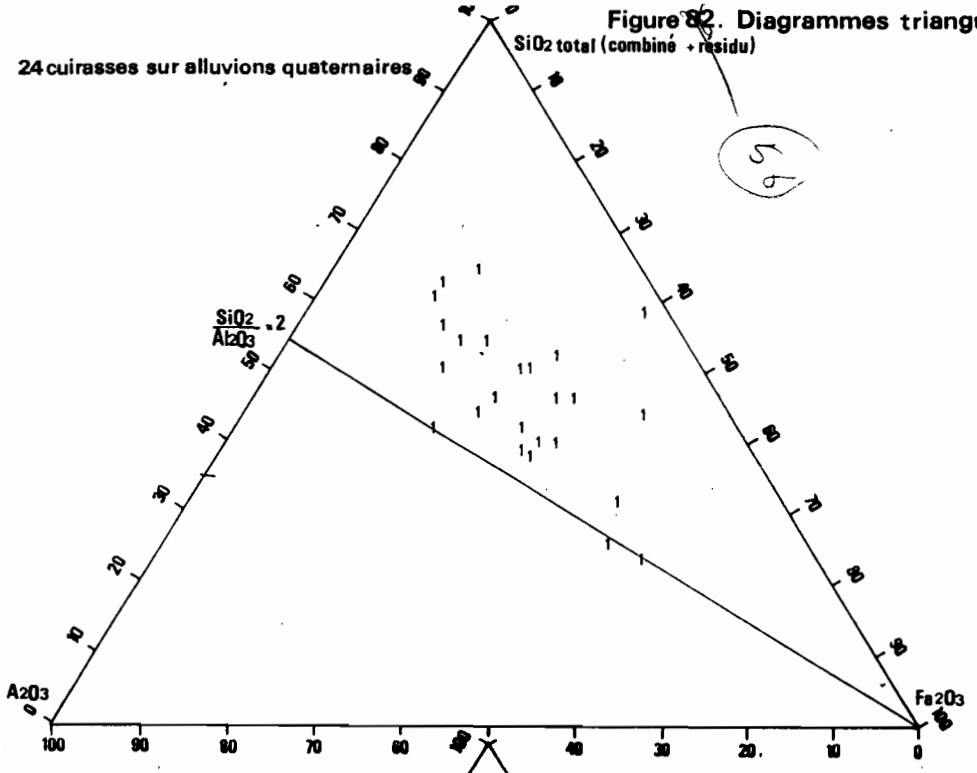
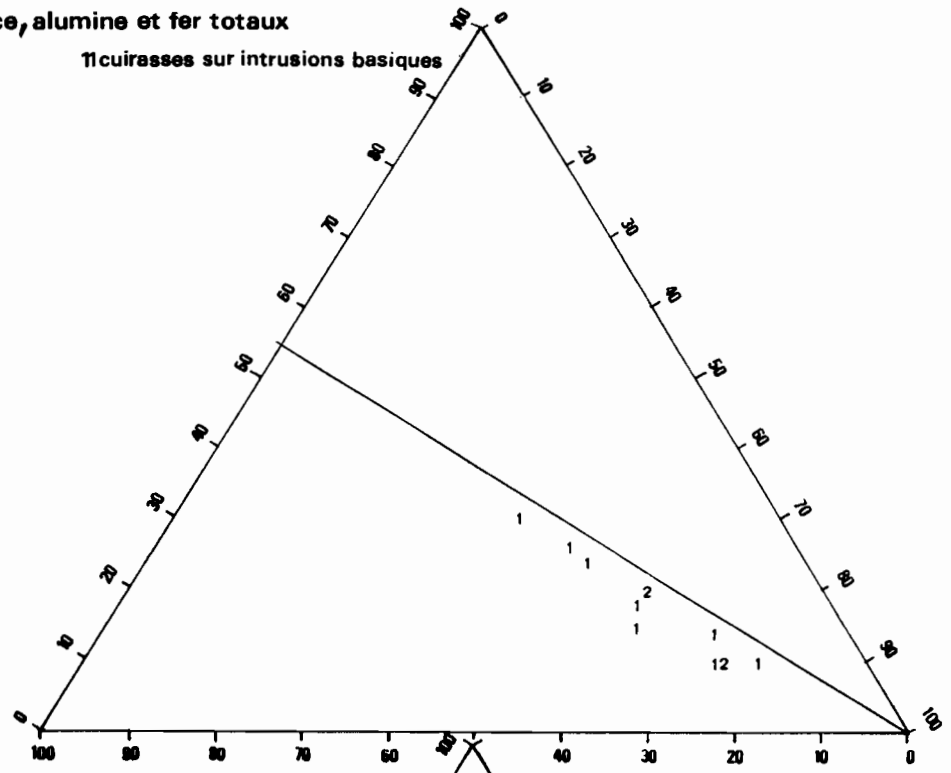
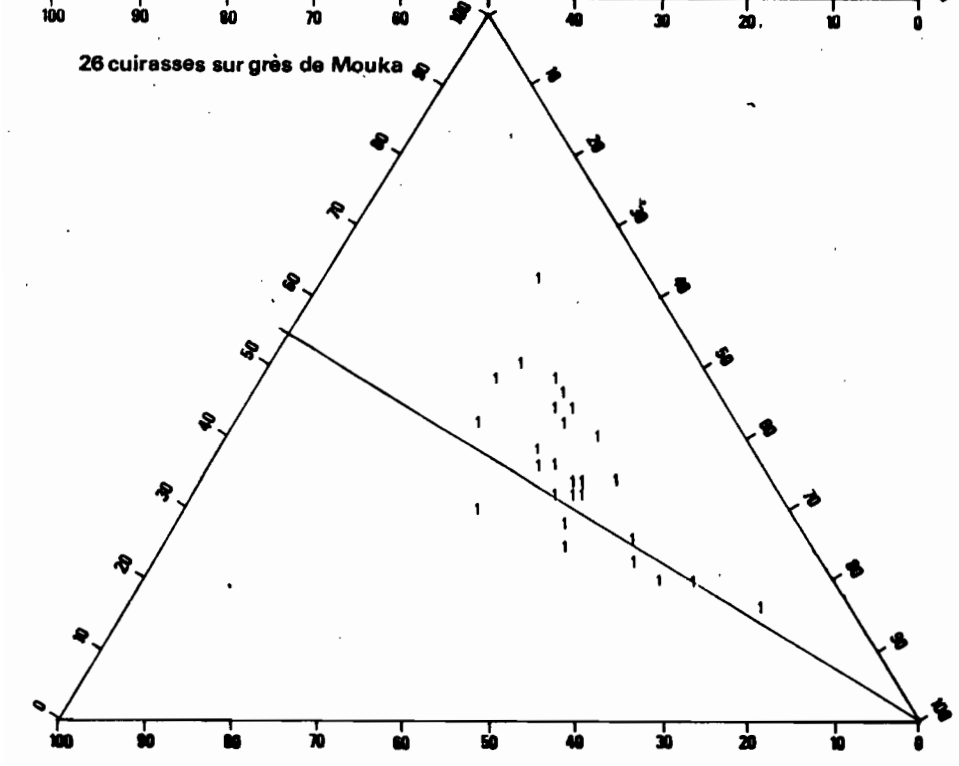
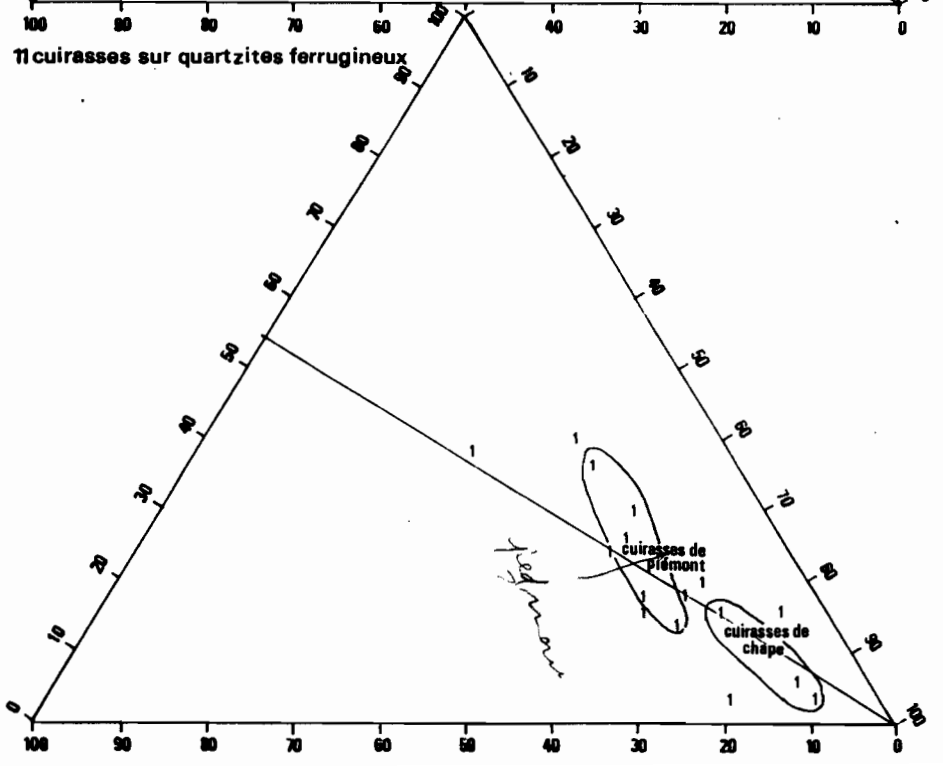


Figure 82. Diagrammes triangulaires silice, alumine et fer totaux









Les cuirasses anciennes s'observent de préférence sur roches basiques. Elles s'y conservent mieux, étant plus résistantes à l'érosion, mais il est également vrai qu'elles peuvent s'y former plus rapidement, leur composition chimique avec très peu de résidu quartzeux étant plus proche de celle observée en moyenne sur les cuirasses anciennes.

Suivant le type de substrat, les valeurs du rapport hématite/goethite + hématite varient très largement depuis 14,2 p.100 sur alluvions à 49,3 p.100 sur amphibolo-pyroxénites. Sur ces deux valeurs extrêmes, on comprend bien l'opposition entre les cuirasses récentes sur alluvions et les cuirasses ferrugineuses anciennes du Mbomou, mais devant une telle diversité de résultats, quelle part revient à l'influence du substrat et à l'évolution dans le temps? Ces variables sont interdépendantes.

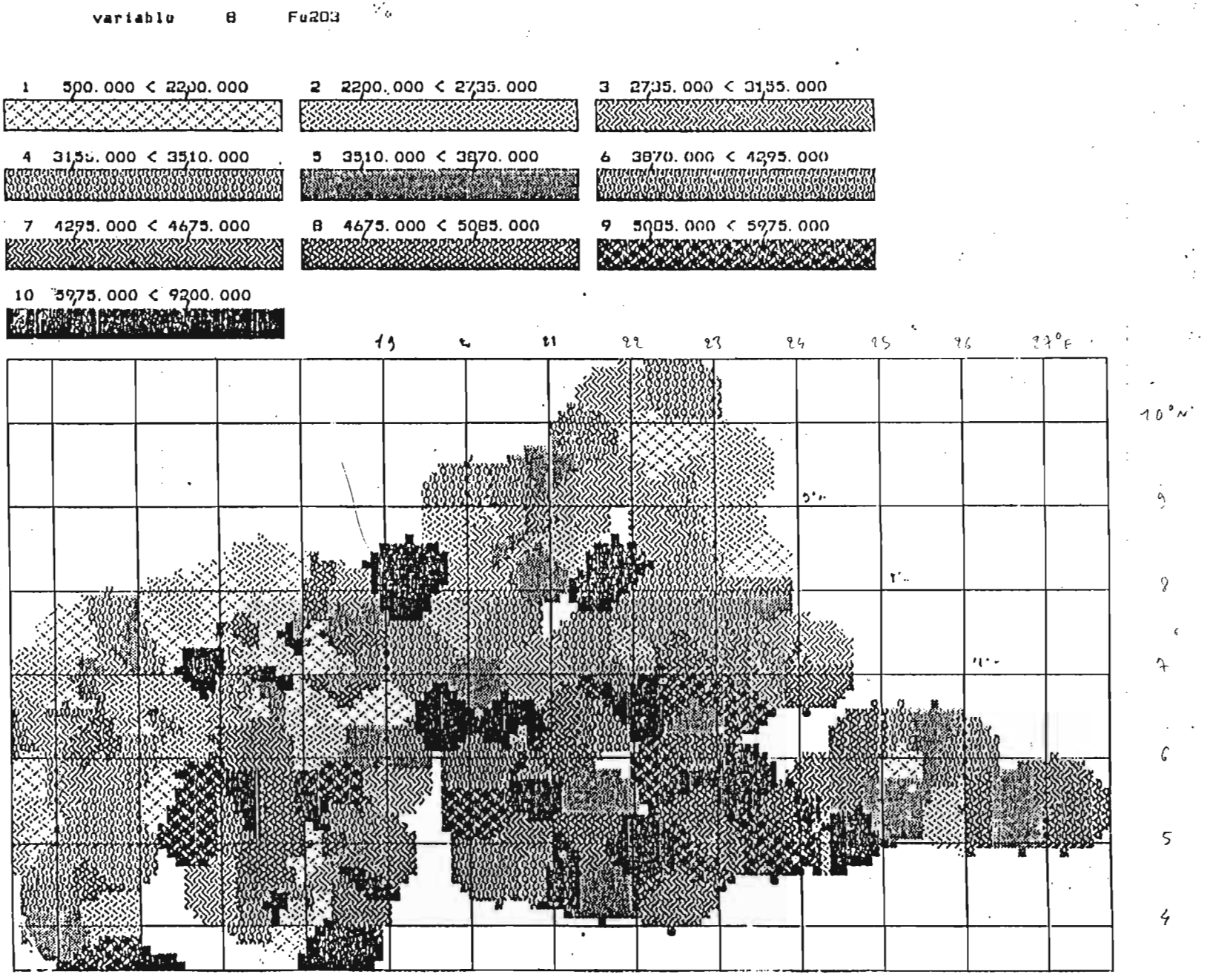
XVIII.3 - 7 Diagrammes triangulaires fer, alumine, silice (combinée ou totale).

Comme B. BOULANGE et al. (1973) l'ont montré, on peut, à partir de ces trois éléments principaux, caractériser les domaines correspondant aux principaux types de cuirasses. Les cuirasses de type intermédiaire (cf. Fig.79) se regroupent autour du pôle Fe_2O_3, au-dessous de la ligne correspondant à la kaolinite (rapport $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$). Le résidu quartzeux est faible et sa prise en compte ne modifie guère la répartition des points sur le diagramme SiO_2 total par rapport à SiO_2 combiné.

En dehors du cas très particulier de l'échantillon bauxitique XB 11, les autres cuirasses anciennes sont alumino-ferrugineuses; on les dit mixtes. Renfermant peu de résidu quartzeux, elles se regroupent autour d'un pôle correspondant à 30 p.100 Al_2O_3, 50 p.100 Fe_2O_3, 20 p.100 de SiO_2 (Fig.79). Pour les glacis (Fig.80-81), l'utilisation de la silice combinée ne permet pas de les distinguer du type précédent; par contre ils renferment des quantités notables de résidu quartzeux; l'utilisation de la silice totale fait passer leurs points représentatifs au-dessus de la ligne correspondant au rapport $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$, ce qui permet de les distinguer assez facilement des cuirasses anciennes. Par contre les domaines des différents glacis se recouvrent les uns les autres; il n'est pas possible de les différencier de cette manière analytique.

Si l'on représente ce type de diagramme en fonction du type de roche, on observe des dispersions et des recouvrements similaires sauf dans des cas particuliers. Ainsi les cuirasses sur alluvions, sur grès (Fig.82) ou sur "Continental Terminal" se retrouvent-elles toutes nettement au-dessus de la ligne $SiO_2/Al_2O_3 = 1,18$ car ce ne sont que des cuirasses récentes de glacis renfermant en quantité notable du résidu quartzeux. De même les cuirasses sur itabirites (Fig.82) se regroupent autour du pôle ferrugineux, notamment les cuirasses de chape; les cuirasses

Figure 83


variable 8 Fe2O3
1 500.000 < 2200.000
2 2200.000 < 2735.000
3 2735.000 < 3155.000
4 3155.000 < 3510.000
5 3510.000 < 3870.000
6 3870.000 < 4295.000
7 4295.000 < 4675.000
8 4675.000 < 5085.000
9 5085.000 < 5975.000
10 5975.000 < 9200.000
19
20
21
22
23
24
25
26
27°E
10°N
9
8
7
6
5
4

de piémont s'en différencient par la composition un peu moins ferrugineuse avec un peu de résidu quartzeux.

Ainsi les cuirasses apparaissent comme un complexe directement lié au substrat à l'origine. Il ne s'en différencie que très lentement évoluant avec le temps, en fonction des conditions du milieu topographique et surtout climatique, vers deux pôles: l'un ferrugineux, l'autre alumineux.

XVIII.3 - 8 Essai de cartographie automatique du cuirassement (Fig.83).

Chaque prélèvement ayant été parfaitement localisé en latitude et longitude, un essai pouvait être tenté de représentation cartographique automatique de chaque variable; par exemple l'utilisation de la variable altimétrique permettait d'obtenir un schéma orographique pouvant être calé sur la carte orographique du pays.

Il est ainsi possible de représenter cartographiquement la variabilité dans l'espace de la richesse en fer, alumine... des cuirasses centrafricaines, de visualiser directement les quelques secteurs où de la boehmite avait été individualisée... En réalité ces premiers essais de cartographie automatique se sont révélés assez décevants.

Le programme permettait à partir d'une valeur donnée de la variable d'en étendre la représentation jusqu'à celle correspondant à un autre prélèvement. L'ensemble du territoire est ainsi recouvert de proche en proche mais cette méthode ne permet pas de distinguer les valeurs nulles en raison de l'absence de cuirassement (cas de la partie méridionale des grès de Carnot) ou d'un non prélèvement (cas de l'interfluve Congo-Nil, en raison de ses difficultés d'accès).

Cette méthode conviendrait à l'étude d'une région assez homogène dans laquelle la variation des variables serait progressive et où les prélèvements sont effectués systématiquement, par exemple tous les dix kilomètres. Or en Centrafrique, les prélèvements des cuirasses ont été effectués en fonction de la lithologie, de la topographie, du modelé. Ils ont été multipliés sur les secteurs clés (série de Kouki), en cas d'étagement de cuirasses. Une toposéquence, le long de laquelle les différentes variables peuvent prendre des valeurs très diverses, n'est représentée que par un point sur une carte à petite échelle. Il faudrait pour chaque variable adapter le programme pour ne retenir qu'une valeur moyenne ou qu'une valeur extrême minimale pour l'une, maximale pour l'autre.

Ces importantes réserves faites, ces schémas cartographiques représentent l'intérêt de visualiser d'un seul coup d'oeil par exemple l'intensité du cuirassement ferrugineux dans le centre-sud du territoire, sa

décroissance progressive vers le nord, la complémentarité de l'intensité du cuirassement alumineux par rapport aux cuirasses ferrugineuses...

XVIII.4 Quelques conclusions et remarques au sujet des aplanissements et du cuirassement en Centrafrique.

XVIII.4 - 1 Aplanissements.

La morphologie centrafricaine, apparemment simple et monotone, se révèle en réalité assez complexe. Elle oppose deux types de milieux. Le plus répandu correspond à des secteurs aplanis au réseau hydrographique divaguant dans des vallées séniles, aux rares affleurements rocheux; le substrat y est en général masqué par un épais manteau d'altération ferrallitique, souvent figé par une induration ferrugineuse.

Ces aplanissements sont séparés par des escarpements, des entailles que soulignent sur les rivières des rapides ou même des chutes; cette reprise d'érosion dégage des sols jeunes d'érosion sur altérites et met à nu des affleurements rocheux; ces secteurs rajeunis à pentes accusées ne sont pas indurés.

Ce modelé en marches d'escaliers laisse subsister des reliefs résiduels, les "kagas" (arêtes quartzitiques, inselbergs granitiques). Ce type de modelé, dit de pédiplaines, permet de distinguer diverses régions naturelles associées à des aplanissements étagés notamment: surface de la Lim-Bocaranga ou des 1 200 m, de Bouar-Baboua ou des 900-1 000 m, surface centrafricaine ou des 600-700 m, piémonts oubanguien et tchadien dits des 400 - 500 m.

L'induration est généralisée sur les pentes inférieures à 5 p.100, en premier lieu sur les aplanissements mais également sur les replats, les glacis de piémont. Longtemps prises pour un masque cachant le substrat, la plupart des cuirasses s'avèrent autochtones, développées sur glacis, révélant indirectement la nature et la composition du substrat qu'elles recouvrent.

Il y a place pour une interprétation nuancée entre les deux positions extrêmes: celle de P.MICHEL (1973) avec de grands aplanissements étagés d'âges différents correspondant à leur induration et celle de G.BEAUDET (1976-81) d'une surface de pénéplanation unique et disséquée à des niveaux d'altitude différents. D.NAHON (1970-72) envisage à l'intérieur d'une surface unique, la différenciation de facies cuirassés en fonction de la topographie par transferts latéraux. Pour J.C.LEPRUN (1979), il n'existe qu'une surface ondulée et des cuirasses de même âge même si elles sont de nature différente en fonction du substrat. Au sujet des cuirasses du Mbomou, Y.TARDY et A.BEAUVAIS (1989) ne considèrent qu'une unique surface mais

avec deux niveaux d'érosion séparés et deux cuirasses différentes par leur âge et leur degré d'évolution.

XVIII.4 - 2 Morphologie.

Il nous apparaît personnellement que le schéma de L.C.KING (1951-54-67) avec recul des versants parallèlement à eux-mêmes ne peut s'observer que sur de courtes distances; ce n'est pas un schéma général. La morphologie du Centrafrique est fortement influencée par le contexte structural. Elle résulte de la dislocation et du basculement du bouclier centrafricain, contre-coup des accidents qui se sont produits lors de l'ouverture de l'Atlantique. Les divers "panneaux" qui en résultent peuvent être gondolés, déboîtés, déjetés... L'aplanissement central dénommé surface centrafricaine, qui correspond à la bordure septentrionale du bassin congolais, s'allonge sur plus de deux mille kilomètres du centre sud du Cameroun jusqu'au nord-est du Zaïre. Il est encadré de grandes fractures (Iakélina, Bozoum, Ouanda Djallé) ou même de fosses (Mbéré, Doba-Birao, Abu Gabra).

Il n'existe non pas un mais plusieurs aplanissements d'âges différents, caractéristiques de périodes biostasiques. Une période d'érosion peu active mais très longue se situe entre les dépôts glaciaires paléozoïques et les formations de recouvrement traduisant la reprise d'érosion crétacée due à l'ouverture de l'Atlantique sud. Une telle surface d'aplanissement, enterrée sous les dépôts gréseux de Carnot et d'Ouadda, ne peut de nos jours être perçue que sur le pourtour au contact socle-grès ou par forages. Si ces derniers révélaient, au sur ce contact l'existence de cuirasses, elles seraient d'âge au moins crétacé.

D'importants réajustements tectoniques: soulèvements ou simples affaissements marquent la fin du Crétacé. Les aplanissements de la Lim-Bocaranga, de Bouar-Baboua, de la surface centrafricaine ou du piémont tchadien peuvent être décrits comme des unités morphologiques séparées, même si leur âge est équivalent, disons Eocène. Dès cette époque, l'environnement climatique semble avoir permis le développement d'un important cuirassement ferrugineux, et non bauxitique comme en Afrique occidentale; c'est la "cuirasse ancienne" dont les lambeaux témoins continuent à évoluer de nos jours.

Consécutivement à l'affaissement des cuvettes congolaise et tchadienne, l'exhaussement isostastique de la dorsale centrafricaine a entraîné une reprise d'érosion. L'induration différentielle de la vallée de l'Oubangui, favorisée par la présence de formations carbonatées, a laissé subsister de nombreux reliefs résiduels, parfois surmontés de lambeaux de la surface centrafricaine. L'aplanissement du piémont oubanguien semble donc postérieur

à l'aplanissement centrafricain. D'ailleurs on n'y observe pas de témoins de cuirasses anciennes.

L'induration occultée, sinon démantelée lors d'une période très humide (oligo-miocène), se serait reconstituée, lors d'un retour au régime tropical à saisons alternées: cuirasses pliocènes du type "glacis". Au nord, une plaine correspond au remplissage alluvial du bassin tchadien (formations néo-tchadiennes). Elle n'est pas indurée en dehors du soubassement de quelques mares de décantation ainsi que des lakéré de battement de nappe sur la bordure de la plaine: l'origine de telles cuirasses ou carapaces ne peut être que récente: Quaternaire.

Ainsi plusieurs types de cuirasses ont été reconnus en Centrafrique. On a vu qu'ils ne correspondaient pas à des niveaux altitudinaux ni à des surfaces d'aplanissements, à quelques exceptions près: on n'observe pas de cuirasses anciennes sur le piémont oubanguien; sur plaine ou alluvions récentes, les niveaux indurés ne peuvent être que récents.

Ces types ne doivent pas être multipliés à l'excès. On peut en Centrafrique distinguer des "cuirasses anciennes", ante Continental Terminal, probablement Eocène, très pauvres en résidus quartzeux où l'on distingue deux pôles: l'un ferrugineux (type dit intermédiaire), l'autre alumino ferrugineux (très exceptionnellement bauxitique, type dit mixte). Elles renferment de la kaolinite, des oxydes de fer: goethite mais aussi hématite, de l'alumine libre, gibbsite, exceptionnellement boehmite.

La grande masse des cuirasses centrafricaines sont post Continental Terminal; elles contiennent, à côté de la goethite et de la kaolinite, du résidu quartzeux. Ces glacis avaient été au départ différenciés par leur position géomorphologique relative. Les cuirasses du très haut glacis se distinguent fréquemment par la présence de gibbsite secondaire (à proximité des escarpements) à côté de résidu quartzeux. Les cuirasses de moyen glacis présentent assez souvent de petits enduits noirs manganésifères. Les cuirasses du bas-glacis se distinguent par leur âge récent: cuirasses de battement de nappe. En fait les domaines analytiques de ces cuirasses se recouvrent; elles appartiennent à un même ensemble. Ces subdivisions secondaires peuvent être abandonnées, d'autant plus que leurs appellations sont impropres: la plupart des interfluves centrafricains sont figés par un cuirassement discontinu de type "haut-glacis" qui ne correspond pas à un glacis secondaire mais à un aplanissement "principal", la surface centrafricaine.

XVIII.4 - 3 Autochtonie, allochtonie.

XVIII.4 - 3.1 Evolution du cuirassement.

Même s'il est très ancien, un ensemble cuirassé continue à évoluer en milieu tropical humide. La dégradation extérieure des plateaux cuirassés se produit sous l'effet de l'eau et de la végétation: effet de coin des racines dans les diaclases, chablis... Les cuirasses des plateaux évoluent surtout par leur base soumise aux fluctuations des nappes perchées. Ces cuirasses s'enfoncent sur place, leur évolution est autochtone.

Les cuirasses de versant évoluent elles aussi sur place. En outre, elles peuvent recevoir des apports de l'amont soit par gravité (blocs résiduels éboulés), soit par transports latéraux. Ces derniers, décrits par certains géochimistes (D.NAHON, 1971), ont été niés par d'autres (J.C. LEPRUN, 1979). F.COLIN et al. (1989) soulignent à partir de la dispersion de filons aurifères, qu'il ne faut pas négliger l'importance des déplacements latéraux et verticaux dans les sols latéritiques par tassements, <<creeping>>, ou activités biologiques (termites) qui peuvent atteindre la centaine de mètres. Plus simplement il arrive d'observer des filons de quartz, subsistant dans les altérites, que l'on retrouve fauchés dans la nappe de gravats sus-jacente (cf profil: OD 59: 6°25'30" - 17°53').

<<creeping>>, ou activités biologiques (termites) qui peuvent atteindre la centaine de mètres. Plus simplement il arrive d'observer des filons de quartz, subsistant dans les altérites, que l'on retrouve fauchés dans la nappe de gravats sus-jacente (cf profil: OD 59: 6°25'30" - 17°53').

XVIII.4 - 3.2 Transports latéraux par l'eau.

L'essentiel des transports latéraux s'effectue par l'eau à l'échelle du versant d'ordre kilométrique. L'étude géomorphologique permet de visualiser la résultante de tels transports; la photo-interprétation systématique révèle l'existence des cuirasses étagées divergeant en éventail autour de points hauts (cf.Fig. 40 à 44). Des lissages soulignent les dépôts ferrugineux superficiels masquant les orientations structurales du cuirassement sous-jacent (cf série de Kouki). Les observations de terrain montrent que l'écoulement de surface sur ces lakéré de versant, peut exceptionnellement se prolonger assez longtemps après la saison des pluies. L'essentiel de cet écoulement est hypodermique: dans les altérites de la base de cette cuirasse. De multiples marigots ont leur tête de source située à la base de telles cuirasses.

Les résultats d'analyses d'eau sont souvent décevants (cf J.C.LEPRUN). Les quantités de fer dissoutes dans l'eau filtrée

paraissent minimes mais il faut prendre en considération le facteur temps. L'évolution des cuirasses se poursuit durant des millénaires et même des millions d'années. Souvent, l'on ne tient pas suffisamment compte du fer particulaire transporté par les fortes pluies d'orage mais également véhiculé par les nappes.

L'exemple du forage d'eau réalisé sur le centre ORSTOM de Bangui en 1985 paraît très probant à cet égard. Les premières analyses indiquaient: "l'eau contient très peu de fer: < 0,02 mg/l." ou "teneur en fer nettement inférieure à 50 ppb". Or chacun ne manquait pas de constater que l'eau se troublait rapidement, son goût était ferrugineux, un enduit rouille se déposait sur les canalisations. L'analyse, refaite sur échantillon non filtré et acidifié, indique en fait 4,55 mg/l. de fer (outre 0,75 de Mn et 13,0 de Zn). Ce fer, particulaire en grande majorité, ne doit pas être occulté dans un bilan géochimique. Un tel forage, au débit de 10 m3/h, remonterait en un an 0,4 tonne de Fe203; cela n'a rien de négligeable! C'est ainsi que le fer est transporté. Cela permet par exemple d'expliquer les revêtements et lambeaux cuirassés qui tapissent les écueils quartzitiques au milieu des rapides de l'Oubangui et qui avaient surpris A.CHEVALIER dès 1902.

XVIII.4 - 4 Evolution du paysage cuirassé.

A.AUBREVILLE (1948) écrivait à propos des plateaux cuirassés du Mbomou: "Lorsqu'on entre dans la ceinture forestière (semi humide), il y a rupture de pente, elle devient raide... La rampe forestière est jonchée de blocs. Il n'y a pas continuité entre le boval de pente et celui de plateau. Ce sont deux carapaces différentes"... C'est effectivement le cas général mais il peut arriver (cf Y.B. 1976b) que certaines cuirasses de versant s'étendent sur tout ce dernier jusqu'à se souder avec la cuirasse amont d'interfluve. Dans ce cas, il n'existe plus de discontinuité dans l'induration compacte depuis le sommet de l'interfluve jusqu'à la base du versant. La résistance à l'érosion est améliorée dans ce cas.

Certains auteurs (cf. Y.TARDY 1989) ont présenté des schémas de l'enfoncement sur place de paysages cuirassés. Suivant le modèle proposé, les cuirasses d'interfluves alimenteraient un cuirassement de versant qui, de proche en proche, s'épaissirait par la base. Ainsi l'évolution dans le temps du paysage se ferait dans le sens d'une fonte progressive sur place des interfluves au profit des cuirasses de bas de pente. Par inversion de relief, ces dernières deviendraient elles-mêmes des cuirasses d'interfluves et ainsi de suite. On note qu'un tel schéma suppose un déplacement dans l'espace du réseau hydrographique.

Effectivement le secteur de discontinuité, séparant cuirasse de plateau et cuirasse de versant, constitue une zone de moindre résistance à l'érosion. On peut ainsi observer le

creusement de dépressions périphériques coupant l'approvisionnement amont de cuirasses aval (cf Fig.46). Les cuirasses amont sont appelées à disparaître progressivement. Si l'érosion de la dépression périphérique se poursuit, les cuirasses de piémont peuvent apparaître en relief relatif (cf région de Bongon, Fig.57). Nous ne savons pratiquement rien du temps nécessaire à de telles transformations.

Un problème se pose: si l'évolution dans le temps des paysages cuirassés se traduisait par une succession verticale de cuirasses, devenant alternativement cuirasses de bas de pente et d'interfluves, ces cuirasses devraient conserver des traces de cette longue histoire: succession d'enfoncements autochtones, entrecoupée d'apports allochtones. Or, sur les paysages cuirassés aux caractères les plus tranchés (cf séquence de Boulo sur série de Kouki), on met en évidence une lithodépendance stricte sur les cuirasses d'interfluves (lanières parallèles liées à la lithologie schisteuse).

L'évolution d'un paysage cuirassé sur place, telle qu'au cours des temps les interfluves deviennent bas-fonds et réciproquement, suppose l'existence d'un réseau hydrographique de drainage qui tout en conservant la même maille se déplacerait dans l'espace sans qu'il soit nécessaire que les interfluves se situent à la même cote en même temps.

C'est ce qu'on observe sur la série de Dialinga où les buttes de cuirasses anciennes s'étagent entre 700 et 600 m, l'incision de la vallée de Nzako se situant au-dessous de 530 m. Par contre à propos des hauts-plateaux du Mbomou, A.BEAUVAIS et D.MAZALTARIM (1988) écrivent: "leur enveloppe dessine une vaste surface de 650 m d'altitude moyenne, légèrement inclinée vers l'axe principal de drainage, le Mbomou au sud".

Au sujet de la série de Kouki, nous notions (Y.B. 1971d): "Ces plateaux peuvent être raccordés entre eux... mais ils sont très légèrement inclinés du sud-ouest vers le nord-est... leur pente, légèrement plus accentuée au sud, est en moyenne de 2 p.100, (soit) une variation de 620 à 500 m sur une soixantaine de kilomètres". Une régularité aussi remarquable ne manque pas d'être troublante; on ne peut s'empêcher d'y voir un ancien aplanissement unique disséqué par l'érosion.

Ces trois paysages cuirassés présentent un point commun: non seulement les interfluves cuirassés sont adaptés à la structure mais les réseaux hydrographiques sont directement liés au réseau de fracturation. Adaptés à cette structure, ils ne semblent pas s'être déplacés dans l'espace.

XVIII.4 - 5 Modelé des glacis en milieu tropical humide.

Il nous semble que dans un but louable de simplification pédagogique, certains auteurs, même les meilleurs, ne nuancent pas suffisamment leurs conclusions. Ainsi G.MILLOT

(1980) oppose les aplanissements en long glacis des socles dans les paysages à couverture d'altération montmorillonitique à ceux des paysages garnis d'une couverture kaolinique, en zone tropicale humide: "On parle de paysages en <<demi-oranges>>. Nous sommes à l'opposé de l'aplanissement". Quand les saisons deviennent contrastées, la forêt est remplacée par la savane et les sols ferrallitiques par les sols ferrugineux tropicaux lessivés.

En fait, tous les intermédiaires existent. En Centrafrique, le passage de sols ferrallitiques aux sols ferrugineux tropicaux s'opère progressivement en fonction de la topographie et du drainage, à partir d'une pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 1 300-1 200 mm, la couverture montmorillonitique restant marginale sur matériau fortement basique. Les sols ferrallitiques à kaolinite dominent avec un modelé de glacis cuirassés jusqu'à la limite de la forêt dense humide et même un peu au-delà (Mbomou, Haute-Sangha). Le modelé en <<demi-orange>> décrit par certains auteurs (cf A.G.BEAUDOU, 1971) au sud du Centrafrique nous paraît marginal, limité, sinon hypothétique près de Bangui. On ne l'observe guère qu'au sud-ouest de Berbérati vers la frontière camerounaise au-delà de laquelle il devient caractéristique, avec une pluviosité nettement accrue, il est vrai.

Chapitre XIX: ESSAI DE CHRONOLOGIE DE LA MORPHOGENESE ET DE L'EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE EN CENTRAFRIQUE.

XIX.1 Rappel sur le Précambrien centrafricain-Panafricain.

Dans sa synthèse sur la géologie centrafricaine (état des connaissances à fin de 1963), J.L.MESTRAUD (1982) considère l'histoire du précambrien comme relativement simple. Au-dessus d'un complexe de base (cycle D antérieur à 2.500 M.A.), les dépôts de groupe supérieur (cycle A antérieur à 600 M.A) auraient été affectés de mouvements ayant provoqué essentiellement des "fractures et des plissements de couverture" (il eût mieux valu parler de tectogenèse dans la mesure où les déformations épirogéniques se font selon un rayon de courbure régional incompatible avec l'échelle des plis). On a vu que ces formations pélitiques ou gréseuses comportaient des intercalations de séquences carbonatées et de facies glaciaires (tillites de la Bandja).

B.BESSOLES et R.TROMPETTE (1980) ont développé l'étude de la chaîne panafricaine (600 à 500 M.A.), zone mobile d'Afrique Centrale, qui occupe la plus grande partie du territoire centrafricain au nord du craton congolais. Pour J.L.POIDEVIN (1985), cette "chaîne Oubanguides-Sergipane" constitue "une structure majeure créée par le cycle orogénique brasiliano-panafricain". Cette tectonique de collision, avec nappes et plis couchés, est accompagnée par un épimétamorphisme (situé entre 630 et 590 M.A.), une migmatisation et une granitisation de grande ampleur (granites syntectoniques datés à 570 M.A.: Bamingui; granite post tectonique: Ouanda-Djallé 510 M.A.).

M.CORNACCHIA et L.GIORGI (1986) sont plus réservés. Etudiant la région de Bangui, ils estiment que "rien ne permet d'envisager dans ce secteur l'existence d'une orogénèse correspondant à une véritable chaîne... l'événement orogénique doit être recherché avant l'épisode panafricain". Pour ces auteurs, nos connaissances n'en sont qu'à leurs débuts; pour le moment "aucune synthèse historique à l'échelle du pays ne peut être entreprise".

Nous nous contenterons donc de donner quelques jalons autant que faire se peut dans un pays où depuis le Précambrien, on manque, pour préciser la chronologie, de sédiments marins, de dépôts volcaniques, de fossiles identifiés...

XIX.2 Paléozoïque.

La série de la Dialinga, au N.E. de Bakouma, après avoir été d'abord rattachée par le CEA au Paléozoïque, s'est en fait avérée appartenir au Précambrien supérieur (cf J.L.POIDEVIN et al. 1981).

Durant cette ère, l'Afrique était rattachée aux autres continents, dans la "Pangée", située en position australe. On a longtemps pensé qu'au Paléozoïque, le climat de ce supercontinent était stable et plutôt chaud. Des simulations par ordinateur en vue d'appréhender le "climat pangéen" (1989) montrent que la Pangée était quasi désertique avec des températures fluctuant fortement d'une saison à l'autre (les variations annuelles étaient de l'ordre de 30°c au coeur du continent africain, il y a quelque 255 M.A.). Dans la région méridionale correspondant au Gondwana, elles tombaient fréquemment au-dessous de zéro. En effet plus un continent est étendu, moins l'intérieur des terres bénéficie des effets régulateurs de l'océan et plus les variations de températures sont importantes. L'érosion de la chaîne panafricaine a accumulé des molasses et entraîné sa pédiplanation. On a vu que la formation glaciaire sous-jacente aux grès de Carnot, qui n'est pas datée avec certitude, pourrait être rattachée à deux périodes glaciaires, décrites par M.DEYNOUX (1980) et J.FABRE (1987): la calotte glaciaire de l'Ordovicien terminal-début Silurien vers 430-440 M.A, la position du pôle sud se situant alors dans le golfe de Guinée et dans ce cas, l'actuel site de Berbérati vers 80°S; le Centrafrique est également inclus à l'intérieur de la limite maximale d'extension des glaciers de Dwyka (inlandsis et glaciers locaux) au Carbonifère terminal mais surtout au Permien inférieur, vers 270-280 M.A. Cette glaciation se serait étendue jusqu'à 30° de latitude, l'emplacement de Berbérati se situant alors vers 35-40°S.

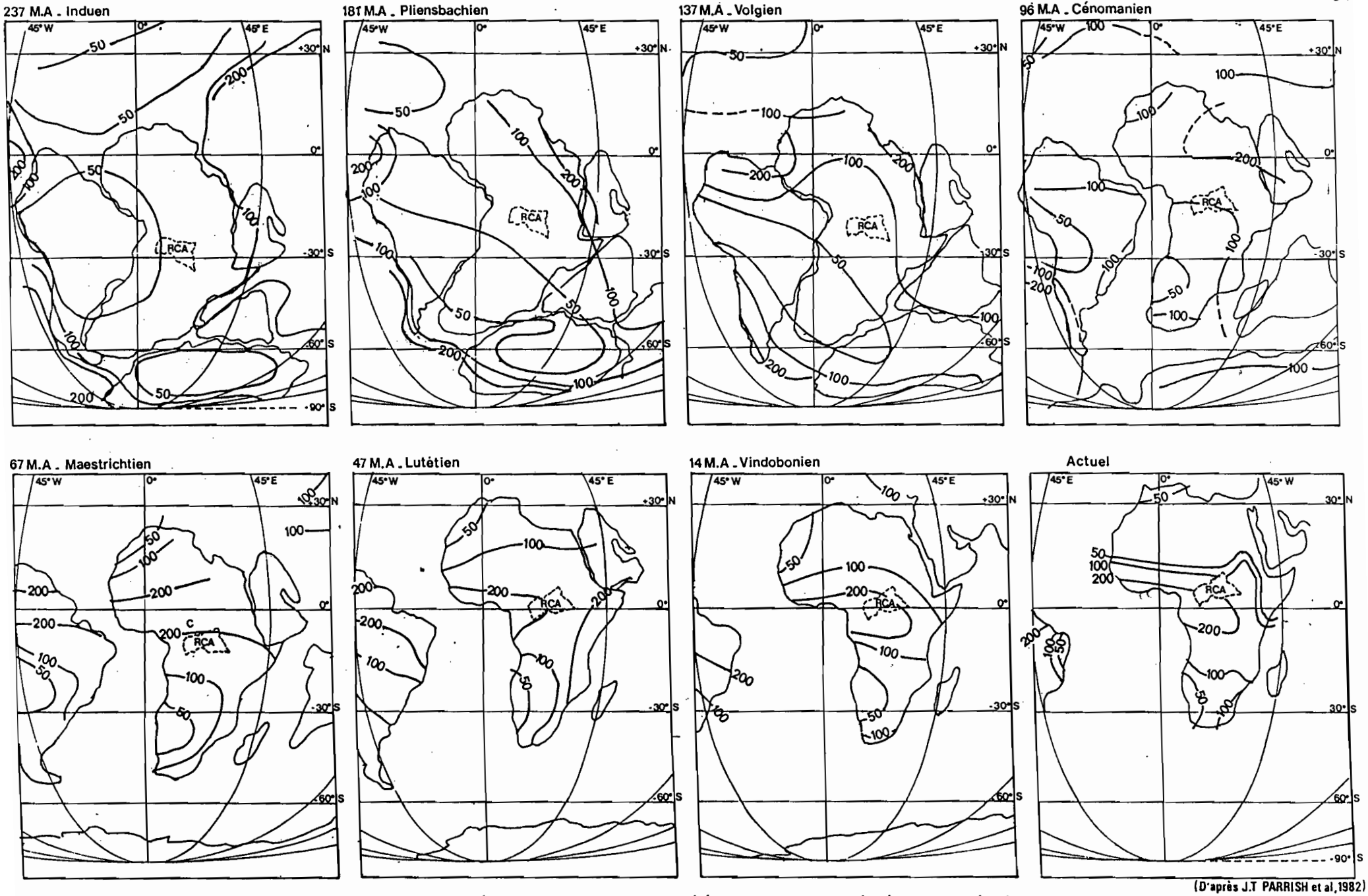
Les très fortes dénivelées de la surface topographique post-glaciaire sont la preuve qu'une érosion intense s'est exercée sur cette formation avant la sédimentation fluviatile. Ceci implique un mouvement isostasique ascensionnel de cette surface, probablement consécutif à la fonte des glaces. J.FABRE estime par contre que cette période marque "sans doute aussi le début de la sudsidence du bassin congolais".

XIX.3 Dérive du Continent Africain au cours des âges.

Depuis une vingtaine d'années, la théorie de A. WEGENER sur la dérive des continents a connu une nouvelle jeunesse avec la théorie de la tectonique des plaques. Différents modèles ont été proposés pour essayer de reconstituer les positions successives des Continents au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque; c'est le cas d'A.G.SMITH et de J.C.BRIDEN (1977). D'autres (J.T.PARRISH et al., 1982) ont proposé, en se basant sur la distribution des bassins houillers et des évaporites, des modèles de la répartition des pluies durant ces ères géologiques. A partir de ces documents, nous allons essayer de suivre quelles furent les positions diverses et les conditions climatiques qui ont prévalu dans ce qui est devenu l'actuelle République Centrafricaine.

Il y a 220 millions d'années, au début du Trias, le Continent Africain était englobé au coeur de l'immense Pangée. Le Centrafrique, loin de tout Océan, se trouvait situé entre

Positions du continent africain par rapport à l'équateur et évolution du climat depuis le début du Trias



Indice de pluviosité : < 50 : faible, . 50 - 100 : modérée, 100 -- 200 : assez élevée, > 200 : élevée

(D'après J.T PARRISH et al, 1982)

25 et 35° sud, comme l'actuelle Afrique du sud avec un climat qui pouvait être tempéré.

J.T. PARRISH et al. indiquent à l'Induen (237 M.A.) pour le Centrafrique, une pluviosité relativement faible 50-100; ces auteurs estiment en effet l'intensité de la pluviosité par un indice en valeurs relatives, sans unités: < 50: faible , 50-100: relativement faible ou modérée, 100-200: relativement forte, > 200: forte (cf Fig 84).

La dérive des Continents se traduit pour l'Afrique par une lente remontée vers le nord, associée à une rotation du N.E. vers le N, comme si inversement l'équateur était progressivement descendu d'un axe oblique Mauritanie-Lybie vers sa position actuelle, joignant le Gabon au Kenya. Il y a 200 M.A., à la fin du Trias, le Centrafrique se situait entre 10° et 18°S (au nord des actuelles régions désertiques de Namibie et du Botswana). Il y a 181 M.A., au Pliensbachien (début Jurassique), le Centrafrique se situait entre 7 et 15° S (niveau de l'actuelle Angola); l'indice de pluviosité reste estimé entre 50 et 100. Il y a 137 M.A., au Volgien (fin Jurassique), la pluviosité demeure faible en raison de la massivité du continent de Gondwana.

Il y a 125 M.A., un événement majeur se produit avec la dislocation de ce super continent de Gondwana. Tandis que l'Amérique du sud commence à se séparer de l'Afrique, à l'Hautérivien (début Crétacé), il y a 120 M.A., le Centrafrique se situait toujours entre 18 et 20° S. La dérive vers le nord reprend et il y a 96 M.A. au Cénomanien (mi-Crétacé), le Centrafrique se plaçait entre 8 et 11°S. L'ouverture progressive de l'Atlantique améliore la pluviosité en Afrique Centrale où elle atteint et dépasse l'indice 100. A la fin du Crétacé (Maestrichien), il y a 67 M.A., tout le Centrafrique se trouve sous un régime tropical humide, indice 100 à 200, l'extrémité N.E. de la région atteignant même l'indice 200.

Au début du Cénozoïque (Paléocène), il y a 60 M.A., le Centrafrique se situe entre 4 et 12°S. Vers la fin de l'Eocène (au Lutétien), il y a 47 M.A., l'Afrique prend approximativement son orientation actuelle N.S. avec un Centrafrique, centré sur l'équateur. L'indice de pluviosité est supérieur à 200 dans l'ouest de l'actuel territoire centrafricain, légèrement inférieur dans l'est. Ces conditions tropicales humides s'étendent à la majeure partie du Centrafrique, sauf les extrémités nord et est, au mi-Miocène (Vindobonien) il y a 14 M.A., le Centrafrique prenant une position nord-équatoriale. De nos jours, en dehors des extrémités: sud-ouest tropicale humide et nord-est tropicale sèche, les conditions climatiques du Centrafrique sont, entre 4 et 10° N, celles d'un pays à climat contrasté.

Y.TARDY et al. (1988) développent l'idée que hématite et boehmite sont liées aux saisons sèches des climats tropicaux chauds à saisons contrastées de température élevée (28°C) tandis que goethite et gibbsite sont des minéraux hydratés qui apparaissent liés aux climats moins chauds et aux saisons plus

humides. De même que ces cartes paléo-géographiques reconstituent la répartition probable des grands traits du climat à la surface du globe, ces différenciations climatiques se retrouvent dans la distribution géographique et dans la composition minéralogique des bauxites et cuirasses ferrugineuses qui parsèment ces territoires (A.BEAUVAIS et Y.TARDY, à paraître).

Les cuirasses ferrugineuses ont une extension maximale dans les zones à climats chauds et saisons contrastées qui favorisent le cuirassement et la nodulation hématitique. On peut en retrouver des lambeaux dans les zones forestières équatoriales mais il ne s'agit que de formations fossiles en voie de démantèlement, témoins probables des climats anciens moins humides: c'est le cas en Centrafrique au niveau du 4è parallèle (Sangha, Mbomou).

Par contre, les bauxites latéritiques se forment sous des climats équatoriaux ou tropicaux très humides, le minéral prédominant étant alors la gibbsite; la boehmite apparaît comme un minéral secondaire lié à l'installation postérieure d'un climat à saisons tranchées.

On peut rappeler qu'encore récemment, B.BOULANGE (1984) estimait parmi les facteurs de bauxitisation, une température élevée, une pluviosité forte (1 300 à 1 700 mm) avec alternance annuelle d'une saison sèche et d'une saison humide.

Il ne faut pas accorder une valeur absolue aux courbes de J.T.PARRISH qui ne sont que des approximations très grossières. Elles seront précisées au fur et à mesure que les connaissances progresseront. Telles quelles, elles permettent d'estimer qu'au Jurassique, la position du Centrafrique était trop méridionale et surtout le climat continental trop sec pour permettre à un cuirassement de ~~de~~ développer ~~en~~ Centrafrique. Le Crétacé fut en Centrafrique une ère de remontée de la pluviosité et de l'érosion.

Après les soubresauts de la fin du Crétacé, les conditions de stabilité étaient réunies à l'Eocène pour que, sous climat à saisons contrastées, un cuirassement ferrugineux se développe en Centrafrique, au moment même où un climat humide entraînait une bauxitisation en Afrique de l'Ouest et dans le nord de l'Amérique du sud. Que s'est-il passé exactement du Lutétien (47 M.A) au Vindobonien (14 M.A) c'est-à- dire de l'Eocène supérieur au Miocène? Se trouvant dans le domaine équatorial, le Centrafrique a dû connaître des conditions de forte humidité. Il faut bien admettre que la bauxitisation ne s'étant pas développée en Afrique Centrale, cette dernière n'a pas dû connaître exactement les mêmes conditions que celles qui avaient permis son développement à l'Eocène en Guinée et Guyane. De nos jours, la forêt équatoriale ne s'étend pas à toute l'Afrique Equatoriale (Kenya, Somalie). Il a toujours dû en être ainsi plus ou moins.

Au Lutétien, la moitié occidentale de l'actuel Centrafrique devait se situer sous régime équatorial; la plus

grande partie du territoire a pu se trouver, au Vindobonien, sous ces mêmes conditions humides plutôt favorables à une destruction des cuirasses (comme on le voit de nos jours sous couverture forestière en Sangha et au Mbomou) qu'à leur extension. Dans ce cas, on aurait assisté en Centrafrique à une suspension ou à une destruction au moins partielle de l'induration ferrugineuse du début Tertiaire. Ces "cuirasses anciennes" ne se retrouveraient que dans les secteurs excentriques (Ouham: série de Kouki et surtout Haut Mbomou); en fait, elles ne se seraient bien conservées que sur schistes, argilites et surtout roches basiques. Cette période humide aurait correspondu à une reprise d'érosion, notamment au dépôt des "sables rouges" du Continental Terminal. La bauxitisation, développée sur l'Adamaoua camerounais, paraît avoir été très marginale dans l'ouest centrafricain (butte de Ndélé, escarpement des plateaux de Bouar, cuirasses pisolithiques sur grès). L'induration ferrugineuse ne se serait reconstituée que depuis le Pliocène, dès lors que la dérive vers le nord du Continent Africain aurait fait abandonner au Centrafrique le domaine équatorial pour le domaine tropical à saisons contrastées. Cette induration ferrugineuse (dite initialement de la surface principale) se serait étendue à l'ensemble du territoire, son intensité variant en fonction du matériau où elle subsiste et se renouvelle de nos jours. Pour G. GRANDIN et M. THIRY (1983) la zone intertropicale est affectée par une grande période de ferruginisation entre le Miocène supérieur et le Pliocène supérieur

A ce schéma d'ensemble, s'ajoute bien entendu l'influence des fluctuations climatiques. Si l'induration est encore actuelle et active à tous les niveaux entre 4 et 8° N, elle apparaît passive au nord de 8° N. Les résidus de cuirasse sommitale se démantèlent, le stock ferrugineux se reformant en bas de versants: sols ferrugineux tropicaux à taches, concrétions et carapaces de battement de nappe. De même dans le sud centrafricain, le cuirassement est en voie de démantèlement sous couvert forestier, au sud du 4ème parallèle. C'est le cas notamment sous forêt dense relativement récente à l'ouest de Nola de même qu'au sud de Bangassou.

Cette idée de la rotation et de la remontée progressive de l'Afrique vers le nord depuis le Trias est très intéressante pour expliquer pourquoi à la grande période de bauxitisation, les conditions climatiques permettaient cette transformation en Afrique occidentale mais pas en Afrique centrale. Toutefois une difficulté subsiste: suivant ce schéma, on devrait observer parallèlement au déplacement de l'Afrique par rapport à l'équateur des gisements de bauxite de plus en plus récents au fur et à mesure que l'on se rapproche de Guinée vers le Gabon dont les conditions climatiques actuelles devraient être favorables à la bauxitisation. En dehors de P.MICHEL (1973-76) qui rattachait initialement les cuirasses bauxitiques aux divers aplanissements: Jurassique, Crétacé et Eocène, les géologues (G.GRANDIN 1976-83, B.BOULANGE 1984) s'accordent à dater de l'Eocène les bauxites de l'Afrique Occidentale; il en est de même au Cameroun (S.E. BELINGA 1971-72, B.HIERONYMUS 1976-80). Pourquoi n'observe t-on pas dans ce pays des bauxites plus récentes, comme si les

(1976-83)

conditions favorables à la bauxitisation à l'Eocène ne s'étaient pas retrouvées par la suite ?

XIX.4 L'Afrique Centrale au Crétacé.

Il semblerait ainsi qu'au cours de sa lente dérive vers le nord, le Centrafrique ait subi des conditions relativement arides au Trias-Jurassique en raison du passage du Tropique du Capricorne et surtout de la massivité du continent de Gondwana. La séparation des blocs continentaux africain et sud-américain s'est produite progressivement à partir du sud dès le Berriasien (130 M.A.) selon J.BENKHELIL (1986), au Valanginien supérieur (127 M.A.) selon J.C.SIBUET et J.MASCLE (1978). Les premières influences marines atteignent le golfe de Guinée à l'Albien. A l'Aptien, un régime distensif important domine en domaine continental. Entre l'Aptien et le Santonien, le bassin de la Bénoué reçoit les premières influences marines tandis que les grandes failles équatoriales permettent le coulissage des deux continents. Au Santonien, un déplacement du pôle de rotation de la plaque africaine entraîne des réajustements intraplaques qui peuvent être importants. Des épisodes compressifs fin Crétacé ferment le bassin de la Bénoué (J.BENKHELIL).

L'ouverture progressive de l'Atlantique dut entrainer une augmentation corrélative de la pluviosité et donc une reprise de l'érosion, ce qui permet à M.POPOFF (1988) d'estimer un âge Néocomien-Barrémien pour les grès et conglomérats de Carnot, d'Ouadda aussi bien que de la Mbéré au Cameroun. On a vu (chap.VII-VII mais aussi Y.B. 1983f) que l'écoulement et le transfert des sédiments fluviatiles s'effectuaient du sud vers le nord suivant deux grands axes, gouttières correspondant aux actuels plateaux gréseux de Carnot et d'Ouadda. Le passage des conditions arides à humides se serait fait par à-coups si l'on en croit Mme D.FAUCONNIER (1982): ayant daté à l'Aptien-Albien, par une étude palynostratigraphique, des coupes du Crétacé camerounais (bassin du Campo-golfe de Guinée), elle ajoute: "l'abondance des Gymnospermes, la présence de Gnétacées et d'Ephédrales, l'absence de pollens disaccates évoquent un climat de type tropical, chaud et sec, parfois entrecoupé de périodes plus humides, durant lesquelles se développe une végétation plus riche en Ptéridophytes".

En raison des contraintes exercées par l'ouverture de l'Atlantique sud, on relève la réactivation d'anciens secteurs de faiblesse, l'ouverture de failles accompagnées de volcanisme. M.POPOFF (1988) souligne la "phase syn-rift d'étirement crustal... qui mène à l'installation des grands lacs médio-africains et du N.E. brésilien du Barrémien à l'Albien moyen", ceci depuis les rifts crétacés soudanais (cf E.BROWNE et J.D.FAIRHEAD 1982-83, R.B SALAMA 1985) jusqu'au Cameroun où ces manifestations sont étudiées depuis longtemps, citons, après le pionnier germanique C.GUILLEMAIN (1914), B.GEZE (1943), J.GAZEL (1954-56), M.LASSERRE (1958 à 69), P.M.VINCENT (1968 à 73), A. LE MARECHAL (1979 à 76)...

XIX.5 Les bassins camerounais de la Mbéré et du Djérem.

On connaît au Cameroun des fossés bordés d'épaisses barres de mylonites et limités par de grandes failles E.NE-W.SW; ils étaient considérés comme des structures précambriennes ayant rejoué ultérieurement. F.M.VINCENT (1968) a révélé qu'ils étaient actifs au Crétacé.

A la base de la série crétacée, on observe deux conglomérats dont l'un est métamorphique en raison de failles postérieures, ce qui explique cette discontinuité, selon A.LE MARECHAL et P.M.VINCENT (1971). Ce dépôt de piémont correspond à une molasse qui traduit l'importance des mouvements tectoniques ayant précédé le début de la sédimentation. Ces mouvements sont responsables de la première surrection de l'Adamaoua et donc de celle du massif de Yadé coupant l'alimentation vers le nord de matériaux détritiques selon la gouttière des "grès de Carnot".

Le reste du remplissage du fossé est formé en quasi totalité de grès arkosiques; cette série est parallélisée avec la série de Lamé au Tchad. Une grande partie du plateau de l'Adamaoua mais également du fossé de la Mbéré est recouverte de coulées basaltiques. Postérieures au Crétacé, à sa tectonique et également à son érosion, elles fossilisent une surface post-Crétacé, aplanissement imparfait à reliefs résiduels, selon A.M.CHEVASSUS-AGNES (1968). Aux dépens de ces basaltes altérés, s'est formée à l'Eocène une cuirasse sommitale bauxitique (S.E. BELINGA, 1970).

L'allure de la surface d'aplanissement éocène ne peut être appréhendée que le long du contact du substrat avec le recouvrement basaltique qui l'a fossilisée en la recouvrant. L'évolution du substrat s'est en effet poursuivie ultérieurement. A.M.CHEVASSUS-AGNES considère que l'évolution tectonique du fossé a été sinon continue, du moins prolongée de nos jours. Au-dessous de la couverture basaltique, cet auteur signale des cuirasses étagées ou plutôt emboîtées en trois niveaux: 900m - 860 et 840 m, témoins d'une phase de stabilité tant tectonique que climatique. "Entre 14°45' et 15°E s'est effectué un défoncement spectaculaire de la topographie cuirassée, décrite précédemment".

A l'ouest, côté Cameroun, le modelé du fossé apparaît tabulaire; à l'est, côté Centrafrique, on assiste à une importante reprise d'érosion aux dépens de ce bassin suspendu; le fossé de la Mbéré se poursuit par un modelé très jeune, d'érosion vive, sans trace de glacis cuirassé.

Les sources thermominérales qui jalonnent cette vallée correspondent à deux types d'eau distincts selon A.LE MARECHAL (1976). L'un bicarbonaté calcosodique et magnésien représente les dernières manifestations de volcanisme, l'autre sulfaté bicarbonaté ou bicarbonaté sulfaté sodique est un indice de la présence de failles importantes dans le socle.

P. FRITSCH (1976) étudiant la chronologie relative des formations cuirassées du Cameroun évoque au Centre de l'Adamaoua une vieille gouttière structurale... qui a connu un rejeu négatif au Tertiaire... Depuis (l'Eocène), la surface cuirassée (bauxitique de Minim Martap) a été flexurée ou faillée". Cet auteur évoque également dans le fossé instable quatre phases successives de cuirassement, les glacis quaternaires.

F.COLLIGNON (1968-70) par méthodes géophysiques, confirme l'extension au Cameroun de l'axe lourd de Doba au Tchad et estime l'épaisseur de la série sédimentaire à 1 500 m au minimum.

Selon J.F. DUMONT (1987), la bordure sud (i.e. plateaux de Meiganga-Bocaranga) montre clairement les caractères tectoniques d'un horst. On n'y connaît pas de sédiments tertiaires, la réactivation tectonique du fossé à cette époque s'étant accompagnée d'un soulèvement général. Pour A.LE MARECHAL, c'est à cette tectonique ultérieure cénozoïque que le bassin doit être toujours un fossé, présentant localement plus de 600 m de dénivelée. Il tranche encore à l'emporte-pièce sur la carte orographique (Y.B.1987a).

Les géologues ont signalé quelques autres affleurements gréseux sur le plateau de l'Adamaoua: les petits bassins de la Vina, de Kontcha ainsi que quelques témoins sur le plateau de Ngaoundéré. Ils montrent que le Crétacé a pu s'étendre largement sur ce qui est devenu ultérieurement le horst de l'Adamaoua. Quelques blocs de grès ressemblant à celui de Ngaoundéré ont été également trouvés (par S.E. BELINGA), sous les cuirasses bauxitiques de Minim-Martap. Selon cet auteur, à l'Oligocène, une épirogenèse régionale a provoqué le basculement de la pénéplaine paléocène vers le sud-est.

En conclusion, l'originalité de ce fossé, où les études se poursuivent (cf E.NGANGOM, 1982-87), réside dans la présence d'un facies molassique de piémont daté du Crétacé. La présence de conglomérats gréseux découle des mouvements verticaux ayant produit la première surrection de l'Adamaoua au cours d'un Crétacé inférieur non précisé; tandis que le remplissage du fossé se serait effectué au Crétacé moyen.

XIX.6 Fossé de Doba-Birao.

Dans les années soixante, les géophysiciens ORSTOM (cf P.LOUIS, 1970) mirent en évidence, sous les formations néo-tchadiennes, une fosse profonde dite de Doba-Birao dans le prolongement d'une des digitations, celle de Tibati, de la faille de Ngaoundéré. Elle se poursuit à l'ouest jusqu'au Brésil (faille de Pernambouc) et à l'est jusqu'au golfe d'Aden. Cet accident majeur précambrien a rejoué lors de la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud. Pour H. FAURE (1966), les accidents cassants, ayant affecté le bassin tchadien, ont connu un paroxysme vers la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire. Cette association des grandes fractures

avec les mouvements épeirogéniques est un phénomène général dans les aires de plates-formes.

En allant vers l'est et le Centrafrique, la fosse de Doba-Birao semble se réduire, être cisaillée; elle se poursuit jusqu'au Soudan et des liaisons semblent possibles avec le faisceau de failles NW-SE qui encadrent le Bahr-el-Ghazal, le Nil blanc, cf faille de l'Aswa N 130-140°E ou fosse d'Abu Gabra (S.E.BROWNE et J.D.FAIRHEAD, 1983). Nous avons relevé (Y.B. 1982-87) le parallélisme de ce dernier avec l'interfluve Congo-Nil: escarpement de la surface centrafricaine sur le piémont nilotique.

Les dernières cartes géologiques du Soudan (J.R.VAIL 1974 et BRGM 1981) montrent que des forages pétroliers ont été effectués sur cette fosse, entre 5 et 11°N et de 27 à 30°E. On y relève des témoins des grès de Nubie dans le prolongement de la fosse de Birao, à 50 km au N.E. d'Am Dafok. Situé entre 5 et 600 m, à un niveau équivalent à celui des grès de Singa, ce témoin permet de relier les grès de Mouka à ceux de Nubie; il confirme l'extension des dépôts des grès mésozoïques au centre de l'Afrique.

R.GUIRAUD (1985 à 87), replaçant cet accident dans le cadre de la plaque africaine, souligne son instabilité épisodique, sinon quasi permanente, depuis la dislocation du Gondwana, non seulement au niveau de la marge alpine mais également dans le domaine intraplaque. Selon cet auteur (1987): "durant l'Aptien, sur environ 110 M.A., l'ensemble du continent enregistre des déformations qui traduisent le début de la collison des plaques Afrique et Eurasie. A notre avis, c'est à cette époque qu'apparaissent en Afrique Centrale les grands fossés d'orientation générale N 140°E connus au Niger oriental et au Soudan (cf fossé du Bahr-el-Gazal). De puissantes séries détritiques continentales vont s'accumuler dans ces fosses durant le Crétacé moyen et parfois encore au Crétacé supérieur"...

"Le passage du Crétacé au Tertiaire est marqué par:
- l'accentuation des fossés N 140°E du Soudan et du Niger oriental,
- des coulissages dextres au niveau des linéaments centrafricains,
- le plissement des fossés du sud du bassin du Tchad".
Durant la distension oligocène, les fossés N 140°E du Soudan ont dû également rejouer.

Cette vaste anomalie, fortement négative, correspond à un bassin sédimentaire, coupé de fractures, probablement accompagné de volcanisme profond. Elle est constituée en fait de deux fosses Doba et Baké-Birao, séparées par l'axe lourd de Bébo. Selon P.LOUIS (1970): "vu son importance, il est probable que la fosse devait drainer une très grande surface de la zone oubanguienne. Peut-être même une partie actuelle de la cuvette congolaise était-elle soumise à ce drainage"... "Cette anomalie... de par son ampleur doit intéresser l'écorce sur toute son épaisseur. Cette remarque nous amène à suggérer

la possibilité d'un affaissement d'ensemble de la croûte dans cette région"...

L'alternance de couches résistantes ou conductrices montre un remplissage hétérogène constitué d'une alternance de couches de types sables ou grès (Continental Terminal ou Intercalaire), ou argileuses. M.CORNACCHIA (1980) a précisé nos connaissances sur "les failles du nord de la République Centrafricaine" (fosses de Doba-Birao et accident de Bozoum - Ndélé - Ouanda Djallé); ce sont "les éléments d'un ensemble de structures cassantes barrant le Continent Africain d'ouest en est, du golfe de Guinée au golfe d'Aden; leur jeu s'opère en décrochement." Ph.MATHIEU (1983), s'aidant de la documentation de la société pétrolière CONOCO, fournit plusieurs précisions sur la sédimentation tchadienne. Il rattache au Continental Intercalaire le Crétacé inférieur: avec les séries de Léré, les grès de Nubie ainsi que les formations détritiques, datées de l'Aptien ou Cénomanien, remplissant la fosse de Doba où l'on n'aurait pas trouvé de dépôts marins de la transgression cénomano-turonienne connue à l'ouest (série de Lamé). Dans la fosse de Doba, l'ensemble des formations continentales tertiaires et quaternaires ne dépasse pas 800 m de puissance.

XIX.7 Nouvelles données acquises par le forage pétrolier d'Aoukalé (1986-1987)

A ce jour un seul forage pétrolier a été effectué début 1986 en Centrafrique sur les bords de l'Aoukalé, frontalier avec le Tchad (8°53'-21°13'). L'unique renseignement qui nous ait alors été officiellement fourni par EXXON sur le forage était:

- de 0 à 680 pieds: sables du Quaternaire et Tertiaire indifférencié.
- de 680 à 8 125 pieds: roches détritiques du Crétacé indifférencié.

Il apparaissait ainsi que l'essentiel de la subsidence du fossé s'était effectué au Crétacé avec 2300 mètres de dépôts contre 200 m seulement pour le Continental Terminal et le Quaternaire.

Comprenant que notre seul but était une meilleure connaissance de l'histoire géologique du Centrafrique, nous remercions les autorités centrafricaines d'avoir bien voulu (décembre 1989) nous laisser prendre connaissance de la partie géologique de ce travail.

Le permis pétrolier, délimité à partir des données géophysiques ORSTOM, a occasionné entre 1979 et 1986 divers travaux au Tchad et en Centrafrique par la société CONOCO puis EXXON (lignes de données sismiques, levés aéromagnétiques, gravimétriques,... cf M.L.TAYLOR, G.J.GENIK, 1987. Prolongeant le Rift de Ngaoundéré allongé E-NE, ces travaux ont permis de mettre en évidence une suite de bassins faillés étroits et allongés datant du Crétacé inférieur au Cénozoïque: outre le bassin de Doba, le bassin de Doséo (du nom d'un affluent de

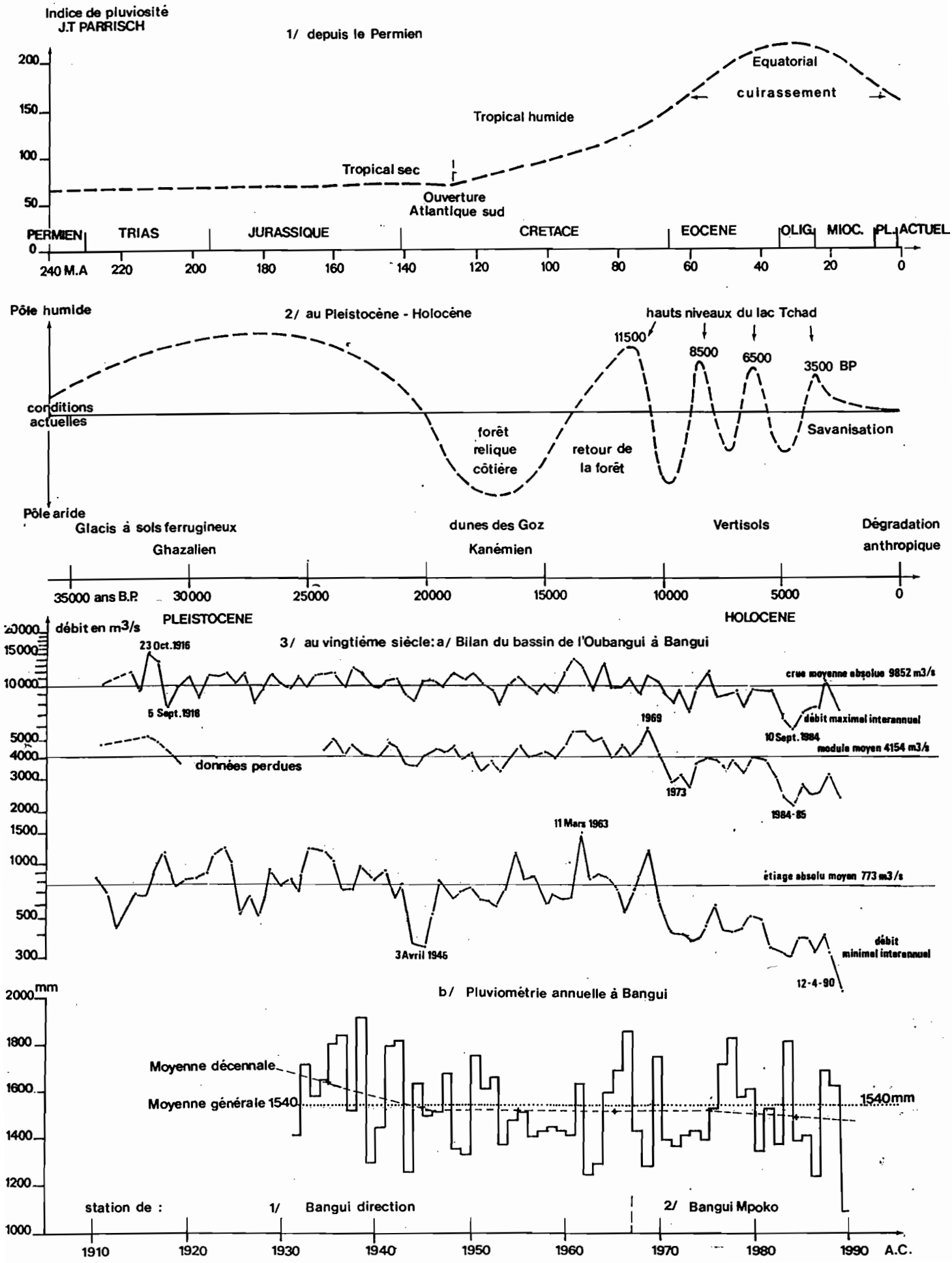
l'Aouk le Bahr Doséo: 9°30'-20°E, avec un forage sur la Kédénié vers 9°30'-20°15'), et le bassin du Salamat (centré sur l'Aoukalé, il s'allonge vers l'est depuis le Bahr Keita vers Birao et le Soudan). Selon ces auteurs, l'affaissement de Ngaoundéré-Salamat est le bras sud-ouest de l'amorce de fissuration d'une jonction triple intraplaque dont le bras sud-est est le fossé d'Abu Gabra (cf fossé de Bahr-el-Ghazal) au Soudan et le bras nord-est, le dôme du Darfour pas encore faillé à l'ouest du Soudan.

L'évolution de ces bassins de Doséo et du Salamat se rattache à la réactivation au Crétacé inférieur d'une zone de cisaillement latéral dont l'origine remonte au Précambrien: zone mylonitisée du Cameroun ou faille de Borogop que l'on peut suivre sur les images Lansdat du sud du Tchad. Une divergence le long de cette faille a probablement donné naissance à l'ouverture de ces bassins de Doséo et du Salamat. Une réactivation ultérieure du décrochement a modifié les formes des blocs et anticlinaux primitifs en les transformant en structures complexes profondément faillées: direction principale N 70°E, parfois N 50°E, recoupée de fractures secondaires N 100°E. Certaines des failles présentent des rejets supérieurs à 1 000 m.; on observe ainsi des secteurs où l'épaisseur sédimentaire peut dépasser 6 000 mètres tandis que d'autres secteurs correspondent à des blocs faillés renversés: secteur du forage d'Aoukalé mais aussi de Ngourou (10°04'-21°50') ou de Kéché (10°01'-21°53').

Ce forage profond d'Aoukalé, le premier en Centrafrique, a permis pour la seconde fois en ce pays (après les lignites de Bakouma) d'établir des corrélations en utilisant la palynologie et la micropaléontologie (J.P.COLIN et R.JAN DU CHENE, 1986):
- entre 100 et 750 m: niveau sableux, sans microfossiles, d'âge indéterminé, cf. Continental Terminal et Crétacé Supérieur.
- de 750 à 1 210 m. début Cénomanien-Albien (94-95 M.A.) caractérisé par Afropollis jardinus, Araucariacites australis ... Des arêtes de poissons indiquent des conditions lacustres, relativement profondes (ostracodes, cypridacées).
- de 1 210 à 1 390 m: Aptien (95-107 M.A.) dont le sommet est caractérisé par Afropollis zonatus et A. operculatus; la microflore se diversifie.
- de 1 390 à 2 470 m: Aptien-fin Barrémien? (107-112 M.A.) A ce niveau apparaissent des pollens caractéristiques des palynozones CVII et CVI définies par J.A.DOYLE et al (1977), cf. Retimonocolpites sp., Stellatopollis...
- de 2 470 à 2 474 m: Barrémien (113-114 M.A.). La présence d'abondants pollens bissacates (Alisporites) suggère une correspondance avec la palynozone CV de ces mêmes auteurs.
- de 2 474 à 2 475 m: début Crétacé indifférencié. Seules des arêtes de poissons et quelques phyllopodes y ont été observés.

Ainsi ostracodes et dinoflajellées indiquent des dépôts lacustres assez profonds mais un environnement pauvrement oxygéné. Les phyllopodes du fond du forage correspondraient à un environnement marécageux, peu profond.

Figure 85. Esquisse de l'évolution climatique du Centrafrique à divers pas de temps



XIX.8 Esquisse de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique (Fig.83)

Il est désormais possible de tenter une première esquisse de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique en utilisant divers pas de temps. A l'échelle géologique, on ne peut qu'estimer l'évolution probable du climat au cours de la dérive continentale qui, après avoir situé le Centrafrique à proximité du pôle sud, fit dériver le continent Africain vers le nord.

Au Trias-Jurassique, le climat tempéré puis tropical est resté aride; l'ouverture de l'Atlantique sud marque le début d'une période tropicale, progressivement plus humide, ayant permis un important cuirassement ferrugineux à l'Eocène. A noter qu'à cette époque éocène, les conditions extérieures étaient en général acides et oxydantes; localement elles pouvaient être réductrices et fortement basiques dans les eaux des lacs résiduels de la cuvette de Bakouma, permettant l'individualisation de phosphates. La dérive du Centrafrique vers l'équateur a été marquée par des conditions humides équatoriales à l'Oligocène-Miocène tandis que le passage du Centrafrique dans l'hémisphère nord au Pliocène à correspondu de nouveau à un climat tropical humide à saisons alternées permettant un important cuirassement ferrugineux, en plusieurs épisodes (les "glacis cuirassés").

Il ne s'agit bien entendu à cette échelle que d'une résultante globale très schématique. Les pulsations climatiques ne sont perçues que depuis le Quaternaire récent. On peut extraire d'une note (à paraître en 1990: "Avancée ou recul de la forêt centrafricaine. Changements climatiques. Influence de l'homme et notamment des feux") les quelques données suivantes. En Afrique centrale, la période 40 000 à 20 000 ans B.P. (Ghazalien), relativement plus humide que l'actuelle, a été suivie d'une période très aride entre 20 000 et 15 000 ans B.P. (Kanémien). La forêt dense humide se réfugie dans les secteurs côtiers comme celui du lac Barombi-Mbo étudié par J.MALEY (1987) au Cameroun. Au nord du pays, s'étendent des alignements dunaires: les Goz, aujourd'hui fixés par la végétation mais conservant leur orientation d'ensemble N 80°E.

Le retour à des conditions humides se produit à partir de 14 000 ans B.P. Sur l'autre côté de l'interfluve Congo-Nil, P.ROGNON (1989) évoque entre 13 000 et 12 000 ans B.P. des crues exceptionnelles du Nil. La cause principale en est l'extension rapide des pluies de mousson, à la suite du réchauffement très rapide des continents constaté vers 13 000 B.P., de l'Equateur jusqu'à l'Europe. Le retour d'une végétation humide, forestière au sud, savanicole au nord, s'est opéré avec retard (hystérésis).

On assiste ensuite à une succession de périodes humides et sèches. Il est important de souligner le fait que les hauts niveaux, connus pour le lac Tchad (cf J.MALEY 1981, M.SERVANT 1983) vers 11 800-8 500-6 500 et 3 500 ans B.P., correspondent

à des pluviosités élevées sur la partie centrafricaine du bassin tchadien: les quatre cinquièmes des apports du lac en proviennent. La végétation ne suit pas toutes les fluctuations climatiques mais seulement celles de grande ampleur. Un changement paléo-climatique important se situe vers 7 500 ans BP.: des climats tropicaux à saisons contrastées ont alors remplacé des climats caractérisés par des pluies assez bien réparties sur l'année. On relève une évolution en sols lessivés, planosols, vertisols, avec apparition d'argiles noires à nodules calcaires. On a vu (cf. XVII.4 - 1) que l'un de ces nodules SINgako 4 avait été daté au carbone 14 (n°474 - M.FOURNIER - ORSTOM - Bondy) à 6 730 (+ 360 - 350) ans B.P.

La régression des forêts denses devant les défricheurs est un fait récent. Au Cameroun voisin, la datation la plus ancienne de charbon de bois indiquant la première interférence humaine avec la forêt date de 2 500-3 000 ans BP. (H.KADOMURA et al. 1986). Cette interférence s'est accélérée avec l'âge du fer, entre un et deux millénaires B.P. Une datation au carbone 14 (n°83 - M.FOURNIER - ORSTOM - Bondy - 1986) de charbon de bois prélevé vers 80 cm dans une fosse pédologique (GADzi 27: 4°17'30"N-14°48'E) sous vieille forêt primaire indique 1 580 + ou - 110 B.P., datation remarquablement concordante avec celles obtenues sur les sites préhistoriques de Batalimo sur la Lobaye, (380 + ou - 220 A.D. et 1 590 + ou - 90 B.P.). J.MALEY (1981) a pu tracer la courbe d'évolution du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire. Cet auteur indique des valeurs élevées de l'an 1 000 à 1 200 A.D. et de 1 600 à 1 700, un peu moins élevées de 1 200 et 1 400, encore moins élevées vers 1 500-1 730-1 800-1 880 et 1 950, inversement des déficits accusés vers 1 420-1 550-1 760-1 820-1 910 A.D. et actuellement. B.POUYAUD et J.COLOMBANI (1989), confirmant le tarissement complet du Chari à Chagoua (de fin avril à fin juin 1985), soulignent que l'avenir proche du lac Tchad dépend essentiellement des apports du Chari. Pour ces auteurs, le climat n'a pas fondamentalement changé ces dernières années; un assèchement constant du lac Tchad ne semble pas à craindre, en ce sens qu'une seule année de fortes pluies suffit à ramener l'eau du lac au niveau normal.

Une des caractéristiques essentielles des climats tropicaux réside dans la variabilité d'une année sur l'autre aussi bien que d'un lieu à l'autre, même à quelques kilomètres de distance. A titre d'exemple, les données pluviométriques sur la ville de Bangui ne sont suivies que depuis 1931, une soixantaine d'années seulement. La moyenne pluviométrique annuelle y est de 1 532 mm mais les valeurs extrêmes observées sont de 1 092 mm (en 1989) et 1 911 mm (en 1938), une variation presque du simple au double. D'une comparaison des moyennes décennales, Ch.BOUQUET (1984) tirait la conclusion d'une "diminution progressive des totaux pluviométriques".

Le nombre d'années de mesures paraît insuffisant pour tirer de telles conclusions. D'ailleurs la station de Bangui, relativement excentrique, n'est pas représentative du pays. Il nous a semblé préférable (Y.B. 1987a) de suivre l'évolution

climatologique de la région à partir de l'évolution des débits (module, étiage, crue) de l'Oubangui à Bangui; en effet les mesures sont disponibles sur 80 ans (à partir de 1911) et le bassin versant de 480 000 km2 est représentatif du centre et de l'est oubanguien. Le module ou débit moyen calculé par nos collègues hydrologues était en 1971 de 4 443 m3/s, en 1974 de 4 355 m3/s. J.P. THIEBAUX (1989) l'a revisé à la baisse: 4 153 m3/s. Depuis 1972, on assiste en effet à une succession d'années déficitaires. Les hydrologues, sachant combien la réalité est fluctuante, parlent de "crues décennales", "centennales"...

Quant au devenir de la couverture végétale, certains évoquent la désertification sans que l'on dispose de mesures chiffrées. Il semblerait que les conditions climatologiques actuelles permettraient une remontée vers le nord de la couverture forestière si elle n'était contrebalancée par une anthropisation excessive, notamment autour des centres urbains (Y.B. à paraître). Une dernière tournée de terrain, en mars 1990, nous a confirmé un développement notable des forêts denses semi-humides au coeur du plateau gréseux d'Ouadda.

Chapitre XX: RELATIONS DE LA GEOMORPHOLOGIE AVEC LES AUTRES FACTEURS DU MILIEU.

XX.1 Influence de la géomorphologie sur la phytogéographie (cf Notice 104).

R.LETOUZEY (1968-82) a montré combien cette influence est fondamentale au Cameroun: l'escarpement nord des plateaux de l'Adamaoua y sépare les zones médio-soudanienne et soudano-guinéenne. Il en est de même en Centrafrique où cette limite suit le rebord des plateaux de Bouar-Bocaranga. Le rôle de tels escarpements peut être divers; soit ils divisent les courants nuageux, soit ils les retiennent et provoquent les pluies. Il peuvent également réduire l'influence desséchante du vent du N-NE: l'harmattan; ainsi les influences sahéliennes ne se font-elles plus sentir au sud de l'escarpement des Bongo de même qu'en dépit de sa hauteur réduite, la pseudo-cuesta de l'interfluve Congo-Nil est aride relativement à son revers beaucoup plus frais: les galeries forestières y font leur apparition. Par contre, les communications sont faciles sur le seuil situé à moins de 550 m d'altitude, séparant l'Oubangui du bassin du Gribingui et donc du Tchad; les influences desséchantes tchadiennes se font sentir jusque dans la boucle de l'Oubangui.

Inversement, en remontant vers le nord, la bordure sud du plateau de Bilolo ou escarpement de Motao constitue la limite septentrionale des forêts denses sempervirentes à Gilbertiodendron dewevrei, de même que le rebord sud de la surface centrafricaine (escarpement de Boali-Bozo) marque la limite des domaines guinéen et soudano-guinéen. On a vu qu'en dépit d'une pluviosité élevée, ces escarpements sont souvent relativement arides: le ruissellement est intense, l'érosion dégage des roches. Sur ces lithosols, les réserves hydriques sont minimes. On peut rencontrer des reliques paléoclimatiques, par exemple des bosquets médio-soudaniens dans un contexte soudano-guinéen.

Enfin la géomorphologie influence directement la physionomie de la végétation dans le cas de milieux contrastés, relativement par exemple à l'induration ou à l'engorgement des sols; c'est le cas des crypto-karsts ou des secteurs d'ennoiement du socle sous les alluvions tchadiennes.

XX.2 Influence de la géomorphologie sur la répartition des sols (cf Notice 100).

La distribution des sols centrafricains est directement liée à l'opposition géomorphologique entre les aplanissements et les escarpements ou entailles. Aux aplanissements figés, souvent mal drainés, sont liés les indurations ferrugineuses et les sols à hydromorphie plus ou moins accusée. Inversement, les incisions érodent les sols. En dehors des quelques reliefs

résiduels émergeant des aplanissements, la plupart des affleurements rocheux sont dégagés par l'érosion dans les entailles. A côté de la kaolinite omniprésente, des minéraux résiduels tels l'illite ou les interstratifiés sont mis à l'affleurement avec les altérites. Les sols à smectites, rares, ne s'observent que dans les entailles sur roches basiques (vertisols lithomorphes) ou sur les alluvions récentes qui en proviennent (vertisols topomorphes).

La morphologie des sols peut aider à la caractérisation du substrat. Par exemple, la couleur des sols très pâle sur les sols les plus acides, l'est progressivement moins en passant des granites aux migmatites. Une intercalation de sols très vivement colorés peut permettre de déceler une intrusion basique, sans parler de la couleur et de la morphologie caractéristique des sols vertiques. On peut l'opposer à la morphologie sableuse, celle du démantèlement éolien des Goz aussi bien que celle des grands interfluves polyconvexes des koros cénozoïques ou des grès mésozoïques.

XX.3 Liaison de la géomorphologie avec le substrat géologique

XX.3 - 1 Liaisons reconnues.

Dans le cadre de cette notice, il n'est pas possible de reprendre l'étude que nous avions réalisée en 1982 sur "le substrat géologique et les types de modelé correspondants"; la description des régions naturelles a suffisamment montré que, dans ce pays où les affleurements sont si réduits, les limites entre systèmes ou séries géologiques doivent souvent être faites sur des critères morphologiques, ce qui n'a pas toujours été le cas précédemment. C'est leur morphologie cuirassée particulière qui a permis de délimiter le complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, la série de Kouki, celle de Dialinga...

Les secteurs granitiques se reconnaissent à petite échelle à leurs affleurements: dômes de flancs ou inselbergs en pain de sucre; les dos de baleines ne peuvent se distinguer qu'à grande échelle. le modelé y est souvent très mou: interfluves polyconvexes, dépressions concaves peu accusées, mal drainées; un liseré de lakéré en fer à cheval encadre les têtes de sources (cf Bamingui, Nana Barya).

Les affleurements de charnockites s'en différencient sur les photographies aériennes (aspect blanc tacheté de gris clair) car ils émergent difficilement de leur manteau d'altérites. Les buttes cannelées, striées dans le sens de l'allongement, recoupées de diaclases dans les directions conjuguées, ne sont jamais très élevées.

Les reliefs résiduels quartzitiques se reconnaissent par leurs arêtes allongées aux formes souvent contournées avec des virgations, des rebroussements... (cf massif du Dar Chala,

de Bangbali ou de Kaga Hellé dans le Bamingui). Les quartzites sont souvent inextricablement associés à des micaschistes; c'est ainsi que les géologues, tel J.L.MESTRAUD (1952), avaient subdivisé à l'intérieur du "système de la Bangui-Ketté" une série (de Mobaye) à quartzites micacés dominants et une série (d'Atta) à micaschistes dominants. L'analyse morphologique des paysages permet de préciser la lithologie de ces subdivisions. Ainsi, dans les secteurs les plus aplanis, l'absence de reliefs résiduels rocheux, l'intensité du cuirassement et surtout son aspect en alternance de bandes orientées avec des lakéré en lanières suggèrent un substrat schisteux: c'est le cas autour de Pouloubou pour la série d'Atta mais également de part et d'autre de la Kotto pour le "facies de Kalaga" des "quartzites de Madonguéré". Inversement, une induration réduite et la présence de dômes résiduels correspondent à une prédominance de quartzites (cf facies Côte des Singes de ces mêmes quartzites).

Dans les entailles et secteurs accidentés, ces deux constituants se distinguent par leurs différences de résistance à l'érosion. On le voit de part et d'autre de la Ouaka en aval de Bambari: de grandes arêtes quartzitiques dominent d'abord, puis, plus en aval, le paysage est très disséqué avec un réseau hydrographique dense: micaschistes. Quand ces constituants sont étroitement imbriqués (cf séries de Kocho, de Yangana), les crêtes quartzitiques se relaient parallèlement les unes aux autres en alternance avec des dépressions au réseau hydrographique de type dendritique: schistes.

Au lieu d'arêtes quartzitiques effilées, les grès-quartzites se caractérisent par un modelé en dômes allongés (cf séries de Morkia ou système de la Basse Kotto). La stratigraphie de cet ancien système a été étudiée par le CEA qui y distingue au sommet: les grès-quartzites de Kembé-Nakando avec des intercalations de pélites et au-dessous: la série de Bougboulou à dominante pélitique et intercalations de grès-quartzites. Il en résulte une morphologie assez complexe dominée par les reliefs résiduels quartzitiques, les pélites occasionnant des replats plus ou moins cuirassés. On conçoit avec cette morphologie que le contact avec le modelé cuirassé du complexe de base ne soit pas aussi tranché et rectiligne que celui des premières représentations cartographiques de J.L. MESTRAUD (1952).

XX.3 - 2 Problèmes posés par les études morphologiques.

Les reconnaissances cartographiques à moyenne échelle, accompagnées d'études de détails à grande échelle sur des secteurs clefs, ont permis d'acquérir une connaissance assez approfondie de ces critères de reconnaissance. Il a été ainsi possible, sur les critères morphologiques, de tenter une caractérisation lithologique de régions non cartographiées ou de remettre en question des limites géologiques précédemment

admises, le tout bien entendu en restant dans le cadre du milieu naturel centrafricain au-delà duquel ces critères ne seraient rapidement plus valables.

XX.3 - 2.1 Remise en question de l'extension du Continental Terminal.

On a vu que la caractérisation morphologique des "sables rouges" des koros était aisée mais qu'il n'en était pas de même de celle du niveau gréseux de la formation ainsi cartographiée. Le conglomérat de base s'avérait réduit à un dépôt de terrasse conglomératique. Les niveaux des secteurs déprimés correspondaient à des "formations remaniées" de vallées ou aux "formations néo-tchadiennes" de la plaine alluviale tchadienne. Quant aux interfluves cuirassés, ils reposaient sur des altérites du socle. Cette morphologie prolongeait celle du socle avec la même orientation et des directions de fracturation que l'on n'aurait jamais dû observer sur des formations détritiques du Continental Terminal. Outre la fréquence de seuils rocheux du socle ancien prouvant la faible épaisseur de ces formations, l'étude morphologique des interfluves y révélait la présence de petits affleurements du socle qui avaient échappé aux reconnaissances géologiques: îlots de granites, de charnockites, du socle au milieu de ce qui reste encore "complexe granito-gneissique indifférencié" progressivement ennoyé au nord sous les alluvions quaternaires.

Un modelé similaire et des observations de terrains identiques permettaient d'étendre ces conclusions au nord de l'escarpement gréseux des Bongo jusqu'au Soudan.

XX.3 - 2.2 Etude structurale

Comment l'on peut s'en rendre compte sur la carte géologique de synthèse, rares en 1964 étaient les secteurs où des failles avaient pu être détectées sur le terrain, à l'exception de sites exceptionnels comme le massif du Dar Chala.

En 1973, la découverte des premières images Landsat fut une sorte de révélation. Un relevé des linéaments (situation, longueur, orientation) fut effectué. Commentant la "Topologie Ertsienne du Centrafrique" (1977-78), nous écrivions: sur un vieux socle précambrien réputé stable, les linéaments apparaissent en très grand nombre et le socle "couturé de cicatrices". Il est vrai que les directions de linéaments intègrent, outre les directions des fracturations, celles des anciens plissements, de la schistosité. Sur ce territoire de 620 000 km2, la longueur des linéaments relevés est de 55 150 km soit 1 100 km par degré carré ou 90 m/km2.

Contrairement à ce que l'on aurait pu croire alors, les linéments s'observaient sur tout le territoire. Dans les

secteurs gréseux de Carnot et de Mouka-Ouadda, on retrouvait le prolongement de directions linéamentaires observées sur le socle, preuve d'un rejeu des directions de fracturation précambriennes après le dépôt de ces formations sédimentaires. On reconnaissaît des directions linéamentaires dans les secteurs rattachés alors au Continental Terminal et même aux formations alluviales néo-tchadiennes, sur lesquelles la photo-interprétation classique ne décelait rien, preuves de la faible épaisseur de ces dépôts.

C'est ainsi que fut révélée l'importance du faisceau de failles de Bozoum, légèrement curviligne: sa direction N 50°E sur Bozoum à l'ouest, s'infléchit à N 60°N au centre sur Miaméré - Grivaï Pamia - Parc Saint-Floris puis à 70°E à l'est sur Ouadda, Ouandjia, Raméla.

Il apparaissait que cette fracture devait être reliée aux accidents décrits par R.DELAFOSSE (1960b) dans le nord-est du pays; ses prolongements s'observent sur ce qui était encore cartographié en Continental Terminal au travers des feuilles de Batangafo - Grivaï Pamia - Ndélé. Estimant son rejet horizontal à 40 km, M. CORNACCHIA (1980) devait montrer qu'il s'agissait d'une structure majeure à l'échelle africaine.

Confrontant l'interprétation des images-satellite à la photo-interprétation, il nous semblait (Y.B.1977d) comme à B.LABROUSSE (1978) que si "les photographies aériennes reflètent la structure superficielle, les images ERTS intègrent les structures profondes". Elles donnent du recul et permettent de repérer les grands ensembles. De nombreuses structures curvilignes, circulaires furent mises en évidence. Par exemple la structure circulaire de l'est de Dékoa (Fig.45), si nette sur les photographies aériennes, ne se retrouve pas sur les images Landsat; inversement au sud de Kaga Bandoro, le rebroussement d'une grande arête quartzitique paraît, sur les images Landsat, se mouler sur une structure curviligne profonde. De même un ensemble de petites failles, décalées les unes par rapport aux autres, peut se révéler appartenir à la même direction linéamentaire profonde.

Le réseau linéamentaire, ainsi mis en évidence, s'est avéré avoir une grande importance géomorphologique. D'abord le tracé du réseau hydrographique centrafricain paraît en grande partie lié au réseau de linéaments. Ensuite ce réseau de fracturations permet en partie d'expliquer les contours du modelé centrafricain en gradins avec ses escarpements séparant les aplanissements.

XX.3 - 2.3 Schéma cartographique de "Fort Crampel-est".

Lorsque le BRGM dut quitter le Centrafrique en 1962, la carte géologique de reconnaissance à 1/500 000 n'était pas achevée dans les secteurs: Dembia-Obo, N.W. Bouar, Mbaïki,

Birao, nord Gribingui et surtout la feuille "Fort-Crampel-est" n'était pas couverte.

L'examen, dès 1973, des premières images Landsat de Centrafrique révélait que, contrairement à l'interprétation sommaire de J.L.MESTRAUD (1964), il ne fallait pas relier le granite, découvert au nord de Grivaï-Pamia, à celui décrit au sud du Bangoran au N.E. mais à celui connu au S.E. entre Bakala et la Baïdou. Ce granite, encadré de quartzites, apparaissait (Y.B. 1975b) intrusif et, tout comme celui de Dékoa, allongé suivant la direction SE-NW, direction liée à la granitisation, orthogonale à la "direction primitive" (selon G.POUIT, 1959) SW-NE des couches du socle. Cet ensemble allongé présentait une virgation en S au niveau des Mbrés. Un problème subsistait dans ce secteur autour des Mbrés; seuls des quartzites affleurent. Des reconnaissances au sol et une étude photo-géologique devaient permettre de retrouver le prolongement du granite de Bakala, encadré d'itabirites et de roches vertes jusqu'au S.E. des Mbrés où un cisaillement au niveau de ce poste a séparé cette intrusion granitique de celle de Grivaï Pamia (Y.B. 1977). De la même façon, c'est l'étude morphologique recoupée d'itinéraires au sol qui a permis d'établir l'esquisse lithologique de la région du Bamingui: limite occidentale du plateau gréseux d'Ouadda, surmontant des migmatites, courbe enveloppe du massif quartzitique de Kaga Hellé, accompagné de quelques secteurs gneissiques, courbe enveloppe du massif granitique du Bamingui, prolongé jusqu'à proximité de la Ouaka. De part et d'autre de cette rivière, le modelé reproduit celui de la feuille Kaga Bandoro avec la virgation lente des longues arêtes de quartzite qui, de direction générale N.E., deviennent progressivement N.W pour encadrer le granite de Bakala: c'est cette virgation qui permet de réaliser le syntectonisme parfait avec ce granite hétérogène.

XX.4 Crypto-karsts du bassin de l'Oubangui.

Quelques minuscules pointements de calcaire épigénisés étaient connus depuis le début du siècle dans la vallée de l'Oubangui. Ce fut l'étude pédologique de la feuille Bangui qui permit de poser le problème de son extension: pH parfois supérieur à 7 sous forêt dense humide et surtout observation stéréoscopique de crypto-dolines. Dans le cadre de l'étude géomorphologique d'ensemble de ce pays, il fut décidé de chercher à repérer l'ensemble de ces formes de modelé de type karstique et de les cartographier. Lorsqu'elles apparaissent isolées, il est difficile de leur attribuer une signification précise mais lorsqu'elles se révèlent groupées, alignées en chapelet, parfois coalescentes, elles sont typiques d'un karst, crypto-karst plus exactement, car le calcaire entièrement épigénisé ne s'observe pas à l'affleurement. Ces modelés correspondent toujours à des secteurs déprimés, engorgés; des effondrements de voûtes révèlent qu'ils sont toujours actifs.

Une trentaine de secteurs karstiques ont été identifiés; les courbes enveloppes qui les encadrent permettent d'en estimer la superficie globale à près de 18 000 km2, ce qui n'est pas négligeable. On peut penser que pratiquement toutes les formations carbonatées qu'il sera possible d'identifier, seront trouvées à l'intérieur de ces courbes enveloppes, même si elles peuvent renfermer des formations différentes. Il nous semble que la probabilité de reposer sur des formations carbonatées est d'autant plus grande que le modelé est plus caractéristique.

Deux problèmes sont posés. En dehors de la Basse Sangha, essentiellement congolaise, la majeure partie de ces secteurs s'observe tout au long de l'Oubangui et de ses affluents (Chinko, Mbomou). Ceci ne semble pas fortuit et on peut se demander si l'incision de l'entaille, correspondant au piémont oubanguien, n'a pas été facilitée par l'existence de ces formations particulièrement altérables. Le tracé du cours de l'Oubangui leur serait lié.

La plupart des secteurs karstiques identifiés correspondent aux formations du Précambrien supérieur dans lesquelles des témoins de niveaux carbonatés étaient repérés aussi bien en Centrafrique qu'au Zaïre (cf séries de Zinga, Bobassa, Fatima, Possel mais aussi cherts de Kassa, séries du Moyen Chinko et de Morkia). Ces observations permettent une remise à jour de ces formations mais elles occasionnent également une remise en question de leur extension. En effet certains de ces crypto-karsts ont été rencontrés au milieu des formations rattachées au complexe de base; elles correspondraient dans ces dépressions à des écailles résiduelles de leur ancienne extension.

En conclusion, il apparaît ainsi que nos connaissances sur la géologie centrafricaine sont encore très imparfaites. Les études géomorphologiques ont permis de soulever plusieurs problèmes: importance des fracturations superficielles et des directions linéamentaires profondes, remise en question de l'importance du Continental Terminal, de la sous-estimation de l'extension des formations carbonatées, intérêt des formations superficielles et notamment des cuirasses comme guides à la reconnaissance géologique en domaine tropical humide. Seuls des forages suffisamment profonds pourraient permettre de vérifier certaines hypothèses émises. On ne peut que regretter de voir que la multiplication des forages pour l'hydraulique villageoise ait été si peu utilisée à cet égard. Par contre, la remise en question de la stratigraphie centrafricaine par les datations absolues est d'un tout autre domaine qui sort de notre compétence.

ANNEXE 1

PLACE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DU CENTRAFRIQUE EN AFRIQUE CENTRALE.

En 1977, la CGMW et l'UNESCO ont publié la feuille 2 (Afrique Centre-Nord) de la carte géologique internationale de l'Afrique; l'examen de cette carte (Fig.4) amène plusieurs réflexions. Comme toutes les cartes, celle-ci est un état des connaissances à un moment donné. On y relève l'hétérogénéité des acquis et leur disparité d'un pays à l'autre, d'où l'intérêt des synthèses pour essayer d'homogénéiser nos connaissances.

La géochronologie reste très incertaine: les séries précambriennes sont encore classées: A et B, C et B, D et C et même PX (<<roches métamorphiques d'âge indéterminé Précambrien ou Paléozoïque>>) ou PX (A) (Précambrien indéterminé rajeuni à 500-600 M.A) mais d'ici quelques années, la géochronologie aura fait de grands progrès et ces séries précambriennes pourraient être datées avec plus de précision. Par rapport aux cartes précédentes (cf carte tectonique de l'Afrique, 1971), le réseau des fracturations ayant rejoué au Crétacé s'étend désormais à travers l'Afrique Centrale du Cameroun jusqu'au Soudan; on a vu qu'il expliquait une bonne partie de l'actuelle morphologie du Centrafrique.

Il reste beaucoup à faire pour les sédimentologues; la stratigraphie des formations sédimentaires mésozoïques et cénozoïques demeure encore imprécise: les grès nubiens restent indéterminés: du Carbonifère au Crétacé. Un travail, aussi poussé que celui que vient d'achever Cl.CENSIER (1989) sur les grès de Carnot, devrait être mené sur le grès d'Ouadda mais aussi sur leur extension congolaise pour voir leurs rapports avec les sables batéké du Congo et les dépôts de la cuvette zaïroise. En Centrafrique, la formation de Carnot est bien mésozoïque et son recouvrement cénozoïque n'a pu être démontré (les <<sables de Bambio>> n'en sont pas différenciés stratigraphiquement). Les auteurs (J.LEPERSONNE et al.) de la carte géologique du Zaïre (1974) conviennent que leur représentation cartographique de la cuvette congolaise est schématique et conventionnelle. En effet des formations mésozoïques ont pu être datées localement dans des fonds de vallées par des fossiles; elles sont << généralement masquées par un manteau de terrains cénozoïques non datés... Tenant compte de ces faits et en l'absence de levés d'une densité suffisante, on a représenté conventionnellement le fond des vallées en Mésozoïque et tout le reste de la surface en Pliocène et Pleistocène>>. On peut ajouter que le Crétacé inférieur (K1) apparaît sur la rive droite du Zaïre, le Crétacé moyen (K2) sur sa rive gauche! " La distinction entre Holocène (A2) et Plio-Pleistocène (N2-Q1)

est elle-même plus ou moins arbitraire: on n'a représenté en Holocène que les surfaces suffisamment vastes, compte-tenu de l'échelle de la carte, occupées par des alluvions encore partiellement ou complètement inondées". Rappelons que ces alluvions holocènes nous paraissent avoir été exagérément étendues dans les bassins de l'Oubangui et de la Sangha où le simple examen de la carte IGN à 1/1 000 000 nous permet de déceler une extension de la morphologie karstique au long de ces deux grandes vallées.

Un même travail de révision devrait être effectué quant à l'extension du Continental Terminal au Tchad, comme nous l'avons esquissé pour le Centrafrique. Celle-ci paraît avoir été très exagérée par les géologues.

Sur la carte géologique de la République du Tchad (J.P.WOLFF 1964) reprise dans les synthèses africaines, les formations du Continental Terminal recouvrent près de 75 000 km2, l'équivalent de 6 degrés-carrés. En première approximation, cette extension doit être divisée par deux ou trois si l'on réinterprète les cartes pédologiques et géologiques de synthèse du Tchad à 1/1 000 000 (J.PIAS - 1967b-70) à la lumière des études pédologiques à 1/200 000 (C.MARIUS et J.BARBERY, 1964-1967; G.BOUTEYRE, 1965; G.BOCQUIER et J.BARBERY, 1968; P.AUDRY et P.POISOT, 1969; C.CHEVERRY et M.FROMAGET, 1970; J.F.VIZIER et M.FROMAGET, 1970).

Tout comme en Centrafrique, les dépôts du Continental sont peu épais: de quelques dizaines de mètres au-dessous des interfluves des Koros sableux, ils ne dépassent la centaine de mètres qu'au-dessus des fossés d'effondrement, relativement étroits, mis en évidence par les géophysiciens (P.LOUIS, 1970) autour de Doba (8°39'-16°51') et de Baké (8°08'-16°55') vers l'Aouk et Birao. En effet, dès le début du siècle, les missions d'explorations avaient relevé des seuils rocheux tout au long du Gribingui jusqu'à son confluent avec le Bamingui, mais également des petits pitons granitiques autour de Niellim (9°41'-17°48'). (Pour la petite histoire, rappelons qu'en juillet 1899, attaquée par l'armée de RABAH, la mission BRETONNET se réfugia dans ces rochers, dits de Togbao, les seuls émergeant de la plaine, avant de succomber sous le nombre). Plusieurs autres îlots résiduels de roches granitiques sont connus; citons sur Fianga: 9°39'-15°44' , 9°24'-15°16' , 9°33'-15°16', sur Moundou 8°04'-16°22' mais aussi sur Maro-Moussafayo: 8°32'-18°43'.

Trois niveaux principaux ont été identifiés dans le Continental Terminal tchadien par Ph.WACRENIER (1953-1961). A la base, une série inférieure comprenant des grès ferrugineux, des sables beiges avec cuirasses fossiles et niveaux d'argilites. Malheureusement cette série n'est pas délimitée cartographiquement. Les grès ferrugineux de Pala ont été décrits sur la bordure ouest de la cuvette (autour de 9°22'-14°55')

Entre les fosses de Doba et de Baké, les travaux géophysiques (P.LOUIS, 1970) avaient permis d'imaginer un

horst dans la région où affleurent des grès de Bébo (8°18'-19°49'). Ces grès mériteraient une étude car ils peuvent représenter le seul témoin émergé des dépôts de remplissage de ces fosses; ils devraient être comparés aux grès mésozoïques centrafricains. Selon G.BOUTEYRE et al. (1964) qui les avaient rattachés au Continental Intercalaire, ce sont des grès blancs fluviatiles, à stratification entrecroisée; "ils se composent de lits alternés de sables moyens et de graviers de quartz très émoussés qui peuvent avoir jusqu'à 3 cm de diamètre"... des marmites témoignent d'une érosion torrentielle inactuelle. "Les grès sont affectés par un pendage 10 gr.E. On les suit de Bébo jusqu'aux bords de la Pendé..."

La série moyenne des sables rouges est aisée à délimiter en raison de sa morphologie (larges interfluves sans réseau hydrographique) et de ses sols (sols ferrallitiques fossiles dont la couleur rouge tranche avec les sols ferrugineux tropicaux environnants). Ces formations s'étendent sur près de 25 000 km2. On relève que ces interfluves encadrent les deux dépressions et vallées de Doba et du Logone ainsi que de l'Ouham-Mandoul. Les koros s'étendent en arc de cercle (Pala-Moundou-Goré-Moissala) sur le pourtour de la cuvette et suivant un axe ouest-est sur le 9ème parallèle (Pala-Koumra-Singako).

La série supérieure cuirassée est mal caractérisée. Il existe bien des cuirasses sur matériaux dérivant du Continental Terminal, en lisière des koros, notamment autour de 8°50'-16°30' mais il existe également des cuirasses de piémont sur socle ancien. C'est le cas tout autour des reliefs granitiques de Baïbokoum jusqu'à Goré et Bédam (8°01'-16°19') ainsi que le long de la frontière camerounaise. Il en est de même autour de Niellim (vers 9°37'-17°45').

Au Nord du 8ème parallèle, sur la frontière tchadienne (entre Grande et Petite Sido), nous avons pu observer le prolongement vers le nord de l'ennoyage progressif du socle sous les alluvions tchadiennes: des liserés en auréoles encadrent des témoins du socle. Il faudrait refaire une photo-interprétation systématique de ces cuirasses: si l'on y décèle des orientations structurales, ces cuirasses doivent être rattachées au socle et non au Continental Terminal.

Si tous les sols ferrallitiques sont rattachés au Continental Terminal (koros), certains pédologues différencient les sols ferrugineux suivant le matériau qui peut être "remanié des koros" (G.BOUTEYRE) ou "dérivé du Continent Terminal" (P.AUDRY, J.VIZIER). De même parmi les sols hydromorphes, peuvent être différenciés ceux sur alluvions, argiles à nodules calcaires, mais aussi sur "matériaux dérivés du Continental Terminal" (P.AUDRY, J.VIZIER). Il nous apparaît que ces sols subactuels correspondent aux formations remaniées et alluvions néo-tchadiennes; ils sont quaternaires et non cénozoïques.

Il faut enfin signaler que J.PIAS (1970) considère que la fin des dépôts du Continental Terminal se traduit par la

<<surface bauxitique résiduelle de Koro>>. En effet deux sites de la région des koros sont dominés par une petite butte de cuirasse bauxitique: à Koro (9°07'-16°40') et à Bégangber (8°09'-16°09'30"). Selon G.BOUTEYRE (1965), ce sont les "ultimes témoins d'une pédogénèse intense qui aurait marqué la fin du Continental Terminal". J.PIAS compte <<une surface bauxitique, au moins deux surfaces ferrallitiques et une surface de cuirasse ferrugineuse. La première, la plus ancienne, la surface bauxitique de Koro, s'est formée sur les dépôts les plus récents du Continental Terminal (série paléo-tchadienne supérieure)".

On peut remarquer que tout comme en Afrique de l'Ouest, les témoins bauxitiques, connus en Afrique Centrale, sont considérés d'âge début tertiaire à éocène; c'est le cas pour les buttes gréseuses de l'ouest de Ndélé et pour les basaltes de l'Adamaoua camerounais. Les buttes de Koro et de Bégangber nous font penser, comme pour les cuirasses du nord Centrafrique, à des îlots témoins de cuirasse ancienne sur socle, entourés, ennoyés sous des dépôts fluviatiles du Continental Terminal. Cette hypothèse mériterait d'être examinée sur le terrain, notamment à Bégangber qui ne se trouve qu'à 8 km de distance "d'arènes cristallines" du socle.

En raison de la résistance à l'altération du squelette quartzeux, les sédiments continentaux se succèdent en Afrique depuis des temps immémoriaux: dépôts détritiques du Précambrien supérieur, destruction de la chaîne panafricaine, dépôts glaciaires paléozoïques puis fluviatiles mésozoïques, épandages du Continental Terminal, comblement de la cuvette tchadienne par des alluvions anciennes, subactuelles et récentes. A chaque épisode, tout se passe comme si le stock précédent était démantelé, repris et transporté.

ANNEXE 2

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

- Rappel historique.

Lorsqu'en 1870, le grand botaniste G.SCHWEINFURTH franchissant l'interfluve Congo-Nil, découvre une importante rivière l'Ouellé (ou Uele) coulant vers le NW, il n'hésite pas: "d'après la configuration de cette partie de l'Afrique, l'Ouellé ne peut appartenir qu'au bassin du Chari". Bien qu'en 1889 (cf Y.B. 1985d), le capitaine belge VANGELE ait démontré que l'Ouellé était le cours amont de l'Oubangui selon l'hypothèse d'A.J.WAUTERS (1885), l'on retrouva longtemps l'hypothèse qu'autrefois l'est centrafricain se déversait vers le nord (cf G.BORGNIEZ 1935, M.ROBERT 1946, L.CAHEN 1954, B.BESSOLES 1962, J.MOEYERSONS 1975). L.CAHEN évoquait notamment un réseau hydrographique fin Pliocène-début Pleistocène convergeant autour de Mbandaka (0°04'N-18°18') au confluent Ruki-Zaïre. Effectivement, on relève que de nombreux affluents de la cuvette zaïroise se dirigent vers le nord-ouest (cf Lokoro, Lokolo, Luilaka, Yenye, Lukedi, Lomela, Tshuapa, Maringa...) tandis qu'inversement divers affluents de l'Oubangui et de la Sangha (cf Mpoko, Mbi, Pama, Lobaye, Topia, Mbaéré, Nana, Mambéré, Boumbé I et II, Kadéi, Boumba, Ngoko mais aussi Ibenge, Motaba) se dirigent vers le sud-est.

- Impact des accidents crétacés.

On a vu qu'il était démontré que les placages gréseux de Carnot et d'Ouadda étaient les témoins de deux anciennes gouttières par lesquelles les ~~eaux et les~~ matériaux érodés du nord du craton congolais étaient entraînés au Crétacé inférieur vers le nord-est et un ensemble de fossés transversaux au Continent Africain. La limite Crétacé-Tertiaire est marquée par des événements tectoniques qui ont pour conséquences l'émersion du bassin de la Bénoué, le soulèvement de l'Adamoua et par suite des plateaux de Bouar-Bocaranga et du massif du Dar Chala; un léger basculement de la dorsale centrafricaine suffit pour assurer un renversement des axes du drainage; c'est ce qui explique le parallélisme N.NW-S.SE des rivières de l'ouest centrafricain dans la gouttière gréseuse: la Boumbé I coule dans l'axe de la Sangha, la Nana-Mambéré dans celui de la Motaba, la Lobaye dans celui du Tokélé-Ibenga, la Mpoko dans celui de l'Oubangui en aval de Bangui (cf hypothèse A.J.WAUTERS du 18 mars 1900 in Y.B. 1985d). De la même façon, les ancêtres de la Ouaka, de la Kotto et des rivières de l'est basculent vers le sud.

Cl.CENSIER (1986) explique l'incurvation S.SW de la Mambéré par la résistance à l'érosion de la formation glaciaire sous-jacente.

Le cours des rivières du nord-ouest centrafricain est guidé par des accidents structuraux (fractures principales ou conjuguées). C'est directement le cas dans le bassin du Logone: Mbéré, Lim, Pendé, Eréké, Siboué. Le cours SW.NE de l'Ouham est largement conditionné par la fracture de Bozoum, très directement au NW de Bozoum dans l'alignement de Zo, plus indirectement au niveau de Bossangoa où son tracé apparaît surimposé. Il devait se poursuivre dans la direction NW au-delà de Batangafo avant qu'une capture ne le repousse vers le N.E. On relève combien le cours de l'Aouk suit remarquablement les anciens fossés crétacés de Doséo et du Salamat.

L'affaissement de la cuvette congolaise n'apparaît qu'au sud de 3°30' où une ride souligne la bordure méridionale du bassin oubanguien dont elle explique la dissymétrie des formes. Sans cette ride (interfluve frontalier Congo-RCA se prolongeant au Zaïre sur la limite des bassins Uele-Zaïre), la Lobaye devrait "naturellement" prolonger son cours vers le sud-est en empruntant le talweg Tokélé-Ibenga, plus direct vers l'Oubangui que son actuel tracé surimposé au travers du plateau de Boukoko.

-Incision cénozoïque de l'Oubangui.

Le soulèvement relatif de la dorsale oubanguienne n'a pas été très assuré dans sa partie centrale, suffisamment toutefois pour qu'aucun cours d'eau méridional ne continue à s'y déverser vers le nord (à l'exception de la Fafa à l'ouest). Au niveau charnière, à peine soulevé, entre 3°30' et 5°N, s'est établi au Cénozoïque un réseau hydrographique transversal drainant la portion méridionale de la dorsale oubanguienne: la surface centrafricaine. Ce réseau hydrographique s'est installé en profitant des discontinuités structurales et surtout de l'érosion différentielle sur des matériaux moins résistants à l'érosion. C'est ainsi que l'Oubangui présente un tracé contourné qui emprunte de préférence les secteurs déprimés en raison de leur modelé karstique même s'il doit localement surimposer son cours au travers de formations résistantes: grès-quartzite de Kembé (cf rapides de Satéma), de Mobaye, série de la Yangana entrecoupée de barres de dolérites (cf rapides de Mokangué, de l'Eléphant).

Cette incision de l'Oubangui et de ses affluents, large parfois d'une centaine de kilomètres, apparaît comme une entaille dans un aplanissement: le piémont oubanguien. Incisé à l'intérieur de la surface d'aplanissement centrafricaine, il se présente comme une succession de petits bassins séparés par des rétrécissements au niveau des seuils rocheux. On ne peut parler d'aplanissement qu'en aval

de Kouango dans les bassins inférieurs de la Bamba, de la Tomi, de la Mbali, de la Pama, de la Lessé et de la Lobaye. Ces derniers sont en effet fossilisés par un cuirassement fin Tertiaire: on ne relève aucune butte de cuirasses anciennes sur ce piémont alors que le rebord de la surface centrafricaine en est jalonné. Cet aplanissement reste imparfait puisqu'entrecoupé des reliefs résiduels granitiques (inselbergs de la Libi) ou le plus souvent quartzitiques: Kaga Sérimbala ou collines de Bangui dont on retrouve le prolongement à l'intérieur de la boucle de l'Oubangui.

Entre les seuils rocheux, le cours de l'Oubangui a pu être jalonné de lacs de régularisation, analogues au lac Léman pour le Rhône. Ce pourrait être le cas de la plaine de Diguili à l'est de Possel. Seul un forage pourrait en donner la preuve; sinon il ne s'agit que d'un bras mort de l'Oubangui ou d'une large dépression karstique comme cela semble être le cas au sud de Kouango pour les dépressions marécageuses de la Mondjo et du Baraluba qui couvrent 400 km2 au Zaïre.

- Complexité des profils en long des rivières centrafricaines.

Les profils en long des rivières centrafricaines établis à l'occasion de l'étude orohydrographique (Y.B. 1987a) révèlent pour la plupart qu'un profil de régularisation concave unique n'est que rarement réalisé. Ce profil est plus souvent composite avec une succession de portions concaves parfois très aplanies, séparées par des ressauts brutaux (chutes) ou légèrement accidentés (rapides).

En première approximation, chutes, rapides, ressauts correspondent à des entailles, des escarpements tandis que les portions régularisées, séniles, parfois bordées de sols hydromorphes et d'alluvions marécageuses, correspondent aux aplanissements.

Les exemples de la Nana à Dompta, de la Bali près de Bouar, de la Méa à l'ouest de Sibut, de la Mokou près d'Alindao montrent le contraste entre des vallées séniles et des vallées rajeunies par l'érosion. A partir d'un même schéma général, on peut d'ailleurs observer divers cas particuliers. Ainsi le plateau de Bossembélé, portion de la surface centrafricaine avec réseau hydrographique sénile à maille polyédrique, surmonte le piémont oubanguien également induré où les profils sont régularisés avec de larges "flats" alluviaux. Entre ces deux aplanissements, on observe soit une longue succession de rapides (cas de la Mpoko), soit une chute brutale (cas de la Lim ou Boali), soit une chute en amont d'une incision profonde à l'intérieur de la surface centrafricaine (cf la Mbi, gorge de la Pama...).

En réalité, on observe divers types intermédiaires entre des aplanissements plus ou moins parfaits et des entailles

plus ou moins accentuées. Ainsi les surfaces du nord-ouest sont trop surélevées et peu étendues pour correspondre à des aplanissements réguliers. La surface 1 200 m n'est régulière que dans le bassin supérieur Lim-Minim, tandis qu'au nord le bassin de la Koui est déjà incisé. De même l'aplanissement de Bouar-Baboua, 900-1 000 m n'est bien réalisé qu'au sud dans les bassins supérieurs de la Kadei, de la Mambéré, de la Nana et de l'Ouham; au nord, dans les bassins de la Pendé et de la Lim moyenne, l'aplanissement est démantelé, incisé.

A l'ouest du plateau gréseux de Gadzi-Carnot, le plateau de Bilolo, témoin de la surface d'aplanissement centrafricaine, est entaillé de toutes parts non seulement par l'incision des gorges de la Sangha mais par l'érosion remontante des vallés de la Kadei et de la Mambéré.

L'aplanissement de la surface centrafricaine est régulier sur le plateau de Bossembélé et dans les bassins amonts de la Fafa, de la Kouma et de la Ouaka. Il est surtout remarquable à l'extrémité est du pays le long de l'interfluve Congo-Nil ou les bassins supérieurs du Mbokou, de la Kéré, de la Ouara, du Ngoangoa, de la Bita et du Vovodo apparaissent sur plus de 30 000 km2 figés, séniles. Il n'en est pas de même sur la portion de surface qui longe le plateau gréseux d'Ouadda: le bouclier centrafricain y semble avoir reçu des contrecoups du soulèvement du massif du Dar Chala; la surface centrafricaine y apparaît légèrement disloquée, disjointe, permettant l'incision de certaines vallées: Kotto supérieure, Kaouadja, Woulou, Papa, Douyou.

On relève le contraste entre les deux grands plateaux de grès mésozoïques. Les vallées sur le plateau gréseux d'Ouadda sont très peu incisées; elles sont en général engorgées dans des "flats" alluviaux, séparés par de simples ressauts (site de Mouka); les entailles ne s'observent guère que sur l'escarpement périphérique ainsi que sur le quart nord-est qui a été soulevé avec le massif du Dar Chala (cf bassin de la Koumou et de Pipi supérieure: gorges).

Le contraste est beaucoup plus vif dans la région occidentale: grès de Carnot. Le réseau hydrographique y présente une direction NW-SE inverse de la direction originale mésozoïque. Il est de plus profondément incisé au moins dans la moitié nord, soulevée par contrecoup avec l'Adamaoua et les plateaux de Bouar-Bocaranga. Au nord-ouest le plateau gréseux est disséqué en lambeaux par les vallées de la Mambéré et de ses affluents Nana, Paya, Limba. Au nord-est, la vallée de la Lobaye est creusée jusqu'au socle précambrien avec ses affluents Toubay, Bay. Dans cet ensemble, le réseau secondaire est souvent vif, entrecoupé de rapides, parfois suspendu avec des chutes parfois remarquables: ce modelé est en voie de rajeunissement, tout comme la vallée moyenne à inférieure de la Lobaye, incisée par surimposition au travers d'un lambeau isolé de la surface centrafricaine, le plateau de Boukoko.

Au sud-est de la surface centrafricaine, les grès-quartzites de Kembé-Nakando constituent des reliefs résiduels résistants à l'érosion; le réseau hydrographique

secondaire y est donc incisé et actif, notamment le long de l'escarpement sud-est au-dessus des plateaux indurés du Mbomou, tandis que le collecteur principal constitué par la Kotto apparaît rajeuni, perpétuellement coupé de rapides et même de chutes.

Dans la description morphologique du plateau du Mbomou, l'on a insisté sur l'accroissement de l'intensité de l'induration ferrugineuse du S.W vers le N.E.; l'on pourrait parler d'un certain rajeunissement du modelé pour rétablir l'équilibre isostatique à l'est du 24°E. En effet à l'ouest, le Mbari et ses affluents (Sandiki, Kourou, Ganga) mais aussi le Moï, le Ngaua... ont atteint leur profil d'équilibre, ce qui n'est pas le cas du Chinko, de la Ouara ni même du Mbomou au cours encombré de roches et de rapides; leurs affluents sont incisés de plusieurs dizaines de mètres au milieu des cuirasses secondaires de versants, avec des vallons en V aigu, parsemés d'éboulis, signes d'un rajeunissement lent ~~de type~~ isostatique de ce modelé figé par un cuirassement intense.

A l'est de cet ensemble, le tracé de la Ouara est transversal et surimposé aux grès de Morkia. En amont de ces deux formations se trouvent des dépressions karstiques dans lesquelles divaguent ou stagnent les eaux des bassins du Chinko (dans son cours moyen), de la Bita, de l'Ali, de la Bakalé...

Au nord du pays, le piémont tchadien paraît à peu près stabilisé. Il ne subsiste que quelques reliefs résiduels (surtout des inselbergs granitiques dans le bassin du Bamingui) tandis que des arêtes quartzitiques déchiquetées parsèment les bassins de la Ouandjia et de la Yata. Le remplissage de la fosse de Golongosso-Birao semble achevé et, tout comme le Salamat au Tchad voisin, l'Aouk divague somnolent dans sa vallée alluviale. Il ne parvient pas à évacuer ~~les sédiments~~ que continuent à lui apporter ses affluents de gauche en provenance de l'escarpement déchiqueté et rajeuni des Bongo. Ces sédiments s'étalent dans les plaines d'épandages deltaïques de la Masaberta et du parc Saint-Floris.

Le subsidence du bassin tchadien semble se faire encore légèrement sentir ~~dans le secteur~~ d'ennoyage du socle entre Ouham et Gribingui (bassin de la Sido) et surtout au Tchad voisin: dépression du Mandoul.

Conclusions

Ainsi, longtemps considéré comme une pénéplaine très ancienne, le Centrafrique apparaît constitué d'une succession d'aplanissements et d'entailles. Le réseau hydrographique peut être subdivisé en trois portions: les secteurs accidentés, rajeunis, incisés dans les escarpements, les entailles mais aussi les reliefs résiduels, les secteurs proches de l'équilibre sur les aplanissements et piémonts, enfin les

secteurs séniles, engorgés. Dans le détail, la forme du réseau hydrographique est largement conditionnée par la tectonique mais aussi par la lithologie en raison de l'érosion différentielle.

Les derniers grands événements tectoniques qui ont bouleversé la morphologie centrafricaine datent du Crétacé supérieur. Le réseau hydrographique s'est donc progressivement mis en place au cours du Cénozoïque.

Même si de faibles tremblements de terre continuent d'être enregistrés sur ce vieux socle, il est bien difficile d'établir l'impact de la néo-tectonique. Il est plus probable que, corrélativement à la subsidence des cuvettes congolaise, tchadienne et nilotique (dépression de Bahr-el-Ghazal), il soit nécessaire de faire la part d'un certain soulèvement de la dorsale centrafricaine pour le rétablissement de l'équilibre isostatique. Il se ferait sentir à l'est autour du massif du Dar Chala, légèrement dans le Mbomou (entre Rafaï et Zémio) et, d'une façon qui peut paraître surprenante, à l'ouest d'une ligne Paoua-Mbaïki aussi bien sur les aplanissements déchiquetés des plateaux du nord-ouest et de ceux de la surface centrafricaine qu'à travers le plateau gréseux de Gadzi-Carnot.

CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de cette étude, le Centrafrique apparaît essentiellement comme un bouclier précambrien érodé, témoin d'une très longue histoire continentale. Aucun témoin marin n'y est connu depuis les bouleversements de la fin du Précambrien supérieur: zone mobile ou chaîne Panafricaine. Le stock de matériel détritique, accumulé alors, semble avoir été repris dans des contextes variés, liés à la dérive des Continents: formation glaciaire de la Mambéré au Paléozoïque, climat aride sinon désertique au Trias-Jurassique, plus humide au Mésozoïque et Cénozoïque: épandages détritiques des plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et de Mouka-Ouadda au Crétacé inférieur, ouverture et remplissage continental des fossés tectoniques de la Mbéré, de Doba, de Doséo et du Salamat au Crétacé moyen et supérieur, environnement continental des lignites et phosphates de Bakouma à l'Eocène, épandages détritiques des koros du Continental Terminal à l'Oligo-Miocène.

La monotonie de la "pénéplaine oubanguienne" n'est qu'apparente. On relève l'opposition entre deux types de milieu. L'un aplani en dehors de quelques reliefs résiduels et souvent figé par le cuirassement. Les cours d'eau, ayant atteint leur profil d'équilibre, y divaguent le plus souvent dans une plaine alluviale. L'autre, incisé, rajeuni, aux cours d'eau encaissés, entrecoupés de chutes et de rapides sur lesquels l'érosion dégage des affleurements rocheux (dômes de flancs ou simples dos de baleine) ou à défaut des altérites riches en minéraux altérables. En première approximation, on a vu que l'on pouvait distinguer plusieurs surfaces d'aplanissements: surface de la Lim-Bocaranga (dite aussi 1 200 m), de Bouar-Baboua (1 000 m), surface centrafricaine (700-600 m) puis piémonts oubanguien et tchadien (450-350 m). En fait, ces marches d'escaliers ne sont pas parfaites: ces surfaces sont souvent gondolées, parfois déboîtées. Ainsi la surface centrafricaine correspond à un ensellement affaissé un peu au-dessous de 550 mètres dans la partie centrale entre Kémo et Gribingui. Elle se redresse progressivement sur les bords: 700 m au S.E à la source du Mbomou, 1 000 m au N.E. à la source de la Kotto. Vers l'ouest, une altitude comparable se retrouve à l'est du seuil de Wen-Kolo, de part et d'autre du fossé d'effondrement de Bozoum.

Le faisceau de failles de Bozoum - Ndélé - Ouanda-Djallé guide la différenciation entre piémont tchadien et surface centrafricaine. L'altitude de ce piémont reste comprise entre 500 et 400 m; on comprend par conséquent que le raccord avec la surface centrafricaine soit insensible dans la partie centrale où il apparaît comme un simple gauchissement ou affaissement et que par contre, avec le jeu des fracturations, les rejets soient importants au voisinage du massif du Dar Chala au N.E. et dans le fossé d'effondrement de Bozoum au S.W.

L'étude morphologique des plateaux du N.W. centrafricain a également montré qu'ils appartiennent à un même ensemble mais sont séparés par des fracturations, des gauchissements et basculements de telle sorte que désormais, ils évoluent en deux aplanissements différenciés: surface de Lim-Bocaranga et de Bouar-Baboua. La continuité entre ces deux aplanissements reste tout de même assurée par des plans inclinés de raccordement.

L'histoire géologique de l'Afrique Centrale montre que les derniers grands basculements s'y sont produits à la charnière du Mésozoïque et du Cénozoïque. D'importantes fracturations ont dirigé alors la mise en place des divers compartiments du socle, celle également du réseau hydrographique, laissant ensuite agir le jeu de l'érosion différentielle en fonction de la lithologie et des directions structurales. Divers aplanissments ont pu ensuite au Cénozoïque être fossilisés par un cuirassement contemporain.

On a vu que l'on ne vérifiait pas en Centrafrique, l'hypothèse de L.C.KING du recul des versants parallèlement à eux-mêmes, même dans le cas de matériaux aussi homogènes que l'escarpement du plateau gréseux d'Ouadda. De même, si les surfaces étaient d'autant plus anciennes qu'elles sont plus élevées, on aurait dû observer des cuirasses de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on s'élève en altitude. Ce n'est pas le cas: c'est seulement à l'échelle locale de la toposéquence que les cuirasses les plus élevées sont les plus anciennes. Les cuirasses bauxitiques restent exceptionnelles en Centrafrique tandis que les vieilles cuirasses ferrugineuses, à hématite (type intermédiaire), sont assez bien conservées sur la surface centrafricaine et le piémont tchadien: ce sont les témoins de l'aplanissement éocène. Par contre l'entaille oubanguienne est cénozoïque: ses interfluves cuirassés sont du type banal haut-glacis, fin Tertiaire, qui recouvre la plupart des aplanissements centrafricains. L'induration ferrugineuse est très réduite sur les formations néo-tchadiennes dont la limite est soulignée par une cuirasse récente de battement de nappe (type bas-glacis).

En dehors des reliefs résiduels et des entailles, les affleurements rocheux sont trop rares pour circonscrire les divers types de substrat, dont par contre l'induration ferrugineuse est certes un masque mais également un révélateur. Divers milieux ont ainsi pu être caractérisés par l'induration: sa nature, son intensité, ses orientations. Les paysages cuirassés du Haut Mbomou, de Kouki, de la Dialinga ou des itabirites de Bakala sont caractéristiques. Ainsi des lakéré en lanières sont révélateurs d'un substrat de roches métamorphiques orientées et non pas d'épandages détritiques type Continental Terminal dont, en dehors des koros sableux, l'extension avait été largement surestimée.

De la même façon, les formations carbonatées ne peuvent guère être identifiées que par sondages en

l'absence de reliefs résiduels. L'extension de la morphologie karstique a permis de déceler la présence de crypto-karsts sur près de 20 000 km2 dans le bassin de l'Oubangui-Sangha.

Le dégagement des formes par érosion différentielle est particulièrement remarquable sur les reliefs du Dar Chala et de Bouar-Bocaranga qui ont ressenti le plus fortement les effets du basculement fin Crétacé. Le relevé sur la carte hydrographique des vallées séniles, hydromorphes et des vallées rajeunies par érosion, incision, révèle qu'un rajeunissement de type isostatique est perceptible au niveau des plateaux de Kembé et du Mbomou mais aussi à l'ouest d'une ligne: Paoua-Mbaïki, sur les plateaux incisés par surimposition de Gadzi-Carnot, de Boukoko et de Bilolo.

Ce modelé d'aplanissements cuirassés, avec localement des glacis étagés, s'étend sur la majeure partie du pays correspondant à une végétation de savanes soudano-guinéennes à saisons contrastées. On le retrouve même localement sur des plateaux (de Bilolo, du Mbomou) assez récemment recouverts par la forêt dense. Le modelé tropical humide dit en demi-oranges n'apparaît guère qu'à l'extrémité sud-ouest du pays, sur la frontière camerounaise.

Ainsi, dans l'apparente monotonie de la pénéplaine oubanguienne, ces critères de diversité géomorphologique, joints aux variantes de sols, de climat et de végétation, permettent de différencier les diverses régions naturelles centrafricaines.

BIBLIOGRAPHIE

Geological Map of the Sudan at scale 1/2 000 000, 1981. prepared by Geol. and Miner. Resources Depart. Khartoum and B.R.G.M., Orléans. (Exploratory Note. Bull. n°35, of Energy and Mining, 1984)

La dérive des continents. La tectonique des plaques 1984. Pour la science, Belin, Paris, 216 p.

Rapport annuel 1970 au service des mines. Commissariat à l'Energie Atomique (CEA). Direction des productions. Groupement Afrique-Madagas-Madagascar.
idem Rapport annuel 1971.

Tectonique de l'Afrique - Tectonics of Africa - Sciences de la Terre 6 - UNESCO, Paris, 1971, 602 p. avec carte tectonique de l'Afrique à 1/15 000 000, 1968.

Carte géologique internationale de l'Afrique à l'échelle de 1/5 000 000. Feuille 2 (Afrique Centre-Nord), CGMW/UNESCO, Paris, 1987 Comité de Rédaction: J. SOUGY.

Climat pangéen: Les ordinateurs recréent le climat d'un ancien supercontinent, pp.11 in Pour la Science, n°144, Octobre 1989.

ADERCA (B.), 1950 - Etude pétrographique et géologique du district Congo-Ubangi. Mém. Inst. Col. Belge, sect. sc. et médec., 18 p. n°4, 65 p., 1 carte.

AIME (J.), 1953 - Le seuil de Zinga. Bull. Inst. d'Etudes Cent. n°5 Brazzaville-Paris, pp.69-75.

ALEXANDRE (J.), 1978 - Les stades de la formation des cuirasses latéritiques en Haut-Shaba (Zaïre) et leur signification géomorphologique. Trav. et Doc. Géog. trop., CEGET n°33, pp.133-149.

ALEXANDRE (J.), 1986 - Critère pour une datation relative des cuirasses latéritiques. Bull. Séanc. Acad. r. Sci. Outre-Mer, 30, pp.159-167.

ALEXANDRE (J.) et ALEXANDRE-PYRE (S.), 1987 - La reconstitution à l'aide cuirasses latéritiques de l'histoire géomorphologique du Haut-Shaba. Zeit. Géomorph. N.F., Suppl. -Bd.64, pp.119-131.

ANDREW (G.), 1948 - The geology of the Sudan, pp.84-128 in J.D. Tothill Agriculture of the Sudan, Oxford University Press, London, 974 p.

ASSELBERGHS (E.), 1934 - Sur l'extension du système du Karoo dans la région de Carnot (AEF) et dans la boucle de l'Ubanghi. Bull. Sc. belge géol. t. XLIV, fasc.3, pp.328-342, 1 fig.

AUBREVILLE (A.), 1947 - Erosion et Bovalisation en Afrique Noire Française. L'Agron. Trop. n°7-8, pp.339-357.

AUBREVILLE (A.), 1948 - Etude sur les forêts de l'Afrique Equatoriale Française et du Cameroun. Section technique d'Agriculture tropicale Bull.Scient. n°2, Nogent-sur-Marne, 132 p.

AUBREVILLE (A.), 1949 - Richesses et misères des forêts de l'Afrique Noire française. Mission forestière A.E.F-Cameroun-A.O.F, 1945-46 Paris, 251 p. et ill.

AUBRY (A.M.), BOULVERT (Y.) et SECHET (P.), 1980-81 - Un service offert au pédologues. Représentation automatique élaborée d'un caractère spatial. Cah.ORSTOM, sér. Pédol., XVIII, 3-4, pp.261-272.

AUDRY (P.) et POISOT (P.), 1969 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 33. Niellim. ORSTOM, Paris, 114 p.

AVENARD (J.M.), 1971 - Aspects de la géomorphologie pp.7-72 in Le milieu Naturel de la Côte d'Ivoire. Mém. n°50. ORSTOM, Paris. to. I, 391 p., to.II, cartes.

BABET (V.), 1935 - Sur les Grès continentaux horizontaux de la Haute-Sangha (A.E.F.), Bull. Soc. Géol. Fr., 5è série, to V, pp.455-464.

BABET (V.), 1948 - Exploration géologique et minière de la Haute-Sangha et de la région de Bouar-Baboua. Bull. Serv. Mines A.E.F. n°4, 110 p. 7 pl., 3 cartes.

BACHELIER (G.) et LAPLANTE (A.), 1953 - Sur l'origine et la formation des cuirasses dites latéritiques dans l'Adamaoua (Nord Cameroun). C.R. Acad. Sci., t.237, 16 nov., pp.1277-1270.

BARRAT (M.), 1895 - Note sur les échantillons géologiques recueillis par le docteur Herr au cours de la mission Clozel, p.318 in Ann. de Géogr. Paris.

BAULIG (H.), 1952 - Surfaces d'aplanissement. Ann. de Géographie, LXIè n° 325, pp. 161-183 et n° 326, pp.245-262.

BAYLE DES HERMENS (R.de), 1975 - Recherches préhistoriques en République Centrafricaine, Recherches oubanguiennes n°3, Libr. C. Klincksieck, 343 p., 57 phot., 124 fig.

BEAUDET (G.), 1976 - Essai sur la zonation et la signification géomorphologique des cuirasses ferrugineuses en Afrique Occidentale pp.33-52 in Trav. et docum. de géog. trop. n°33, Géomorphologie des reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides. CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.

BEAUDET (G.), COQUE (R.), MICHEL (P.) et ROGNON (P.), 1981 - Reliefs cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali. pp.38-85 in Zeit Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 38, Berlin-Stuttgart, juin 1981.

BEAUDOU (A.G.), 1971 - Sols rouges et beiges. Etude d'une séquence sur quartzite en pays ferrallitique (RCA). Cah.ORSTOM, sér. Pédol., vol IX, n°2, pp.147-187.

BEAUDOU (A.G.), CHEVAL (M.), 1973 - Notice explicative. Carte pédologique de la République Centrafricaine. Feuilles de Bambari et Bianga au 1/100 000, ORSTOM Bangui, 119 p. multig.

BEAUDOU (A.G.), CHEVAL (M.), 1980 - Géomorphologie p.9-13 in carte pédologique: feuilles Bambari, Bianga, Mobaye, Bangassou, Rafaï, à l'échelle de 1/200 000, ORSTOM, Paris, 127 p. multig.

BEAUVAIS (A.) et MAZALTARIM (D.), 1988 - Etudes des cuirasses latéritiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique. Pétrographie, Minéralogie et Géochimie. Sci. Géol., Bull., Strasbourg, 1, pp.47-69

BEAUVAIS (A.), à paraître - Etude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassée dans le Sud-Est de la République Centrafricaine; Géodynamique, Montpellier.

BEAUVAIS A. et TARDY (Y.) -(à paraître dans CRAS). Age, distribution et évolution des cuirasses ferrugineuses d'Afrique. Dérive des Paléoclimats tropicaux périatlantiques depuis 150 millions d'années, 11 p. multig.

BELINGA (S.E.), 1971 - Histoire géologique de Minim-Martap et du Ngaoundal, Ann. Fac. Sciences du Cameroun, n°5, pp.27-32.

BELINGA (S.E.), 1972 - L'altération des roches basaltiques et les processus de bauxitisation dans l'Adamaoua (Cameroun). Thès. Doct., Paris VI. 510 p. multig.

BENKHELIL (J.), 1986 - Structure et évolution géodynamique du bassin intercontinental de la Benoué (Nigéria). Thèse Doct. Nice, 231 p.

BENOIT-JANIN (P.), 1960 - Les sols formés sur les grès de Carnot. 3è confér. Inter-africaine des sols, Dalaba 1959, vol 1, pp.459-462.

BERTHOUMIEUX (G.) et DELANY (Mlle F.), 1957 - Mission diamant dans l'Ouest-Oubangui. Bull. Dir.Mines Géol. AEF, n°8, pp.77-86, 1 fig.

BESSOLES (B.), 1955 - Notice explicative sur la feuille Yalinga-Ouest géolog. de reconnaissance à l'échelle de 1/500 000. Publ. Dir.Mines Géol. AEF, Brazzaville, Paris, 24 p.

BESSOLES (B.) et DELAFOSSE (R.), 1958 - Les grès de Mouka-Ouada en Oubangui-Chari oriental. Bull. Sc.Géol.Fr., 6è sér., VIII, pp.91-103.

BESSOLES (B.), 1962 - Géologie de la Région de Bria et d'Ippy (République Centrafricaine). Contribution à l'étude de la migmatisation. Mém. BRGM n°18, Paris, 205 p. avec nouvelle édition carte géol. 1/500 000.

BESSOLES (B.) et TROMPETTE (R.), 1980 - Géologie de l'Afrique: la chaîne panafricaine «zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise». Mém.BRGM n°92, Orléans, 401 p.

BIGOTTE (C.) et BONIFAS (G.), 1968 - Faits nouveaux sur la géologie de la région de Bakouma. Ch. Min. Rech. Min., n°370, pp.43-46.

BIRLEA (V.), 1977 - Les minéralisations cuprifères de Ngadé.(Empire Centrafricain) pp.314-333 in tome II : Ann. Univ. J.B.Bokassa Bangui.

BIROT (P.), 1958 - Morphologie structurale, P.U.F., collect. Orbis, Paris, to. 1 - 167 p., to. 2 - 464 p.

BIROT (P.), 1960 - Le cycle d'érosion sous différents climats. Centro de Pesquisas de Géographia do Brasil, Rio de Janeiro, 138 p.

BIROT (P.), s.d. - Géographie physique de la zone intertropicale. Cours de Sorbone CDU, Paris 287 p. multig.

BIROT (P.), 1967 - Précis de Géographie physique générale, A. Colin, Paris, 3è édit., 404 p.

BIROT (P.), 1970 - Les régions naturelles du Globe, Masson, Paris, 380 p., 110 fig. et cartes.

BIROT (P.), 1978 - ? Evolution des conceptions sur la genèse des inselbergs. Zeit. Geomorphol. n°31, pp. 42-63

BIZARD (C.) et DUNEIGRE, 1958 - Géologie de la région de Bangui. Carte en 2 feuilles à 1/200 000. C.E.A - Mission d'Afrique Centrale, groupe de recherche en Oubangui, inédit. Archives DMG-RCA.

BOCQUIER (G.) et BARBERY (J.), 1968 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 32, Singako, ORSTOM, Paris, 114 p.

BOCQUIER (G.), 1973 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. ORSTOM n°62, Paris, 350 p. + 4 pl. photogr. coul.

BONHOMME (M.) et WEBER (F.), 1977 - Données géochronologiques par la méthode Rb/Sr, sur les séries précambriennes supérieures de la région de Bakouma (République Centrafricaine). Ann. soc. géol. Belg., 100, pp.125-133.

BONVALLOT (J.) et BOULANGE (B.), 1970 - Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte d'Ivoire). Cah.ORSTOM sér. Géol., II, 2, pp.171-183.

BORGNIEZ (G.), 1935 - Esquisse géologique de l'Oubangui-Chari occidental et des régions voisines. Chron. Mine Colon., to. 44, pp.354-372.

BOUILLON (A.) et KIDIEN (S.), 1964 - Répartition des termitières de Bellicositermes bellicosus rex (Grassé et Noirot) dans l'Ubangi d'après les photo-aériennes et corrélations écologiques qu'elle révèle. Note préliminaire pp. 373-377, in Etude sur les termites africaines. Colloq. Univ. Lovanium 12-16 mai 1964, A. Bouillon édit. Léopoldville, 419 p.

BOUJUT (E.), 1958 - Rapport sur la géologie de la région de Bangui, inédit, Archives D.M.G.-RCA.

BOULANGE (B.), 1970 - Le massif volcanique de l'Orumbo-Bocca (Côte d'Ivoire) et sa cuirasse bauxitique. Cah.ORSTOM, sér. Géol., II, 2, pp.185-203.

BOULANGE (B.), ESCHENBRENNER (V.), 1971 - Rapport technique de mission au Nigéria du 5 au 22 déc. 1970, ORSTOM, Adiopodoumé, 9 p. multig.

BOULANGE (B.), DELVIGNE (J.), ESCHENBRENNER (V.), 1973 - Descriptions morphologiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire, Cah. ORSTOM, sér. géol. vol. V, n°1, pp. 59-82.

BOULANGE (B.), 1973 - Influence de la géomorphologie sur la genèse des bauxites latéritiques. 3è congrès inter. de l'ICSOBA., 3, Nice, pp.215-221

BOULANGE (B.), 1984 - Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire. Les facies, leurs transformations, leur distribution et l'évolution du modelé. Coll. Trav. et doc. n°175, ORSTOM, Paris 341 p., 10 planches photo.

BOULET (R.), 1970 - La géomorphologie et les principaux types des sols en Haute Volta septentrionale. Cah.ORSTOM, sér. Péd., vol VIII, n°3 pp.245-271.

BOULVERT (Y.), 1966 - Reconnaissance pédologique dans l'Ouham. Contribution à l'étude de passage des sols beiges aux sols rouges. Rapport de stage. ORSTOM, Bangui, 2 fig., 106 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1968a - Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition de sols ferralitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au nord-ouest de la République Centrafricaine. Cah.ORSTOM, sér. Pédol. vol.VI, n°3-4, pp.259-275.

BOULVERT (Y.), 1968b - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham: à Bossangoa en quatre feuilles à 1/100 000, 80 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1969 - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham: Batangafo-Moussafoyo en cinq feuilles à 1/100 000, 85 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1970 - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham: Bouca en quatre feuilles à 1/100 000, 79 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1971a - Différenciation suivant le matériau originel de plusieurs toposéquences en milieu ferrallitisant (près de Bouca-RCA). Cah.ORSTOM, sér. Pédol., vol.IX, n°1, pp.43-81.

BOULVERT (Y.), 1971b - Un type de modelé cuirassé. La série métamorphique de Kouki en République Centrafricaine. Sols et Géomorphologie Cah.ORSTOM, sér. Pédol., IX, n°4, pp.399-460.

BOULVERT (Y.), 1971c - Aperçu sur le cuirassement et les sols de l'Ouham (en RCA), ORSTOM, Bangui, 12 p. multig., 9 fig.

BOULVERT (Y.), 1971d- Relations entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du Continental Terminal dans la région de Kouki (RCA) - Aperçu sur le cuirassement au contact socle Continental Terminal dans le sud du bassin tchadien. ORSTOM-Bangui, 28 p.multig.

BOULVERT (Y.), 1971e - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham: Kouki en quatre feuilles à 1/100 000, 79 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1974a - Types de sols et modelé sur amphibolites de l'Ouham (RCA). Influence du modelé sur l'évolution géochimique. Rapport provisoire. ORSTOM, Bangui, 58 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1974b - Note préliminaire sur l'utilisation de la Télédétection en République Centrafricaine. ORSTOM, Bangui. 8 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1975a - Notice explicative n°58. Cartes pédologiques de l'Ouham (Rép.Centrafricaine). Feuilles de Bossangoa, Bouca, Batangafo, Kouki à 1/200 000, ORSTOM, Paris, 152 p.

BOULVERT (Y.), 1975b-1977 - Carte géologique de RCA en 2 feuilles à 1/1 000 000. 1ére révision de la carte BRGM en 1975, 2è révision avec J.L. POIDEVIN en 1977.

BOULVERT (Y.), 1976a - Notice explicative n°64. Carte pédologique de la République Centrafricaine. Feuille Bangui à 1/200 000. ORSTOM, Paris, 116 p. + fig.

BOULVERT (Y.), 1976b - Type de modelé cuirassé. Importance morphologique de lakéré en lanières pp.11-17. Idem, Finesse, précision de la télédétection. Relation avec le tapis végétal pp.18-29 in Photo interprétation n°4, Edit. Technip, Paris.

BOULVERT (Y.), 1977a - Utilisation de la télédétection pour la cartographie de régions mal connues. Applications à la Centrafrique. 10 p. 1 fig. in compte rendu du colloque d'été: Pédologie et Télédétection. AISS/FAO, Rome, 31 août-9sept, 40 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1977b - Catalogue de la flore de Centrafrique - Ecologie sommaire - distribution. ORSTOM, Bangui, multig.
Tome 1 - Forêts denses et galeries forestières, 114 p.
Tome 2 - Strate ligneuse des savanes, 2 volumes de 84 et 94 p.
Tome 3 - Strate ligneuse des savanes, 89 p. + Cartes

BOULVERT (Y.), 1977c - Note concernant une remise en question de l'extension et de l'importance du Continental Terminal au nord-ouest de la Centrafrique, ORSTOM, Bangui, 18 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1977d - Topologie Ertsienne de la Centrafrique, ORSTOM, (premiers résultats) ORSTOM, Bangui, 8 p., multig. + cartes 1/1 000 000.

BOULVERT (Y.), 1977e - Note concernant les esquisses structurales au 1/200 000. établies par photo interprétation pour les feuilles IGN de Rafaï - Fodé - Dembia au sud-est de la Centrafrique, ORSTOM, Bangui, 12 p. multig., + 3 cartes.

BOULVERT (Y.), 1978 - Première approximation de la topologie Ertsienne de Centrafrique p.62, in Sixième réunion Annuelle Science de la Terre, Orsay, 25-27 avr. 1978

BOULVERT (Y.), 1979a - Essai de traitement informatique des données sur le cuirassement centrafricain, p. 6 in. Résumés des Communications présentées lors de la réunion des groupes de travail "Traitement Informatique des Données de sols", Informatique et Biosphère, Montpellier 4-5 janvier 1979 15 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1979b - Notes sur le Milieu Naturel Ouham Pendé - Nana Mambéré: Nord-Ouest de la Centrafrique. Morphologie -Pédologie-Phytographie-Hydrologie, ORSTOM, Bondy, 102 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1980a - Végétation forestière des savanes centrafricaines. pp.21-46 avec 18 cartes, in n°191 - Bois et Forêts des Tropiques. CTFT. Nogent-sur-Marne.

BOULVERT (Y.), 1980b - Notes phytogéographiques régionales en Centrafrique, ORSTOM, 138 p., 23 fig., 9 tab.

BOULVERT (Y.), 1981 - Notes sur quelques données du climat centrafricain. ORSTOM, Bangui, 17 p. multig., 14 cartes, 6 fig.

BOULVERT (Y.), 1982a - Notes morphologiques sur l'interfluve Congo-Nil. Contrastes entre les versants centrafricain et soudanais. 5 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1982b - Un problème historico-géographique: Interfluve Congo-Nil ou escarpement de la surface centrafricaine sur le piémont nilotique? 8 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1982c - Notes géomorphologiques régionales en Centrafrique. ORSTOM, Bangui, 2 tomes, 296 p. + fig et cartes.

BOULVERT (Y.), 1982d - Notice explicative de la carte géomorphologique de RCA (1è version) + fig. et cartes. 1- Le substrat géologique et les types de modelé correspondant 47 p., 2 - Les surfaces d'aplanissement en RCA, 41 p. multig. ORSTOM, Bondy.

BOULVERT (Y.) 1982e - Note d'information. Quelques réflexions sur les difficultés et les possibilités de la cartographie thématique. L'exemple de cartes de Centrafrique dressées à 1/200 000 et 1/1 000 000. Cah.ORSTOM, sér. Pédol., vol XIX, n°4, pp.381-387

BOULVERT (Y.), 1983a- Carte pédologique de la République Centrafricaine à 1/1 000 000. Notice explicative n° 100, ORSTOM, Paris, 126 p., 7 cartes, 19 fig., 32 tabl.

BOULVERT (Y.), 1983b- Roches carbonatées et modelé karstique en Centrafrique. Aperçus historique, géologique, morphologique, pédologique, phytogéographique, zoologique et hydrologique sur la caractérisation et l'extension des formations carbonatées centrafricaines. ORSTOM, Bondy, 19 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1983c- Le site de Bangui-Zongo :
1- géologie, géomorphologie,
2- vu par les explorateurs et les écrivains, ORSTOM, Bondy, 10 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1983d- Aperçu historique sur la caractérisation des cuirasses en Centrafrique ORSTOM, Bangui, 12 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1983e - Première perception de l'ensemble gréseux, note 5, pp.50-55 in Notes sur la découverte de l'ouest centrafricain, ORSTOM, Bondy, 55 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1983f - Esquisse de l'histoire géologique de la République Centrafricaine. ORSTOM, Bondy, 25 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1984 - Sols, pp.20-21 in Atlas de la République Centrafricaine sous la direct. P. Vennetier, Jeune Afrique, Paris, 64 p.

BOULVERT (Y.), 1985a - Le Milieu Naturel centrafricain. Présentation à partir de cartes thématiques. Extraits et comptes rendus avec 3 cartes de RCA à 1/5 000 000 pp. 72-75 et 139-141 in 25e Congrès International de Géographie - Actes du Congrès - Paris 1984 - 208 p. idem. in : Annales Fac. Sci. Univers. Bangui n° spécial 3. Actes de la 1ère sem. scient. 1985 paru en 1987, 96 p.

BOULVERT (Y.), 1985b - Aplanissements en Afrique Centrale. Relations avec le cuirassement, la tectonique, le bioclimat. Problèmes posés. Progrès des connaissances. Bull. Assoc. Géog. Fr., Paris, 4,pp.300-309 + carte 1:5 000 000.

BOULVERT (Y.), 1985c - Reconnaissance botanique de la région de Koukourou -Youhamba (entre Ndélé et Bria). ORSTOM, Bangui, 4 p. multig.
idem. Reconnaissance géologique et morphologique à 1/50 000 (de ce même secteur), 4 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1985d - Le problème de l'Oubangui-Ouellé ou comment fut exploré et reconstitué un réseau hydrographique à la fin du XIX siècle. Cah. ORSTOM, sér. Sci. Hum., vol XXI, n°4, pp.389-411.

BOULVERT (Y.), 1986a - Carte phytogéographique à 1/1 000 000. République Centrafricaine. Notice explicative n° 104, ORSTOM Paris, 131 p., 35 cartes, 17 photos, 5 tabl.

BOULVERT (Y.), 1986b - Aperçu morphologique sur les plateaux cuirassés du Mbomou. ORSTOM, Bangui, 12 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1987a- Carte orohydrographique de la République Centrafricaine à 1/1 000 000. Notice explicative n° 106, ORSTOM, Paris, 118 p., 10 cartes, 20 photos, 23 fig., 5 tabl.

BOULVERT (Y.), 1987b- Inventaire du cuirassement centrafricain. Extention et importance. Problèmes posés pp. 93-106 in Sémin. sur les latérites : Sols, matériaux, minerais, Session 1 et 3, Actes du Sém. 21-27 janvier 1986. Douala (Cameroun), ORSTOM, Paris, Coll. Colloq. et Sém., 360 p.

BOULVERT (Y.), 1987c- Aspects contrastés des versants centrafricain et soudanais au long de l'interfluve Congo-Nil, 16 p., 9 fig.. Résumé pp. 171-172 in the International Symposium of the Nile Basin. 1-7 March 1987. University of Cairo, 273 p.

BOULVERT (Y.), 1987d- Remarques sur la végétation et son évolution en liaison avec le cuirassement dans la région de Dembia-Zémio (Haut Mbomou-RCA). ORSTOM, Bangui, 10 p. multig.

BOULVERT (Y.), 1987e - Quelques données chiffrées sur les sols et le cuirassement en Centrafrique, ORSTOM, Bangui, 8 p. multig. avec cartes et tableaux.

BOULVERT (Y.) et SALOMON (J.N.), 1988 - Sur l'existence de paléo-crypto-Karsts dans le bassin de l'Oubangui (République Centrafricaine) pp. 37-48 in Karstologia n°11-12.

BOULVERT (Y.), 1989 - Bangui 1889-1989. Un siècle de croissance de la ville à partir des cartes, plans, photographies aériennes, images-satellite. ORSTOM-IGN, Paris, 14 p., 21 planches dont 4 couleurs.

BOULVERT (Y.), à paraître en 1990 - Avancée ou recul de la forêt centrafricaine. Changements climatiques, influence de l'Homme notamment des feux, p.511-532 in Paysages quaternaires d'Afrique Centrale atlantique. sous la direct. R. Lanfranchi et D.Schwartz.

BOULVERT (Y.) - Travaux cartographiques non imprimés, disponibles en tirage ozalid au Centre ORSTOM de Bangui (les préparations à 1/200 000 de la carte phytogéographique ont été faites au Centre ORSTOM de Bondy).

- Cartes morphopédologiques à 1/200 000. Feuilles :
  - 1972 : Dembia.
  - 1973a : Bayanga, Berbérati, Bocaranga, Boda, Bodanga-Dawili, Gadzi, Mbaïki, Mouka, Nola, Parc Saint-Floris, Pata, Yokadouma, Zinga,
  - 1974c : Ancien Zémongo, Bakouma, Birini, Bouar, Bria, Djéma, Dobane, Fodé, Mbii, Mont Dangoura, Mont Kwango, Obo, Bambouti, Yalinga, Zémio.
  - 1975c : Batouri, Bétaré-Oya, Meiganga.

- 1979c : Baibokoum, Bozoum, Paoua.
- Esquisses morphopédologiques à 1/200 000. Feuilles:
  - 1975d : Alindao, Bakala, Bamingui, Birao-Am Dafok, Bogangolo, Bossembélé, Grivaï-Pamia, Haraze, Haute-Kotto, Mangeigue, Miaméré, Mont Abourassein, Ndélé, Ouadda, Ouandjia, Raméla, Sibut.
- Cartes morpho-structurales à 1/200 000. Feuilles:
  - 1979d : Baibokoum, Bozoum, Paoua.
  - 1986c : Bangui, Dembia, Mobaye, Mongoumba.
  - 1987f : Alindao, Bakala, Bambari, Bangassou, Bataganfo, Bianga, Birao, Boda, Bodanga-Dawili, Bogangolo, Bouar-Baboua, Djéma, Dobane, Fodé, Grivaï-Pamia, Haraze, Haute-Kotto, Kaga Bandoro, Mangeigue, Mbii, Miaméré, Mont Abourassein, Mont Dangoura, Ndélé, Obo-Bambouti, Ouadda, Ouandjia, Parc Saint-Floris, Pata, Rafaï, Raméla, Sibut, Yalinga, Zémio.
  - 1988b : Bangana, Batouri, Berbérati, Birini, Bossangoa, Bossembélé, Bria, Gadzi, Haut-Chinko, Mbaïki, Mont Kouango, Mouka, Nola.
- Esquisses morpho-structurales à 1/200 000. Feuilles:
  - 1988c : Bayanga, Yokadouma.
- Cartes thématiques diverses:

1973b : Cartes morphopédologiques
  - de Bakala-Roandji à 1/50 000.
  - du massif de Dar Challa à 1/200 000.
  - du secteur Bamingui à 1/200 000.

1986c : - de la région de Dembia-Zémio à 1/100 000.

1986d : - Esquisse géologique et structurale.
  - de la région de Bakala à 1/200 000,
  - de la région de Koukourou-Youhamba à 1/200 000.

BOUQUET (C.), 1984 - Climat pp.13-17 in Atlas de la République Centrafricaine sous direct. P. Vennetier, Jeune Afrique, Paris, 64 p.

BOUTEYRE (G.), CABOT (J.) et DRESCH (J.), 1964 - Observations sur les formations du Continental Terminal et du Quaternaire dans le bassin du Logone (Tchad). Bull. Soc. géol. Fr., VI, pp.23-27

BOUTEYRE (G.) et BARBERY (J.), 1965 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 20. Koumra, Moundou. ORSTOM, Paris, 110 p.

BOYER (Ph.), 1973 - Actions de certains termites constructeurs sur l'évolution des sols tropicaux. Ann. Sci. Nat. Zool., Paris, 12è sér., to. 15, pp.329-438.

BOYER (Ph.), 1975a - Etude particulière de trois termitières des Bellicositermes rex et de leur action sur les sols tropicaux. Ann. Sci. Nat. Zool., 12è sér., to. 17, n°3-4, pp.273-446.

BOYER (Ph.), 1975b - Les différents aspects de l'action de Bellicositermes sur les sols tropicaux. Ann. Sci. Nat. Zoologie, Paris, 12è sér. 17, 447-504.

BRAUNSTEIN, 1962 - Prospections forestières en République Centrafricaine. Secteur Ndolobo-Mingui, Lobaye - Serv. Eaux et Forêts. Bangui, 24 p. multig.

BROWNE (S.E.), BERMINGHAM (P.M.), FAIRHEAD (J.D.), 1982. The Central african rift system: its character and significance. Table ronde CNRS: Rifts et Fossés anciens. Univ. St.Jérôme. Marseille, sér. B, n°19, p. 103

BRAUD (M.), KAISER (R.), 1984 - Une expérience centrafricaine d'aménagement d'espace rural basé sur la lutte antiérosive Machin. Agric. tropical, n° 87, pp 47-53

BROWNE (S.E.) and FAIRHEAD (J.D.), 1983 - Gravity study of the Central African Rift System: A model of continental disruption: 1 The Ngaoundere and Abu Gabra Rifts, in P. Morgan and B.H. Baker édit. Processes of Continental Rifting. Tectonophysics. 94: pp.187-203

BRUCKNER (W.D.), 1957 - Latérites and bauxites profiles of West Africa as an index of rhythmical climatic variations in the tropical belt. Eclogae Geol. Helv., vol.50, n°2, pp.239-256.

BRUEL (G.), 1930 - L'Afrique Equatoriale Française. Larose, Paris, 256 p.

BRUNACHE (P.), 1894 - Au centre de l'Afrique. Autour du Tchad. F.Alcan, Paris, 341 p.

BUDEL (J.), 1967 - Pédiments, pénéplaines et escarpements d'arrière pays. Leur recul actif et passif sous divers climats (traduct.) pp.1-17 in Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 14, n°1.

BURKE (K.) et DUROTOYE (B.), 1970 - The Quaternary in Nigeria: a review. Bull. ASEQUA, n°27-28, pp.70-96.

CABAILLE (M.), 1960- Le Parc National Saint-Floris. In Bois et Forêts des Tropiques, n°74, pp.3-15.

CAHEN (L.) et LEPERSONNE (J.), 1948 - Notes sur la géomorphologie du Congo Occidental. Ann. du Musée Congo Belge. Sér. 8è.Sc. Géol. vol. I, Tervuren, 95 p.

CAHEN (L.) et LEPERSONNE (B.), 1950 - Notice de la carte géologique du Congo-Belge et du Ruanda-Urundi. Inst. Roy. Col. Belge. Commis. Central. de l'Atlas du Congo belge et du Ruanda-Urandi. Inst.Géog. Militaire, Bruxelles, 27 p. + cartes 1/5 000 000.

CAHEN (L.) et LEPERSONNE (B.), 1951 - Carte géologique du Congo belge et du Ruanda-Urundi à l'échelle de 1/2 000 000. Roy. de Belgique. Minist. des Col., Comm. de Géol.

CAHEN (L.), 1954. Géologie du Congo Belge. H.Vaillant-Carmanne, Liège, 577 p.

CALLEDE (J.) et ARQUISOU (G.), 1972 - Données climatologiques recueillies à la station bioclimatologique de Bangui pendant la période 1963-1971. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol IX, n°4, pp.3-26.

CALLEDE (J.), 1974 - Bassin versant représentatif de Sarki - Bilan de 5 années d'observations (1969-1973), 120 p. multig., 52 fig., tabl.

CARRE (C.), KPEFORO (R., ZAOROBONE (A.), 1989 - Evaluation d'indices aurifères en République Centrafricaine, D.M.G.-RCA, 50 p. + fig. et carte.

CENSIER (C.), 1985 - Sur l'origine du matériel détritique des formations fluvio-lacustres mésozoïques de l'ouest de la République Centrafricaine (Grès de Carnot) pp. 197-208 in 110è Congrès Nat.Soc. Savantes, Montpellier, sciences fasc. VI.

CENSIER (C.), 1987 - Sur la caractérisation des formations fluvio-lacustres mésozoïques de l'ouest de la République centrafricaine (Grès de Carnot) par analyse minéralogiques et exoscopiques de leur matériel détritique. p.34 in Résumé Comm. Conférence 1987 du P.I.G.C-UNESCO: n°210: (Work group on Afric. Cont. Sedim.).

CENSIER (Cl.), 1989 - Dynamique sédimentaire d'un système fluviatile diamantifère mésozoïque. La formation de Carnot (République Centrafricaine). Thèse Doct. Univ. Dijon, 591 p., 129 fig., 48 tabl., 29 pl., 1 carte à 1/1 000 000.

CHATELIN (Y.), 1964 - Notes de pédologie gabonaise. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. vol. II, fasc. 4, pp. 3-28.

CHATELIN (Y.), BOULVERT (Y.), BEAUDOU (A.G.) 1972. Typologie sommaire des principaux sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux étudiés en République Centrafricaine. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol X, n°1, pp. 59-79.

CHATELIN (Y.), 1979 - Une epistemologie des sciences du sol. Mem. ORSTOM n°88, 151 p.

CHETELAT (A.), 1938 - Le modele latéritique de l'ouest de la Guinée française. Rev. Géogr. physi. Géol. dyn., 11, 1, 120 p.

CHEVALIER (A.), 1907 - Mission Chari-Lac Tchad, 1902-1904. L'Afrique Centrale française. Challamel, Paris, 776 p., 112 fig., 8 photo., planches et 6 cartes.

CHEVASSUS-AGNES (A.M.), 1968 - Contribution à une étude physique du fossé tectonique de la Mbéré à la hauteur du village de Djohong (Adamaoua-Cameroun). Fac. Bordeaux, 112 p. multig. + annexe 21 p., 38 photos, 1 carte à 1/100 000.

CHEVERRY (C.) et FROMAGET (M.), 1970 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 40. Léré. ORSTOM, Paris, 88 p.

COINTEPAS (J.P.), 1983 - Notes sur le lac des sorciers et le lac des caïmans, inédit, ORSTOM Bangui, 5 p. multig.

COLIN (F.), MINKO (E.), et NAHON (D.), 1989 - L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques: altération géochimique et dispersion superficielle en conditions équatoriales. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, pp. 553-560.

COLIN (J.P.) et JAN DU CHENE (R.), 1986 - Paleontological analysis of well Aoukale-1, Salamat basin, Central African Republic, Exxon, 6 p., 3 fig., 9 pl. photo, 2 tab., annexes multig.

COLLIGNON (F.), 1968 - Gravimétrie de reconnaissance. Rép. Féd. du Cameroun. ORSTOM, Yaoundé, 37 p. multig. + carte 1/2 000 000.

COLLIGNON (F.), 1970 - Rapport sur quelques profils gravimétriques et magnétiques dans la vallée de la Mbéré. ORSTOM, Bangui, 25 p. multig.

COQUE (R.), 1977 - Géomorphologie, Ar. Colin, Paris, 430 p. 53 fig. 14 photo.

CORNACCHIA (M.), 1980 - Failles du Nord de la République Centrafricaine (conséquences tectoniques) Recher. Géol. en Afrique. Trav. CNRS, Fasc.5, pp.76-80.

CORNACCHIA (M.), DARS (R.), 1983 - Un trait structural majeur du Continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. Bull. Soc. Géol. France, 7, t.XXV, n°1, pp.101-109.

CORNACCHIA (M.), DARS (R.), 1984 - La tectonique cassante panafricaine et phanérozoïque en Afrique Centrale pp. 211-216. in Géologie Africaine, Tervuren.

CORNACCHIA (M.), GIORGI (L.), LACHAUD (J.C.), 1985- Note préliminaire sur l'hydrogéologie de la région de Bangui (RCA) pp. 331-342 in 110è Congr. Nat. Soc. savantes, Montpellier, Sci. fasc. VI.

CORNACCHIA (M.) et GIORGI (L.), 1986 - Les séries précambriennes d'origine sédimentaire et volcano-sédimentaire de la République Centrafricaine. Mus. Roy. Afri. Central., Tervuren, Ann., série in 8è, Sci. Géol., n° 93, 51 p.

CORNACCHIA (M.), GIORGI (L.), CARUBA (C.) et VIVIER (G.), 1989 - Existence d'une zone de suture sur la marge nord du craton congolais (secteur de Bangui, Centre Ouest de RCA) C.R. Acad. Sc.Paris, t.308, sér. 2, pp.107-110.

CORNET (J.), 1896 - La géologie du Bas-Congo. Le Mouvement Géographique. Bruxelles, n°10, p. 121 et n°12, p.151-152.

COURTET (M.), 1905 - Observations géologiques recueillies par la mission Chari-Lac Tchad. C.R. Acad. Sc. t. CXL, n°3, pp.160-162

CUREAU (Doct.A), 1901 - Notes sur l'Afrique Equatoriale. Rev. gén. sér. pp.558-571 et 598-611, 26 fig. coupes, cartes. photo.

DABIN (R.) et MAIGNIEN (R.), 1979 - Les principaux sols d'Afrique de l'ouest et leurs potentialités agricoles. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol XVIII, n°4, pp. 235-257.

DADET (P.), 1969 - Notice explicative de la carte géologique de la République du Congo Brazzaville au 1/500 000 (entre 2 et 5° sud). Mém. BRGM n°70, Orléans, 103 p.

DARNAULT (P.), 1931 - Mission de prospections des forces hydrauliques de l'Afrique Equatoriale Française. Rapport d'ensemble, Larose édit., Paris.

DARNAULT (P.), 1947 - Régime de quelques cours d'eau d'Afrique Equatoriale et Etude de leur utilisation industrielle, Larose, édit., Paris, 134 p.

DAVEAU (S.), LAMOTTE (M.), et ROUGERIE (G.), 1962 - Cuirasses et chaînes birrimiennes de Haute Volta. Ann. Géog. 71, n°387, pp.460-482.

DAVID (N.) et VIDAL (P.), 1980. The Nana-Mode village site and the Prehistory of the Ubanguian-Speaking Peoples, West African Journal of Archaeology, 7 Ibadan, pp.17-56.

DELAFOSSE (R.), 1960a - Notice explicative sur la feuille Ouanda-Djallé ouest. Carte géol. reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Public. Dir. Min. Géol. d'AEF, Brazzaville-Paris, 46 p.

DELAFOSSE (R.), 1960b - Notice explicative sur la feuille Ouanda-Djallé est. Carte géol. reconn. à l'échelle de 1/500 000. Public. Dir. Min. d'AEF, Brazzaville-Paris, 50 p.

DELAFOSSE (R.), 1960c - Notice explicative sur la feuille Fort-Archambault-Est. Carte géol. reconn. à l'échelle de 1/500 000. Public. Dir. Min. Géol. d'AEF. Brazzaville-Paris, 38 p.

DELANY (Mlle F.), 1957 - Rapport de mission dans l'Est Oubangui. Archives DMG-RCA-34 p. multig., 34 pl. et graphiques.

DELANY (Mlle F.), 1959 - Etude des grès de Mouka-Ouadda et des gisements diamantifères de l'Oubangui oriental. Bull. Dir. Min. Géol. AEF. n°12, pp. 41-45.

DELANY (Mlle F.) et DELORME (J.), 1956 - Etude préliminaire de la série argilo-gréseuse de la région diamantifère de l'Ouest-Oubangui. C.R. XXè Congr. Géol. Intern. Mexico, Commission Gondwana, pp.65-72.

DELORME (J.), 1952 - Rapports et notes diverses. Inédits. Archives CMOO.

DELVIGNE (J.), 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferralitique. Mém. ORSTOM, 13, Dunod, Paris, 178 p.

DEMANGEOT (J.), 1961 - Pseudo-cuestas de la zone intertropicale Bull. Ass. Géog. Fr., n°296-297, pp.2-17.

DEMANGEOT (J.), 1969 - Cours de géographie-physique, C.U.D. Toulouse, 145 p., multig.

DEMANGEOT (J.) et SCHNEIDER (B.), 1971 - Observations sur le Karst Cambodgien pp.283-287. Bull. Assoc. Géogr. Fr., mai-juin.

DEMANGEOT (J.), 1976 - Les espaces naturels tropicaux, Masson, Paris, 190p.

DEMANGEOT (J.), 1986 - Les milieux "naturels" du globe, Masson, Paris, 2è édit.

DEMANGEOT (J.), 1987 - Végétation et pluviométrie dans les régions tropicales pp.1457-1460 in Historiens-Géographes n°315.

DENAEYER (M.) et CARRIER, 1928 - Esquisse géologique de l'Afrique Equatoriale Française, du Cameroun et des régions voisines. C.R. Aca. Sci., Paris, 15 oct. 28, to. CLXXXVII, pp. 658-660

DERRUAU (M.), 1974 - Précis de géomorphologie, Masson, Paris, 6è édit., 453 p.

DERRUAU (M.), 1986 - Les formes du relief terrestre. (Notions de géomorphologie) Masson, Paris, 119 p., 111 fig., VI planches photo.

DEYNOUX (M.), 1980 - Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciations d'inlandsis sur une plate forme stable. Thèse Marseille 1978. Trav. lat. Sci. Terre, Marseille-St.-Jérôme, B 17, 1 vol, 554 p.

DIXEY (F.), 1937 - The pre-Karroo Landscape of the Lake Nyasa Region. Quart. Journ. géol. Soc., London, vol. 93.

DIXEY (F.), 1942 - Erosion Cycles in Central and Southern African Trans. Geol. Soc. South. Afr., vol 45.

DIXEY (F.), 1955 - Erosion surfaces in Africa: some considerations of age and origine. Trans. Geol. Soc. South-Africa. 58. pp.265-280.

DONNET (N.), 1971 - Les formations sableuses rouges dans les grès de Mouka-Ouadda et de Carnot (République Centrafricaine). Etude morphologique, Mém. Maîtrise Géogr. physi., Reims, 9 p., multig.

DONNET (N.), 1978 - Contribution à l'étude géomorphologique d'un contact roche-couverture gréseuse en zone tropicale humide. Le nord et le nord-est du plateau de Carnot en Centrafrique. Thèse 3è cycle, Reims, 257 p. multig.

DORLODOT (L.de), 1926 - Présentation de quelques échantillons de Roches système Schisto-Calcareux de la Gada. Ann. Géol. Belg. Publ. rel. au Congo Belge. 49, c 9 à 12

DORLODOT (L.de), et MATHIEU (F.F.), 1930 - Géologie des rives de l'Uele, de Pioka à Niangara. Ann. Soc. Géol. Belge, Publ. rel. au Congo Belge, 53, C 49 à 62.

DOYLE (J.A.), BIENS (P.), DOERENKAMP (A.) and JARDINE, 1977 - Angiosperm pollen from the pre-Albian Lower Cretaceous of Equatorial Africa. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf.-Aquitaine, 1, 2, pp. 451-473.

DOWLING (J.W.F.), 1966 - The mode of occurence of laterites in northern Nigeria and their appearance in aerial photography. Engineering geology, vol 1, n°3, pp.221-223.

DRESCH (J.), 1946 - Notes de géomorphologie congolaise. Bull. Ass. Géogr. Fr. n°181-182, nov. déc. pp.116-123.

DRESCH (J.), 1947 - Pénéplaines africaines. Ann. de Géog., LVI, n°302, pp.125-137.

DRESCH (J.), 1950 - Les régions naturelles. pp.73-94 in Afrique Equatoriale Française sous la direction d'E. Grenier. Encyclopédie coloniale et maritime, Paris, 530 p. 348 photos, 44 cartes. 36 planches et graphiques.

DRESCH (J.), 1956 - Les surfaces d'applanissement et les reliefs résiduels sur le socle cristallin en Afrique tropicale. 18è Congr. int. Géog. Rio Janeiro, to II, n°23 pp.213-219.

DRESCH (J.), 1960a - Les reliefs résiduels de socles cristallins Congrès Int. de Rio de Janeiro, pp.151-154.

DRESCH (J.), 1960b - Remarques sur les surfaces d'applanissement et les reliefs résiduels en Afrique Tropicale. Congrès Int. Rio de Janeiro pp. 213-219.

DRESCH (J.), 1967 - Les paysages tropicaux humides p.609-711 in Géographie générale. Encyclopédie de la Pléiade, Gallimard, Paris, 1883 p.

DUMONT (J.F.), 1987 - Etude structurale des bordures nord et sud du plateau de l'Adamaoua: influence de contexte atlantique. Géodynamique, ORSTOM Paris, 2(1), pp.55-68.

DYBOWSKI (J.), 1893 - La route du Tchad: de Loango au Chari, Firmin Didot Paris, 237 p., 136 dess.

ERHART (H.), 1956 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géoclimatique. Biostasie et Rhexistasie. Exemples d'applications. Collect. Evolution des Sciences n°8, Masson, Paris, 90 p.

ESCHENBRENNER (V.) et GRANDIN (G.), 1970 - La séquence des cuirasses et ses différenciations entre Agnibilékrou (Côte d'Ivoire) et Diébougou (Haute-Volta). Cah.ORSTOM, sér. Géol., vol II, n°2, pp.205-248.

FABRE (J.), 1987 - Les séries paléozoïques d'Afrique: une approche. Jal. of Afric. Earth Sci., vol 7, n°1, pp.1-40.

FAUCONNIER (Mme D.), 1982 - Etudes palynostratigraphiques de cinq coupes dans le Crétacé du Cameroun (bassin de Campo, inédit, archives BRGM, Orléans.

FAURE (H.), 1966 - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental, Thèse Doct. Mém. BRGM 47, 630 p.

FOGLIERINI (F.) et MESTRAUD (J.L.), 1958 - Notice explicative sur la feuille Bangui-Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000, Publ.Dir. Mines Géol. AEF, Brazzaville, 30 p.

FOUREAU (F.), 1902 - De l'Algérie au Congo par le Tchad, Masson, Paris. 170 p., fig., 1 carte.

FOUREAU (F.), 1905 - Documents scientifiques de la mission saharienne (mission Foureau-Lamy), Paris, 2 vol., 1210 p., 30 planches, 16 cartes, 1 atlas.

FOURNIER (F.), 1960 - Climat et érosion, PUF, Paris, 201 p.

FRANKART (R.), 1960 - Carte des sols et de la végétation du Congo belge et du Ruanda-Urundi. 14 - Uele. Notice explicative de la carte des sols, INEAC, Bruxelles, 128 p.

FRANQUIN (P.), DIZIAIN (P.), COINTEPAS (J.P.), BOULVERT (Y.), 1988 - Agroclimatologie du Centrafrique. Collect. Init. - Docum. techniques, n°71 ORSTOM, Paris, 522 p.

FRITSCH (P.), 1969 - Note préliminaire sur la morphologie du piémont nord de l'Adamaoua dans la région de Kontcha (Cameroun). Ann. Fac.Sci. Cameroun, n°3, pp.101-111.

FRITSCH (P.), 1976 - Chronologie relative des formations cuirassées et analyse géographique des facteurs de cuirassements au Cameroun p.113-132 in Trav. et Doc. 33, CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.

GAC (J.Y.), CALLEDE (J.), ROUQUEROL (Y.), 1970 - Les transports solides de l'Ouham à Batangafo. ORSTOM Bangui, 18 p. multig.

GAC (J.Y.), PINTA (M.), 1973 - Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etudes du bassin versant de l'Ouham (RCA). Cah. ORSTOM ser. Géol., vol V, n°1, pp. 83-96.

GAC (J.Y.), 1980a - Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Trav. et Doc. n°123, ORSTOM Paris, 251 p. + cartes géol. à 1/2 000 000.

GAC (J.Y.) et TARDY (Y.), 1980b - Géochimie d'un paysage tropical. Le bassin du lac Tchad p. 199-239 in Tardy Y. Géochimie des interactions entre les eaux, les minéraux et les solides, S.A.R.L., Tarbes, 239 p.

GAVAUD (M.), 1969 - Esquisse de l'histoire des sols du Niger centre et ouest méridional. Bull. I.F.A.N., 31, 1, pp. 253-258.

GAVAUD (M.), 1970 - Les grandes divisions du Quaternaire des régions ouest-africaines établies sur des bases pédologiques. Congr. Intern. Géol. Afric. Ibadan. 21 p.

GAZEL (J.) et GERARD (G.), 1954 - Notice explicative sur la feuille Batouri-Est. Carte Géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Publ. Dir. min. Géol. d'AEF, Brazzaville-Paris, 43 p.

GAZEL (J.) et al., 1956 - Carte géologique du Cameroun à 1/1 000 000. Atlas du Cameroun, ORSTOM, Yaoundé.

GENIK (G.J.),SHEARER (D.L.), TAYLOR (M.), CORDER (M.), WOMACK (G.), STROLLO (S.), ANDERSON (G.), 1987 - Géological well report, Aoukalé-1. Exxon, Houston, 11 p. + annexe, multig.

GERARD (G.) et GERARD (J.), 1952 - Stratigraphie du Précambrien de l'Oubangui-Chari occidental. Bull. Soc. Géol. Fr., 6e sér., to.II pp. 467-483, 2 fig.

GERARD (G.) et GERARD (J.), 1953a - Notice explicative sur la feuille Berbérati-ouest .Carte géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Publicat. Dir. Min. Géol. AEF, Brazzaville-Paris, 31 p.

GERARD (G.), 1953b - Notice explicative sur la feuille Berberati-Est. Carte géol. recon. à l'échelle du 1/500 000. Public. Min. Mines Géol. AEF Brazzaville, Paris, 27 P.

GERARD (G.), 1954 - Rapport de fin de mission 1953 dans la coupure Bossangoa-Ouest. Archives Dir. Min. Géol., Brazzaville, 119 p. multig. + 22 cartes et pl.

GERARD (J.) et MESTRAUD (J.L.), 1958 - Rapport de fin de mission 1958 sur la coupure Zémio-Djéma. Géologie. Archives DMG-RCA, 112 p. multig. + 12 cartes.

GERARD (J.), 1963 - Notice explicative sur la feuille Bossangoa-Est. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Publ. BRGM, Brazzaville, 62 p.

GEZE (B.), 1943 - Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. Mém. du Museum d'Hist. Nat., 17, p. 1-272.

GIDE (A.), 1927 - Voyage au Congo, Carnets de route, NRF Gallimard, Paris, 249 p.

GILLET (H.), 1964 - Agrostologie et Zoocynégétique en République Centrafricaine. In Journal Agri. Trop. et Bot. Appl., vol XI, n°7-9, Paris, pp.267-330.

GIRESSE (P.) et K'VADEC (J.P.), 1971 - Lithologie stratigraphique et paléoclimatologie des formations néogènes et quaternaires de la cuvette du Congo Brazzaville. C.R. somm. Soc. Géol.Fr., 8,pp.360-361.

GIRESSE (P.), 1982 - La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le début du Mézozoïque. Sci. géol., Bull., Strasbourg, 35, 4, pp.183-206.

GOUROU (P.), 1970 - L'Afrique, Hachette, Paris, 488 p.

GRANDIN (G.), 1968 - Les niveaux cuirassés dans la région de Blafo-Guéto. VI th. Conf. WASA, Rapport ORSTOM, Abidjan, 14 p. multig.

GRANDIN (G.) et DELVIGNE (J.), 1969 - Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire - C.R. Acad. Sci. Paris, 269-D, pp.1474-1477.

GRANDIN (G.), 1976 - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. Mém. ORSTOM n°82., Paris, 275 p. XII planches photo.

GRAS (F.), 1970 - Surfaces d'aplanissement et remaniement des sols sur la bordure orientale du Mayombe (Congo-Brazzaville). Cah.ORSTOM, sér. pédol., vol VIII, n°3, pp.273-294.

GRASSE (F.) et NOIROT (Ch.), 1959 - Rapports des termites avec les sols tropicaux. Rev. géomorph. dynam.,Xè année, n°1-2/3-4, pp.35-40.

GRAUBY (O.), 1989 - L'altération latéritique des "roches vertes" aurifères de Bogoin (RCA). Distribution spatiale, géochimie et pétrologie des principaux faciès. DEA de Géologie, Aix-Marseille, 33 p. multig.

GRELLET (G.), MAINGUET (M.) et SOUMILLE (P.), 1982 - La République Centrafricaine. Collection "Que sais-je ?" Pres. Univ. France, Paris, 128 p.

GROSSARD (Lt. Col.), 1925 - Mission de délimitation de l'AEF et du Soudan Anglo-Egyptien. Paris, Libr. Larose, 343 p. + 10 cartes.

GUILLEMAIN (C.), 1914- Geomorphologisch Probleme aus Kamerun, pp 131-135 (september) + 183-186 (Oktober). Petermanns Geogr. Mitteilungen.

GUILLOU (Y.), JOANNES (C.), BERTRAND (B.), ZAOROBONE (A.), COSTE (B.), HUSSON (Y.), 1988 - Reconnaissance générale des districts de Roandji, Sosso-Tolipo, Bouar-Baboua, campagne 1987-1988 (République Centrafricaine). Rap. BRGM 88 CAF 062, 81 p., 25 fig., 10 tabl., 26 pl. 5 ann.

GUIRAUD (R.), 1985 - Tectonique post-hercynienne en Afrique du Nord et de l'Ouest pp.185-224 in: Evolution géologique de l'Afrique. CIFEG, Paris, 4.

GUIRAUD (R.), 1986 - Tectonique, séismicité et volcanisme de la plaque africaine depuis le Méso-cénozoïque. INQUA, Dakar, Symposium, Changements globaux en Afrique pp.179-182.

GUIRAUD (R.) et ISSAWI (B.), 1987 - Le cadre structural et géodynamique du bassin de Nil 21 p., résumé p.123-124 in Inter. Symp. of the Nile Basin, 1-7 March, Univ. of Cairo., 273 p.

HEINZELIN (J.de), 1952 - Sols, paléosols, et désertifications anciennes dans le secteur nord-oriental du bassin du Congo, INEAC, Bruxelles 167 p., 52 fig., VIII planches.

HEINZELIN (J.de), 1954 - Les horizons d'altération anciens, critères stratigraphiques en Afrique Centrale. Int. Congr. Soil Sci., Léopoldville, vol IV, V-70 pp. 435-446.

HERVIEU (J.J.), 1970 - Le Quaternaire du Nord Cameroun, schéma d'évolution géomorphologique et relations avec la pédogenèse. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol VIII, n°3, pp. 295-320.

HERVIEU (J.J.), 1975 - Evolution du milieu naturel en Afrique et à Madagascar. L'interprétation paléoclimatique du Quaternaire. Essai de synthèse. Faits d'observations régionaux, Init. Doc. Techn. n°26. ORSTOM, Paris, 170 p.

HERR (Doct.), 1986 - La mission Clozel. pp.309-321 in Ann. de Géogr., Paris.

HIERONYMUS (B.), 1976 - Apport de la mineralogie et de la géochimie à la connaissance de la formation et de l'évolution de certaines bauxites du Cameroun pp. 167-184 in Trav. et Doc. n°33, CEGET-CNRS, Bordeaux, 414 p.

HIERONYMUS (B.), 1980 - Bauxites latéritiques et bauxites karstiques. Divergences examinées au moyen de quelques modèles africains et provençaux. Congr. Not. Soc. Sav., 105, Caen, 2, pp.167-177.

HURAULT (J.), 1967 - L'érosion régressive dans les régions tropicales humides et la genèse des inselbergs granitiques. Etudes de photo-interprétation n°3, IGN, Paris, 68 p. + XXX planches.

HYDE (H.P.T.), 1946 - Rapport de mission 1945-1946 dans la région de Ndélé-Ouanda-Djallé-Birao, inédit. Archives DMG-RCA.

IPEKO-ETOMANE (F.A.), 1973 (?) - Le lac des sorciers (légende recueillie à Damara) pp. 28-34 in n°10 : l'Afrique littéraire et artistique, Paris.

JACQUIER (Capit. E.), 1911 - Mission du Capitaine Jacquier dans l'arrière-pays des sultanats du Haut Oubangui et sur la frontière du Soudan Anglo-Egyptien- 1er octobre 1910- 21 fév. 1911, Service hist. des Troupes de Marine, Versailles, 166 p. multig. + 1 carte 1/500 000.

JAKUCS (L.), 1977 - Morphogenetics of karst regions A. Hilger, Bristol, 284 p.

JAUNATRE (A.), 1970-71-72 - Rapport annuel 1969 (70-71) au service des Mines. Comm. Ene. Atom. Dir. des Product. Groupem. Afri. Madag. inédit, Archives DMG-RCA.

JESSEN (O.), 1936 - Reisen und Forschungen in Angola, Berlin.

JONGEN (P.), 1957 - Genèse des sols de pédiplaines en Ubangi (Congo belge) Pédologie, Bruxelles, vII, pp. 133-146.

JONGEN (P.), 1960a - Relations entre faits géomorphologiques et Pédogenèse des sols tropicaux (Congo Belge). Int. Congr. Soil Sci., Madison, iV, pp. 335-346.

JONGEN (P., VAN OOSTEN (M.), EVRARD (C.) et BERCE (J.M.), 1960b - Cartes des sols et de la végétation du Congo Belge et du Ruanda-Urundi, 11-Ubangi. Notice explicative, INEAC, Bruxelles, 82 p. + cartes.

JONGEN (P.), 1964a - Etude pédologique en Ouham-Pendé. Reconnaissance pédologique. Europrède RCA II (contrat n°55). Rapport n°IV-3è partie, 15 p.

JONGEN (P.), 1964b - Etudes pédologiques en Ouaka (Reconnaissance pédologique + Etude pédol. de détail, 28 + 22 p. annexes). Rapport annexe Europrède (contrat n°55). Rapport n°IV, 2è partie.

JONGEN (P.), 1964c - Etudes pédologiques en Basse-Kotto. Reconnaissance pédologique, 29 p. + esquisse 1/500 000, Etudes pédol. de détail : Guilo, Gouatchi, Alindao). Rapport annuel Europrède (contrat d'étude n°55). Rapport n°IV, 4è partie.

JONGEN (P.), 1968 - 22 Ubangi. A - Notice explicative de la carte des sols. INEAC Bruxelles, 39 p., VIII tabl. avec 10 cartes pédologiques à 1:100 000.

JOUANNEAU (J.M.), LAPAQUELLERIE (Y.), LATOUCHE (C.), TASTET (J.P.), 1989- Microgranulométrie, minéralogie, géochimie des matières en suspension pp. 33-45 in Campagne Oubangui-Congo (novembre 1988. Note d'information n°2 PIRAT-INSU/ORSTOM, Montpellier, 49 p.

JUNKER (Dr.W.), 1889-91 - Reisen in Africa, 1875-1886. Nach seinen Tagebüchern unter der Mitwirkung von R. Buchta herausgegeben on dem Reisendem (3 vol. de 540,560 et 740 pp.) avec illust. et 25 cartes E. Hölzel, Wien und Olmutz, traduit en anglais par A.H. Keane, 1890: Travels in Africa during the years 1875-1886 (3 vol. de 522-477 et 586 p.), Chapman and Hall, London.

KADOMURA (H.) et al. 1986 - Late Quaternary environmental changes in Southern Cameroun pp. 217-219 in INQUA-ASEQUA. Dakar symposium 21-23 avril 1986. Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. Trav. Doc. 197, ORSTOM, Paris.

KALININE (A.M.), 1976 - Surfaces d'aplanissement et particularités des processus d'érosion en Afrique Centrale. pp.26-31 in. XXIIIè Congrès International de Géographie, Moscou. Volume supplémentaire.

KALOGA (B.), 1969 - Etude de la pédogenèse sur les glacis soudaniens de Haute Volta. ASEQUA Bull. n°22, pp. 20-23.

KESEL (R.H.), 1973 - Inselbergs landforms elements; definition and synthesis. Rev. Geom. dyn. XXIIee an., n°3, pp. 97-108.

KILIAN (C.), 1931 - Les principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. som. Soc. géol. Fr., vol 9, pp.109-111.

KING (L.C.), 1951 - South African Scenery. A text boock of geomorphology 2è édit. Edinburgh and London, 308 p.

KING (L.C.), 1954 - La géomorphologie de l'Afrique du Sud. Recherches et résultats. Ann. de Géog. n°336, pp. 113-129.

KING (L.C.), 1967 - Morphology of the Earth, A study and synthesis of world scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 2è édit. 726 p., 250 fig.

KORABLEFF (G.), 1937 - Carte géologique Camroun-Oubangui-Chari. Chron. Mines Col., Paris, n°60, pp.126-128, 1 carte géol. 1/4 000 000.

KORABLEFF (G.), 1940 - Contribution à l'étude de la géologie et la géologie appliquée de l'Oubangui-Chari oriental et du Cameroun sous mandat français. Thèse, lib. soc. et écon. Paris, 192 p. + cartes 1/4 000 000.

LABROUSSE (B.), 1977 - Note sur la présence d'une doline à Bangui. ORSTOM Bangui, 2 p. multig. avec photo.

LABROUSSE (B.), 1978 - Etude structurale et géologique de l'Empire Centrafricain, ORSTOM Bangui, 84 p. multig. + carte 1/1 000 000.

LACOIN (L.), 1903 - Observations sur la géologie du pays de l'Oubangui au Tchad. Bull. Soc. Géol. Fr. (47) III, pp.484-496.

LACOIN (L.), 1903 - Sur la géologie du pays de l'Oubangui au Tchad C.R. Acad. Sci. to. CXXXVI, pp.1591-1593.

LACROIX (A.), 1913 - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Archives Mus., 5è série, 5, pp. 255-256.

LAGEAT (Y.), 1978 - L'érosion différentielle dans les roches cristallines, l'exemple de la région de Barberton dans le Transvaal oriental, République d'Afrique du Sud. Géogr. phys. Quat., vol XXXII, n° 2, pp. 105 - 117.

LAL (R.), 1988 - Soil erosion research methods. Inter. Soc. of Soil Sci., Wageningen, 244 p.

LAMOTTE (M.) et ROUGERIE (G.), 1952 - Coexistence de trois types de modelé dans la chaîne quartzitique du Nimba et du Simandou (Haute Guinee française). Ann. Geogr., n°328, pp. 432-442.

LAMOTTE (M.) et ROUGERIE (G.), 1961 - Les niveaux d'erosions intérieurs dans l'ouest africaine. Rech. Afric. (Et guinéennes, nouv. série), n° 4, pp.51-69, 20 fig., 4 photos.

LAMOTTE (M.) et ROUGERIE (G.), 1962 - Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Rev. Géom. dyn., XII année, n° 10-11-12, pp. 145-160.

LANFRANCHI (R.) et SCHWARTZ (D.) - à paraître. Paysages quaternaires d'Afrique Centrale atlantique. ORSTOM, Paris, 758 p.

LANG (J.) et al., 1986 - Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept du Continent Terminal Bull. Soc. Géol. France, (8), to. II, pp. 605-622.

LASSERRE (M.), 1958 - Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun Central). Thèse Univ. Clermont, 206 p. multig. 1 carte h.t.

LASSERRE (M.), 1961 - Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua. Carte géologique de reconnaissance à 1/500 000. Feuille Ngaoundéré-Est. Bull. Dir. Mines et Géol. du Cameroun, n°4, Yaoundé 130 p.

LASSERRE (M.), 1969 - Remarques sur la géologie du Cameroun. Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand, 41, pp. 32-33, 5è coll. Géol. Afr.

LAVREAU (J.), 1975 - Etat des connaissances sur les séries gneissiques du Haut-Zaïre septentrional. Mus. Roy. Af. Cent., Tervuren (Belgique), Dépt. Géol. Min. Rapport ann. 1974, pp. 77-88.

LAVREAU (J.) et LEDENT (D.), 1976 - Etat actuel de l'étude géomorphologique du Complexe amphibolitique et gneissique du Bomu (Zaïre et République Centrafricaine). Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.). Dépt. Géol. Min. Rapport annuel 1975, pp. 123-141.

LAVREAU (J.), 1977 - Résultats géologiques d'une étude par télédétection orbitale de la région frontalière Sudan-Uganda-Zaïre. Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.). Dépt. Géol. Min. - Rapport annuel 1976, pp. 101-106.

LAVREAU (J.) et POIDEVIN (J.L.) - à paraître - Contribution to the geochronology of the Central African Republic.

LEAKEY (L.S.B.), 1931 - East African lakes. Geogr. Journ., vol.77., pp.497 - 514.

LECLERCQ (L.), 1968 - Notice explicative de la carte pédologique au 1/200 000 du Bakouma. CEA. Direct. des Product. Groupement Afrique-Madagascar, 54 p., multig.

LECLERQ (L.), 1969 - Exploration de la série de la Ouakini avec carte à 1/200 000. Rapport annuel 1968 au Service des Mines. CEA. Direct. des Product. Groupement Afrique Madagascar, 12 p. multig.

LELONG (F.), 1967 - Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques des produits argileux d'altération tropicale. Bull. Groupe. Fr. des Argiles. to XIX, fasc. 1, pp.49-67.

LELONG (F.), 1969 - Nature et genèse des produits d'altération des roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française), Sciences de la Terre, Mém. n°14, Nancy, 188 p., 24 fig., 28 tabl., 4 pl. h.t.

LENEUF (N.), 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés, ORSTOM, Paris, 212 p., 15 pl. h.t.

LENFANT (C.), 1909 - La découverte des grandes sources du Centre de l'Afrique. Rivières de vie - rivières de mort: Nana, Ouam, Penndé, Hachette, Paris, 287 p., 115 illust., 2 cartes 1/2 000 000.

LE MARECHAL (A.), 1969 - Inventaire des sources thermominérales de l'Adamoua. ORSTOM, Yaoundé, 96 p. multig.

LE MARECHAL (A.) et VINCENT (P.M.), 1971 - Le fossé Crétacé du sud-Adamaoua (Cameroun). Cah. ORSTOM, série Géol. III, 1, pp. 67-83.

LE MARECHAL (A.), 1976 - Géologie et Géochimie des sources thermominérales aux Cameroun. Thèse Doct. Trav. et Doc. n° 59, ORSTOM, Paris, 176 p. + 2 cartes h.t. 1/1 000 000.

LEPERSONNE (J.), 1956a - Les aplanissements d'érosion du nord-est du Congo-belge et des régions voisines. Mém. Acad. Roy. Sci. Colon. to.IV, fasc. 7, 109 p., 1 carte.

LEPERSONNE (J.), 1956b - Les surfaces d'érosion des hauts plateaux de l'intérieur de l'Afrique Centrale : analyses critiques d'une étude de M.R.V. RUHE. Bull. Acad. Roy. Sci. Col., II, 4, pp. 596-619.

LEPERSONNE (J.), 1958 - Mise au point concernant la note de R.V.V. RUHE intitulée Erosion surfaces of the Ituri, Belgian Congo-Reply to J. Lepersonne. Bull. Acad. Roy. Sci. Col., IV, 2, pp. 384-407.

LEPERSONNE (J.), 1960 - Quelques problèmes de l'histoire géologique de l'Afrique au sud du Sahara, depuis la fin du Carbonifère. Ann. Soc. Géol. Belg., t. LXXXIV, pp. 22-85, 6 cartes ann.

LEPERSONNE (J.), 1971 - Les formations katangiennes (Lindien) de la région, Niangara-Gwane-Zemio (Congo. septentrional). Mus. Roy. Af. Cent., Dept. Géol. et Min., Rapport annuel 1970, pp. 67-71.

LEPERSONNE (J.), 1974 - Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000. Rép. du Zaïre. Départ. Mines. Direct. Géol. Kinshasa, 67 p.

LEPRUN (J.C.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse - transformations - Dégradations. Thèse Doct. Mém. Sc. Géol. Strasbourg, 58, 224 p.

LETOUZEY (R.), 1968 - Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. P. Lechevalier, 511 p.

LETOUZEY (R.), 1982 - Végétation p.20-24 (carte 1/3 250 000) in Atlas de la République Unie du Cameroun. Jeune Afrique Paris, 72 p.

LETOUZEY (R.), 1985 - Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000. Inst. Cart. Inter. Végétation, Toulouse, 5 fasc., 240 p.

LEROUX (M.), 1983 - Le climat de l'Afrique tropicale - The climate of Tropical Africa - édit. ~~[illegible]~~ Champion, Paris, 633 p. atlas. [illegible], 250 pl.

LOIR (E), 1913 publié en 1918 - Carte géologique de l'Afrique Equatoriale au 1/5 000 000, Larose édit., Paris.

LOMBART (J.), 1934 - Remarques sur la structure des latérites en Oubangui-Chari (AEF). Chron. Mines.Colon. n°30, pp. 288-289

LOMBART (J.), 1935 - Structure géologique de l'Oubangui central. C.R. Acad. Sci., Paris, To. CC, pp.1953-1955

LOMBART (J.), 1937 - Les altérations superficielles en Afrique Equatoriale Française. Chron. Mines. Colon. n°60. p.168-171

LOUIS (P.), 1960 - Essai de prospection géophysique dans l'ouest de la Republique Centrafricaine. ORSTOM, BANGUI, 16 p. multig.

LOUIS (P.), 1970 - Contribution géophysique à la connaissance géologique du lac Tchad. Mem. 42. ORSTOM, Paris, 312 p. + coupes gravim. et cartes.

LUCAS (Y.), 1982 - Géomorphologie et hydrographie p.7 à 13 in Cartes pédologique, feuille Paoua, ORSTOM, Paris, 127 p. multig.

MAC FARLANE (M.J.), 1976 - Laterites and Landscape. Acad. Press, London, 151 p.

MAIGNIEN (R.), 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée (Afr. Occid.). Mém. Serv. Géol. Als. Lorraine, 16, Strasbourg, 239 p.

MAIGNIEN (R.), 1966 - Compte rendu de recherches sur les latérites. Recherches sur les ressources naturelles IV, UNESCO, Paris, 155 p.

MAINGUET (M.), 1972 - Le modelé des grès. Problèmes généraux. IGN, Paris 2 tomes, 657 p. 107 planches.

MAINGUET (M.), 1975 - Considérations sur les formes superficielles d'enrichissement en fer et le cuirassement des grès de Mouka-Ouadda (RCA). Trav. et doc. de Géog. Tropi. n°22, CEGET, Bordeaux pp.163-170

MAINGUET (M.), 1976 - Quelques aspects de la détection et de l'insertion spatiale des phénomènes de cuirassement sur les images aériennes et satellite pp. 209-229 in Trav. et doc. n° 33, CEGET-CNRS, Bordeaux 414 p.

MAISTRE (C.), 1895 - A travers l'Afrique Centrale - du Congo au Niger 1892-93, Hachette, Paris, 302 p.

MALEY (J.), 1981 - Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Thèse Doct. Montpellier. Trav. et Doc. n°129, ORSTOM, Paris, 586 p.

MALEY (J.), 1987 - Fragmentation de la forêt dense humide africaine et extension des biotopes montagnards au Quaternaire récent; nouvelles données polliniques et chronologiques. Implications paléoclimatiques et biogéographiques pp. 307-334, in Paleoecology of Africa and the surroundings islands. vol 10., A.A Balkema, Rotterdam.

MARIUS (C.) et BARBERY (J.) - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000:
- 1964; Notice 18, feuille Moussafoyo. ORSTOM, Paris, 49 p.
- 1967; Notice 29, feuille Fort Archambault. ORSTOM, Paris, 40 p.

MARLIAC (A.), 1987 - Introduction au Paléolithique du Cameroun septentrional. L'Anthropologie, Paris, to. 91, n°2, pp.521-558.

MARLIAC (A.), 1989 - Le Post-Néolithique en région sahélo-soudanienne. Tome 1. Contribution de la préhistoire à la connaissance des peuplements anciens au sud du lac Tchad. (Thès. Doct., Paris I).

MARTIN (D.), 1967 - Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre-Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol V, n° 2, pp.189-218.

MARTIN (D), 1970. Quelques aspects des zones de passages entre surfaces d'aplanissement du centre Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. Vol VIII, n° 2 pp. 219-241.

MATHIEU (Ph.),1983 - Le Post-Paléozoique au Tchad p.149-146 in Lexi. stratig. inter. n°1: Afrique de l'Ouest- Introd. géol. et termes strati., J. Fabre (édit.), Pergamon.

MAZALTARIM (D.), 1989 - Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse doct. Univ. L.Pasteur, Strasbourg, 263 p., 127 fig., 58 tabl., 1 vol. d'annexes.

MESTRAUD (J.L.), 1953 - Note explicative sur la feuille Bangassou-ouest. Carte géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Publi. Dir. Mines Géol. d'AEF, Brazzaville, Paris, 27 p.

MESTRAUD (J.L.), 1960 - Rapport de fin de mission 1959 sur le coupure Zémio-Djéma. Géologie. Archives DMG-RCA, 55 p., 14 cartes.

MESTRAUD (J.L.), 1964 - Carte géologique de la République Centrafricaine à 1/1 500 000, édit. BRGM.

MESTRAUD (J.L.) avec BESSOLES (B.), 1982 - Géologie et ressources minérales de la République Centrafricaine (Etat des connaissances à la fin de 1963). Mém. BRGM n°60, Orléans, 186 p.

MEUNIER (S.), 1892 - Aperçu sur la constitution géologique des régions situées entre Bembé et le pic Crampel d'après les échantillons rapportés par Mr. Jean Dybowski. C.R. Ac. Sciences, pp. 144-146.

MIAUTON (J.D.), 1980 - Bakouma. Genèse et gitologie d'un gisement néoformé continental phosphoto-uranifère. Thèse 3è cycle. Nancy., 161 p. multig.

MICHEL (M.), 1972 - La mission Marchand 1895-1899. Mouton, Paris, 290 p., 5 cartes, 15 photos.

MICHEL (P.), 1970 - Chronologie du Quarternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse. Bull. Ass.sénég. Et. Quate. Ouest afr.. Dakar, n°25, pp.53-64 et n°26, pp.25-37.

MICHEL (P.), 1973 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique, Thèse de Doct. Mém. n°63, ORSTOM Paris, 2 to., 752 p., 9 planches, 6 cartes couleurs (thèse parue en 1970 en 3 tomes multigraphiés de 1169 p.).

MICHEL (P.), 1976 - Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique occidentale. Aperçu chronologique. pp. 11-32 in Géomorphologie de reliefs cuirassés dans les pays tropicaux chauds et humides. Trav. et doc. géog. trop. n°32 CEGET-CNRS, Bordeaux.

MILLOT (G.), 1980 - Les grands aplanissements des socles continentaux dans le pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. Mém. h. séri. Soc. géol. de France, n°10. pp.295-305.

MIZON (L.), 1895 - Résultats scientifiques de ses voyages (1880-1893). B. Soc. Géog., Paris, t.XVI, pp. 330-373, 2 cartes à 1/350 000 et à 1/3 500 000.

MODAT (Capit.), 1912 - Une tournée en pays Fertyt. Com. afri. Franc, Paris , 207 p., 5 cartes.

MOEYERSONS (J.), 1975 - Les surfaces d'aplanissement et les cycles géographiques dans le nord du Zaïre. Ann. Soc. Géol. Belgique, T.98, pp. 439-448.

MORIN (S.), 1980 - Géomorphologie p.13 à 45 in Atlas de la République unie du Cameroun. Edit. Jeune Afrique, Paris, 72 p.

NAHON (D.), 1970 - Nouvelles observations sur les facies d'altérations anciennes au Sénégal et en Mauritanie. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, (A), n°2, 50 p.,14 fig., 9 planch.

OLIVRY (J.C.), BRICQUET (J.P.) et THIEBAUX (J.P.), 1989 - Bilan annuel et variations saisonnières des flux particulaires du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. La Houille Blanche, Paris, n° 3/4, 2 pp 311-315

NAHON (D.), 1971 - Contribution à l'étude de la genèse des cuirasses ferrugineuses quaternaires sur grès: exemple du massif de Ndias (Sénégal occid.) Rapp. Dépt. Géol. Fr. Sci. Univ. Dakar. Sénégal n°31, VII, 81 p., 18 fig.

NAHON (D.) et RUELLAN (A.), 1972 - Encroûtements calcaires et cuirasses ferrugineuses, dans l'Ouest du Sénégal et de la Mauritanie. C.R. Acad. Sci., Paris, Série D., t.274, pp. 509-512.

NEBOUT (A.), 1892 - La mission Crampel, B. Soc. normande de Géog., n°14, pp. 217-247.

NGANGOM (E.), 1982 - Le fossé tectonique de la Mbéré et du Djerem (Sud Adamaoua Cameroun), table ronde CNRS: Rifs et Fossés anciens. Univ. St Jérôme, Marseille, série B, n° 19, pp.101-102.

NGANGOM (E.),1987 - Relations tectonique-sédimentation continentale dans le fossé de la Mbéré-Djerem, Sud-Adamaoua (Cameroun) p.76-77 in Confér. 1987 du PIGC-UNESCO n°210.

OLEJNIKOV (N.N.), 1957 - "O proishozdenii osnovyh cert rel'efa i gidrografi coskoy seti bassejna Kongo" (Sur l'origine des principaux traits de relief et du réseau hydrographique du bassin du Congo). Voprasy Geografii, 40, pp. 119-127.

OLIVRY (J.C.), 1986 - Fleuves et rivières du Cameroun. Monographie hydrol. ORSTOM n°9, 733 p.

OLIVRY (J.C.), BRICQUET (J.P.), et THIEBAUX (J.P.), 1989 - Bilan annuel et variations saisonnières des flux particulaires du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui, pp. 5 à 28 in note d'information n°3. Opérations Grands bassins fluviaux PIRAT - INSU/ORSTOM, Montpellier, 124 p.

OLLIER (C.D.), 1960 - The inselbergs of Uganda. Zeitschrift fur Geomorphologie, Götingen, 4, 1, pp. 43-52.

PARDE (M.), 1956 - Sur les débits monstrueux de l'Amazone. Ann. de Géogr. Paris, 74, pp.113-114.

PARRISH (J.T.), ZIEGLER (A.M.), and SCOTESE (C.R.), 1982 - Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic. and Cenozoic. Paleogeogr., Paleoclimat. Paleoecol., 40, pp. 67-101.

PARRY (D.E.), et WICKENS (G.E.), 1981 - The Qozes of Southern Darfur Sudan Republic. The Geographical Journal, London, vol 147, n°3, pp. 307-320.

PASSARGE (S.), 1904 - Die Kalahari, D. Reimer, Berlin, 814 p.

PEDRO (G.), 1964 - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. (Thèse Doct. Univ. de Paris). Ann. agron., vol.15, n° 2 pp.85-191; n°3, pp.243-333; n°4, pp. 339-456.

PETIT (M.), 1975 - Les paysages du calcaire dans la vallée du Niari et et de la Nganga pp.109-141. in Trav. et doc. Géogr. Trop. n°22. Etude de géomorphologie (Congo, Côte d'Ivoire, Guyane, RCA, Sénégal). CEGET-CNRS, Bordeaux, 251 p.

PEYRE DE FABREGUES (B.), 1981 - Etude phyto-écologique et cartographie du Parc National Manovo-Gounda-Saint Floris (RCA) C.T.F.T. Nogent-sur-Marne/I.E.M.V.T., Maisons-Alfort, Rapport final, 146 p. multig. + 9 cartes à 1/100 000.

PIAS (J.), 1967a - Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (Rép. du Tchad). C.R. Acad. Sci., Paris, T 264, sér. D., p. 2432-2435.

PIAS (J.), 1967b - Les formations tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne. (République du Tchad). Présentation de l'esquisse géologique au 1/1 000 000, pp. 425-429 in Cong. Panaf. Préh. Et. Quat., 6, Dakar.

PIAS (J.), 1968 - Paléosols de la cuvette tchadienne, pp.139-149. in 9th Cong. of Soil Sci. Adelaide ,Australia, Transactions, vol IV, 776 p.

PIAS (J.), 1970 - Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Mém. ORSTOM 43, 407 p.

PIN (C.) and POIDEVIN (J.L.), 1987 - U-pb Zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of the Congo craton. Precambrien Research, 36, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam - pp. 303-312.

PINCHEMEL (R.), 1958 - La morphologie des régions de plaine du Monde d'après Mr Lester C. KING. Ann. Géogr., LXIIe année, n°331, pp. 195-198.

PION (J.C.), 1979 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute-Volta. Thèse Doct. Sci., Strasbourg, 220 p. multig.

PLIHON (G.), 1983 - Identification de gisements calcaires pour cimenterie. Rapport de fin d'étude de reconnaissance, GEOARMOR, 28p. multig. + annexes. Archives DMG-RCA.

PLOEY (J.de), 1965 - Quelques aspects de la Recherche quaternaire et géomorphologique en Afrique Equatoriale. Bull. Soc. Belge d'Etudes Géographiques, 34, I, pp. 159 - 169.

POIDEVIN (J.L.), 1977 - Données nouvelles sur le complexe de base de la région de Bambari (Empire Centrafricain). Mus. Roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1976, pp.143-154

POIDEVIN (J.L.), 1978 - Le greenstone des bandas, exemple de série volcanique d'Afrique Centrale d'âge archéen présumé (Empire Centrafricain) 6e Réunion ann. Sci. terre, Orsay, 25-27 avril,1978, p.314

POIDEVIN (J.L.), 1979 - Echelle stratigraphique des formations précambriennes du Centrafrique (ECA). 10è Coll. Géol.Afric. Montpellier, 25-27 avril 1979, résumé p. 12

POIDEVIN (J.L.), ALABERT (J.) et MIAUTON (J.D.), 1981 - Géologie des séries du Précambrien supérieur de la région de Bakouma (RCA). Bull. BRGM, Sect. IV, 4, 1980/81, pp. 313-320.

POIDEVIN (J.L.), 1985 - Le Protérozoïque supérieur de la République Centrafricaine. Mus. roy. Afr. Centr., Ann. in 80, Sc. Géol. n°91, 75 p.

POIDEVIN (J.L.) et PIN (C.), 1986 - 2 Ga U-Pb zircon dating of Mbi granodiorite (Central African Republic) and its bearing on the chronology ot the Proterozoïc of Central Africa. Jal. of African Earth Sciences, vol 5, n°6, pp. 581-587.

POLINARD (E.), 1935 - Constitution géologique et pétrographique des bassins de la Kotto et du Mbari dans la région de Bria-Yalinga (Oubangui-Chari). Mém. Inst. roy. col. belge, Bruxelles. Section Sci. nat. et médic., t. IV, fasc.3, 133 p., 22 fig., 13 pl., 1 carte à 1/400 000.

POPOFF (M.), 1988 - Du Gondwana à l'Atlantique sud: les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au Crétacé inférieur. Jal. of African Earth Sciences, vol 7, n°2, pp.409-431.

POUIT (G.), 1955a - Etude géologique et prospection du secteur de Bogoin (anciennes mines Roux), inédit, Archives DMG-RCA

POUIT (G.), 1955b - Etude du calcaire de Bobassa. Rapport mensuel, mars 1955, inédit, Archives DMG-RCA

POUIT (G.), 1959 - Notice explicative sur la feuille de Fort-Crampel-Ouest. Carte géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Publ. Dir. Mines Géol. d'AEF, Brazzaville. Paris, 23 p.

POUQUET (J.), 1960 - Quelques types d'évolution du relief en Guinée française: Processus hydrographiques et phénomènes du cuirassement sur les hautes surfaces de Fouta-Djalon pp.350-351. in Compte rendu Congrès Inter. Géogr., Rio de Janeiro.

POUYAUD (B.) et COLOMBANI (J.), 1989 - Les variations extrêmes du lac Tchad: L'assèchement est-il possible ? Ann. de Géogr. n°545, pp. 1-23, 13 fig.

PRINS (P.), 1908 - Voyage de M. Prins à Saïd Baldas, au Djebel Mella, au Djebel Guyangba et dans le bassin de la Haute Kotto (Kota). Carte au 1/200 000. Plan de Saïd Baldas au 1/15 000. Dressée par Barralier, Paris, Serv. Géol. des Col.

PRINS (P.), 1909 - Les troglodytes du Dar Banda et du Djébel Méla. pp.11-26 in Bull. géogr. hist. et desc.

PRIOUL (C.), 1970 - Les régions de relief. Notes de géomorphologie centrafricaine, Bangui, 4 p. multig.

PUGH (J.C.), 1953 - Les surfaces d'aplanissement au Nigeria. 5è Conf. Intern. Afri. Ouest. Abidjan, p.102-103.

PUGH (J.L.), 1955 - The geomorphology of Northern plateau of Nigeria, unpublisched thesis, Univ. of London.

PUGH (J.L.), 1966 - Landforms of the low latitudes pp.121-138 in Essays in Geomorphology, édit. by G.H. Dury, London, 404 p.

QUANTIN (P.), 1961 - Les Sols Rouges et Jaunes Intertropicaux du Sud-Est de la République Centrafricaine. ORSTOM, Bangui, 96 p., 3 cartes, 7 croquis.

QUANTIN (P.) et COMBEAU (A.), 1962a - Relation entre érosion et stabilité structurale du sol. Cte-rendu Acad. Sci., t.254, pp.1855-1857.

QUANTIN (P.) et COMBEAU (A.), 1962b - Erosion et stabilité structurale du sol. Publ. n°59 de l'A.I.H.S., Coll. de Bari, pp. 124-130.

QUANTIN (P.), 1965 - Les sols de la République Centrafricaine. Mém. ORSTOM n° 16, 113 p. + 1 carte 1/5 000 000.

QUINIF (Y.), 1985 - Une morphologie karstique typique en zone inter-tropicale: les karsts du Bas-Zaïre. pp.43-32 in Karstologia, n°6.

REYMENT (R.A.) et TAIT (E.A), 1983 - Resume of the Geology of Nigeria pp.127-135. in Lex. stratig. inter. n°1: Afrique de l'Ouest, J. Fabre, Pergamon.

RICHARD (R.), 1934 - La trombe et le grain orageux du 27 mai 1932 à Bangui (A.E.F.). Ann. Phys. Glob. de la F.O.M., p. 126.

RIQUIER (J.), 1969 - Contribution à l'étude des "stones lines" en région tropicale et équatoriale. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol VII n°1, pp. 71-111.

ROBERT (M.), 1946 - Le Congo physique, Vaillant-Carmanne, Liège, 449 p.

ROGNON (P.), 1989 - Biographie d'un désert. Collect. scient. Synthèse, Plon, Paris, 347 p.

RUHE (R.V.), 1954 - Erosion surfaces of Central African interior high plateaus. INEAC, Bruxelles, Sér. Scient. n°59, 38 p. 5 planches.

RUHE (R.V.), 1958 - Erosion surface of the Ituri. Belgian Congo- Reply to J. Lepersonne. Bull. Acad. Sci. Sol., IV, 2, pp.360-383.

SALAMA (R.B.), 1985 - Buried troughs, grabens and rifts in Soudan. Jal of African Earth Sciences, Vol.3, n°3, pp.381-390.

SCANVIC (J.Y.), 1955 - Rapport technique sur la reconnaissance générale de la feuille de Fort Crampel-Est. Archives DMG-RCA. Inédit, 13 p. multig.

SCHULTZE (A.), 1913 - in Adolf Friedrich Herzog zu Mecklenburg: Vom Kongo zum Niger und Nil. Berichte der deustschen Zentralafrika-Expedition 1910-1911. Leipzig, Brockhaus, 2 vol.

SEGALEN (P.), 1967 - Les sols et la géomorphologie du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol V, n°2, pp. 137-188.

SEKIRSKY (B.), 1954 - Contribution à l'étude de la constitution géologique de l'Uélé. Ann. Soc. Géol. de Belgique, T.LXXVII, B 189 à 199.

SERVANT (M.), 1983 - Séquences continentales et variations climatiques: Evolution du Bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Doct. Paris VI, Trav. et Doc. n° 159, ORSTOM, Paris, 573, 180 fig.

SIBUET (J.C.) et MASCLE (J.), 1978 - Plate kinematic implications of Atlantic equatorial fracture zones trends. J. Geophy. Res., 83, pp.3401-3421.

SILLANS (R.), 1958 - Les savanes de l'Afrique Centrale. Edit. Lechevalier, Paris, 423 p.

SIMON (T.), VERCESI (L.), SOURDAT (M.) et BOULVERT (Y.), 1987 - Etude du Milieu Naturel d'une région tropicale humide et suivi de son évolution saisonnière au moyen de l'imagerie SPOT, Bangui, Centrafrique. PEPS n° 186. ORSTOM-CNES, Paris, 25 p., 12 pl., 12 photos couleurs. Resumé intitulé: Suivi de l'évolution saisonnière d'un milieu naturel de région tropicale humide pp.221-228 in SPOT 1. Utilisation des images, Bilan, Résultats. CNES, Paris, novembre 1987. Cedapues édit., Toulouse.

SMITH (A.G.), BRIDEN (J.C.), 1977 - Mesozoïque and Cenozoïque paleocontinental maps. Cambridge University Press, 65 p.

STRAKHOV (N.M.), 1967 - Principles of lithogenesis (vol.3). Oliver and Boyd, Edimburg.

SWARDT (A.M.J. de), 1964 - Lateritisation and landscape development in parts of Equatorial Africa. Zeitschrift fur Geomorph., 8, pp.313-333.

TARDY (Y.), MELFI (A.J.) et VALETON (I.), 1988 - Climats et paléoclimats tropicaux périatlantiques. Rôle des facteurs climatiques et thermodynamiques: température et activité de l'eau, sur la répartition et la composition minéralogique des bauxites et des cuirasses ferrugineuses, au Brésil et en Afrique. C.R. Acad. Sci., Paris, to.306, série II, pp.289-295.

TARDY (Y.), 1989 - Livret guide - Mission janvier 1989 - République Centrafricaine et Mali - Programme PIRAT-Opérations Latérites et Grands Bassins. CNRS/Strasbourg, inédit.

TARDY (Y.), KOBILSEK (R.), LUCAS (Y.) et VOLKOFF (B.), - à paraître. Paléoclimats périatlantiques. Composition et distribution des bauxites et cuirasses ferrugineuses, exemple de l'Afrique intertropicale, du Brésil, de l'Australie et de l'Inde.

TAYLOR (M.L.) et GENIK (G.J.), 1987 - C.A.R. A synthesis of petroleum exploration 1973-1986, Exxon, 19 p. multig. + trad. française 14 p. + annexes et cartes.

TESSIER (F.), FLICOTEAUX (R.), LAPPARTIENT (J.R.), NAHON (D.) et TRIAT (J.M.) - Réforme du concept de Continental Terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'ouest africain. pp.207-213 in IXè Congrès International de sédimentologie, Nice. Thème 1 : Indicateurs sédimentologiques.

THIBAUT (P.M.), 1982 - Carte géologique de la région de l'Equateur à 1/500 000. Républ. du Zaïre. Départ. Mines - BRGM, Orléans (données disponibles au 30 mai 1980).

THIBAUT (P.M.), 1983 - Synthèse des travaux de la convention Zaïre-BRGM, 1969-1980, t.1: Géologie et minéralisation de la région de l'Equateur. Départ. Mines de la Républ. Zaïre, 163 p., 53 fig., 9 pl.

THIBAUT (P.M.), 1984 - Cartes géologiques du Haut Zaïre et du nord Kivu à 1/500 000. République du Zaïre. Départ. des Mines-BRGM Orléans (interprétation au 30 nov.1982), 3 feuilles.

THIEBAUX (J.P.), 1988 - Transports des matières sur l'Oubangui à Bangui Premiers résultats (1986-1987). PIRAT: Opération Grands Bassins Fluviaux.ORSTOM/INSU, 60 p. multig.

THIEBAUX (J.P.), 1988 - Programme PIRAT: Transports des matières sur l'Oubangui à Bangui p. 107 in J-C. OLIVRY , Géodynamique de l'hydrosphère continentale (1983-1987)-Rapport d'activités de l'UR 107, ORSTOM, Montpellier, 127 p. multig.

THIEBAUX (J.P.), 1988 - Programme PIRAT: Transport des matières sur l'Oubangui à Bangui p. 48 in PIRAT - Opérations Grands Bassins Fluviaux. Note d'Information n° 1, INSU/ORSTOM, 48 p. multig.

THONNART (G.), 1957 - Etude morphologique et structurale de la partie septentrionale de la province de l'Ubangi au Congo belge. 10 cartes à 1/2 000 000. Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren, Belg. (inédit).

TILHO (J.), 1910 - Documents scientifiques de la mission Tilho (1906-1909), Impri. nation. Paris, tome 1, 1910, 412 p. + nombreuses cartes et pl. Tome 2, 1911, 680 p., fig., h.t., 1 carte 1/500 000 et 4 feuilles.

TOIT (A.L.du), 1939 - The geology of South Africa, 2è édit. Edinburgh

TREZENEM (E.) et LEMBEZAT (B.), 1947 - La France Equatoriale: AEF-Cameroun in collect. Terres lointaines. Soc. d'Edit. Géogr., mar. et colon., Paris, 250 p.

TRICART (J.), 1965 - Principes et méthodes de la géomorphologie, Masson Paris, 496 p.

TRICART (J.) et CAILLEUX (A.), 1965a - Introduction à la géomorphologie climatique, To 1 de Traité de géomorphologie, SEDES, Paris.

TRICART (J.) et CAILLEUX (A.), 1965b - Le modelé des régions chaudes. Forêts et savanes. to. V de Traité de Géomorphologie, SEDES, Paris, 322 p.

TRICART (J.), 1968a - Précis de géomorphologie, to.1, Géomorphologie structurale, SEDES, Paris, 322 p.

TRICART (J.), 1968b - Précis de géomorphologie, to.3. Géomorphologie climatique, SEDES, Paris, 313 p.

VAIL (J.R.), 1974 - Geological map 1/2 000 000. The Democratic Republic of Sudan and adjacent areas, published by the British Government. Ministery of Overseas Development (2 feuilles N et S.)

VAIL (J.R.) 1978 - Outline of the Geology and mineral deposits of the Democratic Republic of the Sudan and adjacent areas, n°49, Overseas Geology and Mineral Resources, Inst. of Geological Sciences, London Her Magisty's Stationary Office.

VEATCH (A.C.), 1935 - The Evolution of the Congo Basin. Géol. Soc. Am., Mém. n°3.

VENNETIER (P.), 1980 - L'Afrique équatoriale. Que sais-je ? P.U.F., Paris, 2è édit., 126 p.

VERHEYE (W.) et POMEL (W.), 1984 - Aspects géomorphologiques et stratigraphiques des niveaux indurés de la Basse Côte d'Ivoire. Zeit-Geom. N.F. 28-1 pp.21-39, Berlin, Stuttgart.

VIDAL (P.), 1982 - Tazunu, Nana-Modé, Toala, ou: de l'archéologie des cultures africaines et centrafricaines et de leur Histoire Ancienne. Vidal édit, Bangui, 142 p., 17 illust.

VIDAL (P.), BAYLE des HERMENS (R.de) et MENARD (J.), 1983 - Le site archéologique de l'île de Toala sur la haute Ouham (République Centrafricaine). Néolithique et âge du fer. L'anthropologie, Paris to.87, n°1, pp.113-133.

VINCENT (P.M.), 1968 - Attribution au Crétacé de conglomérats métamorphiques de l'Adamaoua (Cameroun). Ann. Fac. Sci. Cameroun, n°1, pp. 69-76.

VINCENT (P.M.), 1970 - Conséquences tectoniques de la présence d'un métamorphisme crétacé au Cameroun, p. 73 in ?

VINCENT (P.M.), 1973 - Le Cameroun in Encyclopedia of Earth Sciences, vol 8, éd. by R.W. Fairbridge, New-York.

VIZIER (J.F.) et FROMAGET (M.), 1970 - Carte pédologique de reconnaissance du Tchad à 1/200 000. Notice 39, Fianga, Laï, ORSTOM, Paris, 88 p.

VOGT (J.), 1959 - Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest-Africain. Ann. Géogr., Fr., n°367, pp.193-206.

VOGT (J.), 1962 - Notes de géomorphologie gabonaise. Rev. Géom. dyn. n°10-11-12, pp. 161-164.

WACRENIER (Ph.), 1953 - Coupures géologiques Garoua-Est et Laï (partie AEF) Rapp. ann. Service Géol., DMG-Brazzaville.

WACRENIER (Ph.), 1960 - Rapport de mission 1960 dans la coupure Bangui-Ouest. Archives DMG-RCA, 32 p. multig., 8 pl. et cartes ann.

WACRENIER (Ph.), 1961 - Mission de recherche du bauxite au Logone et au Mayo-Kébi (Tchad). Bull. Inst. Equat. Et. Géol. Min. n°14, pp.37-41.

WACRENIER (Ph.) et WOLFF (J.P.), 1964 - Carte géologique de reconnaissance des Etats d'Afrique Equatoriale : Bangui-Ouest, échelle 1/500 000. IERGM-BRGM, Paris.

WALLING (D.E.), 1984 - The sediments yields of African rivers, Publ. n°144, International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, pp.265-283.

WAYLAND (E.J.), 1928 - The Geological History of Great Lakes. Ann. Rept. Geol. Surv. Uganda.

WAYLAND (E.J.), 1929 - Rift Valleys and Lake Victoria, C.R. XV th Inter. Geol. Cong.

WOLFF (J.P.), 1962a - Notice explicative sur la feuille Nola. Carte géol. de reconnaissance à l' échelle du 1/500 000. Public. BRGM, Paris, 30 p.

WOLFF (J.P.), 1962b - Note sur les calcaires dolomitiques de la plantation Gallo (région de Damara). Archive DMG-RCA. 3 p. multig., 1 plan.

WOLFF (J.P.), 1962c - Prospections sur la coupure Bangui-Ouest. Archives DMG-RCA. 15 p. multig., 24 pl. et tab. ann.

WOLFF (J.P.), 1963 - Notice explicative sur la feuille Yalinga-Est. Carte géol. de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Public. BRGM, Brazzaville, 38 p.

WOLFF (J.P.), 1964 - Carte géologique de la République du Tchad à 1/1 500 000. BRGM, Orléans.

LISTE DE FIGURES

Pages		
5	- n° 1	Esquisse chorographique du Centrafrique
8-9	- n° 2	Carte géologique
11	- n° 3	Schéma oro-hydrographique
16	- n° 4	Erosion potentielle
20	- n° 5a	Répartition en altitude du territoire centrafricain.
	- n° 5b	Répartition en latitude des sols centrafricains individualisation de fer.
44	- n° 6	Schéma géomorphologique.
46	- n° 7	Localisation des figures de détails.
47 bis		Légende des figures.
48-49	- n° 8	Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par la Nana-Modé, séquence d'Azian.
50-51	- n° 9	Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga par les affluents de l'Ouham près de Hiadji.
52-53	- n° 10	Entaille de la surface de la Lim-Bocaranga entre Ouarou-Youma et Guennzi.
57-58	- n° 11	Escarpement du plateau de Baboua autour de Bondiba.
60-61	- n° 12	Entaille des plateaux de Meiganga-Bouar (surface 1 000 m) par la Nana, séquence de Dompta.
62-63	- n° 13	Entaille des plateaux de Bouar (surface 1 000 m) par les affluents de la Nana, au niveau des sources de la Bolé, séquence de Yarambam.
65-66	- n° 14	Entaille de la surface d'aplanissement de Bouar-Baboua, près de Kayanga.
67-68	- n° 15	Entaille du plateau de Bouar (surface 1 000 m) aux sources de la Nana Barya.
69-70	- n° 16	Dômes de flancs granitiques surplombant le fossé de Bozoum à Hay.
73-74	- n° 17	Site de Bozoum: niveaux cuirassés étagés dominant l'Ouham.
79-80	- n° 18	Virgation d'une arête quartzitique sur l'interfluve Congo-Tchad.
81-82	- n° 19	Escarpement nord de la surface centrafricaine en limite du massif du Dar Chala.
85-86	- n° 20	Escarpement de la surface centrafricaine entre Mbi et Pama.
88-89	- n° 21	Escarpement de la surface centrafricaine entre Boali et Bogoin.
90-91	- n° 22	Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de l'Ombella.
92-93	- n° 23	Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Tomi au sud-ouest de Sibut.
97-98	- n° 24	Entaille de la surface centrafricaine par les affluents de la Bangui-Kété.
102-103	- n° 25	Entaille de la surface centrafricaine par le Mbomou, près d'Ouango.
107-108	- n° 26	Morphologie de la région de Bangui.
112-113	- n° 27	Crypto-karsts de l'Ombella Mondjo.
121	- n° 28	Plateau gréseux d'Ouadda.

125-126 - n° 29 Bordure nord-ouest sur quartzites du plateau gréseux d'Ouadda.
127-128 - n° 30 Escarpement nord du plateau gréseux d'Ouadda ou escarpement des Bongo.
129-130 - n° 31 Bordure orientale du plateau gréseux d'Ouadda.
133-134 - n° 32 Site de la ville de Ndélé dans l'escarpement gréseux.
143 - n° 33 Plateau gréseux de Gadzi-Carnot: structure, isobathes.
151-152 - n° 34 Buttes gréseuses cuirassées de Gontikiri.
153-154 - n° 35 Entaille du plateau gréseux par la Toubaye, autour de Tédoa.
158-159 - n° 36 Bordure occidentale du plateau gréseux à Amada-Gaza.
163-164 - n° 37 Entaille de la vallée de la Lobaye au travers du plateau gréseux de Gadzi.
171-172 - n° 38 Butte cuirassée de Beyna-Doymo.
173-174 - n° 39 Entaille de la Sangha dans la surface centrafricaine.

Cuirassement secondaire de pente:

182 - n° 40 Modelé près de la Mbéré sur itabirites.
183 - n° 41 Butte résiduelle isolée, à l'ouest de la Fafa, sur charnockites.
184 - n° 42 Buttes de Bombon sur amphibolites.
185 - n° 43 Buttes de la Bakouya sur charnockites.
186 - n° 44 Schéma morphologique des environs de Boufouyou.
188 - n° 45 Structure circulaire à 50 km à l'est de Dékoa.
190-191 - n° 46 Modelé cuirassé étagé du massif de la Goubadjia.
192-193 - n° 47 Cuirassement étagé sur quartzites ferrugineux, à l'est de Bakala.
199-200 - n° 48 Reliefs résiduels quartzitiques (facies Côte des Singes) surplombant la surface centrafricaine.
212-213 - n° 49 Modelé cuirassé sur Complexe amphibolo-pyroxénique du Mbomou, autour de Dembia.
222-223 - n° 50 Modelé contrasté de part et d'autre du Mpatou sur grès de Nakando et série de Dialinga.
224-225 - n° 51 Modelé cuirassé étagé de la région du Nzako: série de Dialinga.
233-234 - n° 52 Modelé de la région de Morkia.
244-245 - n° 53 Structure circulaire au sud de Yalinga.
260-261 - n° 54 Profil dissymétrique de l'interfluve Congo-Nil au nord du mont Dangoura.
266-267 - n° 55 Modelé cuirassé orienté au N.E. de Bozoum, aux environs de Bangba
271-272 - n° 56 Surface d'aplanissement cuirassé, en bordure de l'Ouham. Types de lakéré: en épingle à cheveux, en fer à cheval, en auréole.
275-276 - n° 57 Schéma morphopédologique de la région de Bongon.
277-278 - n° 58 Modelé cuirassé de la série de Kouki.
280 - n° 59 Séquence de Boulo sur série de Kouki.
282 - n° 60 Lakéré en auréoles circulaires sur granite.
283 - n° 61 Modelé cuirassé sur "formations métamorphiques du socle".
284 - n° 62 Capture de l'Ouham à Batangafo.
289 - n° 63 Modelé cuirassé étagé sur prétendu grès du Continental Terminal.

290 - n° 64 Ennoyage progressif du socle (Séquence de Goumou).
291-292 - n° 65 Modelé du secteur déprimé au nord de Batangafo. Ennoyage du socle sous les alluvions anciennes et récentes.
294 - n° 66 Plateau cuirassé orienté du Bamingui.
296 - n° 67 Inselbergs granitiques du Bamingui: Kaga Bazou.
298 - n° 68 Modelé digité des secteurs déprimés à lakéré de battement de nappe au S.W. de Ndélé.
298 - n° 69 Modelé digité des secteurs déprimés à lakéré de battement de nappe au S.E. de Miaméré.
302-303 - n° 70 Secteur central du massif du Dar Chala.
304 - n° 71 Coupes à travers le massif du Dar Chala.
309-310 - n° 72 Esquisse géomorphologique de la région de Koudi au N.W. de Ndélé.
317-318 - n° 73 Ilots cuirassés témoins du socle ancien.
319-320 - n° 74 Modelé différencié de la plaine alluviale à l'est du lac Mamoun.
327 - n° 75 Vallée de l'Aouk.
339 - n° 76 Analyses minéralogiques d'argile.
340 - n° 77 Proportions estimées à partir des rayons X.
341 - n° 78 Proportions calculées d'après les analyses triacides.
349 - n° 79 Diagrammes triangulaires silice (combinée ou totale), alumine et fer totaux, types bauxitique mixte et intermédiaire.
350 - n° 80 idem, types très haut-glacis et haut-glacis.
351 - n° 81 idem, types moyen-glacis et bas-glacis.
352 - n° 82 idem, (avec silice totale seule) sur alluvions quaternaires, grès de Mouka, intrusions basiques et quartzites ferrugineux.
354 - n° 83 Essai de cartographie automatique de l'induration ferrugineuse.
365 - n° 84 Estimation de l'intensité de la pluviosité depuis le début du Trias sur le Continent Africain.
375 - n° 85 Esquisse de l'évolution climatique du Centrafrique à divers pas de temps.

LISTE DES TABLEAUX

Pages

194 - Tableau 1: Cuirasses sur itabirites de Bakala.
196 - Tableau 2: Exemples d'analyses de roches encadrant l'anomalie magnétique de Bangui.
236 - Tableau 3: Comparaison de divers échantillons de roches du sud-est de Centrafrique.
330 - Tableau 4: Répartition en altitude des types de cuirasses centrafricaines.
337 - Tableau 5: Analyses totales triacides de 419 échantillons d cuirasses centrafricaines.
342 - Tableau 6: Compositions moyennes des types de cuirasses centrafricaines.
344 - Tableau 7: Classement des unités lithologiques de Centrafrique par induration décroissante du paysage.
346 - Tableau 8: Composition moyenne des cuirasses centrafricaine selon le type de roche, d'après les analyses triacides
347 - Tableau 9: Idem, d'après les analyses minéralogiques.

TABLE DES MATIERES

Page 2 Résumé

4 Sommaire

6 Introduction

Page 10 PREMIERE PARTIE : Facteurs et processus de ...

10 Chapitre I: PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE CENTRAFRICAIN

Page 10 I.1 Le substrat géologique
12 I.2 Le relief et l'hydrographie
13 I.3 Le climat et la végétation
14 I.4 Le relief et l'érosion hydrique
19 I.5 Les sols et le cuirassement
21 I.6 Minéralogie des sols centrafricains comparée aux suspensions des grands cours d'eau
22 I.7 Facteurs biodynamiques divers
23 I.8 Rôle de l'Homme

Page 25 Chapitre II: ETUDES ANTERIEURES SUR LES APLANISSEMENTS ET LE CUIRASSEMENT EN AFRIQUE NOIRE

Page 25 II.1 Aplanissements en Afrique méridionale
28 II.2 Aplanissements et cuirassement en Afrique occidentale
31 II.3 Aplanissements et cuirassement en Afrique centrale au voisinage du Centrafrique

Page 35 Chapitre III: APLANISSEMENTS CENTRAFRICAINS

Page 35 III.1 Observations préliminaires sur les aplanissements centrafricains
38 III.2 Evolution de la perception du cuirassement en Centrafrique
38 III.2 - 1 Aperçu historique sur la caractérisation des cuirasses avant 1964 en Centrafrique
41 III.2 - 2 Découvertes progressives du cuirassement centrafricain. Problèmes posés.

Description ...

Page 45 DEUXIEME PARTIE: LES GRANDES UNITES MORPHOLOGIQUES CENTRAFRICAINES

Page 47 Chapitre IV: RELIEFS DU NORD-OUEST CENTRAFRICAIN LES PLATEAUX DE BOUAR-BOCARANGA

47 IV.I Généralités:
47 IV.2 Surface de la Lim - Bocaranga
54 IV.3 Escarpement bordier
55 IV.4 Surface de Bouar - Baboua
56 IV.5 Escarpement séparant les plateaux de Bouar - Baboua de la surface centrafricaine
56 IV.5 - 1 Diversité de l'escarpement
59 IV.5 - 2 Escarpement de la Kadeï
59 IV.5 - 3 Escarpement est de Baboua
64 IV.5 - 4 Escarpement de Bouar

71 IV.5 - 5 Escarpement de Boïna - Bogali
71 IV.5 - 6 Escarpement nord de la Pendé ou de Paoua-Baïbokoum
75 IV.6 Le cuirassement au nord-ouest du Centrafrique

Page 77 Chapitre V: LIMITES DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

77 V.1. Limite nord de la surface centrafricaine
77 V.1 - 1 Limite à l'ouest du plateau gréseux d'Ouadda
83 V.1 - 2 Limite au nord-est du plateau gréseux d'Ouadda
83 V.2 Escarpement de la surface centrafricaine sur le piémont oubanguien
83 V.2 - 1 Escarpement de Boali
87 V.2 - 2 Escarpement de Mbaïki
94 V.2 - 3 Escarpement de Bozo - Sibut
95 V.2 - 4 Escarpement dominant la Ouaka
96 V.2 - 5 Escarpement de la Wakini
100 V.2 - 6 Escarpement au nord de Mobaye
101 V.2 - 7 Escarpement de Satéma à Ouango
104 V.3 Escarpement de Motao sur le piémont de la Sangha

Page 106 Chapitre VI: PIEMONT OUBANGUIEN

106 VI.1 Principaux reliefs résiduels du piémont oubanguien
106 VI.1 - 1 Collines de Bangui
109 VI.1 - 2 Massif granitique de la Libi
109 VI.1 - 3 Crête appalachienne de Kaga Sérimbala
110 VI.2 Morphologie de type karstique: "les paléo-crypto-karsts" oubanguiens
110 VI.2 - 1 Premiers indices géologiques ponctuels
111 VI.2 - 2 Nouveaux indices grâce à la morphologie et aux sols dans la région de Bangui
114 VI.2 - 3 Extension et caractérisation des "crypto-karsts"
115 VI.2 - 4 Bassin Léssé - Lobaye - Congo
116 VI.2 - 5 Extension des "crypto-karsts" vers l'ouest et le nord de Bangui
117 VI.2 - 6 Extension en amont de Kouango, au long de l'Oubangui
119 VI.3 Cuirassement sur le rebord méridional de la surface centrafricaine et sur le piémont oubanguien
120 Conclusions sur le piémont oubanguien

Page 122 Chapitre VII: LE PLATEAU GRESEUX D'OUADDA (ou DES BONGO)

122 VII.1 Identification - Limites
124 VII.2 Escarpement de bordure
124 VII.2 - 1 Limite nord
131 VII.2 - 2 Limite orientale
132 VII.2 - 3 Limite occidentale
135 VII.3 Forme du bassin. Epaisseur. Tectonique
137 VII.4 Contact socle-grès
138 VII.5 Divers ensembles dans les grès
138 VII.6 Formes de relief
139 VII.7 Sols et modelé
140 VII.8 Cuirassement
140 VII.8 - 1 Morphologie et composition
141 VII.8 - 2 Types de cuirassement
142 VII.8 - 3 Modelé cuirassé

Page 144 Chapitre VIII: LE PLATEAU GRESEUX DE GADZI-CARNOT

144 VIII.1 Identification - Limites
145 VIII.2 Cadre végétal et pédologique. Photo morphologie
146 VIII.3 Allure du contact socle-grès
148 VIII.4 Formation fluvio-glaciaire
148 VIII.5 Nature de la formation gréseuse
148 VIII.5 - 1 Série gréseuse fluvio-lacustre
149 VIII.5 - 2 Le problème des "sables de Bambio"
150 VIII.6 Le cuirassement sur le plateau gréseux de Gadzi
155 VIII.7 Formes de relief. Pseudo-karst. Potentialités hydrauliques
155 VIII.7 - 1 Formes de relief
156 VIII.7 - 2 Pseudo-karst
157 VIII.7 - 3 Potentialités hydrauliques
157 VIII.8 Limites du plateau gréseux de Gadzi
157 VIII.8 - 1 Bordure occidentale du plateau gréseux
161 VIII.8 - 2 Bordure orientale du plateau gréseux
165 VIII.9 Tectonique dans les grès
165 VIII.10 Esquisse de comparaison entre les plateaux gréseux de Gadzi-Carnot et de Ouadda

Page 168 Chapitre IX: L'EXTREMITE OCCIDENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

168 IX.1 Bassins de la Nana et de la Mambéré
169 IX.2 Plateau granitique des Boumbé I et II
169 IX.3 Bassin moyen de la Kadeï
170 IX.4 Plateau de Bilolo
170 IX.4 - 1 Morphologie - cuirassement
175 IX.4 - 2 Limites
177 IX.5 Entaille de la Kadeï et de la Mambéré
177 IX.6 Entaille de la Sangha supérieure

Page 179 Chapitre X: LA PARTIE AXIALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

179 X.1 Plateaux de Bossembélé - Yaloké
180 X.2 Plateaux de Marali - Bouca
181 X.3 Région quartzo-granitique de Dékoa
187 X.4 Bassin amont Kouma - Gribingui
189 X.5 Intrusion granitique et ceinture de roches vertes de Grivaï - Pamia - Bakala
198 X.6 Plateau de Bria - Ippy
202 X.7 Problème de la capture de la Ouaka et de la Kotto aux dépens du bassin tchadien
203 Conclusion

Page 205 Chapitre XI: PLATEAU GRESO-QUARTZITIQUE DE KEMBE-NAKANDO

205 XI.1 Présentation
205 XI.2 Stratigraphie - Formations carbonatées
206 XI.3 Morphologie des grès de Kembé - Nakando
207 XI.4 Morphologie de la série de Bougboulou
208 XI.5 Crypto-karst.
208 XI.5 - 1 Caractérisation
209 XI.5 - 2 Distribution. Limites du plateau

210 XI.6 Conclusions sur le plateau gréseux

Page 211 Chapitre XII: LE PLATEAU CUIRASSE DU MBOMOU

211 XII.1 Délimitation et substrat
211 XII.2 Premières descriptions
213 XII.3 Aperçu morphologique d'ensemble
215 XII.4 Diversité des paysages observés
216 XII.5 Etude structurale
219 XII.6 Remarques sur le cuirassement

Page 221 Chapitre XIII: UNITES MORPHOLOGIQUES ENCADRANT AU NORD ET A L'EST LE PLATEAU DU MBOMOU

221 XIII.1 La région cuirassée du Zako
221 XIII.1 - 1 Caractérisation
221 XIII.1 - 2 Morphologie
226 XIII.2 Région indurée de Ngonbgbo
226 XIII.2 - 1 Caractérisation
226 XIII.2 - 2 Morphologie
227 XIII.3 Massif de Kocho
227 XIII.3 - 1 Caractérisation
227 XIII.3 - 2 Morphologie
228 XIII.3 - 3 Limites
228 XIII.4 Le bassin du Moyen Chinko et de l'Ali
228 XIII.4 - 1 Caractérisation du substrat
229 XIII.4 - 2 Morphologie de l'ensemble
229 XIII.4 - 2.1 Morphologie des zones bordières de piémont
230 XIII.4 - 2.2 Modelé de la plaine déprimée centrale
231 XIII.5 Massif gréseux de Morkia
231 XIII.5 - 1 Caractérisation
232 XIII.5 - 2 Secteur accidenté de Morkia stricto sensu
232 XIII.5 - 3 Secteur des plateaux
232 XIII.5 - 4 Secteur des dômes rocheux
235 XIII.5 - 5 Crypto-karsts encadrant les grès de Morkia
237 XIII.5 - 6 Observations au Zaïre
238 XIII.5 - 7 Interprétation des images-satellite
239 Conclusion

Page 240 Chapitre XIV: BORDURE ORIENTALE DE LA SURFACE CENTRAFRICAINE

241 XIV.1 Région d'Obo
242 XIV.2 Bassin de Yalinga ou du Mbari supérieur
246 XIV.3 Plateau de la Kotto supérieure ou du "Dar Fertit" stricto sensu
246 XIV.3 - 1 Bassin supérieur de la Kotto
248 XIV.3 - 2 Surface centrafricaine au sud du mont Abourassein
249 XIV.4 Bassin Voulou-Kotto
250 XIV.5 Bassin Ndji-Mbotou
252 XIV.6 Bassins Chinko supérieur - Douyou - Boulou
253 XIV.7 Région cuirassée du Mbotou - Chinko
254 XIV.8 Bassin supérieur Vovodo - Ouara
256 Conclusion

Page 257 Chapitre XV: MORPHOLOGIE DE L'INTERFLUVE CONGO-NIL

257 XV.1 Importance et caractérisation de l'interfluve
258 XV.2 Description du sud-est vers le nord-ouest
263 XV.3 Contraste entre les versants congolais et nilotique

Page 265 Chapitre XVI: LE BASSIN MOYEN DE L'OUHAM-BAMINGUI

265 XVI.1 Introduction
265 XVI.2 Accident de Bozoum - Ndélé - Ouanda Djallé
268 XVI.3 Bassin et reliefs de Bozoum
269 XVI.4 Piémont granitique de Paoua ou bassins moyens de l Pendé et de la Nana Barya
273 XVI.5 Massif schisteux de la Nana
273 XVI.6 Bassin de Bossangoa
279 XVI.7 Plateau de Kouki
285 XVI.8 Problème de la capture de l'Ouham
286 XVI.9 Extension réduite en Centrafrique du Continental Terminal
286 XVI.9 - 1 Caractérisation
286 XVI.9 - 2 Un niveau reconnu: sables rouges CT 2
287 XVI.9 - 3 Remise en question du CT 1: latérites et grès
287 XVI.9 - 3.1 Limite socle-CT
288 XVI.9 - 3.2 Sols et cuirassement
295 XVI.10 Bassin granitique de Bamingui
299 XVI.11 Piémont occidental du plateau gréseux d'Ouadda

Page 301 Chapitre XVII: LE NORD-EST CENTRAFRICAIN: MASSIF, PIEMONT E PLAINE

301 Introduction
301 XVII.1 Massif du Dar Chala
301 XVII.1 - 1 Limites
305 XVII.1 - 2 Relief
305 XVII.1 - 3 Influence du substratum sur le modelé
306 XVII.1 - 4 Influence de la structure sur le modelé
307 XVII.1 - 5 Végétation - Sols - Erosion - Cuirassement
308 XVII.2 Escarpement des Bongo. Massif de Bangbali
308 XVII.2 - 1 Escarpement des Bongo
308 XVII.2 - 2 Massif de Bangbali ou du Dar Kouti
308 XVII.2 - 2.1 Modelé sur "groupe supérieur quartzitique"
311 XVII.2 - 2.2 Modelé sur "complexe métamorphique latéritisé"
312 XVII.2 - 2.3 Erosion différentielle
312 XVII.3 Piémont de la Ouandjia-Vakaga
312 XVII.3 - 1 Généralités
314 XVII.3 - 2 Piémont sud sur socle précambrien de la Ouandjia
314 XVII.3 - 2.1 Reliefs quartzitiques
314 XVII.3 - 2.2 Modelé différencié en fonction de la lithologie
315 XVII.3 - 2.3 Végétation et substrat
315 XVII.3 - 3 Piémont nord sur "modelé digité en bois de renne"
315 XVII.3 - 3.1 Modelé type
321 XVII.3 - 3.2 Le problème des grès de Singa

322 XVII.4 Plaines de l'Aouk - Aoukalé ou du Dar Rounga sur alluvions néo-tchadiennes
322 XVII.4 - 1 Nature et limites de la formation
323 XVII.4 - 2 Végétation - Variantes paysagiques
323 XVII.4 - 3 Epaisseur de la formation
324 XVII.4 - 4 Les épandages éoliens ou "Goz"
325 XVII.5 - Vallées et plaines d'épandage sur alluvions
325 XVII.5 - 1 Vallées
325 XVII.5 - 2 Plaines d'épandage
326 XVII.5 - 3 Nature des alluvions

TROISIEME PARTIE : ESSAI DE RECONSTITUTION ET DE SYNTHESE

Page 329 Chapitre XVIII: CUIRASSES ET PAYSAGES CUIRASSES DE CENTRAFRIQUE

329 XVIII.1 Extension
331 XVIII.2 Répartition du cuirassement en Centrafrique
331 XVIII.2 - 1 En altitude
332 XVIII.2 - 2 Dans l'espace
333 XVIII.3 Essai de traitements informatiques des données sur le cuirassement centrafricain
333 XVIII.3 - 1 Traitements utilisés
333 XVIII.3 - 2 Couleurs des cuirasses centrafricaines
338 XVIII.3 - 3 Variation de la composition chimique élément par élément
343 XVIII.3 - 4 Composition moyenne des cuirasses centrafricaines
343 XVIII.3 - 5 Composition moyenne par types de cuirasses
345 XVIII.3 - 6 Composition des cuirasses d'après le type de substrat
345 XVIII.3 - 6.1 Intensité du cuirassement selon le substrat
348 XVIII.3 - 6.2 Variabilité de la composition des cuirasses suivant le type de substrat
353 XVIII.3 - 7 Diagrammes triangulaires fer - alumine - silice
355 XVIII.3 - 8 Essai de cartographie automatique du cuirassement
356 XVIII.4 Quelques conclusions et remarques au sujet des aplanissements et du cuirassement en Centrafrique
356 XVIII.4 - 1 Aplanissements
357 XVIII.4 - 2 Morphologie
359 XVIII.4 - 3 Autochtonie, allochtonie
359 XVIII.4 - 3.1 Evolution du cuirassement
359 XVIII.4 - 3.2 Transports latéraux par l'eau
360 XVIII.4 - 4 Evolution du paysage cuirassé
361 XVIII.4 - 5 Modelé des glacis en milieu tropical humide

Page 363 Chapitre XIX: ESSAI DE CHRONOLOGIE DE LA MORPHOGENESE ET L'EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE EN CENTRAFRIQUE

363 XIX.1 Rappel sur le Précambrien centrafricain-Panafricain
363 XIX.2 Paléozoïque
364 XIX.3 Dérive du Continent Africain au cours des âges
369 XIX.4 L'Afrique Centrale au Crétacé
370 XIX.5 Les bassins camerounais de la Mbéré et du Djérem

371 XIX.6 Fossé de Doba-Birao
373 XIX.7 Nouvelles données acquises par le forage pétrolier d'Aoukalé (1986-1987)
376 XIX.8 Esquisse de l'évolution paléoclimatique du Centrafrique

Page 379: Chapitre XX: RELATIONS DE LA GEOMORPHOLOGIE AVEC LES AUTRES FACTEURS DU MILIEU

379 XX.1 Influence de la géomorphologie sur la phytogéographie
379 XX.2 Influence de la géormorphologie sur la répartition des sols
380 XX.3 Liaison de la géomorphologie avec le substrat géologique
380 XX.3 - 1 Liaisons reconnues
381 XX.3 - 2 Problèmes posées par les études morphologiques
382 XX.3 - 2.1 Remise en question de l'extension du Continental Terminal
382 XX.3 - 2.2 Etude structurale
383 XX.3 - 2.3 Schéma cartographique de "Fort-Crampel-Est"
384 XX.4 Crypto-Karsts du bassin de l'Oubangui

386 - Annexe 1 : Place géologique et géomorphologique du Centrafrique en Afrique Centrale
390 - Annexe 2 : Essai de reconstitution de l'évolution du réseau hydrographique
390 - Rappel historique
390 - Impact des accidents crétacés
391 - Incision cénozoïque de l'Oubangui
392 - Complexité des profils en long des rivières centrafricaines
394 - Conclusions

396 Conclusions générales

399 Bibliographie

427 Liste des Figures

429 Liste des tableaux

430 Table des Matières