

**REPUBLIQUE DE GUINEE**  
**MINISTERE DES MINES ET DE LA GEOLOGIE**

**GEOPROSPECTS Ltd**

**UNIVERSITE D'ETAT DE MOSCOU**  
**Lomonossov M. (Faculté géologique)**

**VOLUME I**

**GEOLOGIE**  
**DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE**



REPUBLIQUE DE GUINEE  
MINISTERE DES MINES ET DE LA GEOLOGIE

GEOPROSPECTS Ltd

UNIVERSITE D'ETAT DE MOSCOU  
Lomonossov M. (Faculté géologique)

**VOLUME I**

**GEOLOGIE**

**DE LA REPUBLIQUE DE GUINEE**

Mamedov V.I.

Bouféév Y.V.

Nikitine Y.A.

MOSCOU  
2010

*Dédié aux experts soviétiques-russes, guinéens  
et étrangers de différentes générations, qui ont  
usé de leurs connaissances et consacré leurs  
forces aux études de la géologie et des minéraux  
utiles de la République de Guinée.*

## PRÉFACE

Au début du vingt-et-unième siècle, beaucoup d'informations variées se sont accumulées en République de Guinée concernant les différents aspects géologiques et les minéraux utiles, y compris les résultats du levé géologique.

Grâce au levé géologique réalisé dans les règles de l'art par les géologues soviétiques d'OZGEO durant la période de 1967 à 1993, couvrant environ 60% du territoire du pays et au levé géologique accéléré réalisé par les géologues français du BRGM en 1997-1999, couvrant le reste du territoire (parties est et sud-est), l'ensemble du territoire du pays a été couvert par le levé géologique au 1:200 000. La prospection des bauxites, or, diamants, minerais de fer, réalisée dans de diverses régions durant le vingtième siècle et au début du vingt-et-unième siècle, surtout active après la deuxième guerre mondiale, a fourni des informations géologiques complémentaires très importantes et intéressantes. Cependant, dans le pays il n'avait pas de travaux de généralisation, qui embrasseraient toutes ces connaissances géologiques. Le rapport intéressant des géologues allemands du BGR préparé en 1998 se limitait à l'or.

Il était clair qu'il fallait procéder à la synthèse de toutes les informations concernant la géologie et les minéraux utiles. Cette synthèse est avant tout nécessaire aux Autorités du pays pour planifier le développement du secteur minier – le principal moteur du développement socio-économique du pays.

Quelqu'un devait prendre l'initiative et réaliser ce travail à caractère non commercial. Moi, en tant que géologue qui ai commencé à travailler en Guinée en 1967 déjà et qui suis devenu en quelque sorte le doyen parmi les experts étrangers ayant jamais travaillé au pays, j'avais d'un côté, un devoir moral et de l'autre côté un intérêt professionnel et la possibilité d'organiser et réaliser cette synthèse des données géologiques. Cette idée a été favorablement accueillie et approuvée par le Ministère de tutelle guinéen qui a délivré un Mandat correspondant pour collecter et généraliser les informations en questions.

Ce travail de synthèse a été commencé par les bauxites – principale matière première du pays. Vers la fin 2003, la «Carte du potentiel bauxitique de la République de Guinée» à l'échelle 1:500 000 et le «Catalogue» ont été réalisés, comprenant sous forme condensée caractéristiques de 890 gisements et indices de bauxites. Compte tenu de l'importance pratique de ce travail, la Carte et le Catalogue ont été remis au CPDM sur les CD pendant une réunion de travail sans publication. En 2004, les résultats de ce travail ont été exposés au Forum géologique et minier International qui a eu lieu en Guinée. Vers 2006, des permis de recherches pour la bauxite couvrant presque toutes les zones bauxitifères du pays ont été accordés aux divers investisseurs, y compris de grandes sociétés minières internationales. Il est évident qu'à côté de l'intérêt particulier pour les bauxites dans le monde, ces informations sur le potentiel bauxitique du pays ont joué leur rôle positif. Outre GEOPROSPECTS Ltd, ces travaux ont été financés par le Service de Coopération et d'Action Culturelle de l'Ambassade de France à Conakry.

Tous les travaux ultérieurs de synthèse, réalisés de 2003 à 2010 ont été financés par les fonds propres de GEOPROSPECTS Ltd et des auteurs du présents ouvrage.

Les travaux ont été réalisés avec la participation de plusieurs géologues ayant travaillé en Guinée et dans l'Afrique de l'Ouest durant plusieurs années. Ainsi Bouféev Youri, qui a dirigé le levé géologique au 1:200 000 sur 7 feuilles (plus de 20% du territoire guinéen), s'est chargé en grande partie de l'établissement de la carte géologique et de la carte gîtologique, de l'harmonisation des feuilles et de la rédaction des textes explicatifs. Une contribution importante dans l'établissement de la Carte gîtologie et de la Banque des données pour les minéraux utiles, ainsi que dans la description des cibles géologiques a été faite par Nikitine Youri. C'est l'un des premiers géologues soviétiques, qui a commencé à travailler en Guinée en 1961, et qui durant toutes ces années a été lié aux missions géologiques soviétiques en Guinée. La collecte et la systématisation des informations sur les minéraux utiles ont été réalisées avec une participation active de Mamedov Anatoly, spécialiste dans la géologie des gisements aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Sans leur enthousiasme, professionnalisme et sens de responsabilité, le présent ouvrage n'aurait jamais vu le jour.

Le traitement des informations sur le territoire guinéen a été fait en étroite collaboration avec la Faculté géologique de l'Université d'État de Moscou-Lomonossov (MGU).

Les travaux techniques liés à la mise en forme des données ont été réalisés avec la participation active du personnel de GEOPROSPECTS Ltd.

En systématisant les informations géologiques sur le territoire guinéen, les auteurs visent plusieurs objectifs, à savoir:

- Caractériser, aussi complètement que possible dans le cadre de la présente synthèse, tous les complexes structuro-formationnels et décrire leurs spécificités minières.
- Accorder une attention particulière à la phase cénozoïque du développement géologique et géomorphologique du territoire et aux croûtes d'altération latéritique, contrôlant le gros du potentiel minier de la République de Guinée.
- Préparer en fin de compte un ouvrage de synthèse qui sera utile non seulement pour l'évaluation des capacités et des perspectives du secteur minier du pays, mais représentera une source de diverse informations professionnelles pour les géologues (essentiellement nationaux) et les étudiants de l'Institut des Mines de Guinée.

C'est la raison pour laquelle le volume I, conçu initialement comme une simple notice explicative, a été par la suite considérablement élargi.

Le volume II, «Banque des données...», donne une brève caractéristique (sous forme de tableau) des gisements et indices de principaux minéraux utiles connus en Guinée. Toutes les cibles minières sont portées sur la carte gîtologique, établie sur la base de la carte géologique, montrant la spécialisation minière des complexes structuro-minéralogiques. Chaque type de minéraux utiles est précédé d'une brève caractéristique de leur appartenance à différents types génétiques et formationnels.

Ainsi les auteurs ont tenté de préparer pour la première fois en Guinée un ouvrage consacré au cadre géologique et minéraux utiles, couvrant l'ensemble du territoire national et montrant les stades de son développement géologique de l'Achéen à l'Holocène. Si les auteurs y ont réussi – c'est aux lecteurs d'en juger.

/ Mamedov Vladimir /





TABLE DES MATIÈRES	
PRÉFACE	4
INTRODUCTION	8
INFORMATION GENERALE	10
Géographie et économie	10
Historique des études géologiques régionales	17
Conditions de réalisation des recherches géologiques	18
Analyse des données géologiques de base	20
Principes méthodologiques	21
Principaux complexes structuro-formationnels et stades du développement géologiques	22
<b>A. SOCLE DE LA PLATEFORME AFRICAINE</b>	23
A-1. SOUBASSEMENT CRISTALLIN DU SOCLE	23
ARCHEEN PRECOCE (AR <sub>1</sub> )	23
COMPLEXES STRATIFIES DE L'ARCHEEN SUPERIEUR (TARDIF) (AR <sub>2</sub> )	24
Série de KASILA (AR <sub>1</sub> ks), région de FORECARIAH	24
Suite de Kissi-Kissi (AR <sub>2</sub> kk)	24
Suite de Forécariah (AR <sub>2</sub> fr)	27
Suite de Mahéra (AR <sub>2</sub> mh)	28
Suite de Kounsouta (AR <sub>2</sub> kn)	28
Caractéristique pétrographique des roches	29
Métamorphisme des roches	32
Série de DABOLA (Ar <sub>2</sub> db), région de TOUGUÉ, DINGUIRAYE, DABOLA	36
Série de DABOLA (AR <sub>2</sub> db), région de KISSIDOUGOU	42
Série de KAMBUI (AR <sub>2</sub> cm), région de KISSIDOUGOU	44
Série de MANI (AR <sub>2</sub> mn), région de N°ZÉRÉKORÉ-BEYLA	47
Age des formations	51
Principales conclusions	52
INTRUSIONS DE L'ARCHEEN TARDIF	
ET FORMATIONS PALINGENO-METASOMATIQUES	54
Complexe intrusif de métanorites, amphibolites ( $\eta$ AR <sub>2</sub> ), métapyroxénites et méta-hyperbasites ( $\sigma$ AR <sub>2</sub> )	61
Complexe intrusif de métadiorites à pyroxène et de métagranodiorites ( $\delta$ AR <sub>2</sub> )	61
Complexe palingéno-métasomatique des plagiogranites et plagio-granito-gneiss ( $\gamma$ mAR <sub>2</sub> ), orthogneiss et migmatites (gn AR <sub>2</sub> )	63
Complexe palingéno-métasomatique de charnockites basiques ( $\nu\check{c}$ AR <sub>2</sub> ), charnockites, endérbites et anorthosites ( $\gamma\check{c}$ AR <sub>2</sub> )	67
Complexe de granitoïdes d'origine indéterminée ( $\gamma\delta$ AR <sub>2</sub> )	71
Spécialisation minérogénique	74
<b>A-2. COUVERTURE PLISSEE DE LA BASE CRISTALLINE DU SOCLE</b>	75
PROTEROZOÏQUE (PRECOCE) INFERIEUR	75
STRUCTURES SEDIMENTOGENES DE LA PHASE PRECOCE DE CONSOLIDATION DU PROTEROZOÏQUE PRECOCE (PR <sub>1</sub> <sup>I</sup> )	76
Rift de Mongo	76
Suite de Mongo (PR <sub>1</sub> <sup>I</sup> mn)	76
Suite de Timbo (PR <sub>1</sub> <sup>I</sup> tm)	78
Rift de Simandou	79
Rift de Nimba	92
Chaîne montagneuse de Fourou Dialema et interfluve de Milo – Dion	94
STRUCTURES SEDIMENTOGENES DE LA PHASE TARDIVE DE CONSOLIDATION PROTEROZOÏQUE PRECOCE (PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	95
Zone structuro-formationnelle de Niandan – Kiniéro	96
Zone structuro-formationnelle du bassin de SIGUIRI	102
Zone structuro-formationnelle de FALEME	107
Métamorphisme des roches de la série BIRRIMIENNE	108
Age d'accumulation des dépôts de la série BIRRIMIENNE	110
Information supplémentaire	111
COMPLEXES SUBVOLCANIQUES, INTRUSIFS ET PALINGENO-METASOMATIQUES DU PROTEROZOÏQUES PRECOCE	112
Intrusions pré-orogéniques ( $\nu$ PR <sub>1</sub> <sup>I</sup> $\sigma$ PR <sub>1</sub> <sup>I</sup> $\nu$ PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	112
Complexe subvolcanique d'orogénèse précoce ( $\lambda$ PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	116
Intrusions orogéniques ( $\gamma\delta$ PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> , $\gamma$ PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> , $\epsilon$ PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	117
Formations palingéno-métasomatiques orogéniques tardives ( $\gamma$ m PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	122
Intrusions post-orogéniques	126
Métamorphisme de contact et activité hydrothermale	129
Spécialisation minérogénique de la phase protérozoïque précoce	130
<b>A-3. STRUCTURES D'ACTIVATION PANAFRICAINE</b>	132
RIPHEEN SUPERIEUR-CAMBRIEN	132
Fossé de ROKEL	132
Série de MADINA-KOUTA (R <sub>3</sub> -Vmk)	132
Caractéristique pétrographique des roches	134
Suite de Bania (Vbn)	135

Caractéristique pétrographique des roches	136
Fossé de BASSARI	138
Série de MADINA-KOUTA (R <sub>3</sub> -Vmk)	142
Série d'OUNDOU (Vun)	143
Suite de Pananpou (Vpn)	144
Suite de Koubia (Vkb)	147
MAGMATISME PANAFRICAIN	149
Intrusions de composition basique ( $\gamma\delta$ V)	149
Granites et granito-gneiss ( $\gamma$ V)	150
Granodiorites, granites à deux micas ( $\gamma_1$ V)	153
PHASE TERMINALE D'ACTIVATION PANAFRICAINE	155
Série de TABAN (C tb)	156
Série de YOUKOUNKOUN (C yk)	156
Spécialisation minérogénique de la phase Panafricaine	160
<b>B. COUVERTURE DE LA PLATE-FORME AFRICAINE</b>	161
RIPHEEN INFERIEUR	162
Série de SEGOU (R1sg)	162
Suite de Dabatou (R <sub>1</sub> db)	169
Suite de Balé (R <sub>1</sub> bl)	174
Suite de Légoro (R <sub>1</sub> lk)	177
RIPHEEN SUPERIEUR-VENDIEN	177
Série de MADINA-KOUTA (R <sub>3</sub> – V mk)	177
Série d'OUNDOU (Vun)	185
CAMBRIEN (C)	186
PALEOZOÏQUE	190
Ordovicien, suite de Pita (Opt)	190
Silurien, suite de Téliimélé (Stl)	192
Dévonien, suite de Faro (Dfr)	194
Spécialisation minérogénique des roches de la couverture de plate-forme africaine	196
<b>C. ACTIVATION GONDWANINNE DE LA PLATE-FORME</b>	197
MAGMATISME TRAPPEEN	197
Sills, dykes, corps fissurésà composition basique-ultrabasique ( $\beta$ Mz- $\sigma$ Mz)	198
Massifs lités de roches basiques-ultrabasiques ( $\nu$ Mz- $\sigma$ Mz)	202
Intrusion annulaire de syénites à néphéline ( $\epsilon$ Mz) de l'archipel de Loos	204
MAGMATISME KIMBERLITIQUE	209
Pipes et dykes kimberlitiques subvolcaniques (kMz)	209
Caractéristique pétrographique des kimberlites	213
Spécialisation minérogénique de l'activation gondwanienne de plate-forme	217
<b>D. STADE CENOZOÏQUE</b>	218
STADES DU DEVELOPPEMENT GEOMORPHOLOGIQUE DU TERRITOIRE GUINEEN DANS LE CENOZOÏQUE	221
ROCHES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	226
DEPOTS NEOGENES (N)	226
Dépôts néogènes de la côte	227
Dépôts continentaux du Miocène moyen	228
Dépôts du Pliocène N <sub>3</sub>	237
DEPOTS PLEISTOCENES ET HOLOCENES	237
Dépôts du Pléistocène précoce (Q <sub>I</sub> )	239
Dépôts du Pléistocène moyen (Q <sub>II</sub> )	242
Dépôts du Pléistocène tardif (Q <sub>III</sub> )	244
Dépôts de l'Holocène (Q <sub>IV</sub> )	247
Dépôts éoliens récents et produits de leur remaniement	253
Spécialisation minérogénique des dépôts cénozoïques	256
CROUTES D'ALTERATION LATERITIQUE	257
DEVELOPPEMENT ET STRUCTURE ZONÉE DES CROUTES D'ALTÉRATION LATÉRITIQUE	257
PRINCIPAUX FACTEURS DETERMINANT LA STRUCTURE ET LA COMPOSITION DES CROUTES D'ALTERATION LATERITIQUE	266
Facteur géomorphologique	266
Facteur de l'allure des roches	270
Facteur de la composition chimique et particularités minéralogiques et pétrographiques des roches mères en place	275
BAUXITES ET LEUR CLASSIFICATION GENETIQUE	278
Zonalité géochimique verticale et sa variabilité en fonction de la genèse	278
Textures et structures des bauxites et des roches connexes des couvertures latéritiques de diverses genèses	286
MINERAIS LATERITIQUES DE FER ET LEUR CLASSIFICATION GENETIQUE	296
Epaisseur et composition des minerais latéritiques de fer en fonction de leur position dans le profil d'altération et de la composition des roches mères	296
Classes, sous-classes et types génétiques des minerais latéritiques de fer	306
AUTRES MINERAUX UTILES LIES AUX CROUTES D'ALTERATION LATERITIQUE	308
CONCLUSION	310
BIBLIOGRAPHIE	314

## INTRODUCTION

La «Carte géologique de la République de Guinée à l'échelle 1:500 000» et le livre «Géologie de la République de Guinée» représentent le premier volet (volume I) des travaux de systématisation des informations concernant le cadre géologique et les minéraux utiles de la République de Guinée. Le deuxième volet de l'ouvrage (volume II) comprend la «Carte gîtologique de la République de Guinée au 1:500 000», établie sur la base de la carte géologique, et le livre «Banque des données des gisements et indices de minéraux utiles», pour lesquels les auteurs ont pu récolter des informations disponibles à l'état de 2006-2008 et de les présenter sous la forme succincte de tableau.

Le principal objectif de la présente généralisation est la systématisation des données et leur harmonisation afin de:

- établir pour tout le territoire du pays une carte géologique unie à l'échelle 1:500 000 qui servent de base à la carte gîtologique montrant la distribution des gisements et indices de minéraux utiles;
- obtenir les informations nécessaires pour anticiper la présence de minéraux utiles liés à différents complexes et formations géologiques;
- planifier le développement des matières premières de base et du secteur minier national;
- gérer l'utilisation du sous-sol et planifier les travaux d'exploration et de prospection futurs;
- préparer les informations qui seront utiles aux jeunes géologues et étudiants guinéens pour étudier la géologie de leur pays.

Pour cette raison, le présent ouvrage sur le cadre géologique est plus large qu'une simple Notice explicative. Il comprend entre autres des informations sur la distribution des croûtes d'altération latéritique, leur structure, composition et genèse. Bien que les croûtes altérées ne soient pas montrées sur la carte géologique, leur présence dans le présent ouvrage, à l'avis des auteurs, est primordiale. A ces croûtes sont liés les ressources en bauxites et minerais de fer riches, principales richesses des sous-sols guinéens. Les processus d'altération latéritique ont favorisé la concentration relative de l'or dans les gisements primaires et amélioré les conditions de leur exploitation. Ils ont également contribué à la mise en place des placers alluvionnaires d'or, diamants, et autres minéraux résistants à l'altération. Les produits d'altération latéritique sont largement utilisés à la campagne pour la construction des routes et des bâtiments.

En ce qui concerne les informations de base, les auteurs ont utilisé les cartes géologiques au 1:200 000 et leurs notices explicatives, établies en 1967-1999 par les équipes de géologues soviétiques (OSRG<sup>1</sup>), guinéo-soviétiques (OZGEO-ORG), guinéo-russes (OZGEO-DNG) et franco-guinéens (BRGM-DNRGN). Ces anciennes cartes ont été établies sur le fond topographique au 1:200 000 de précision insuffisante, publié dans les années 1920-1950. C'est la raison pour laquelle, une partie de ces cartes géologiques ont des éléments topographiques et donc des structures géologiques qui ne collent pas avec les cartes contiguës.

Lors de la réalisation du présent ouvrage, les auteurs ont tenu compte autant que possible des résultats des travaux de différentes compagnies et des rapports des consultants et experts soviétiques et russes, ayant travaillé en Guinée (*Nikitine Y.A., Mamédov V.A., Dériouguin Y.N., Ratsko A.P., Sourkov A.V., Bolonine A.V., Dovidenko G.M., Boufféev Y.V. et al.*). Ceci a permis de compléter la carte avec de nouvelles données géologiques concernant entre autres les veines quartziques aurifères, pipes et dykes kimberlites, secteurs de développement des alluvions anciennes etc.

<sup>1</sup> Ici et plus loin dans le texte:

OSRG – Organisme Soviétique de Recherches Géologiques, Moscou

OZGEO – v/o Zarubezhgeologia, Moscou

ORG – Organisme de Recherches Géologiques, République de Guinée

DNG – Direction Nationale de la Géologie, République de Guinée

BRGM – Le Bureau de Recherches Géologique et Minières, Orléans, Paris

DNRGH – Direction Nationale de Recherche Géologique et Hydrocarbures, République de Guinée

La description des phases de développement géomorphologique de la région et des croûtes d'altération latéritique est basée sur les travaux géologo-scientifiques menés par la compagnie GEO-PROSPECTS Ltd. sur les bauxites et les minerais de fer riches.

Des informations importantes ont été obtenues lors de l'interprétation des cartes aéromagnétique et aéroradiométrique (canaux U, Th, K) au 1:200 000 de la partie nord-est et est du pays (BRGM). Elles ont permis de préciser le plan de la tectonique disjonctive et les paramètres de principales structures de cette région.

Pour examiner le cadre géologique dans les pays limitrophes de la Guinée, les auteurs ont été utilisés les cartes suivantes:

- Minéralisations Aurifères de L'Afrique de l'ouest 1:2 000 000, *J. P. Milesi*, 1989;
- Carte Géologique du Mali au 1:500 000, *J. P. Bassot et al.* 1980;
- Geological Map of Liberia, 1:250 000, *E. R. Force and J. F. Seitz*, 1977;
- Carte Géologique de Guinée-Bissau, 1:500 000, *V. I. Mamedov*, 1980

Les cartes topographiques au 1:500 000 disponibles dans le pays et établies sur la base du levé géométrique réalisé en 1929-1956, ne pouvaient pas être utilisées comme fond topographique pour la carte géologique en raison de son faible niveau de précision. Pour cette raison, les auteurs ont dressé une nouvelle carte topographique sur la base des cartes d'État-Major de l'URSS au 1:500 000, publiées en 1981-1983 avec l'état des lieux de 1968-1979. Vu la sursaturation de la carte avec des éléments géologiques, le fond repère a été simplifié en excluant les petits cours d'eau, localités, routes secondaires et autres éléments topographiques. Le relief (courbes de niveau) et les cotes ont été laissés sans modification.

La carte topographique et la carte géologique au 1:500 000 ont été dressées en utilisant les technologies informatiques appropriées. Toutes les données ont été gravées sur les CD dans les formats Microstation DGN et TIFF, ce qui permet de multiplier les cartes et de faire leur tirage polygraphique.

Les travaux ont été réalisés dans les bureaux de GEOPROSPECTS Ltd. en étroite collaboration avec la Faculté géologique de l'Université d'État de Moscou-Lomonossov (MGU), ainsi que OZGEO, DNRGH, CPDM.

En préparant le présent ouvrage, les auteurs ont eu des consultations avec *Bogatyrev B.A., Dolguinov E.A., Dériouguine Y.N., Pouscherovsky D.Y., Starostine V.I., Alekhine Y.V., Vorobiev S.A. et autres collègues*. Les résultats de cette généralisation géologique ont été rapportés et discutés au Conseil Scientifique de la faculté géologique de MGU.

Dans le livre, ont été utilisées les photos de *Boufféev Y.V., Dériouguine Y.N., Bolonine A.V., Tchaoussov A.A., Mamedov V.I., Lopukhine M.V., et d'autres collaborateurs de GEOPROSPECTS Ltd.* et les publications de BGR<sup>2</sup>.

Les figures et les illustrations ont été préparées par *Boufféev Y.V., Mamedov V.I., Tchaoussov A.A., Kanischev A.I., Lopukhine M.V., Okonov E.A.*

La révision scientifique du texte russe a été faite par *Mamedov V.I.*

La traduction française a été faite par *Sinitsyn S.E. et Zverev S.N.*

La révision technique du texte français a été faite par *Dominique L. Butty et Nikitine Y.A.*

L'ensemble des travaux ont été financés par GEOPROSPECTS Ltd et *Mamedov V.I.* de son compte personnel.

Les auteurs remercient sincèrement tous les collègues et organisations qui ont contribué à l'accomplissement du présent ouvrage de synthèse.

<sup>2</sup> Ici et plus loin dans le texte

BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoff.



INFORMATION GENERALE  
Géographie et économie

La République de Guinée est un pays situé en Afrique de l’ouest, sur la côte atlantique, entre 7°-12°30’ de l’attitude nord et 7.30°-15° de longitude ouest. Le chef de l’Etat est le président élu au suffrage universel pour 7 ans. Le pouvoir législatif est assuré par un parlement composé d’une seule chambre, l’Assemblée nationale, où siègent les députés élus pour un mandat de 5 ans. Le pouvoir exécutif est assuré par le Premier Ministre. La langue officielle est le français.

**La superficie du pays** est de 245857 km². La population compte 10,3 M d’habitants (2010), la densité est de 41.9 personnes au km², cependant la répartition de la population sur le territoire du pays n’est pas régulière: elle varie de 3-5 personnes au km² dans certaines régions du nord-est et sud-est à 60-70 personnes dans les régions centrales (Labé, Pita); sur la presqu’île de *Kaloum*, y compris *Conakry*, elle dépasse 3000 personnes au km². Le taux de croissance de la population est de 2,6%. Population urbaine – 25,6%. Principales villes: *Conakry* (capitale) – 1300 mille habitants, (avec les banlieues – 2 M, 2009), *Kankan* – 141 mille, *Kindia* – 141 mille, *N’Zérékoré* – 178 mille..

**Ethnies principales:** foulbé (Foula) – 40,3%, malinké – 25,8%, soussous – 6,5%, kpelle – 4,8%. Autres ethnies: kissi, guerzé, tombaga, tenda, landouma, tippi, nalou, badiarinke, coniagui, bassari, loma et autres. Dans le pays, vivent beaucoup de libanais, syriens et européens.

**Religion** – les musulmans sunnites et les chrétiens catholiques forment la plus grande partie des croyants, la part des adeptes de croyances traditionnelles locales varie entre 12-15%.

**Division administrative:** Etat-Zone spéciale – *Conakry* et 4 régions économiques: *Kindia*, *Labe*, *Kankan*, *N’Zerekore*, chacune compte entre 7 et 10 préfectures.

**Economie.** La Guinée est un pays agricole avec une industrie minière développée. La part de la production agricole dans le PNB est de 24 %, celle du secteur minier – 38,2 %, industrie manufacturière – 4,6 % (données 1994).

**Exportations:** bauxites (2e au monde), alumine, or, diamants, café, ananas, bananes, drupes des palmiers à huile. Importations: hydrocarbures, équipements miniers et industriels, moyens de transport, métaux, ciment, engrais, produits alimentaires, biens de consommation.

Dans le pays il existe une raffinerie d’alumine, des entreprises de fabrication de matériaux de construction, des ateliers d’assemblage de véhicules et de bicyclettes, des industries chimiques, de fabrication de peinture, d’usinage de bois, textile et alimentaire. Les métiers manuels et artisanaux sont également très développés – tissage, forge, poterie, fabrication d’œuvres d’art en bois, cuir, métaux et ivoire.

**Le transport ferroviaire** est le secteur le moins développé de l’économie. Dans le pays il existe trois voies ferrées privées servant au transport des bauxites et de l’alumine: *Conakry-Fria* – 145 km (voie – 1000 mm), *Conakry-Débélé* – 104 km (voie – 1435 mm) et *Kamsar-Sangarédi* – 135 km (voie – 1435 mm). Le principal chemin de fer public *Conakry-Kankan* (662 km) n’est plus en exploitation depuis plusieurs années. Seul un petit tronçon de 25 km, servant à transporter les matériaux pour la production du ciment, du port de *Conakry* jusqu’à la cimenterie de *Sonfonia*, est en exploitation.

**Transport automobile.** La longueur des principales routes (essentiellement en terre battue) est de 44,3 mil. km. Les routes goudronnées ont une longueur d’environ 2,5 mil. km. Elles relient les principaux centres administratifs et les agglomérations du pays, ainsi que la partie nord-est de la Guinée avec la République du Mali (*Kankan-Siguiri-Kouremale-Bamako*).

**La base énergétique du pays** n’est pas en mesure d’assurer entièrement les besoins de l’économie nationale en électricité. A l’état de 2002 (<http://www.eia.doe.gov/>), la Guinée produisait 855 GVt/h, y compris 63.55% par les centrales thermiques et diesel et 36.45% – par les centrales hydroélectriques. Cependant l’électrification du pays reste au niveau assez bas.

L’un des problèmes est que les centrales hydroélectriques ne peuvent pas fonctionner à pleine puissance à la fin des saisons sèches suite au manque d’eau des retenues.

Cependant, le potentiel hydroénergétique des cours d’eau guinéens est assez élevé (15-20 GWt/h par an), ce qui ouvre de belles perspectives pour le développement des industries à très grande consommation d’énergie telle que la production de l’alumine, de l’aluminium, de l’alundum (corindon artificiel) etc. Le potentiel hydroénergétique des bassins de principaux fleuves se présente comme suit, en GVt /h: Konkouré – 12.0, Fatala – 2.0, Kogon – 2.0, Kolente – 2.5, Tomine – 6.5, Gambia – 4.5, Bafing – 10.0, Niger (amont) – 23.7, Milo et Baoule – 5.0. Total 68 GVt/h. Le plus grand intérêt présente le bassin de la rivière de Kounkoré.

**Le climat du pays** est équatorial à moussons, dans lequel on distingue très nettement deux saisons: saison des pluies en été et saison sèche en hiver. Au cours de l’année, la température varie faiblement. Le mois le plus chaud (avril) n’a que 5 à 6 degrés de plus que le mois le plus froid (août). La température annuelle moyenne de l’air est de 25-26°C. Les températures moyennes mensuelles ne descendent pas au-dessous de 20°C.

Les pluies tombent essentiellement durant la période mai-octobre. La saison sèche dure du mois de novembre au mois d’avril.

La caractéristique des régimes climatiques de différentes régions de la Guinée est donnée au tableau 1.

Régimes climatiques de la Guinée

Tableau 1

Station météorologique	Cote, m	Température moyenne, C°			Précipitations moyennes, mm			
		Août	Avril	Annuelle	Janvier	Août	Annuelle	Nombre de jours pluvieux
Boke	69	25,8	29,7	27,2	0	822	2830	
Conakry	26	24,7	27,8	26.3	1	1327	4352	170
Koubia							1366*	87
Mali	1441	18,4	23,7	20,5	0	492	1807	
Labé	1025	20,7	25,1	22,5	2	368	1712	122
Mamou	782	22,1 (dec.)	26,2	23,7	5	437	1976*	142
Tougue							1257*	71
Dabola							1062*	69
Dinguiraye							1020*	82
Siguiri	365	24,1 (dec.)	30,8	26,8	0	346	1336	85
Kankan	377	23,8 (dec.)	29,0	26,1	3	376	1695	
Beyla	678	23,1 (dec.)	25,6	24,2	8	292	1788	

\*données moyennes pour la période 1975-1990

Les vents soufflent essentiellement dans la direction nord et nord-ouest durant la saison humide (de l’océan vers le continent) et sud et sud-est (du continent vers l’océan) – durant la saison sèche. Le changement des saisons est caractérisé par des orages, des vents violents et des tempêtes.

Traditionnellement, le territoire de la Guinée est divisé en quatre grands domaines morphostructuraux ayant des conditions climatiques spécifiques et des particularités de développement économique.

**1. La Zone côtière ou Basse Guinée** est située entre la côte atlantique et les versants en pentes raides ou escarpées du plateau du Fouta Djallon (fig. 1 et 2). A l’ouest, elle est reliée à la dépression Bissau, au nord-est, elle passe progressivement en plaine d’érosion-accumulation montagneuse des bassins des rivières de Kolénté et Kora.

Les parties littorales de la dépression se trouvent dans la zone des marées (l’amplitude des mouvements atteint 5-6 m). Les côtes sont découpées par de nombreux estuaires et envahies de mangroves. Les autres territoires sont des régions à vocation agricole dont la production est destinée à l’exportation





**Fig. 1.** Basse-terre littorale.

A l'horizon – falaises et buttes-témoins formées par les grès de la suite de Pita (Ordovicien).



**Fig. 2** Basse-terre littorale. Au fond – mont de Kakoulima

et à la consommation locale. On y compte également des entreprises de pêche maritime et d'usinage. Une grande partie des terres cultivables sont occupées par les plantations de bananes, ananas, agrumes, palmistes et riz. Sur les côtes, on trouve souvent des cocotiers et raphias.

La Basse Guinée compte 34,4% des habitants du pays (représentés essentiellement par l'ethnie soussou), c'est la plus grande densité de la population dans le pays.

**2. Le plateau du Fouta Djallon ou Moyenne Guinée** occupe les parties ouest, centrale et nord-est de la Guinée. Il est formé par un système de surfaces d'aplanissement de différents niveaux et âges, séparés les uns des autres par des versants et escarpements raides. Ces surfaces vont de la Plaine Côtière où elles en sont séparées par un escarpement presque vertical vers l'intérieur du pays, en montant progressivement jusqu'aux cotes de 800-1000 m, et dans certains secteurs jusqu'à 1400-1500 m (mont de *Tamgué* – 1538 m aux alentours de la ville de *Mali*). Les plus hautes parties du plateau (1000-1200 m) sont obser-

vées dans la zone centrale, le long de la ligne passant par les villes de *Mali*, *Labé*, *Dalaba* et *Mamou*. A l'ouest de cette partie, on constate l'abaissement progressif en gradins du relief jusqu'aux cotes de 150-200 m, et à l'est – jusqu'à 500-600 m.

La population appelle le plateau du Fouta Djallon «le père des fleuves», et plusieurs géographes l'appellent – «le château d'eau de l'Afrique de l'ouest». Ici prennent source plusieurs fleuves des parties ouest, centrale et nord-est de la Guinée et passe la ligne de partage des eaux de deux systèmes fluviaux d'âges différents. Le système le plus ancien comprend les rivières les plus longues d'écoulement nord, nord-ouest et nord-est, qui forment les bassins des fleuves de *Kogon*, *Tominé*, *Gambia*, *Sénégal* (en Guinée r. de *Falémé*, *Bafing*, *Bakoy*). Le système le plus récent est représenté par des rivières plus petites mais particulièrement «agressives» d'écoulement sud et sud-ouest (*Fatala*, *Konkoure*, *Kolénté*, *Mongo*), qui ont intercepté et continuent activement de le faire, les rivières du système plus ancien et de son propre système, en transformant considérablement leur plan hydrographique initial. Les systèmes fluviaux cités ont profondément remodelé le relief initial du plateau. Raison pour laquelle, certains domaines ont acquis l'aspect montagneux et d'autres de plaine valonnée avec de nombreuses buttes témoins des anciens plateaux (fig. 3). Les entailles maximales cumulées ont été relevées au nord de la ville de *Mali* (jusqu'à 1200 m) et dans la vallée de la rivière de *Tominé* (jusqu'à 450-500 m).

Les savanes (fig. 4) forment l'essentiel du paysage de la Moyenne Guinée, tout comme les hauts prés sur les secteurs montagneux.

La Moyenne Guinée est la principale région de pâturage avec une agriculture développée. Ses régions ouest et centrale sont la principale source de bauxites du pays, où sont concentrées toutes les sociétés d'exploitation de bauxite (régions de *Boké*, *Sangaredi*, *Fria*, *Débélé*) et de sa transformation en alumine (*Fria*).

La Moyenne Guinée abrite 26,9% de la population du pays, représentée essentiellement par une ethnie Foulbé (Foula).

**3. La haute plaine du bassin du Haut Niger ou la Haute Guinée** est limitée au nord et au nord-ouest par les contreforts du plateau du Fouta Djallon, au sud et au sud-est – par une région moyenne appelée Guinée Forestière. Sur le plan morphologique, elle est représentée par une surface aplatée de dénudation/accumulation, qui descend progressivement des cotes 600-650 m au sud-ouest à 350-400 m au nord-est, en suivant dans l'ensemble la pente du lit du fleuve de *Niger*. Cette surface est entaillée par des vallées en pente douce, peu profondes (5-20 m) des cours d'eau actuels, dans certains secteurs le paysage monotone est perturbé par de rares buttes et chaînes de collines assez basses.

Dans la région du partage des eaux du système Sénégal (en Guinée – rivière de *Bakoy*) et du système de *Tinkisso* – *Niger*, on note de rares buttes et collines résiduelles ayant des cotes de 600-800 m.

Dans la partie centrale, la plaine est traversée par une chaîne montagneuse de *Niandan* avec des cotes de 600-850 m. A la latitude de la ville de *Kouroussa*, cette chaîne est recoupée par la vallée du *Niger*, elle réapparaît de nouveau aux alentours de *Kiniéro*, mais sous forme de monticules séparés de hauteur similaire.

La Haute Guinée est une savane classique qui passe au sud-ouest en savane arbustive. Cette zone abrite 19,8 % de la population du pays (principale ethnie – malinké), la densité est la plus faible de tout le territoire guinéen.

Sur le plan économique, la Haute Guinée est une importante région aurifère exploitée de manière industrielle (*Lero* – *Fayalala*, *Fatoya*, *Kouroussa* etc.) et artisanale, c'est aussi une zone de pâturage et d'agriculture d'irrigation développée dans les vallées du *Niger*, *Milo*, *Sankarani* etc.

**4. Le sud-est du pays ou la Guinée Forestière** est une région moyenne formée par un système de massifs montagneux (*Nimba* – 1752 m; *Béro* – 1210 m; *Tetini* – 1257 m; *Kourandou* – 1236 m etc.) et de chaînes (*Simandou* – 1656 m) (fig.5, 6), séparés les uns des autres par des vallées d'érosion et des dépressions intermontagneuses (cotes de leurs fonds – 500-800 m). Dans cette contrée, tout comme sur le plateau du Fouta Djallon, se trouve le partage des eaux des systèmes fluviaux d'écoulement nord et





Fig. 3 Mont tabulaire. Vue depuis la route Kindia-Mamou



Fig. 4 Savane. A l'horizon – monts tabulaires (mesas) du plateaux Fouta Djallon

nord-est (fleuve de *Niger* et ses affluents droits – *Niandan*, *Milo*, *Dion Sankarani*), sud-ouest (*Makona*, *Loffa*, *Diani*, *Mani*) et est (*Feredougouba*, *Gouan*). Le deuxième système est plus récent, il intercepte les rivières du bassin du *Niger* en formant dans certains cas des vallées couplées (pas sûr que le terme soit correcte) (*Diani-Milo*, *Loffa-Dion*, *Makona-Baoule*).



Fig. 5 Crête de Simandou. Versant est.

Le nord et le nord-est de la Guinée Forestière sont occupés par la savane arborée et la savane herbeuse. C'est une importante région d'élevage du pays. Ses parties centrale et sud sont couvertes de forêts tropicales «claires» (sèches) (fig. 7), qui sont en grande partie exterminées par les coupes et les feux de brousse. Dans certaines régions, essentiellement dans les montagnes à proximité de la frontière libérienne; on trouve des îlots de forêts tropicales denses et humides (fig. 8).

La Guinée Forestière abrite les principales plantations de caféiers, palmiers à huile, quinquina, tabacs, thés, cacao; ici poussent les essences précieuses de bois d'ébénisterie et des hévéas ou arbres à caoutchouc. Parmi les richesses minérales on note le diamant et les minerais de fer. Les gisements diamantifères ont été intensément exploités par les compagnies industrielles et les artisans; cette exploitation se poursuit jusqu'à présent.

La Guinée Forestière abrite 18,9 % de la population du pays. Les principales ethnies sont les kissi, guerzé, toma, dont l'occupation principale est l'agriculture.





Fig. 6 Chaîne de Simandou. Vue du côté de Pic de Fon



Fig. 8 Caractère de la végétation dans le sud de la Guinée Forestière. Forêt tropicale «sombre»



Fig. 7 Caractère de la végétation dans le sud de la Guinée Forestière. Forêt tropicale «claire»

## HISTORIQUE DES ETUDES GEOLOGIQUES REGIONALES

Les études géologiques du pays ont débuté dans la première moitié du XIX siècle, après l'arrivée des européens en Afrique de l'ouest. Les œuvres de *Ternminck* (1853) donnent la première description schématique de la structure géologique de la côte guinéenne.

La monographie de *Lambert L.* (1861) est consacrée aux résultats de son voyage sur le plateau du Fouta Djallon.

En 1893, *Raisin C.* (1893) systématise les données sur la géologie de l'Afrique de l'ouest recueillies jusqu'alors.

Au début du XX siècle, on voit paraître plusieurs œuvres consacrées à différentes régions de petites dimensions. Parmi ces œuvres, on peut citer celles de *Lacroix A.* (1905, 1931), *Hubert H.* (1919), *Lenoble* (1927), *Sinclair* (1918) etc. En 1919, *Hubert H.* dresse la première carte géologique de l'Afrique de l'ouest française [89].

Au début des années 1930, le service géologique de l'Afrique de l'ouest française, avec le centre à Dakar, fut créé. Durant la période 1944-1957, il publie les cartes géologiques du pays à l'échelle 1:500 000, avec les Notes explicatives, couvrant les feuilles:

Kindia-Est, *Chetelat E.* et al. (1956) – [50]

Kindia-Quest, *Chetelat E.* (1946) – [50]

Conakry-Est, *Daclaire L.* (1955) – [54]

Conakry-Quest, *Daclaire L.* (1957) – [54]

Kankan-Est, *Goloubinow R.* (1948) – [78]

Kankan-Quest, *Goloubinow R., et al.* (1948) – [78]

Kissidougou-Est, *Obermuller A.* (1948) – [140]

Kissidougou-Quest, *Obermuller A., et al.* (1951) – [141]



Dans les années 1940 et surtout 1950, plusieurs études géologiques régionales furent réalisées. Parmi elles, on peut citer les œuvres de *Furon R.* (1943-1959) [69, 70, 71], consacrées à la géologie de la Guinée Française et aux particularités structurales du continent africain, *Arnoud G.* (1945) [7] – aux minéraux utiles de l’Afrique de l’ouest, *Blondel F.* (1955) [23] – aux gisements de fer de l’Afrique de l’ouest.

Une œuvre synthétisante montrant le rapport entre le relief et les structures géologiques fut publiée par *Leclaire J.* (1945).

En 1948, *Roques M.* a publié une Note sur le Précambrien de l’Afrique de l’ouest Française. A la fin des années 1950, les œuvres sur la formation de la croûte latéritique d’altération et la migration des oxydes dans les conditions de climat tropical furent publiées (*Bonifas*, 1959; *Maignien*, 1958; *Ponquet*, 1954; *Ledoux et Dercival*, 1959).

En 1959, *Furon R.* publie une Note sur la géologie de l’Afrique et une carte géologique de l’Afrique à l’échelle 1:2 000 000.

En 1963 furent publiées les cartes géologiques à l’échelle 1:200 000 de la partie sud de la République du Sénégal comprenant la partie nord de la Guinée, préparées par les collaborateurs du BRGM (*Bassot J.*, *Arnould et al.* 1960 [8, 10]). Ces données reprises par la suite par *Bassot J.*, ont servi de base pour établir la carte géologique du Sénégal de l’est à l’échelle 1:200 000, publiée en 1964.

A partir de 1967, le territoire de la République de Guinée a été méthodiquement couvert par un levé géologique à l’échelle 1:200 000, réalisé d’abord par les équipes soviétiques (OSRG, 1967-1974) et ensuite par les équipes mixtes soviéto-guinéennes (OZGEO-ORG-DNG, 1974-1994). Grâce à ces travaux, toutes les zones ouest et centrale couvrant 133.157 km², soit 54.2% de la superficie du pays furent cartographiées (fig. 9).

En 1997-1999, les experts français et guinéens du BRGM-DNRGH procédèrent au levé géologique à l’échelle 1:200 000 de la partie est et sud-est du pays.

La succession des travaux mentionnés et les principaux auteurs des cartes géologiques est montrée sur la fig. 9 et dans le cartouche de la carte géologique au 1:500 000.

Parmi les autres ouvrages géologiques ayant une grande importance pratique, il faut citer les œuvres de *Mikhailov B.M.* (1964, 1966, 1969) et *Silverstov Y.V.* (1978, 1983) sur la géologie, la géomorphologie et les roches des couvertures, la monographie de *Villeneuve M.* (1984) sur l’évolution du bassin sédimentaire du nord-est de Gondwana au Protérozoïque et Paléozoïque, ainsi que la note très intéressante de *Milesi J.* (1989) [132] sur les problèmes de stratigraphie, lithologie, le développement et les potentialités aurifères du Protérozoïque précoce de l’Afrique de l’ouest, qui est accompagnée d’une carte géologique au 1:2 000 000.

### CONDITIONS DE REALISATION DES RECHERCHES GEOLOGIQUES

La structure géologique de cette région compte trois étages:

1. Socle cristallin (craton) de plateforme;
2. Couverture plissée de plateforme comprenant deux unités distinctes;
3. Couverture sédimentaire plate avec de nombreuses intrusions de composition basique, ultrabasique, ainsi que des corps de kimberlites.

La structure géologique est très complexe (1 et 2), moyenne ou simple (3). Le niveau d’affleurement des roches en place sur le plateau du Fouta Djallon et la Plaine Côtière est satisfaisant (dans les entailles d’érosion des cours d’eau contemporains).

Dans les limites de la haute plaine du Haut Niger, le niveau d’affleurement est faible suite au développement généralisé des croûtes d’altérations latéritiques (à l’exception de la chaîne montagneuse de *Niandan-Kiniéro*, où le degré d’affleurement est suffisant). Dans le sud-est du pays (Guinée Forestière), le niveau d’affleurement est faible ou satisfaisant (crête de *Simandou*; massif montagneux de *Nimba*).

Les cibles géologiques peuvent être difficilement reconnues sur les photos aériennes à l’exception des complexes de terrasses dans les vallées fluviales et de certains éléments de la tectonique cassante.

L’accessibilité de la plupart des régions est satisfaisante, dans certaines parties du plateau du Fouta Djallon, elle est bonne. La lecture du terrain à l’aide de la carte et la navigation sont satisfaisantes à

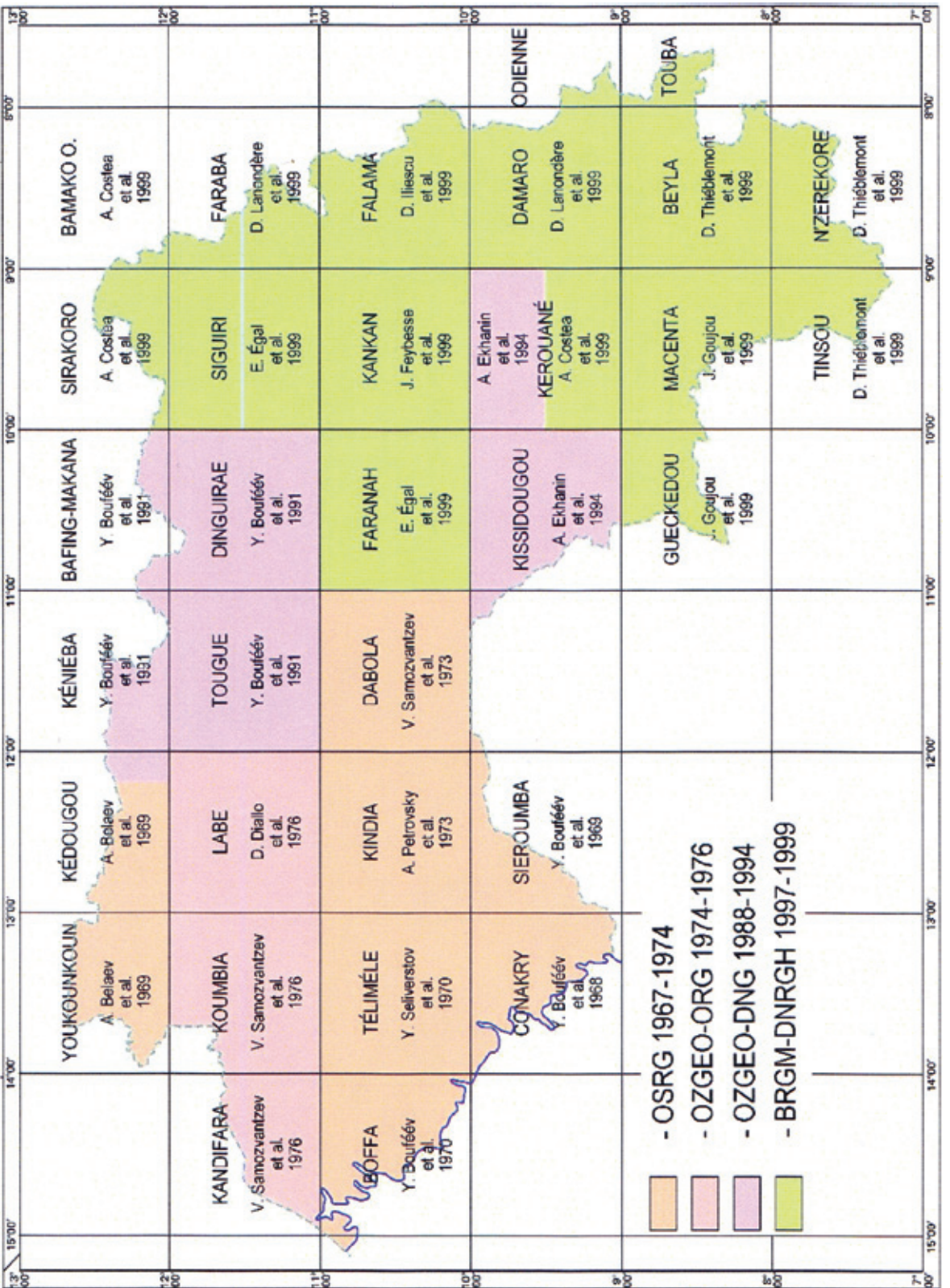


Fig. 9 Levés géologiques réalisés sur le territoire du pays à l’échelle 1:200 000



l'exception des secteurs boisés dans le sud-est du pays et dans les vallées des affluents des fleuves, où sont développées les forêts galeries et les gros massifs d'herbes à éléphant.

Les autres facteurs influant défavorablement sur la qualité du levé cartographique sont:

- Vaste granitisation récurrente des roches cristallines archéennes suivie de la mise en place de grandes étendues de diaphorites et migmatites;
- Plissements intenses, métamorphisme régional, dynamo-thermal et dynamique, des formations de la couverture plissée du Protérozoïque précoce;
- Magmatisme polyphasé et monotype à différents stades de développement des structures géologiques du pays;
- Monotonie des séquences et absence d'horizons repères dans les dépôts du Riphéen supérieur, Vendien et Cambrien, qui composent la couverture sédimentaire de plateforme.

Parmi les autres facteurs défavorables, on peut citer les conditions climatiques difficiles de la Guinée et le danger biologique du milieu d'habitation.

### ANALYSE DES DONNEES GEOLOGIQUES DE BASE

Les cartes géologiques publiées par les organismes soviétiques et russes durant la période 1967-1994 couvrent 133157 km<sup>2</sup> de la Guinée ouest et centrale (bloc ouest des cartes). Les cartes ont été établies suivant les normes de l'«Instruction sur l'élaboration de la carte géologique nationale de l'URSS à l'échelle 1:200 000». Les travaux ont été accompagnés du levé géologique et des études pétrographiques, géochimiques, minéralogiques, paléontologiques et géochronologiques requis. Les cartes sont harmonisées entre elles en ce qui concerne les contours géologiques et répondent aux idées générales sur le cadre géologique. En tant que point négatif des travaux réalisés, il faut noter les études pétrographiques sommaires des roches métamorphiques archéennes (feuilles de KINDIA et DABOLA), ce qui a rendu difficile la reconstitution des processus métamorphiques polyphasés et par conséquent, la corrélation avec les roches similaires des autres régions de la Guinée.

Les cartes géologiques du BRGM-DNRGH (bloc est des cartes) ont été préparées de manière hâtive, dans des délais restreints (1997-1999 – 112700 km<sup>2</sup>), avec un budget minimal. Les recherches nécessaires et les études pétrographiques, géochimiques et minéralogiques requises pour l'échelle 1:200 000 n'ont pas été réalisées. En même temps, il faut noter la réalisation d'un nombre important de déterminations d'âge absolu avec des méthodes modernes, sans pour autant indiquer les caractéristiques pétrographiques des roches, dans lesquelles, les zircons et les monazites ont été prélevés, ce qui rend difficile l'interprétation des datations obtenues. Le levé s'est fait suivant le principe lithochronologique, selon lequel le plus important était de montrer sur les cartes géologiques les secteurs de développement des roches de différente composition lithologique ou pétrographique en indiquant l'intervalle possible de leur formation. Une telle approche comporte plusieurs défauts. Elle ne permet pas de déterminer la succession stratigraphique de l'accumulation des sédiments dans les bassins de sédimentation et leurs changements de facies; l'âge et la succession de différentes intrusions et les périodes d'orogénèse; les stades et les régions de la mise en place de la granitisation, les changements métamorphiques, méasomatiques et hydrothermaux des roches; elle ne permet pas non plus de mettre en évidence le rapport entre les périodes de la formation des minéraux utiles et la mise en place des phases concrètes des roches. Dans l'ensemble, la qualité de ces cartes (nombre d'observations géologiques par 1 km<sup>2</sup>) est considérablement inférieure à celle des cartes russes et soviétiques. Certaines cibles géologiques importantes n'ont pas été étudiées: il s'agit de dépôts de la couverture de plateforme, complexes granito-gneissiques et migmatiques, roches métamorphiques modifiées au contact, dépôts quaternaires de recouvrement auxquelles sont liés les placers aurifères et diamantifères.

Les raisons susmentionnées expliquent la divergence conceptuelle entre les blocs ouest et est des cartes et par conséquent, l'incohérence physique et chronologique des corps géologiques et des limites aux bordures des feuilles de FARANAH, KEROUANE et KISSIDOUYOU. Pour réconcilier les divergences apparues, il a été nécessaire de compléter considérablement ces cartes sur la base de la légende synthétique de la carte géologique au 1:500 000.

La carte géologique de la feuille de FARANAH a été presque entièrement refaite en interpolant les données géologiques des territoires voisins. Les auteurs ont procédé également à l'interprétation des cartes aéromagnétiques et aérodynamométriques (canaux U, Th, K<sup>40</sup>) au 1:200 000. La carte géologique de la moitié sud de la feuille de KEROUANE a été considérablement complétée. En utilisant la méthode d'interpolation, les territoires de développement possible des roches de l'Archéen tardif des séries de DABOLA et KAMBUI ont été montrées.

L'intervalle chronologique de la formation des structures des rifts de MONGO, SIMANDOU, NIMBA et de certaines formations palingéno-méasomatiques sur les feuilles de KISSIDOUYOU, KEROUANE, BEYLA, N'ZEREKORE a été changé.

La crête de *Simandou* a été prolongée vers le sud.

Les cartes géologiques du BRGM-DNRCH, malgré le schématisme de certaines feuilles, ont été reconnues, après leur mise au point par les auteurs, comme suffisantes à l'établissement de la carte géologique au 1:500 000.

### Principes méthodologiques

Lors de l'établissement de la carte, l'auteur s'est basé sur les principes méthodologiques suivants:

- La carte géologique doit présenter le maximum de données objectives obtenues lors du levé géologique précédent au 1:200 000 et autres études;
- La carte géologique représente non seulement une synthèse de faits de différentes valeurs, documentés en différentes années par les différents auteurs, mais elle est le résultat de l'analyse profonde, du tri et de l'interprétation de ces faits, c'est à dire comporte un certain subjectivisme;
- La carte géologique doit refléter du point de vue chronologique les processus de la formation de différentes structures géologiques et des corps isolés, ainsi que leurs interrelations, la composition minéralogique et les conditions de leur mise en place;
- Les données portées sur la carte représentent un instrument efficace pour les prévisions régionales de l'exploitation des matières premières, ainsi qu'une source de renseignements pour l'établissement d'autres cartes géologique, géomorphologique, hydrogéologique, écologique etc.;
- La carte géologique est établie conformément aux exigences et traditions de l'école géologique russe.

Du point de vue technique, la carte a été établie en utilisant les technologies informatiques modernes, comme suit:

- Scanning des cartes géologiques au 1:200 000 et leur superposition numérique sur la carte topographique au 1:500 000 agrandie jusqu'à l'échelle 1:200 000;
- Impression feuille par feuille des cartes superposées sur la carte topographique au 1:200 000;
- Généralisation manuelle des cartes imprimées réduites à l'échelle 1:500 000, y compris fusionnement de petits corps géologiques rapprochés, ajustement de la configuration de leurs limites, harmonisation avec la topographie, harmonisation à la limite des coupures;
- Réfection complète de ces cartes en conformité avec la légende adoptée (indexation des cibles géologiques, éléments de gisement et orientation de la foliation, accidents cassants, roches altérées etc.);
- Scanning des cartes d'auteur, leur digitalisation, coloration et pointillage, application d'autres éléments et finalement élaboration du modèle numérique de ces cartes et leur transformation à l'échelle 1:500 000;
- «Assemblage» des cartes disparates en une seule carte, arrangement des éléments externes y compris la légende, les cartouches et les schémas;
- Impression de tests avec vérifications et corrections ultérieures;
- Impression définitive et gravure sur disques optiques.

En utilisant la carte à des fins pratiques, il faut tenir compte de ce qui suit.

Dans les domaines de vaste développement du magmatisme doléritique (feuilles de KOUMBIA, LABÉ, TOUGUE, TELIMELE, KINDIA), les corps doléritiques ont été réunis en un seul corps, les petits corps ont été exclus, les zones de cornéennisation qui accompagnent souvent ces corps, ne sont pas montrées.



Pour faciliter la lecture de la carte, certains corps sub-stratoïdes de relativement faible épaisseur (quelques dizaines à centaines de mètres) mais de grande étendue, de composition basique et ultrabasique, ainsi qu'une série de dykes de dolérites, sont montrés sous forme de vastes corps linéaires avec une épaisseur plus grande que dans la réalité. Pour les mêmes raisons, les dimensions de certains corps de liparites ( $\gamma\text{PR}_1^2$ ), de petites intrusions de granites ( $\gamma_2\text{PR}_1^2$ ) et les contours des dépôts productifs (diamantifères) ( $N_1$  et  $N_2$ ) ont été augmentées.

Sur la carte, les couvertures quaternaires ne sont pas montrées autant que possible. En outre, ne sont pas montrées les croûtes d'altération latéritique de différents types génétiques qui sont omniprésentes en Guinée.

Dans toutes les régions de la Guinée, les anciennes formations cristallines archéennes sont plus ou moins granitisées et diaphoritisées. Selon les normes existantes, ces processus devraient être montrés sur la carte par des signes conventionnels, cependant dans notre cas, ces signes n'ont pas été appliqués suite à l'abondance sur la carte d'autres éléments.

Tous les filons et dykes de quartz et pegmatites, ainsi que les horizons de roches carbonatées sont montrés par des signes hors échelle. Les pipes de kimberlites sont marquées par des signes spéciaux.

### Principaux complexes structuro-formationnels et stades du développement géologiques

La Guinée est située dans le domaine de jonction complexe de grosses structures géologiques de différents âges. Le stade actuel de dénudation laisse apparaître les structures du socle de la plateforme africaine (dalle) et de sa couverture sédimentaire.

**A. Socle de la Plateforme africaine.** Dans la littérature, il est appelé Massif Léono-Libérien [79], Bouclier Eburnien [15, 163], craton Kénéma-Man [14] et autrement. Il se distingue par sa structure hétérogène due à un développement long, à plusieurs stades, comprenant les phases archéennes, protérozoïque précoce et riphéen tardif – vendien. Durant ces phases, il s'est formé le soubassement cristallin du socle archéen ou le craton, proprement dit, et sa couverture plissée, représentée par les structures de consolidation protérozoïque précoce et pan-africaine (Riphéen tardif – Cambrien).

**B. Couverture de la Plateforme africaine.** Elle est composée de sédiments du Riphéen inférieur du flanc sud de la synclise de Taoudeni et de dépôts du Riphéen supérieur – Vendien – Paléozoïque des dépressions de BOWÉ et TOUGUE. L'historique du développement de ces derniers compte quatre principales phases de sédimentation, séparées les unes des autres par des interruptions importantes, des érosions et dans certains cas – des restructurations structurelles importantes.

**C. Activation gondwanienne de la plateforme.** Elle est due à la désintégration du Continent gondwanien, qui s'est manifestée par la mise en place de failles profondes de la croûte terrestre, accompagnées d'injections de roches intrusives de composition basique variable à ultrabasique, de kimberlites sub-volcaniques et d'un massif annulaire de syénite néphélinique.

**D. Le stade cénozoïque** s'est déroulé dans les conditions du climat tropical humide sur le fond d'un soulèvement saccadé et en coupole du territoire. Ce soulèvement a été accompagné d'érosion-accumulation cyclique, ralentissant ou s'accéléralant périodiquement, de développement du relief actuel et d'accumulation des sédiments de couverture de différents types génétiques. Le climat humide tropical avec l'alternance annuelle des saisons «sèches» et «humides» a créé des conditions favorables à la latéritisation des roches et à la formation à leurs dépens de puissantes croûtes d'altération, y compris bauxitifères, ferri-fères ou contenant d'autres minerais.

La disposition des structures citées sur le territoire de la Guinée et leurs rapports réciproques sont bien visibles sur le schéma tectonique (voir cartouche de la carte géologique).

Afin de faciliter la compréhension des informations assez complexes concernant la structure géologique de la Guinée, l'exposition suivante se fera suivant la succession historique de la mise en place de différentes structures indiquées sur le schéma.

## A. SOCLE DE LA PLATEFORME AFRICAINE

### A-1. SOUBASSEMENT CRISTALLIN DU SOCLE

**Le soubassement cristallin du socle** (craton) est composé des structures de consolidation archéenne, formées de deux différents groupes génétiques de roches: métamorphiques avec des indices nets de stratification primaire et métamorphiques, mais d'origine magmatique ou palingénétique-métasomatique. Selon les datations absolues de ces roches, leur mise en place a eu lieu dans l'intervalle de 3500–3550 Ma à 2600–3200 Ma, ce qui correspondrait à l'Archéen précoce (inférieur) et tardif (supérieur).

#### ARCHÉEN PRÉCOCE ( $\text{AR}_1$ )

Les roches de l'Archéen précoce ont été mises en évidence par les géologues du BRGM-DNRGH sur la feuille de N'ZEREKORE au pied nord-ouest du massif montagneux de *Nimba*, composé de dépôts du complexe protérozoïque précoce de SIMANDOU – NIMBA. Ils ont un développement limité et, d'après la carte géologique au 1:200 000, sont représentés par des métagabbros (symbole  $^1\delta\theta$ ) avec un âge absolu de  $3512 \pm 11$  Ma et des orthogneiss (symbole  $\zeta\gamma^{2-4}$ ) de composition granitoïde avec un âge absolu de  $3542 \pm 11$  Ma [33] (microsonde, U/Pb méthode au zircon). Les données ci-dessus sont la seule justification pour classer ces roches dans la phase archéenne précoce. Il est à noter que ces roches sont les plus anciennes de toutes les formations mises en évidence sur le territoire du massif cristallin Léono-Libérien, leur âge peut être comparé à celui des orthogneiss du soulèvement de REGUIBAT en Mauritanie [146].

La position structuro-géologique des roches attribuées à l'Archéen précoce n'est pas précisée. Leurs rapports avec les roches encaissantes plus récentes tardi-archéennes et les roches protérozoïques précoces qui les recouvrent, ne sont pas établis. En plus, comme il sera clair plus bas, elles ne présentent pas de différences nettes litho-pétrographiques ou autres, comparées aux métagabbroïdes et orthogneiss de l'Archéen tardif. Dans l'ensemble, cette variante du cadre géologique du massif montagneux *Nimba* et des territoires attenants suscite des doutes en ce qui concerne l'argumentation sur les déplacements plurikilométriques (de 3,0 à 7,0 km) horizontaux de certains blocs géologiques dans des secteurs isolés et la représentation de la situation géologique générale qui ne colle pas avec le territoire libérien [61] et les idées des experts du BGR-DNRGH [22]. Raison pour laquelle, l'auteur du présent ouvrage s'est permis de proposer une autre variante d'interprétation des données relatives à ce territoire, présentées sur la carte géologique au 1:500 000 et harmonisées avec le cadre géologique des structures similaires en Guinée (chaîne de Simaruba) et au Liberia (massif de Nimba Wologizi area). Cette variante suppose l'existence de rapports tectoniques au niveau des failles inclinées (chevauchement) entre les roches archéennes précoces, archéennes tardives et protérozoïques précoces avec la mise en place de tectonoblocs, coins ou plaques sous l'action d'intenses compressions horizontales des structures géologiques du massif de Nimba.

**Les métagabbros** ( $\text{vAR}_1$ ) ont été cartographiés dans quelques points d'observation sous forme d'une bande d'orientation nord-est ayant une largeur de 6,0 km et une étendue sur le territoire guinéen de 30,0 km au moins. Approximativement dans la partie centrale de cette bande et dans son extrême est, les métagabbros sont recouverts, à la suite d'un charriage, par le complexe de Simandou-Nimba du Protérozoïque précoce.

La région du pied du massif de *Nimba* se distingue par un mauvais niveau d'affleurement suite au vaste développement des croûtes d'altération latéritique. Pour cette raison et compte tenu de la faible densité d'observations géologiques, la morphologie citée du corps géologique de métagabbroïdes ne devrait pas être considérée comme suffisamment fiable. Sur le territoire libérien, selon la carte géologique au 1:250 000 [61], le prolongement de cette bande de métagabbroïdes est représenté par des amphibolites et gneiss à pyroxène-hornblende-plagioclase.

**Les métagabbros** sont des roches à gros grains, à texture rubanée nette orientée dans la direction allant de 20 à 60-80°. Composition pétrographique: porphyroblastes centimétriques d'orthopyroxène, renfermés dans la matrice finement grenue de clinopyroxène et plagioclase (labrador), remplacés dans leurs plans de foliation par une hornblende brune. Elle forme également des auréoles autour des porphyroblastes d'orthopyroxène. On observe parfois des cas de substitution de labrador par le feldspath plus récent.







Fig. 11 Coupe suivant la ligne Forécariah - Madina Woula (feuilles: CONAKRY, SIEROUMBA)

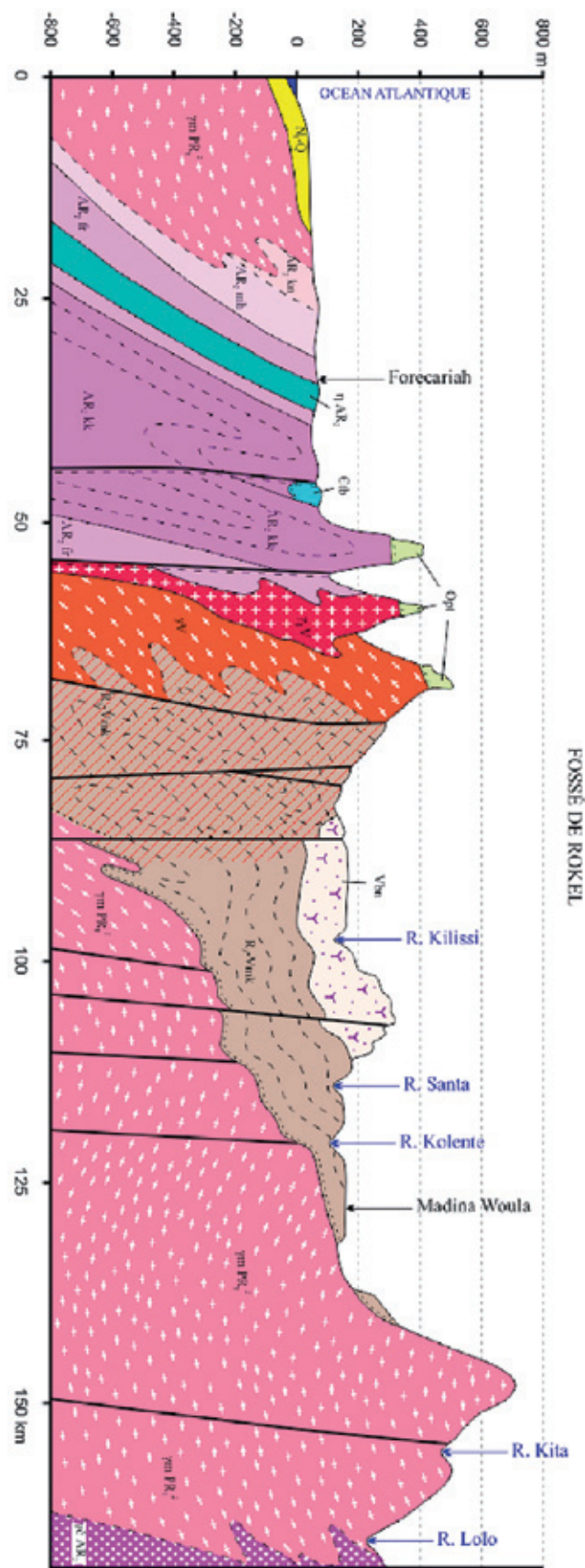


Fig. 12 Pli en pente douce dans les roches de la série de Kasila

partie inférieure est composée de schistes cristallins à hornblende-plagioclase et biotite-hornblende-plagioclase avec de rares passées de gneiss à biotite. Dans les schistes, on rencontre souvent des reliques de pyroxènes.

Un élément caractéristique de la séquence est la présence d'horizons de quartzites à magnétites et grenats. Le levé géologique a permis de mettre en évidence quatre horizons: le premier (inférieur) a une épaisseur de 200 m et une étendue d'environ 3 000 m, le deuxième – respectivement – 150 m et 4 500 m, le troisième – 400 m et plus de 11 000 m et le quatrième (lenticulaire) avec une grande lentille mesurant 300 x 8000 m. La distance entre les horizons dans la séquence varie de 200 à 500 m. L'épaisseur apparente de la partie inférieure de la séquence est d'environ 2000-2100 m.

La partie supérieure de la séquence est représentée par des gneiss à deux micas, à hornblende, à biotite finement granulaires avec des interlits de schistes cristallins à hornblende-plagioclase de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, ainsi que de lentilles et passées isolées de quartzites à grenat. Le haut de la suite est marqué par un faisceau de quartzites à magnétite d'épaisseur variable (de 10 à 300 m), qui sont reconnus dans la direction nord-ouest sur une distance d'environ 10 km, par la suite, ils sont relayés par les quartzites à grenat. A ces derniers sont constamment associés les schistes cristallins à grenat-cummingtonite-quartz, grenat-hornblende-plagioclase-quartz et à hornblende-plagioclase. Toutes ces roches contiennent des reliques d'hypersthène.

Sur la rive droite de la rivière de *Kolénté*, on rencontre des secteurs composés de gneiss à hypersthène.

Presque dans tous les affleurements étudiés de cette suite, les roches sont intensément migmatisées et parfois transformées en migmatites, agmatites et nébulites.

Dans le bassin de la rivière de *Késsougi*, elles sont affectées par un intense boudinage et milonitisation suivie de la mise en place des roches à feldspath-hornblende-quartz et feldspath-biotite-épidote-quartz.

L'épaisseur de la partie supérieure du profil est estimée à 1200-1300 m, l'épaisseur totale de la suite est de 3300-3400 m.

### Suite de Forécariah ( $AR_{fr}$ )

Les dépôts de la suite bordent le noyau de l'anticlinal et reposent en concordance sur l'horizon supérieur des quartzites à magnétite de la suite de Kissi-Kissi, dont le toit est considéré comme la limite entre ces complexes. Aux alentours de la ville de *Forécariah*, elle est composée de gneiss sombres, massifs plus rarement faiblement rubanés à hypersthène et de schistes cristallins à pyroxène-plagioclase. A 2 km au nord du village de *Farmoria*, dans la partie centrale de la séquence, on trouve des gneiss à grenat-biotite, grenat-sillimanite-biotite et à sillimanite-biotite avec des passées de quartzites monominéraux. Ces roches forment une grande lentille (jusqu'à 400 m) ayant une étendue de plus de 2 km. Plus au nord, à son prolongement, les gneiss alumineux sont relayés par les schistes cristallins à pyroxène-plagioclase qui gardent des passées de quartzites de 10-15 m d'épaisseur.

Dans le bassin de la rivière de *Melikhoure*, la suite est représentée par une assise homogène de gneiss à hypersthène massifs bruns, contenant des passées de schistes cristallins à bipyroxène-plagioclase et amphibolites. Très souvent, les dépôts de la suite sont traversés par de multiples veinules contenant de la hornblende-quartz-feldspath, qui coupent les roches homogènes en une série de bou-dins lenticulaires ou angulaires et les transforment en agmatites.

Sur le flanc sud-ouest du pli anticlinal, les schistes cristallins à pyroxène-plagioclase sont feldspathisés et transformés en gneiss ocellés à pyroxène-biotite. Sur le flanc nord-est, en approchant le massif de granits vendien, on constate une disparition progressive des variétés à pyroxène et leur substitution par des gneiss à hornblende et biotite-hornblende.

L'épaisseur totale de la suite est estimée à 3200–3400 m.

### Suite de Mahéra (AR<sub>2</sub>mh)

Elle est située dans le bassin de la rivière de *Mahéra*, où elle continue à agrandir la structure anticlinale. Les dépôts de la suite se distinguent par une prédominance nette des roches alumineuses. Dans sa partie inférieure, on trouve une assise de gneiss à cordiérite-sillimanite-biotite, grenat-hypersthène-sillimanite-biotite de 200 m d'épaisseur environ, qui marque la base de la suite. Plus haut, on trouve des gneiss à grenat-biotite et grenat-hypersthène-biotite avec des passées de roches à grenat-cordiérite-biotite. L'épaisseur de cette partie de la séquence est de 600-700 m.

Dans la partie centrale de la séquence, épaisse de 1200-1300 m, on constate une fine alternance (10-20 cm) de gneiss à grenat-biotite, grenat-hypersthène-biotite et hypersthène.

La partie supérieure de la séquence est représentée par les gneiss finement granulaires et finement rubanés à grenat-biotite avec des passées de gneiss à grenat-cordiérite-sillimanite-biotite d'une épaisseur totale de 500-600 m.

Le trait particulier de la suite est la présence au sein des gneiss leucocrates à grenat de lentilles de schistes cristallins mélanocrates finement granulaires à pyroxène-plagioclase. L'épaisseur totale de la suite de Mahéra est de 2500-2800 m.

Les gneiss de la suite de Mahéra sont partout imprégnés d'injections granitiques qui contiennent souvent du grenat, cordiérite et sillimanite. Les limites entre les injections et la matrice gneissique sont floues, diffuses, progressives. La migmatisation avec un caractère couche par couche est imprimée sur les roches primaires métamorphisées au niveau régional. Au nord-ouest, à proximité du contact avec les granito-gneiss du Protérozoïque précoce, les roches de la suite sont transformées en gneiss à biotite souvent avec une texture ocellée.

### Suite de Kounsouta (AR<sub>2</sub>kn)

Elle est développée localement sur le flanc sud-ouest de la structure anticlinale dans le bassin de la rivière de *Kounsouta*. Plus au nord de la rivière de *Bofon*, les roches de la suite sont substantiellement granitisées et transformées en granito-gneiss.

La suite est composée de gneiss à biotite, grenat-biotite, grenat-sillimanite-cordiérite-biotite, cordiérite-sillimanite-biotite et gneiss à hypersthène fortement biotitisés. Rarement, on trouve des lentilles de schistes cristallins à pyroxène-plagioclase.

La composition des roches est identique aux roches de la suite de Mahéra et son identification en tant qu'unité stratigraphique individuelle est dépourvue de sens du point de vue géologique. Dans la partie supérieure du profil, les roches de la suite sont transformées en gneiss ocellés à biotite et migmatites, qui passent progressivement en granito-gneiss du Protérozoïque précoce. Par conséquent, la limite supérieure de la suite n'est pas fixée, l'épaisseur de la partie conservée de la séquence est estimée à 2400-2500 m.

### Dépôts non-différenciés de la série de KASILA (AR<sub>2</sub>ks)

Ces dépôts ont été répertoriés aux alentours de la ville de Dubreka. En outre, ils se rencontrent sous forme de xénolites au sein de granito-gneiss du Protérozoïque précoce. On note la prédominance

de gneiss ocellés à biotite avec des reliques de roches mères d'origine représentées par les gneiss à sillimanite-deux micas, schistes cristallins à hornblende-hypersthène-plagioclase et hornblende-clino-pyroxène-plagioclase. L'appartenance de ces roches à une telle ou telle suite de la série de Kasila n'est pas déterminée.

L'épaisseur totale des dépôts de la série de KASILA dans la région en question est estimée approximativement à 11000-12000 m. Ce fait suscite certains doutes en ce qui concerne la fiabilité d'interprétation de la structure anticlinale (qui probablement ne tient pas compte du plissement isoclinal et déplacement à la faveur des accidents tectoniques) et des épaisseurs réelles des intrusions surtout au niveau des parties inférieures.

Dans les dépôts de la série de KASILA, on rencontre souvent des corps stratoïdes d'amphibolites, métanorites, métapyroxénites et métapéridotites avec des reliques de structures magmatiques orientées suivant la direction générale des assises de l'Archéen supérieur.

La plus grande partie des corps rapprochés de ces roches sont réunis en massifs et représentés ainsi sur la carte géologique au 1:500 000. Leur description est donnée ci-dessous dans la section correspondante. Les autres corps, étant donné leur petite taille, sont inclus dans la série en augmentant ainsi son épaisseur.

### Caractéristique pétrographique des roches

L'étude des lames minces des principales roches de la série de KASILA a permis de dégager deux groupes, dont l'apparition est due aux différents stades du métamorphisme:

- Premier groupe – intrusions et roches stratifiées régionalement et progressivement métamorphisées de composition mafique et sialique ainsi que différents quartzites;
- Deuxième groupe – roches secondaires apparues à la suite du métamorphisme régressif superposé ultérieur (diaphtorèse) des roches du premier groupe.

Les roches d'origine se sont conservées essentiellement dans les secteurs éloignés des structures protérozoïques précoces, des massifs de granito-gneiss, des granits protérozoïques tardifs et de grandes zones tectoniques. Mais même dans ce cas, on y observe presque toujours des indices des processus superposés dont l'intensité augmente en approchant lesdites structures, massifs et zones tectoniques. Dans le même sens, il se produit une substitution progressive des minéraux du premier groupe par ceux du deuxième.

Les roches mafiques du premier groupe comprennent les gneiss et schistes cristallins à pyroxène, différents quartzites, ainsi que de petits corps de métanorites, métapyroxénites, métanorites à grenat et roches à grenat-clinopyroxène dites élogites incluses dans les séquences de la série de KASILA.

**Les schistes cristallins à pyroxène** sont des roches mélanocrates à structure granoblastique ou hétéroblastique et texture massive ou schisteuse.

*Composition minérale:* le plagioclase № 48–53 (60-65%) forme des grains isométriques avec des macles polysynthétiques ou sans macles, parfois faiblement séricitisés. Hypersthène (20-30%) – minéral dominant sombre. Schéma du pléochroïsme: Ng – rose foncé; Np – verdâtre; C:Ng = 0-5; Ng = 1.706-1.707; f<sup>4</sup> = 35-36; 2V = 60-61. Le clinopyroxène (5-10%) est représenté par le diopside-hédenbergite vert pâle avec l'angle 2V = 55; C:Ng = 36-38.

*L'hypersthène et le diopside-hédenbergite forment des macles mono synthétiques simples. En association avec ces derniers, on trouve toujours une hornblende brun verdâtre. Ng – vert foncé, Np – vert brunâtre et jaunâtre; C:Ng = 12-15; Ng = 1,698; Np = 1,682-1,688. Elle corrode les pyroxènes et en premier lieu l'hypersthène et se développe à ses dépens. Raison pour laquelle sa teneur varie de quelques grains à 20–30 %. Dans le dernier cas, il se forme des schistes cristallins à hornblende-pyroxène, c'est à dire des roches transitoires entre les deux groupes en question.*

**Dans les gneiss à pyroxène**, on constate un rubanement net et un aspect gneissique. Ils se distinguent par leur aspect plus leucocrate dû à l'augmentation du taux de plagioclase et l'apparition du quartz (jusqu'à 25 %). La structure des roches est granoblastique, granulitique. Le trait particulier de cette dernière sont les accumulations en lentilles étirées ou plaques de quartz, parallèlement auxquelles se développent les autres constituants de la roche. Presque toujours, on note la présence de biotite (jusqu'à 5-10 %; Nm=Ng=1.639; f=50), qui entoure les grains de l'hypersthène et le remplace

<sup>4</sup>Ici et plus loin f – coefficient de ferruginisation des minéraux f=FeO/(FeO+MgO) x100%



partiellement. Cela étant, la biotite a une orientation chaotique et en travers de (oblique) la direction principale de la gneissification.

Les gneiss à hypersthène sont composés d'hypersthène (10-15%) (Ng – rose foncé, Np – vert pâle; C:Ng = 0-7; 2V = 61; Ng = 1.707, Np = 1.7), plagioclase № 35 (55-60%) et quartz (20-25%). Parfois on trouve des grains isolés de clinopyroxène, biotite et hornblende, qui remplacent l'hypersthène et s'orientent chaotiquement en travers de à la direction principale de la gneissification. La structure des roches est granoblastique, granulitique.

Les quartzites monominéraux sont des roches massives blanches ou brunâtres, composées de quartz. Ils ont une structure dentelée hétéroblastique.

Les quartzites à magnétite qui ont un niveau élevé d'aimantation, se distinguent par leur texture massive ou faiblement rubanée et une distribution relativement homogène de magnétite dans la matrice quartzique à gros grains (40-80%). Sa teneur atteint 20-60% du volume de la roche. Elle forme des phénocristaux de forme étirée mesurant jusqu'à 5 mm suivant l'axe longitudinale ou de petites amas en forme de nids mesurant jusqu'à 10 cm². Une partie de magnétite est oxydée et transformée en hématite.

Aux quartzites à magnétite sont associés les schistes massifs à magnétite-grenat-cummingtonite à faible teneur en quartz (jusqu'à 3-5%).

Les quartzites à grenat sont des roches massives roses ou rouge brunâtre à différente teneur en grenat (15-50%) et quartz (85-50%). La structure de la roche est porphyroblastique suite au développement de grains arrondis de grenat mesurant 2-4 mm. Au sein des quartzites à grenat, on rencontre des variétés rubanées caractérisées par une alternance des rubans à grenat-cummingtonite et à quartz. La cummingtonite se présente en grains bruns avec un faible pléochroïsme (2V = 78-81). Parfois on y rencontre des reliques d'hypersthène non pléochroïque.

Les roches sialiques du premier groupe sont représentées par les différents gneiss alumineux. Ils ont une texture gneissoïde et une structure porphyroblastique, due à la présence de plages arrondies de grenat ou de cordiérite mesurant 3,0-5,0 mm.

La composition minéralogique quantitative des roches alumineuses est donnée dans le tableau 2.

Composition minéralogique des roches alumineuses

Tableau 2

Gneiss	Teneur en minéraux, % volume								
	Plagioclase	Feldspath potassique	Quartz	Grenat	Cordiérite	Sillimanite	Biotite	Hypersthène	Disthène
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
A grenat-biotite	30-40	2-5	20-35	10-20	–	–	10-25	–	
A grenat -cordiérite-biotite	40-45	0-10	25-30	5-15	5-10	–	2-12	–	
A grenat -hypersthène-biotite	40-50	–	20-25	5-10	–	–	15-20	5-10	
A grenat cordiérite-sillimanite-biotite	15-20	0-5	25-35	10-15	10-15	3-10	15-20		
A sillimanite-cordiérite-biotite	15-20	10-15	20-25	–	20-30	10-15	15-20		
A grenat-sillimanite-hypersthène-biotite	20-25	3-5	20-30	5-10	–	10-12	20-25	10-12	0-3
A grenat-cordiérite-sillimanite-biotite avec hypersthène	10-15	–	15-20	15	20	7-10	15	–	3-5

Dans les lames minces, les gneiss fortement alumineux ont une structure lépidogranoblastique et une texture rubanée souvent avec du quartz en plaques, typique pour les granulites.

Le plagioclase (№ 29-36) forme des grains en plaquettes avec des macles polysynthétiques. Il est rare qu'il domine sur le feldspath potassique qui le remplace.

Le quartz se présente en petits grains isométriques ou forme des plages étirées en plaquettes orientées suivant la schistosité des roches.

Le grenat (Ng = 1.760-1.779; f = 42-57) présente une coloration brune ou rosâtre, renferme des inclusions poeciloblastiques de plagioclase, quartz, biotite et magnétite en association avec la chlorospinelle. Il est souvent corrodé par le plagioclase et acquiert une frange de cordiérite, qui le substitue. La composition chimique du grenat dans le gneiss à grenat-cordiérite-biotite: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 7.09%, FeO – 23.86%, MnO – 2.72%, MgO – 7.0%, CaO – 1.38 %; ferruginisation f = 65.

La cordiérite se distingue par la présence de gros grains arrondis de forme irrégulière à composition maclée, remplis de reliques de sillimanite et d'inclusions de biotite et quartz. Dans certains cas, la cordiérite est remplacée par la séricite, la serpophite et rarement par le talc et la serpentine.

La sillimanite se rencontre sous forme de grains prismatiques étirés ou aciculaires, qui sont rongés par la cordiérite.

La biotite est colorée en brun vive ou brun foncé (Nm = Ng = 1.623-1.633; f = 36-47) et se développe aux dépens d'hypersthène et grenat.

L'hypersthène (Ng = 1.705-1.715; f = 34-42) est représenté par les reliques de grains isométriques remplacés par la biotite.

Le disthène est observé rarement sous forme de grains incolores étirés avec le clivage parfait remplacé intensément par la biotite.

En outre, dans certaines roches on note la présence (3-7%) de magnétite. Elle est associée aux agglomérats de biotite et entoure l'hypersthène, surtout lorsque ce dernier est remplacé par la biotite.

Les roches du deuxième groupe se localisent dans les domaines d'exocontact des granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précoce; parfois elles n'ont pas de rapports directs avec ces derniers comme c'est le cas des roches de la suite de Kissi-Kissi. Comme il a été noté plus haut, ces roches sont souvent des formations secondaires et se caractérisent par des passages progressifs vers les roches du premier groupe et par conséquent n'ont pas de contacts nettement établis. Leur mise en place est due à la granitisation au Protérozoïque précoce suite à laquelle les roches primaires polyminérales du faciès granulitique du métamorphisme ont été transformées en variétés à hornblende, biotite-hornblende et biotite du faciès amphibolitique du métamorphisme. Ne sont restées intactes que les roches quartzitiques, insensibles aux processus de granitisation.

Les schistes et gneiss cristallins à hornblende et biotite-hornblende ont une texture massive, schisteuse et gneissoïde et un aspect mélanocrate et mésocrate. Ils sont composés de: plagioclase (45-70%), hornblende (15-35%) et biotite (0-10%). Dans les gneiss, on constate l'apparition du quartz (20-30%) et la diminution du taux de minéraux mafiques. La structure des roches est granoblastique, dans secteurs isolés – poeciloblastique, due à la présence des cristaux de plagioclase pénétrant dans les gros grains de hornblende.

Le plagioclase № 30–31 forme des grains isométriques et irréguliers souvent saussuritisés et imprégnés de veinules d'opale. A proximité des contacts avec les intrusions du Protérozoïque tardif, on constate sa scapolitisation.

La hornblende est verte, vert brunâtre, vert bleuâtre, renferme souvent des reliques de pyroxènes ce qui témoigne de ses origines secondaires. Les contacts entre les grains de hornblende et de plagioclase sont irréguliers, sinueux. Dans certains cas, on trouve ses reliques dans le plagioclase. Dans les gneiss à biotite, la hornblende est instable et remplacée par la biotite brune et brun verdâtre.

Le quartz est présent sous forme d'agrégats isolés de forme lenticulaire et pénètre dans les minéraux voisins.

Les gneiss à biotite, sont, de toute évidence, le produit d'altération ultérieure des roches à hornblende. Ils se distinguent par une structure à grains fins et une texture gneissoïde. Sous microscope, on constate une structure granoblastique et granoblastoclastique. La roche est composée de plagioclase (oligoclase № 29–30) – 45-50%, quartz– 25-30%, biotite 20%.

Les amphibolites sont des roches de couleur gris foncé ou noire, massives ou schisteuses, renfermant parfois des grains de grenat, mesurant 0,1-0,3 cm. Elles sont composées de hornblende verte

( $Ng = 1.682, f = 48$ ) – 50-65% et plagioclase – 50-35%. Elles s'associent aux amphibolites à pyroxène et grenat et sont des roches secondaires, formées aux dépens de ces derniers durant la granitisation du Protérozoïque précoce.

### Métamorphisme des roches

L'analyse des associations minérales des roches de la série de Kasila montre que durant leur développement, elles ont subi, à différentes périodes, plusieurs stades de transformation métamorphiques [37]. Parmi eux, les stades ci-dessous sont plus ou moins fiablement prouvés:

- Métamorphisme progressif régional des degrés élevés du faciès granulitique, Archéen tardif;
- Plagiogranitisation régressive sur fond de diminution de la pression à la limite des faciès granulitique et amphibolitique, ainsi que charnockitisation locale des roches, Archéen tardif;
- Granitisation dans les conditions du faciès amphibolitique, Protérozoïque précoce (Eburnéen);
- Feldspathisation vendienne et diaphtorèse locale suite à la mise en place des structures de le fossé de Rokél – Bassari.

L'âge archéen tardif de ces processus sera justifié plus bas, après la description de toutes les régions de développement des complexes métamorphiques de la Guinée.

Le bienfondé du schéma est confirmé par les paragenèses suivantes (y compris résiduelles) de minéraux et leurs rapports réciproques.

Le métamorphisme régional de faciès granulitiques de l'Archéen tardif est confirmé par les paragenèses suivantes:

- Hypersthène (35-36)<sup>5</sup> + plagioclase + /quartz/;
- Hypersthène (36) + clinopyroxène + plagioclase + /quartz/;
- Hypersthène (35) + biotite (42) + plagioclase + /quartz/;
- Hypersthène + magnétite + quartz;
- Grenat + hypersthène + magnétite + quartz.

Pour les roches alumineuses, on constate les paragenèses suivantes:

- Grenat (50-54) + biotite (40) + plagioclase + quartz;
- Grenat (53-56) + hypersthène (42) + biotite (44-47) + plagioclase + quartz;
- Grenat (42) + hypersthène (35) + biotite (44) + sillimanite + disthène + plagioclase + quartz;
- Grenat (46-54) + cordiérite + biotite (45-47) + plagioclase + quartz;
- Grenat (46-62) + cordiérite + biotite (48) + sillimanite + plagioclase + quartz;
- Sillimanite-cordiérite-biotite-plagioclase-quartz.

Une faible ferruginisation du grenat dans les roches alumineuses en association avec la cordiérite, hypersthène, sillimanite, ainsi que la présence de la paragenèse de l'hypersthène avec sillimanite, stable uniquement dans les conditions de haute pression et température [108], témoignent des conditions assez poussées du faciès granulitique du métamorphisme.

La granitisation de l'Archéen tardif est révélée par l'abondance dans les roches mères de migmatites, ptigmatites, agmatites avec des associations minérales de plus basses températures. Cela étant, la composition et le caractère des migmatites dépendent entièrement de la composition des roches mères. Les agmatites se développent aux dépens des roches à pyroxène, leur substance leucocrate est composée de plagioclase № 32-34 (55-65%), quartz (20-25%) et hornblende brun verdâtre (5-10%) avec des reliques d'hypersthène. Dans les roches granitiques, on constate la présence en couches de migmatites et ptigmatites, composés de plagioclase № 30-34 (50-60%), quartz (20-30%), feldspath potassique (15-20%) biotite (2-5%), on y rencontre toujours des grains isolés de grenat, sillimanite et cordiérite.

Les quartzites ferrugineux à hypersthène sont transformés en variétés à cummingtonite.

Dans les roches granitisées, on constate la paragenèse suivante:

- Clinopyroxène + biotite + plagioclase + quartz;
- Cummingtonite + magnétite + quartz;
- Grenat + cummingtonite + magnétite + quartz;
- Cordiérite + plagioclase + biotite + quartz.

<sup>5</sup> Entre parenthèses sont montrés les coefficients de ferruginisation des minéraux  $f = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) \times 100\%$

Le passage vers les paragenèses suscitées est révélé par la substitution de l'hypersthène par du clinopyroxène et de la biotite brune, la formation autour du grenat de franges kéliphitiques de cordiérite, le tout accompagné par l'apparition de la biotite et du quartz, la substitution de la sillimanite par la cordiérite, et de l'hypersthène – par la cummingtonite.

Il est fort possible que la plagiotisation des roches soit liée au stade de granitisation datant de l'Archéen tardif. Elle est largement représentée dans les schistes cristallins basiques où apparaissent de gros grains d'andésine (№ 32-35). Elle remplace partiellement les pyroxènes. En outre, on observe une désoxydation progressive du plagioclase primaire. Elle commence d'abord dans les secteurs périphériques des grains, qui forme ensuite une structure zonale avec № 48 au centre jusqu'à № 36 à la périphérie. A côté de la transformation du plagioclase, il y apparaît une hornblende brun verdâtre, qui est en réaction avec le pyroxène. La manifestation extrême de la plagiotisation des roches silicatées est la charnockitisation qui se traduit par l'apparition des enclaves antiperthitiques du feldspath potassique dans le plagioclase, l'augmentation drastique du nombre de plagioclase et du quartz dans la roche et finalement la formation de granites-charnockites leucocrates à hypersthène. Les roches basiques sont substituées par les enderbites (charnockites basiques). La description de ces roches sera donnée plus bas.

La granitisation du Protérozoïque précoce (éburnéenne) se manifeste de manière régionale et pratiquement sur toutes les zones de développement des complexes métamorphiques du massif Léono-Libérien. Elle se traduit par l'altération intense des roches surtout des schistes cristallins basiques et en moindre mesure des gneiss alumineux. Dans les roches quartziques, l'influence de ce phénomène est quasiment nulle.

Dans les schistes cristallins, se développent largement la hornblende bleu verdâtre et la biotite qui substituent complètement la hornblende vert brunâtre et les pyroxènes. Dans les roches alumineuses, il se forme finalement de la biotite et muscovite. Dans certains cas, on constate l'apparition des plages arrondies (0,3-0,5 cm) de microcline avec un angle  $2V = 65-70^\circ$ , qui remplace le feldspath potassique plus ancien avec un angle  $2V = 81^\circ$ . En même temps, il se produit une désoxydation du plagioclase et une quartzification plus profonde des roches. Le produit final de ces altérations est la mise en place des schistes et gneiss à hornblende, biotite-hornblende et biotite, dont le degré du métamorphisme correspond au faciès amphibolitique, et le comportement est régressif par rapport aux roches originelles. Le schéma généralisé de la substitution des minéraux au cours de la granitisation est donné ci-dessous:

- *pyroxène* → *hornblende vert bleuâtre* → *biotite*;
- *hornblende vert brunâtre* → *hornblende vert bleuâtre* → *biotite*;
- *grenat* → *hornblende ou biotite*;
- *sillimanite* → *muscovite*;
- *biotite* → *plagioclase*.

Au fait, ces roches nouvellement formées sont des diaphtorites datant du Protérozoïque précoce. Sur la carte géologique au 1:500 000, elles doivent être montrées par un pointillé appliqué sur les roches archéennes supérieures, montrées par différentes couleurs. Cette remarque est également valable pour les amphibolites, qui sont également des diaphtorites du Protérozoïque précoce.

Cependant cette norme n'a pas été respectée lors de l'élaboration de la carte au 1:500 000 étant donné l'absence sur les cartes au 1:200 000 d'informations sur le développement territorial des faciès du métamorphisme de différent âge.

Le produit final de la granitisation des roches plus anciennes sont les zones de migmatites du Protérozoïque précoce et les massifs de granito- et grano-diorito-gneiss montrés sur la carte au 1:500 000. Leur description est donnée dans la section correspondante de la présente Notice explicative. Comme il sera montré plus bas, la formation des migmatites, granito- et grano-diorito-gneiss se fait durant l'intervalle de 1950-2100 Ma, ce qui définit l'âge de la granitisation Protérozoïque précoce, qui est appelée Eburnéenne en Afrique de l'ouest.

Le métamorphisme vendien se superpose sur toutes les phases antérieures. Il se manifeste localement dans les exocontacts des granitoïdes vendiens par la mise en place de zones de gneiss feldspathisés à hornblende-biotite ou à biotite. Dans les schistes cristallins à pyroxène, on note le développe-



ment du plagioclase № 28-30, qui remplace les pyroxènes et la hornblende brun verdâtre. On constate la présence d’une petite quantité de biotite brune et d’une faible silicification des roches. Ce processus se termine par le métasomatisme potassique: de gros grains de microcline réticulaire pénètrent dans les interstices des autres minéraux, en remplaçant le plagioclase et corrodant les minéraux sombres de la roche. Il en résulte la formation de gneiss porphyroblastiques («œillés») avec des cristaux de microcline rose mesurant 1-4 cm. Dans certains secteurs apparaissent des roches fortement alcalines, caractérisées par la paragenèse suivante:

*microcline (2V = 62-65) + hornblende vert bleuâtre + biotite.*

Dans les zones d’exocontact direct avec des granitoïdes vendiens, on note souvent une scapolitisation et une biotitisation du plagioclase et plus rarement une scapolitisation de la hornblende et du clinopyroxène.

Le long des zones étendues d’accidents tectoniques d’orientation nord-ouest, on note une diaphtorèse locale des roches: substitution des pyroxènes par un agrégat d’actinolite, par la chloritisation et épidotisation de la hornblende, la biotitisation du grenat, la sericitisation et saussuritisation du plagioclase, ainsi que une silcification considérable. Le développement intense de la diaphtorèse conduit à la formation de roches à quartz-biotite-épidote.

La phase vendienne des transformations métamorphiques est décelée grâce aux données indirectes, parmi lesquelles on note:

- le rapport spatial des processus suscités avec les zones de développement des structures du Riphéen Supérieur-Vendien;
- les datations absolues des roches de la série de KASILA au K/Ar, qui ont montré les valeurs de 585-667 Ma (7 déterminations). Ce rajeunissement des roches vendiennes peut s’expliquer par leur réchauffement considérable et par conséquent la perte de l’argon. Cela témoigne indirectement de l’existence des conditions favorables au développement des processus métamorphiques.

Les critères énumérés ne peuvent pas être considérés comme suffisamment fiables. Cependant, il n’est pas exclu que les processus de feldspathisation des roches sont liés, partiellement ou intégralement, à la granitisation du Protérozoïque précoce, mais pour le moment il n’y a pas de données qui le prouvent.

Le schéma de l’évolution possible des processus métamorphiques des roches de la série de KASILA est donné dans le tableau 3.

**Composition initiale des roches.** L’étude des processus métamorphiques, ainsi que la composition actuelle des roches de cette série permettent de reconstituer de manière assez approximative leur composition lithologique initiale. Probablement, c’étaient des dépôts volcano-terrigènes. Les vulcanites avec des horizons de sables quartziques, polymictes et quartz-magnétitiques prédominaient à la partie inférieure de la séquence. (Suites de Kissi-Kissi et Forécariah). Une puissante assise de dépôts argileux et sablo-argileux avec des passées de marnes se formaient en haut (Suites de Mahéra et Koun-souta).

La séquence a été rendue complexe suite aux intrusions injectées sous forme de couches, de composition basique et ultrabasique, qui durant l’Archéen tardif ont été touchés, ensemble avec les roches volcano-terrigènes encaissantes, par le métamorphisme régional. Les volcanites basiques et les marnes ont été transformées en schistes à pyroxène et gneiss à hypersthène. Les dépôts argileux et sablo-argileux ont servi de matériaux pour la formation de différents gneiss alumineux. Suite au métamorphisme, les différents sables ont été transformés en quartzites y compris ceux à magnétite et grenat. Les roches intrusives basiques ont donné naissance aux métanorites dans les parties supérieures de la séquence. Dans les parties inférieures, dans les conditions de plus grande pression, il se produit une éclogitisation des roches et leur transformation en éclogites à grenat-clinopyroxène [37].

Les altérations ultérieures des roches de cette série et leur transformation en variétés à hornblende-biotite et en amphibolites (grâce aux métanorites) sont liées aux processus de granitisation du Protérozoïque précoce.

Schéma de l’évolution du métamorphisme des roches de la série de KASILA

Tableau

Composition de roches originelles	Phases du métamorphisme				Vendien (Pan-Africaine) Feldspathisation locale et diaphtorèse dans les zones tectoniques
	Archéen tardif		Protérozoïque précoce (Eburnienne) Granitisation régionale (métamorphisme régressif du faciès amphibolique)		
	Phase précoce Métamorphisme régional progressif du faciès granulitique avec éclo­gitisation locale	Phase tardive (Libérienne) Plagiogranitisation (métamorphisme régressif dans les conditions limitrophes du faciès à granulite-amphibolite)			
Volcanites basiques	Schistes cristallins à hypersthène, clinopyroxène	Schistes cristallins à clinopyroxène et gneiss	Schistes cristallins et gneiss à hornblende et biotite-hornblende	Développement de porphyroblastes du plagioclase et du microcline, quartzification	
Grès quartz­eux et avec une addition de matériel polymictite	Quartzites, quartzites à grenat et hypersthène	Quartzites, quartzites à cordiérites, biotite et cummingtonite	Le cummingtonite est substitué par la hornblende, cordiérite-biotite	Absence d'observation	
Grès à magné­tite	Quartzites à magné­tite avec de l'hypersthène et grenat	Quartzites à magné­tite avec cummingtonite et biotite	Absence d'observation	Absence d'observation	
Roches argi­leuses et sablo-argi­leuses	Gneiss fortement alu­mineux avec hypersthène, grenat et sillimanite	Gneiss fortement alu­mineux avec clinopyroxène, cordiérite et biotite	Gneiss à biotite et hornblende-biotite	Gneiss porphyroblastiques («ocillées») à biotite	
Dépôts mar­neux (?)	Gneiss à hypersthène	Gneiss à clinopyroxène	Gneiss à hornblende et biotite-hornblende	Développement des porphyroblastes du microcline	
Intrusions de composition basique	Métanorites, métanorites à grenat, éclogites	Absence de données	Amphibolites, schistes cristallins à hornblende, schistes cristallins et gneiss à biotite-amphibole	Absence d'observation	
Produits finaux du métamorphisme	Différents schistes cristallins, gneiss, quartzites du faciès granulitique, éclogites.	Développement de plagiomigmatites de différents types génétiques avec des reliques de minéraux de roches originelles et des massifs de plagio-granito-gneiss.	Développement des migmatites de différents faciès génétiques et des massifs de granito- et grano-diorito-gneiss	Diaphtorèse local dans les zones tectoniques	

Tableau 3



Le métamorphisme vendien a un caractère local et n'a pas eu beaucoup d'influence sur la composition finale des roches.

### Série de DABOLA (AR<sub>2</sub>db), régions de TOUGUÉ, DINGUIRAYE, DABOLA

Des complexes métamorphiques de l'Archéen supérieur se sont développés dans les régions de TOUGUE, DABOLA et DINGUIRAYE. Les auteurs du levé géologique au 1:200 000 les ont rattachés à la série de DABOLA. Sur les feuilles de KISSIDOUYOU – KEROUANE, en outre, les roches de la série de KAMBUI ont été différenciées.

Les premiers dépôts de la série de DABOLA ont été décrits par *Golubinow R.* en 1936 aux alentours de la ville de Dabola [68], par la suite, ils ont reçu le statut de série et en tant que tel furent utilisés pour le levé géologique au 1:200 000 de différentes régions.

Dans les régions couvertes par la feuille de DINGUIRAYE et dans la partie sud-est de la feuille de TOUGUE [141] la série de DABOLA comprend un complexe de schistes et gneiss cristallins polymétamorphiques, qui ont été affectés au Protérozoïque précoce par un métamorphisme régressif jusqu'à la granitisation. De ce fait, presque toutes ces roches sont plus ou moins diaphoritisées. Sur le territoire en question, ce complexe forme plusieurs skialites ainsi que des corps résiduels isolés renfermés dans des migmatites et des granitoïdes palingéno-métasomatiques plus tardifs, occupant non moins de 10-15% de leur volume. Les petites skialites mesurant quelques dm<sup>2</sup> à quelques m<sup>2</sup> se rencontrent presque partout. Les corps résiduels mesurant quelques centaines de mètres carrés sont plus rares. Et enfin, de gros blocs mesurant quelques dizaines et même centaines de kilomètres carrés et qui pourraient être montrés sur la carte géologique au 1:500 000, sont recensés dans le bassin de la rivière de *Gombo*, dans la vallée de la rivière de *Bafing* et aux alentours des villages de Boné, Maél et Loufa-Kalinko.

L'orientation de la foliation des roches dans ces blocs est variable, cependant il est possible de parler de certaines directions préférentielles. Ainsi, dans la région de Loufa – Kalinko, la direction est-ouest prédomine. Aux alentours de *Boné* et *Maél*, elle est nord-ouest. Dans le bassin de la rivière de *Gombo*,



**Fig. 14** Lit de la rivière de *Bafing*. Schistes cristallins de la série de DABOLA, recoupés par les veines sub-concordantes et obliques à quartz-feldspath de la phase protérozoïque précoce de granitisation. Feuille de DINGUIRAYE

elle est-nord, nord-est, dans la vallée de la rivière de *Bafing* dans sa partie nord, elle est nord, nord-est, c'est-à-dire identique au bassin de la rivière de *Gombo*, et dans la partie sud, elle est nord-ouest, identique à Boné et Maél. Tout cela témoigne de l'architecture complexe des roches métamorphiques, qui, ensemble avec un haut niveau de granitisation superposée, ne permettent pas de reconstituer la succession stratigraphique et autres caractéristiques de leur mise en place. Dans ces circonstances, on peut parler seulement des associations naturelles de ce complexe et de leur place dans les séquences concrètes.

La plus grande masse de roches de l'Archéen tardif, mesurant environ 180 km<sup>2</sup> a été cartographiée dans la vallée de la rivière de *Bafing* (fig. 13, 14).

Ses flancs sud et nord ont été détruits par les produits de granitisation du Protérozoïque précoce. La partie centrale est composée de schistes cristallins rubanés homogènes à clinopyroxène-plagioclase et quartz-clinopyroxène-plagioclase. On y rencontre des corps d'amphibolites de faible épaisseur (jusqu'à 100 m) et sporadiquement des horizons ou des passées de plagiogneiss et gneiss à clinopyroxène-hornblende, clinopyroxène-biotite-hornblende, grenat-biotite et biotite, contenant parfois du graphite. Les épaisseurs de ces horizons et passées ne sont pas déterminées, mais de toute évidence, elles ne dépassent pas quelques dizaines de mètres. Dans le sud, parmi les migmatites, on constate des skialites considérablement altérées de plagiogneiss et gneiss à biotite avec des reliques de grenat et cordiérite. On y trouve également des xénolites aux contacts nets de schistes cristallins rubanés à clinopyroxène-plagioclase, similaires à ceux ci-dessus, qui représentent la partie boudinée de corps résiduels plus grands qui, avant la granitisation, alternaient avec les roches à grenat. Les autres petites zones (quelques km<sup>2</sup>) de roches de l'Archéen tardif, mis en évidence au niveau des occurrences de migmatites-granits-gneiss cités plus haut, sont composés de mêmes roches métamorphiques que dans la vallée de la rivière de *Bafing*.

**Caractéristiques pétrographiques des roches.** L'étude des échantillons récoltés sur les séquences isolés et sur les rares affleurements a permis de dégager trois principales associations de roches:



**Fig. 13.** Schiste cristallins de la série de DABOLA dans le lit de la rivière de *Bafing*. Feuille de DINGUIRAYE



- roches à clinopyroxène;
- amphibolites et plagiogneiss à amphibolite;
- plagiogneiss et gneiss à biotite y compris avec des reliques de grenat et cordiérite.

**Les schistes cristallins à clinopyroxène-plagioclase et quartz-clinopyroxène-plagioclase** prédominent dans la série en question. Ce sont des roches gris pâle, verdâtres, à grains moyens et fins. Le trait particulier est la composition relativement stable et l'aspect inchangé qui se traduit par une texture en rubans parallèles plus ou moins nette. Etant des roches diaphoriques, les schistes cristallins abritent en leur sein deux, et dans certains cas, trois paragenèses minérales d'âge différent.

La paragenèse précoce est représentée dans les paléosomes par le clinopyroxène (5-30%) et le plagioclase (50-80%). Ils ont une structure hypidioblastique ou xénoblastique à grains réguliers, cette dernière par son aspect fait penser à la structure gabbroïque allotriomorphogranulaire. Les textures de ces roches sont massives ou directives faiblement prononcées.

Les pyroxènes sont représentés par la salite jusqu'à la ferrosalite; jusqu'à la fassaïte dans les variétés les moins granitisées. La ferruginosité des pyroxènes varie entre 22 et 46, cela étant, ces variations sont observées dans les grains fins de la même lame mince.

La composition du plagioclase est très variable. Les mesures prises sur 40 grains non zonés montrent que la teneur en anorthite varie de 0 à 43. Et il n'y a que dans les roches les moins granitisées que l'on note la présence de bytownite № 71-79.

**Les schistes cristallins à quartz-clinopyroxène-plagioclase** contiennent du quartz jusqu'à 20%, une partie duquel peut appartenir à la paragenèse plus ancienne, sporadiquement on rencontre le graphite et très rarement – la biotite brun vif,  $f = 40-42$ . Selon le thermomètre à biotite-clinopyroxène, la température de la cristallisation de cette paire de minéraux, relevée sur deux échantillons, est respectivement de 700-750 et 750-800°C.

La paragenèse plus récente, liée à la granitisation superposée, est représentée par la microcline réticulaire et le quartz, qui ensemble ou séparément imprègnent régulièrement le tissu cristallophyllien ou y forment des néosomes lenticulaires d'épaisseur millimétrique à centimétrique.

Dans certains, cas on observe la troisième association de minéraux, la plus récente, liée au métamorphisme régressif post migmatitique. Elle se manifeste par le développement dans les roches de l'épidote ou la clinozoisite, actinolite, quartz, albite et parfois calcite et pyrite.

**Les plagiogneiss à clinopyroxène-hornblende et clinopyroxène-biotite-hornblende** se rencontrent de manière sporadique et représentent une variété de schistes cristallins granitisés, où le principal minéral sombre est la hornblende vert brunâtre formée aux dépens des pyroxènes. Ces derniers sont toujours présents dans les reliques. Le plagioclase est représenté par l'andésine № 35-42. Les roches conservent leur texture primaire rubanée.

**Les plagiogneiss à clinopyroxène-biotite-hornblende** sont les produits d'une granitisation plus profonde. A la différence des variétés ci-dessus, ils sont à grains fins à moyens, massifs. Ils sont composés d'oligoclase № 20-27 qui est souvent l'antiperthite de substitution, de quartz, hornblende vert brunâtre avec des reliques de clinopyroxène, de biotite brun foncé et de différentes quantités de microcline réticulaire.

**Les amphibolites** sont des roches sombres massives généralement hétérogranulaires, qui conservent presque toujours les traces de leur formation suite au métamorphisme des amphibolites et gabbroïdes plus anciens relativement grossiers. Elles sont composées essentiellement d'amphibole et de plagioclase. L'amphibole est représentée par la barroisite vert bleuâtre ou l'hornblende vert olive; Le plagioclase par l'andésine № 35-42 et l'andésine – labrador № 44-56. Parfois on trouve du quartz, de la biotite brune, du clinopyroxène et de l'épidote.

Les amphibolites portent toujours des traces de métamorphose régressif. En témoigne les reliques du clinopyroxène et de l'hornblende brune de haute température, ainsi que la «structure de désintégration» dans les noyaux de gros cristaux de hornblende avec l'apparition d'aiguilles de rutile.

Les structures des amphibolites sont xénoblastiques et hypidioblastiques, rappelant parfois les structures blastogabbroïques et blastoophitiques.

**Les plagiogneiss à biotite-hornblende** sont des roches de couleur grise, vert grisâtre, à grains moyens et à texture gneissoïde. Ils sont composés d'oligoclase № 20-25, orthoclase, hornblende vert foncé, quartz et biotite brune. La structure des roches est hypidioblastique.

**Les plagiogneiss et gneiss à biotite**, y compris à grenat et cordiérite, sont des roches gris foncé ou grises à grains fins. Ils portent toujours les traces de granitisation superposée intense. Au ni-

veau de paléosomes, ils ont une structure homogène lépidogranoblastique et une texture gneissoïde. Leur composition minéralogique: oligoclase № 11-20, parfois avec une substitution antipértitique par le microcline, quartz, biotite brun rougeâtre ( $f = 54-59$ ), grenat fortement ferrugineux (almandine,  $f = 84$ ) et cordiérite. Les accessoires sont représentés par le graphite et plus rarement, la muscovite. Le néosome est représenté essentiellement par le quartz et le microcline réticulaire. Ce dernier se développe souvent sous forme de grosses plages porphyroblastiques (jusqu'à 1 cm), en formant dans la roche des structures œillées.

Les différentes combinaisons des principaux minéraux permettent de dégager les variétés primaires suivantes de gneiss et plagiogneiss: à grenat-biotite, à grenat-cordiérite et à grenat-cordiérite-biotite. A l'heure actuelle, ces roches présentent les structures réactionnelles de substitutions suivantes: grenat par cordiérite, cordiérite par biotite et plagioclase par quartz et hornblende. La substitution du grenat est accompagnée par la formation des structures de coronitisation typiques avec des noyaux résiduels de grenat et une frange de cordiérite, qui conserve parfois la structure symplectique avec des inclusions de quartz et de spinelle. Cette frange est entourée d'une «chemise» de biotite brun rougeâtre avec de la sillimanite aciculaire.

Ainsi, il n'y a que le grenat et la cordiérite, résiduels, qui sont les minéraux de paragenèse précoce, toutes les autres associations de minéraux sont le produit de la granitisation superposée au Protérozoïque précoce. En témoigne également la température de cristallisation des plagiogneiss à grenat-biotite de 600-650°C, déterminée par le thermomètre à grenat-biotite, qui semble être typique pour cette granitisation. Pour les schistes cristallins, elle était de 700-800°C.

Comme il a été dit plus haut, dans les schistes cristallins à pyroxène, il y a toujours des secteurs non recristallisés de paléosomes avec la paragenèse primaire anhydre de minéraux:

Comme il a été dit plus haut, dans les schistes cristallins à pyroxène, il y a toujours des secteurs non recristallisés de paléosomes avec la paragenèse primaire anhydre de minéraux:

clinopyroxène + plagioclase et, probablement, + quartz.

Les conditions du métamorphisme conduisant à la formation de ces roches ne doivent pas être inférieures aux paléotempératures 700-800°C. Avec ces températures et les pressions statiques assez élevées (présence dans les roches de foliation intense), les conditions du métamorphisme ont été proches de la limite des faciès granulitique et amphibolitique. Cela étant, les valeurs citées montrent non pas la température maximale de la formation des schistes cristallins, mais leur diaphorèse précoce. En témoigne également la désoxydation du labrador-bytownite primaire jusqu'à andésine, le changement de la ferruginisation des clinopyroxènes et le développement à leurs dépens de la biotite brun vif.

Aux alentours de la ville de *Forecariah*, ces phénomènes sont typiques pour la phase de plagiogranitisation archéenne tardive des roches métamorphiques de la série de KASILA [127].

Dans la région en question, les paléotempératures fixent de toute évidence ce processus (cristallisation de la paire biotite-clinopyroxène), tandis que le métamorphisme initial se faisait à des températures plus élevées et des conditions correspondant aux faciès granulitique.

L'épaisseur des roches métamorphiques de la série de DABOLA n'est pas déterminée, elle peut atteindre plusieurs milliers de mètres.

L'interprétation de la composition initiale des schistes cristallins à pyroxène ne peut pas être univoque. Ainsi, dans le cas de composition «moyenne» du schiste cristallin avec 80% d'andésine et 20% de salite, il correspond aux marnes avec la teneur en  $\text{SiO}_2$  d'environ 60%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 20%,  $\text{CaO}$  – 10% et fer, magnésium et alcali de 2-3% pour chaque élément. Avec le plagioclase à biotite, la composition de la roche initiale correspondrait plutôt aux anorthosites (métabasites):  $\text{SiO}_2$  – 50%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 28% et  $\text{CaO}$  – 17%. Compte tenu de l'homogénéité de la composition des roches sur de vastes territoires, du caractère des structures et de la présence du plagioclase primaire (bytownite), il est préférable de rattacher les schistes cristallins aux orthoroches et considérer qu'ils se seraient formés à la suite du métamorphisme des roches basiques.

Les amphibolites sont sans doute des orthoroches. On y reconnaît des structures intrusives primaires (blastogabbroïques, blastoophitiques), initialement elles contenaient du pyroxène et se distinguaient par leurs structures à gros grains.



Les gneiss et les plagiogneiss ne donnent que peu d'information pour la reconstitution de la composition initiale des roches. Leurs paragenèses minérales sont persistantes dans une vaste gamme de changements des conditions physico-chimiques du métamorphisme. Ils pouvaient être des produits du métamorphisme régional des dépôts terrigènes ou bien être formés suite à la granitisation des roches métamorphiques existantes de différentes compositions initiales, jusqu'à granitique.

Les variétés alumineuses sont plus informatives. Comme il a été dit plus haut, dans la vallée de la rivière de *Bafing*, dans ces roches, il ne reste de la paragenèse précoce des minéraux que le grenat et la cordiérite. Toutes les autres associations minérales sont les produits de la granitisation superposée. Les structures réactionnelles de substitution des minéraux primaires, décrites dans ces roches, sont identiques à celles de la série de Kasila. Dans l'ensemble, elles sont typiques pour les gneiss alumineux de plusieurs autres boucliers du monde. Dans ces régions, il a été déterminé qu'elles se sont formées dans les conditions du métamorphisme extrême des roches essentiellement alumineuses.

Ainsi, il n'y a que dans les schistes cristallins à pyroxène, gneiss alumineux et amphibolites qu'il est possible de déterminer leur composition initiale. Toutes les autres roches gneissiques n'ont pas cette confirmation et sont dans l'ensemble entièrement recristallisées à plusieurs reprises. Leur composition minéralogique définitive est due à, au moins, trois phases de métamorphisme:

- métamorphisme régional de l'Archéen tardif du faciès granulitique, qui est presque complètement estompé par les processus subséquents;
- plagiogranitisation de l'Archéen tardif;
- vaste granitisation du Protérozoïque précoce dans les conditions du faciès amphibolitique.

Vu ce qui précède, sur la carte géologique au 1:500 000 pour la région en question, on a rattaché aux roches de la série de Dabola les formations dans lesquelles on reconnaît les paragenèses minérales anciennes y compris sous forme de reliques. Toutes les autres roches gneissiques citées plus haut sont incluses dans les zones de développement de migmatites du Protérozoïque précoce. Dans la présente section, elles sont décrites afin de montrer l'évolution de la granitisation.

### Feuille de DABOLA

Sur la feuille de DABOLA, les roches métamorphiques rattachées à la série de DABOLA, [135] forment deux importantes zones d'affleurements. La première se trouve dans le nord-ouest et au centre, la deuxième – dans le sud-ouest du territoire. Ces zones se séparent l'une de l'autre par le grand rift sublatitudinal de MONGO du Protérozoïque précoce. Les roches de la série sont étroitement associées aux plagiomigmatites et plagiogneiss de l'Archéen tardif, qui à leur tour sont en rapport avec les migmatites et granito-gneiss du Protérozoïque précoce. Entre toutes ces roches, il existe des passages progressifs et les limites nettes n'existent pas.

En outre, les roches de cette série forment dans les massifs des roches granito-migmatitiques du Protérozoïque précoce une multitude de skialites et xénolites, ainsi que de grandes zones (dizaines et centaines de km<sup>2</sup>), indiquées sur la carte géologique au 1:500 000. On y note une orientation quasi constante de la foliation nord-ouest (Az. 300-330°). Cette orientation persiste également dans les migmatites et granito-gneiss encaissants.

Dans l'ensemble, sur le territoire de la feuille de DABOLA, les roches de la série se distinguent par une plus grande altération métamorphique superposée comparée aux régions du nord, situées sur les feuilles de TOUGUE et DINGUIRAYE. Les associations minérales anciennes du métamorphisme régional de l'Archéen tardif sont complètement détruites. Les paragenèses de la phase de plagioclatisation de l'Archéen tardif se rencontrent sous forme de reliques, par contre le stade de granitisation et de diaphtorèse post-migmatique du Protérozoïque précoce est très manifeste. En fait, les roches en question sont des diaphtorites du Protérozoïque précoce. Il n'y a que dans l'extrême sud-ouest de la feuille de DABOLA et sur les feuilles voisines de KINDIA et SIEROUMBA, dans une zone isolée, qu'ont été cartographiés [129, 134] des schistes cristallins et gneiss à hypersthène, bipyroxène et pyroxène-hornblende, ainsi que des quartzites monominéraux et magnétitiques, identiques à ceux décrits pour les roches de la suite de Kissi-Kissi de la région de Forécariah. Dans l'ensemble, les roches de la

série de DABOLA sont représentées par les schistes cristallins et gneiss à hornblende-biotite et biotite, dans lesquels on rencontre des passées de schistes cristallins à pyroxène-hornblende et des lentilles d'amphibolites.

Dans l'ensemble, ils sont intensément migmatitisés, cataclasés et renferment toujours une certaine quantité d'épidote secondaire, chlorite-séricite, muscovite et quartz.

*Les schistes cristallins et gneiss à hornblende-biotite* présentent une texture schisteuse, gneissoïde ou massive et un aspect mésocrate, plus rarement mélanocrate. Les structures clastiques prédominent, les structures granoblastiques et ocellées sont rares. Composition: plagioclase (35-45%), hornblende (0-15%), biotite (3-10%), pyroxène (0-6%), quartz (5-20%) microcline (0-30%) et épidote (2-8%).

Le plagioclase-oligoclase № 20-30 forme des grains isométriques ou irréguliers, il est souvent saussuritisé et séricitisé. La hornblende est très altérée et représentée par des agrégats vert brunâtre et vert bleuâtre, qui sont toujours corrodés par la biotite et l'épidote.

La biotite se dispose en amas ou en rubans isolés, parallèles au sens de foliation.

Le pyroxène se rencontre sous forme de reliques dans les agrégats de la hornblende ou bien il est complètement remplacé par cette dernière.

Le quartz se rencontre dans des agrégats isolés de forme lenticulaire et présente une extinction ondulée ou mosaïque.

Dans les leucosomes des granitoïdes, dans la masse granulaire de plagioclase, il apparaît toujours le microcline et le quartz de dernière génération. Souvent on observe dans les roches des plages fraîches de plagioclase de dernière génération sous forme de gros grains (jusqu'à 5 mm) tabulaires et prismatiques.

Dans les schistes cristallins et gneiss à biotite, la quantité de hornblende diminue, elle est rongée par la biotite, qui parfois la substitue complètement. Dans ces roches, le pyroxène disparaît.

*Les schistes cristallins à pyroxène-hornblende* se distinguent par l'aspect mélanocrate, la texture gneissoïde et la structure granoblastique. Ils sont composés de hornblende (30-40%), pyroxène (35-40%), plagioclase (5-10%), biotite (0-5%), quartz (3-5%) et épidote (0-3%).

La hornblende est représentée par deux générations: vert brunâtre (génération plus ancienne) et vert bleuâtre (génération plus récente).

Le pyroxène est très corrodé et représenté par les grains résiduels répartis au sein de la hornblende.

Le plagioclase-oligoclase-andésine №28-32 forme des grains isométriques, il est généralement saussuritisé.

La biotite vert pâle se présente sous forme de bandes linéaires étirées. Elle est remplacée par la séricite et la muscovite.

Le quartz est présent sous forme de masse granulaire fine et plus rarement en plaques étirées.

L'épidote se développe aux dépens de la biotite et hornblende, parfois elle forme des grains à part mesurant 0,3-0,5 mm.

*Les amphibolites* sont des roches schisteuses faiblement rubanées homogranulaires à cristaux moyens à fins avec une structure hétérogranoblastique, granoblastique ou porphyroblastique. Elles sont composées de hornblende (65-75%), plagioclase (andésine-labrador) (15-20%), quartz (5%) et une faible quantité de biotite, actinolite et épidote, qui se développent aux dépens de la hornblende. Dans certains cas, le plagioclase, est complètement remplacé par l'agrégat de ziosite incolore et épidote.

**Particularité du métamorphisme des roches** de la région, à la différence des autres territoires étudiés, est l'absence totale des associations minérales précoces (Archéen tardif) du faciès granulitique de métamorphisme, qui ont été complètement régressivement remplacées par les minéraux des faciès amphibolitiques. Ce fait s'explique par la granitisation protérozoïque précoce et les transformations ultérieures postmigmatiques de la composition des roches. Ainsi, ces substitutions de minéraux seraient liées aux processus de la mise en place du rift de Mongo du Protérozoïque précoce. A une certaine distance du rift, les roches métamorphisées dans les conditions du faciès granulitique (extrême sud-ouest de la feuille) avec la paragenèse des minéraux identiques à la série Kasila sont conservées. Dans l'ensemble, les roches de la série portent des traces bien prononcées du métamorphisme régressif qui se manifeste nettement dans le comportement des minéraux mafiques. La hornblende vert bleuâtre renferme des reliques de la hornblende vert brunâtre, la biotite est généralement représentée par un agrégat de petites feuilles vertes. Ces deux minéraux sont toujours associés à l'épidote, qui les remplace, en



formant des grains assez grands. Donc, on voit le passage de l'amphibole et biotite formées dans les conditions de relativement hautes températures vers les variétés formées à plus basses températures. Ce processus est accompagné par le dégagement du calcium, du fer et du titane qui donnent naissance à de l'épidote et du sphène; en même temps l'amphibole et la biotite s'enrichissent en alcali. On note également la désoxydation du plagioclase et sa substitution par de la zoïsite-épidote. Parfois les plagioclases se transforment complètement en albite surchargée d'aiguilles de zoïsite. Souvent, à côté des plagioclases opaques désintégrés, on rencontre des néoformations d'oligoclase frais, contenant des inclusions de biotite et des reliques de plagioclase plus basique. Dans les roches saturées d'injections de granitoïdes (migmatites), on note l'apparition d'une grande quantité de microcline et de quartz de dernière génération. Le microcline frais, réticulaire substitue activement le plagioclase. Il renferme généralement d'abondantes inclusions de perthite, tandis que dans le plagioclase, on note une antiperthite en quinconce.

Dans le sud de la région, dans les exocontacts des massifs de granito-gneiss et migmatites du Protérozoïques précoces, on constate une feldspathisation des roches. Elle se manifeste par le développement de gros cristaux (jusqu'à 5-8 cm) de feldspath potassique rose et de nombreuses veinules injectées de granites pegmatoïdes.

A l'avis des géologues qui ont étudié le territoire de la feuille de DABOLA, les roches primaires étaient des vulcanites basiques avec des intrusions étagées de même composition.

### Série de DABOLA (AR<sub>2</sub>db), région de KISSIDOUGOU

Cette région englobe les feuilles de KISSIDOUGOU et KEROUANE, qui ont été étudiées par les géologues russes et les spécialistes du BRGM-DNRGH (moitié sud de la feuille de KEROUANE). Cependant, la carte du BRGM est complètement incompatible au niveau de ses limites ouest et nord avec les territoires contigus, et les dépôts stratifiés n'y sont pas montrés.

D'après les géologues russes [142], les plus anciens complexes métamorphiques de cette région ont été rattachés à la série de DABOLA et KAMBUI. Il est important de noter que la série de DABOLA date de l'Archéen inférieur, et celle de KAMBUI se rapporte à l'Archéen supérieur. La différenciation de ces deux séries de différents âges dans les limites d'une seule structure géologique sans préciser les rapports entre elles est mal fondée. En outre, cela contredit les données provenant d'autres régions de la Guinée et des pays limitrophes. Raison pour laquelle, sur la carte géologique au 1:500 000, les territoires du développement des séries de DABOLA et KAMBUI ont été réunis et attribués à l'Archéen supérieur.

L'analyse des données de la Notice explicative pour les cartes géologiques des feuilles de KISSIDOUGOU – KEROUANE (nord) montre que la série de Dabola comprend différents plagiogneiss avec des variations de teneurs en minéraux mafiques. Ces données montrent également que la plupart d'entre eux doivent être considérés comme étant des plagio-granito-gneiss métagénétiques ou palinogénétiques, renfermant plusieurs inclusions de gabbroïdes et enderbites de l'Archéen tardif, ainsi que les quartzites ferrugineux de l'Archéen supérieur de la série de KAMBUI (p. 22 de la Notice). Ces derniers peuvent être considérés uniquement comme des xénolites ou témoins dans les massifs de plagio-granito-gneiss. Cependant cela exclut l'hypothèse de leur origine initiale sédimentaire et par conséquent ils ne doivent pas être considérés comme des roches stratifiées. La part de ces plagiogneiss dans la séquence est d'au moins 90%, et il n'y a que la partie restante qui peut être incluse dans la série. Raison pour laquelle, l'épaisseur de la série a été considérablement surestimée (non moins de 10 000 m), ce qui est reconnu par les auteurs des cartes géologiques, mais expliqué par une mauvaise interprétation du phénomène de plissement. Il est à noter, que les comparaisons des plagiogneiss avec les roches similaires de Sierra Leone [100], Liberia [166] et Côte d'Ivoire [42] sont tout à fait logiques, cependant là-bas, ces formations, et notamment les «gneiss gris» de la région de Man, sont considérés comme étant des orthoroches.

Etant donné l'impossibilité de réfection des cartes en tenant compte des remarques faites, on a conservé sur la carte géologique au 1:500 000 les contours des roches de la série dans les limites des cartes au 1:200 000.

De l'avis de l'auteur de la présente Notice explicative, la série de DABOLA doit comprendre uniquement les roches contenant les associations minérales précoces (Archéen tardif), y compris celles en reliques. Il s'agit des schistes cristallins à bipyroxène-hornblende et des produits de leur altération métamorphique: gneiss à hornblende-pyroxène, biotite-hornblende-pyroxène et biotite-pyroxène. Toutes ces roches forment dans les granitoïdes de l'Archéen tardif et Protérozoïque précoce de nombreux skialites, buttes témoins et gros blocs, et, ont en règle générale des passages progressifs et des contacts flous. L'orientation générale de la foliation de ces buttes témoins et dans les roches encaissantes est nord-sud avec une déviation progressive vers le nord-ouest (Az. 350°), ou nord-est (Az. 30-40°). Le pendage est élevé ou sub-vertical (75-90°). On suppose que dans l'ouest de la feuille de KISSIDOUGOU, les roches sont plissées en plis isoclinaux; dans la partie centrale, ils forment des plis linéaires, ovales et brachyformes avec un pendage des plans de foliation de 40-50°. (Les formes en question sont plutôt typiques pour les coupoles et bourrelets de granito-gneiss, note de l'auteur). Aux alentours du village de Mamouroudougou (feuille de KEROUANE – nord), on a également cartographié des plis isoclinaux étirés avec un fort pendage des plans de foliation dans les sens opposés.

Il est à noter que dans les conditions de granitisation régionale des roches avec la formation possible des massifs allochtones de granito-gneiss, la compréhension de la morphologie des structures plicatives primaires est extrêmement difficile.

*Les schistes cristallins à bipyroxène-hornblende sont développés aux alentours du village de Mamouroudougou. Ils sont de couleur gris foncé légèrement verdâtre et ont une structure mosaïque. Les roches sont composées d'hypersthène et diopside – 40-50%, hornblende brune et vert bleuâtre – 20-35% et plagioclase basique (№ 85) jusqu'à 30%. La biotite magnétite et apatite sont présents en petite quantité (1-2%).*

*Les gneiss à pyroxène-hornblende, pyroxène-hornblende-biotite et pyroxène-biotite sont considérés ensemble, étant donné qu'ils sont tous liés par des passages progressifs. Macroscopiquement toutes ces roches sont de couleur grise, grossièrement litées (épaisseur des lits – 0,5-2,0 m), à texture directionnelle. Les roches sont composées de plagioclase (oligoclase-andésine, rarement – labrador) – 15-70%, quartz – 5-30%, hypersthène et diopside – 5-20%, hornblende – jusqu'à 10% et biotite – environ 10%. Dans toutes les variétés, on note la présence de microcline superposé qui forme des porphyroblastes mesurant 1,0 à 1,5 cm, et parfois des lentilles mesurant 1,0-1,5 x 0,2-0,5 cm, disposées le long du plan de foliation. Son pourcentage varie largement. En outre on rencontre souvent l'épidote et la chlorite, qui se développent aux dépens des minéraux mafiques.*

Comme dans toutes les régions décrites plus haut, les roches de la série de Dabola présentent deux principales phases de transformation métamorphique, qui sont fixées par les paragenèses minérales correspondantes.

Paragenèse précoce:

- hypersthène + diopside + plagioclase (labrador) + hornblende brune et
- hypersthène + diopside + plagioclase (oligoclase-labrador) + hornblende brune + quartz.

Ces paragenèses correspondent aux conditions du faciès granulitique – subfaciès de granulites à hypersthène [171] ou du faciès de schistes cristallins à bipyroxène-plagioclase [109]. Leur mise en place est liée à la phase du métamorphisme régional et de la plagiogranitisation des roches de l'Archéen tardif.

Paragenèse tardive:

- hornblende vert bleuâtre + biotite (oligoclase-andésine) + quartz et
- biotite + plagioclase (oligoclase-andésine) + quartz.

Cette paragenèse est stable dans de vastes limites du faciès amphibolitique. Son apparition s'explique par la granitisation protérozoïque précoce. De toute évidence, à cette phase est liée la désoxydation du plagioclase, la néoformation du quartz et la superposition du microcline avec la formation des roches porphyroblastiques.

Il existe une troisième phase du métamorphisme local. Elle se manifeste par la substitution des pyroxènes par des agrégats d'actinolite, la chloritisation et l'épidotisation de la hornblende, la séricitisation et la saussuritisation du plagioclase et probablement, l'apparition du quartz de la dernière génération. Il semble que cette substitution des minéraux s'est développée le long des zones de failles tectoniques liées à la formation des massifs intrusifs.



La composition initiale des roches en question, correspondait probablement aux vulcanites basiques ou aux intrusions de même composition.

### Série de KAMBUI (AR<sub>2</sub> cm), région de Kissidougou

La série de KAMBUI comprend des assises de schistes cristallins et de divers quartzites (y compris à magnétite). Selon les cartes géologiques au 1:200 000 des feuilles de KISSIDOUYOU et KEROUANE (nord), ces roches sont répandues dans le périmètre de développement des roches de la série de Dabola en occupant leurs parties centrales ou en formant des zones à part. Dans tous les cas, les roches de la série de KAMBUI, tout comme les roches de la série de DABOLA, sont comprises dans les massifs de granitoïdes plus récents. Les rapports entre les séries ne sont pas établis, cependant les limites géologiques reportées sur les cartes géologiques au 1:200 000 ne montrent pas de discordances structurelles considérables. Cela étant, les roches de la série de KAMBUI occupent une position stratigraphique plus haute, en sortant parfois au-delà des limites du développement des roches de la série de DABOLA.

Initialement la série de KAMBUI a été levée en 1929 aux alentours des collines de Kambui en Sierra Leone, où elle comprenait de divers schistes cristallins et gneiss basiques et alumineux, ainsi que divers quartzites. Toutes ces roches ont été formées dans les conditions du faciès granulitique du métamorphisme. Par la suite, cette série a été largement utilisée dans les pays limitrophes.

Dans la région en question, les roches de la série sont divisées en deux parties selon les critères structurels et minéralogiques:

**La partie inférieure** est représentée par les schistes cristallins à bipyroxène, clinopyroxène-hornblende, hypersthène-hornblende et hornblende-biotite.

*Les schistes cristallins à bipyroxène* sont dans l'ensemble des roches de couleur gris foncé, au litage parallèle, plus rarement massives, à grains fins à moyen. Ils ont une structure granoblastique, nématogranoblastique ou lépidogranoblastique. Ils sont composés de grains tabulaires de plagioclase № 30-70, qui forme des agglomérats lenticulaires ou est régulièrement disséminé dans la roche, occupant 40-60% de son volume. Les pyroxènes forment des agglomérats de petits prismes mesurant 0,3-1,2 mm, qui sont accolés à la hornblende. Ils sont représentés par l'hypersthène (5-45%) ou le diopside (jusqu'à 25-30%) et plus rarement l'augite (jusqu'à 30%). Souvent on observe les deux clinopyroxènes. Par endroits les pyroxènes sont remplacés par la hornblende vert brunâtre et vert bleuâtre.

Comme il a été dit plus haut, la hornblende est toujours présente en association avec les pyroxènes ou forme seule des zones spécifiques. Son taux varie de 0 à 25-30% et dépend du degré de granitisation des roches. Par endroits, elle est remplacée par la biotite et la chlorite.

Presque toujours, dans les schistes cristallins on trouve la magnétite (jusqu'à 10%), qui se localise dans les accumulations de minéraux mafiques, on note la présence de l'apatite jusqu'à 1%.

*Les schistes cristallins à clinopyroxène-hornblende* sont identiques aux schistes à bipyroxène selon leur texture et structure. Leur trait particulier est l'absence dans leur composition de pyroxène rhombique et la présence d'une grande quantité de hornblende (jusqu'à 45%).

*Les schistes cristallins à hypersthène-hornblende* se rencontrent plus rarement que les représentants des deux groupes suscités et ils sont en étroite association avec ces premiers.

Ils sont composés de plagioclase (№ 40-50) – 55-60%, hypersthène – 20-25%, hornblende brun verdâtre – 5-10% et magnétite – 3-4%. Le diopside, l'augite, la biotite sont présents en quantité de 1-2%, on note des grains isolés d'apatite.

*Les schistes cristallins à hornblende-biotite* sont le produit d'altération profonde des roches à pyroxène. Ils sont composés de plagioclase (№ 35-50) – 20-60%, hornblende – 10-80%, biotite – jusqu'à 5-10%, reliques, hypersthène et augite jusqu'à 1-2%, ainsi que du quartz – jusqu'à 1% et magnétite – 1-4%.

**La partie supérieure** de la séquence est formée par l'alternance des schistes cristallins à pyroxène et à pyroxène-hornblende et de divers quartzites à magnétite. Cela étant, le dernier groupe prédomine. Il occupe 75-80% de l'épaisseur totale de la séquence.

Les schistes cristallins à pyroxène forment des lentilles isolées et des passées dont l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Les roches quartzitiques forment des faisceaux plus

épais (de quelques dizaines à quelques centaines de mètres) et sont représentées par des variétés à litage rythmique. Dans la séquence, on note des injections de granito-gneiss et des bandes de migmatites.

Dans la Notice explicative des cartes géologiques au 1:200 000 du territoire en question, la description pétrographique des schistes cristallins à pyroxène de la partie supérieure de la séquence est absente, mais selon la description des séquences individuelles, on voit qu'elle est composée de schistes cristallins à bipyroxène, bipyroxène-hornblende et hypersthène-hornblende-biotite. De toute évidence, leur pétrographie est similaire à celle des roches de la partie inférieure de la séquence.

Dans les amas quartzitiques, en fonction de la quantité et de la composition des minéraux mafiques, on distingue les quartzito-schistes et les quartzites monominéraux: à magnétite, à hypersthène-magnétite, à bipyroxène-magnétite, à hypersthène-grenat-magnétite, à cummingtonite-magnétite, à cummingtonite-grenat-magnétite, à disthène-magnétite-grenat. Par endroits, on rencontre des quartzito-schistes à mica-grenat et des quartzites à plagioclase-pyroxène. Dans des cas isolés, on a décelé des quartzites à pyrite et des quartzito-schistes à plagioclase-sillimanite-disthène. Les variétés à cummingtonite et grenat se rencontrent dans les parties supérieures de cette série.

*Les quartzites à magnétite* sont les roches les plus répandues. La part du quartz est de 40-90% par conséquent la part de la magnétite est de 10-60%. Il forme généralement des lentilles ou des passées, grâce à quoi la roche acquiert une structure rythmiquement litée. Parfois on rencontre dans la roche des grains isolés d'apatite.

*Les quartzites à hypersthène-magnétite et bipyroxène-magnétite* sont également très largement répandus. La teneur en magnétite y varie de 15 à 60%. Il forme des amas ou des agrégats orientés sub-parallèlement en association avec hypersthène. Le taux d'hypersthène varie de 2 à 20%. Par endroits, il est remplacé par l'ouralite et la hornblende actinolitique et vert bleuâtre. Le quartz est présent dans la roche au taux de 30 à 80%. Dans les quartzites, on note parfois la présence de diopside (jusqu'à 10%) et plus rarement, d'augite (jusqu'à 3-4%). Le minéral secondaire est le plagioclase (№ 35-45) dont la proportion atteint 10 %. On note la présence de grains isolés d'apatite et de pyrite.

*Les quartzites à hypersthène-grenat-magnétite* sont étroitement associés aux variétés à hypersthène-magnétite. Les roches sont composées de quartz – 30-70%, magnétite – 10-15%, hypersthène – 3-30%, grenat (almandin de la lignée spessartite) – 3-35%. Dans des cas isolés, on note la présence de plagioclase (№ 45-50) jusqu'à 5-10% et d'apatite.

Le grenat est associé à l'hypersthène et ensemble avec lui forme dans la roche des passées isolées.

*Les quartzites à cummingtonite-magnétite et à cummingtonite-grenat-magnétite* ont un développement limité. Le premier groupe est composé de magnétite – 20-60%, cummingtonite (ou anthophyllite, ouralite) – 2-20% et quartz – 30-70%. Le deuxième groupe est composé de quartz – 20-45%, magnétite – 10-15%, cummingtonite (ou gédrite et trémolite) – 15-30% et grenat – 15-55%. Dans certaines variétés, on note la présence de biotite – jusqu'à 1%.

*Les quartzites monominéraux* se rencontrent sporadiquement dans des chaos de roches à côté des quartzites ferrugineux ou séparément. Il se peut qu'ils forment des passées ou des lentilles au sein des autres roches citées de la séquence. Ils contiennent de faibles quantités de grenat, sillimanite, disthène, pyroxènes, plagioclase, biotite et muscovite. Dans certains cas, on note la présence de pyrite.

*Les schistes quartziteux à disthène-magnétite-grenat* alternent avec les quartzites à magnétite et à cummingtonite. Ils ont une texture schisteuse et une structure nématogranoblastique. Ils sont composés de: grenat – 50-55%, disthène – 15-20 %, magnétite – 15%, quartz – 15% et sillimanite – 1-3%. Le grenat brun rosâtre forme de gros amas entourés de grains de disthène, qui sont toujours accolés aux grains isométriques de magnétite et de quartz.

*Les schistes quartziteux micacés à grenat* présentent un développement limité. Ils ont une texture schisteuse nette due à la disposition régulière des micas. Les structures des roches sont granoblastiques, porphyroblastiques. Ils sont composés de: quartz – 35-55%, grenat – 15-20%, biotite – 10%, muscovite – 0-15%, plagioclase (№ 10-20) – 15-20%. Généralement, la biotite est remplacée par la muscovite, la sagénite et la séricite. Dans certains grains, on note la présence d'andalousite.

*Les quartzites à plagioclase-pyroxène* se caractérisent par l'alternance des passées (2-7 mm) de quartz opaque et des passées (jusqu'à 1 mm) de plagioclase (№ 35-40), hypersthène, diopside et augite. Le quartz occupe 70-75 % du volume de la roche. Plagioclase – 10-15%. Généralement il est pélite et séricité. Autour des grains de plagioclase s'accumulent de petites franges (0,2-0,35 mm)



d'hypersthène (2%), diopside (5-7%) et augite (jusqu'à 2%). Par endroits, l'hypersthène est remplacé par la hornblende vert bleuâtre.

En outre, on note la présence de magnétite (1%), pyrite (1-2%) et de grains isolés d'apatite.

**Les quartzites à pyrite** ont été rencontrés à 400 m à l'ouest du village de Vassaoukourouma. Les roches sont massives. Sur la surface altérée on distingue un rubanement grossier (3-8 mm) parallèle. Le quartz forme de gros grains irréguliers mesurant 0,45-2,8 mm. Dans la roche, on rencontre des grains arrondis d'apatite mesurant 0,45 mm. Sa teneur dans certains échantillons atteint 10%. La pyrite (jusqu'à 3-5%) forme des grains ovales de 0,5-1,5 mm, orientés le long de son axe principal parallèlement au plan de foliation. Dans ces quartzites, on rencontre parfois des amas isolés de magnétite, hornblende et carbonate.

**Les schistes quartzeux à plagioclase-sillimanite-disthène se rencontrent dans des chaos isolés.** Ils sont composés de: quartz – 30-35%, disthène – 30-35%, plagioclase (Nº 65-70) – 10%, magnétite – 2-3%, microcline – 1% et biotite – 1%.

L'épaisseur de la série de KAMBUI est estimée à 1800-2000 m.

Les associations minérales constatées dans les schistes cristallins de la série de KAMBUI correspondent aux conditions de faciès granulitique et sont en effet identiques aux paragenèses des minéraux observés dans les roches de la série de DABOLA et dans les parties inférieures de la série de KASILA. Les quartzites à magnétite avec leurs paragenèses:

- hypersthène + magnétite + quartz,
- grenat + hypersthène + magnétite + quartz et
- hypersthène + disthène + magnétite + quartz

sont également formés dans les conditions du faciès granulitique. Les mêmes quartzites où la place de l'hypersthène est occupée par la cummingtonite, se sont formés dans les conditions du stade supérieur du faciès amphibolitique. De toute évidence, ces transformations minérales sont liées à la phase de la granitisation des roches de l'Archéen tardif et portent un caractère régressif.

Toutes les roches à hornblende et biotite-hornblende, associées aux variétés à pyroxène, sont le produit de la granitisation du Protérozoïque précoce, qui, par rapport aux roches primaires, se développe de manière régressive dans les conditions du stade supérieur du faciès amphibolitique.

Il se peut que le stade post-migmatitique de la granitisation soit lié au développement dans les roches à muscovite, épidote, chlorite, séricite, actinolite et quartz de la dernière génération. Si c'est le cas, le métamorphisme régressif du Protérozoïque précoce est polychrone et reflète les différents stades d'activation tectono-thermale de la région en question.

La composition chimique actuelle des roches de cette série et la conversion de cette composition en roches primaires montrent que:

- les schistes cristallins à pyroxène correspondent à des basites, tuffites basiques et plus rarement aux ultrabasites; leurs compositions sont proches des basaltes tholéitiques;
- les quartzites à magnétite correspondent à des dépôts terrigènes d'origine sédimentaire ou chemo-sédimentaire; la découverte les trouvailles de minéraux fortement alumineux (disthène, sillimanite) indique la présence possible de minéraux argileux dans les sédiments primaires.

Les données citées concernant les complexes métamorphiques des séries de DABOLA et KAMBUI permettent de faire quelques observations qui devraient être prises en compte à l'avenir.

La composition des séries de DABOLA, leur métamorphisme, les conditions de gisement et le caractère des rapports avec les granitoïdes encaissants sont identiques aux paramètres de la partie inférieure de la série de KAMBUI. En fait, les roches de ces séries forment une seule séquence dans laquelle il est impossible de différencier les parties d'âges différents. La partie inférieure est composée essentiellement de schistes cristallins, la partie supérieure de divers quartzites et schistes quartziques, mais contenant les passées des mêmes schistes cristallins que la partie inférieure. Une telle succession, la composition et le degré du métamorphisme correspondent dans l'ensemble au stratotype de la partie moyenne de la série de Kambui, mise en évidence en Sierra Leone, ce qui justifie en principe l'extension du développement de cette série sur le territoire de la Guinée.

Eu égard à ce qui précède, l'individualisation sur la feuille de KISSIDOUGOU d'une série plus ancienne (Archéen inférieur) de DABOLA n'est pas justifié et se trouve en contradiction avec les données factuelles disponibles. Il est à noter que dans l'ensemble, les séquences présentées sont identiques aux parties inférieures et moyennes de la série de KASILA de la région de *Forecariah*.

### Série de MANI (AR<sub>2</sub>mn), région de N'ZÉREKORÉ-BEYLA

La série de MANI est répertoriée par l'auteur de la présente Notice sur la base du levé géologique. La série de MANI est répertoriée par les auteurs de la présente Notice sur la base du levé géologique au 1:200 000, réalisé par le BRGM-DNRGH sur le territoire des feuilles de MACENTA, BEYLA et N'ZÉREKORÉ-TINSOU. Le nom a été choisi d'après le nom de la rivière de *Mani*, où durant le levé, le nombre d'observations géologiques était le plus important.

Sur la carte géologique au 1:500 000, les zones de son développement sont montrées dans le périmètre des roches identifiées par des symboles sur les cartes du BRGM:

- [ > ] – gneiss à biotite, par endroits avec magnétite et grenat, contenant des schistes cristallins micacés à sillimanite; orthogneiss;
- [I<sub>q</sub>] – quartzites monominéraux;
- [I<sub>gm</sub>] – quartzites à pyroxène, à magnétite, parfois à grenat;
- [S<sub>gr</sub>] – schistes graphiteux.

Conformément aux cartes géologiques au 1:200 000 des feuilles citées, les quartzites forment de puissants horizons (quelques km) ou plus étendus (dizaines de km) d'orientation générale nord-est (Az. 20-45°). Selon leur représentation sur les cartes, ils ont subi des dislocations plicatives considérables et sont déformés en une série de plis. Les mêmes déformations sont notées dans les roches encaissantes dont témoigne la configuration des massifs cartographiés et des corps d'amphibolites très présents dans cette région. Les données citées montrent l'origine sédimentaire ou chemo-sédimentaire de ces quartzites, ce qui a été le principal facteur pour répertorier la série en tant que complexe stratifié des roches.

Etant donné le manque d'information, l'origine des gneiss à biotite ne peut pas être établie de manière univoque. Il n'en reste pas moins vrai qu'ils contiennent beaucoup de migmatites palingéno-matasomatiques et de granito-gneiss, c'est-à-dire des orthoroches ce qui a été constaté par les géologues du BRGM (fig. 15, 16).

Les schistes graphiteux n'ont pas été étudiés en détails par les géologues du BRGM. Ils ont pu se former tant à cause du métamorphisme des dépôts carbonifères qu'à la suite des processus métasomatiques de contact ou autres.

Les roches de la série de MANI occupent de vastes secteurs sur la feuille de N'ZEREKORE – TINSOU (à l'exception de l'extrême sud-est), dans la partie sud-est de la feuille de MACENTA, qui à son tour se poursuit dans les parties sud-ouest et Centrale de la feuille de BEYLA.

Dans le nord-ouest, les roches de la série sont relayées par les orthogneiss et migmatites de l'Archéen tardif. Les contacts entre elles ne sont pas étudiés. De toute évidence, ils se caractérisent par des passages progressifs, raison pour laquelle la limite géologique entre elles est approximative.

Au nord et au nord-est, les roches de la série sont limitées par des massifs d'amphibolites de l'Archéen tardif et des granitoïdes du Protérozoïque précoce et dans l'extrême sud-est, elles sont en contact, à la faveur du chevauchement, avec les métagabbroïdes et les orthogneiss granitiques rattachés à l'Archéen précoce. Dans les zones de développement de cette série, on note plusieurs corps rubanés d'amphibolites de l'Archéen tardif, ainsi que des métagabbroïdes, amphibolites et différents granitoïdes du Protérozoïque précoce. Ces derniers comprennent de nombreux filons de pegmatites.

Selon la carte du Liberia au 1:250 000 [157], les roches de la série de MANI, se prolongent également sur le territoire de ce pays. Ici, elles sont représentées, dans l'ensemble, par les schistes cristallins mélanocrates à pyroxène-hornblende-plagioclase et les gneiss leucocrate à biotite. Parmi eux, on distingue les quartzites à orthopyroxène-grenat, à cummingtonite-grenat, à magnétite et monominéraux, ainsi que de nombreux corps d'amphibolites.





**Fig. 15** Migmatites litées.  
Feuille de BEYLA (Photo BGR, N17)



**Fig. 16** Migmatites «fantômes».  
Feuille MACENTA. (Photo BGR, N17)

Dans l'ensemble, les roches de la série ont une orientation nord-est (Az. 20-45°) avec le pendage des roches dans les sens opposés avec des angles allant de 25° à sub-verticaux. Selon la configuration des horizons de quartzites, on peut supposer que les roches ont été plissées en une série de plis synclinaux et anticlinaux, leur structure a été rendue encore plus complexe par les intrusions du Protérozoïque précoce et les accidents tectoniques d'orientation nord-sud, nord-est et est-ouest.

**Les gneiss à biotite et les roches connexes** prédominent (elles occupent non moins de 85-90% du volume de la série). Ils forment de vastes zones dont la superficie totale dépasse 8 000 km<sup>2</sup>. Ils sont étudiés au niveau des affleurements isolés disparates, ce qui ne permet pas de mettre en évidence les particularités de leur structure, leur composition et leurs rapports avec les roches voisines.

**Les gneiss à biotite** ont généralement une coloration claire, une structure à grains fins, une texture gneissoïde ou rubanée et une composition minéralogique uniforme: quartz, feldspaths (les plagioclases semblent prédominer) et les minéraux mafiques. Les données sur le pourcentage de ces minéraux dans la roche font défaut. Suivant la composition des minéraux mafiques, on distingue les variétés à biotite, à biotite-amphibole et à pyroxène. Le rubanement des gneiss est dû à l'altération fine des passées mélanocrates, riches en biotite et autres minéraux mafiques et des passées leucocrates contenant du quartz et des feldspaths. Dans certains cas, dans ces passées, la biotite se présente sous forme de petits nids.

Dans les roches, on note la présence, en faible quantité, d'apatite, zircon, sphène et magnétite. Parfois le grenat se présente sous forme de fins grains ou gros phénocristaux (jusqu'à 1 cm) qui sont généralement associés au pyroxène et entouré d'une frange de plagioclase.

Dans des cas isolés, on trouve dans les zones de développement de gneiss à biotite des gneiss massifs et gneissoïdes à pyroxène, ainsi que probablement des schistes quartziques dans lesquels le pyroxène initial est remplacé par la hornblende et la biotite.

Aux alentours du village de Louhoule, il a été mis en évidence des schistes cristallins à plagioclase-quartz avec grenat, amphibole et reliques de pyroxène. On a également trouvé des roches qui, de l'avis des géologues du BRGM, sont des charnockites formées dans les conditions du faciès granulitique de métamorphisme. Ils sont composés de: pyroxène rhombique et monoclinique, quartz, plagioclase et feldspath potassique.

Sur la feuille de BEYLA, les gneiss à biotite semblent contenir de la muscovite.

Selon Obermuller A. (1941), on trouve des **schistes cristallins micacés à sillimanite** dans les roches rattachées à la série de Mani. Ils se caractérisent par une texture nette rubanée et une structure granoblastique. Les principaux minéraux formant la roche sont: plagioclase, biotite, sillimanite et quartz. Parfois on rencontre la cordiérite, le grenat et de grandes plages isolées de feldspath potassique. Le plagioclase (oligoclase) ensemble avec le quartz forment de fines passées. Dans ces passées, on note de rares grains de grenat corrodé. La biotite est abondante. Elle forme des amas linéaires de grains en écailles fines de couleur brune, qui déterminent essentiellement la texture schisteuse des roches. La sillimanite se présente sous des formes grossièrement prismatiques ou aciculaires, qui sont dans la plupart des cas concentrées au sein des amas de biotite. Les grains de cordiérite se disposent en chaînes parallèlement aux plans de foliation et sont, généralement, fortement pilités («mélange» de muscovite, biotite, chlorite et oxydes de fer). Le feldspath potassique est de toute évidence secondaire. Il forme de gros cristaux porphyroblastes isolés. Les minéraux accessoires sont le graphite, l'ilménite et le rutile.

Les roches à sillimanite suscitées n'ont pas été rencontrées lors du levé au 1:200 000 réalisé par le BRGM-DNRGH, ce qui témoigne de la faible densité des observations géologiques.

Parmi les gneiss rubanés à biotite, qui sont considérées comme étant des para-roches (?), on note souvent la présence d'orthogneiss granitiques et granodioritiques, ayant une texture à grains plus grossiers et une structure massive.

**Les quartzites monominéraux**, selon les cartes géologiques au 1:200 000 du BRGM, prédominent dans les horizons quartziques. Ils sont dessinés sur les cartes sous forme de longues (jusqu'à 60 km) bandes ayant une largeur allant de quelques centaines de mètres à 2-3 km. Leur plus grande étendue est indiquée sur la rive droite de la rivière de Mani, où il mesure 50 km x 4 à 8 km et se poursuit sur le territoire libérien. Les horizons des roches quartzitiques sont également portés sur la carte géologique au 250 000 du Libéria, mais là, leurs dimensions sont considérablement plus petites (jusqu'à 10 fois).

Les quartzites sont identifiés selon l'étude des affleurements isolés ce qui confère à l'estimation de leur morphologie et leurs paramètres un caractère approximatif. Ils sont disposés dans les zones de développement des gneiss à biotite et se rencontrent souvent à côté des métapyroxénites, amphibolites, gneiss à pyroxène et schistes cristallins.

**Les quartzites monominéraux** sont des roches blanches, ayant une structure à grains fins et moyens et une texture linéaire rubanée. Par endroits, ils sont fortement déformés. Presque partout, ils alternent avec les quartzites à pyroxène, magnétite et grenat.

**Les quartzites à pyroxène, magnétite, et parfois à grenat** sont répertoriés par les géologues du BRGM-DNRGH comme un groupe à part sur la base de la présence dans ces roches des minéraux suscités. Ils forment des passées et des lentilles dans les quartzites monominéraux. Dans certains cas, ils forment des corps à part. Ils sont associés aux métapyroxénites (ey compris à grenat), amphibolites, ainsi qu'aux gneiss à pyroxène et schistes cristallins. Comme les quartzites monominéraux, ils se disposent dans les zones de développement des gneiss à biotite, et sont plissés avec eux en une série de plis linéaires.

Suivant le pourcentage de pyroxène, magnétite et grenat, les roches ont une coloration vert-foncé ou gris foncé; sur les surfaces altérées, elles acquièrent un aspect brun roux. Visuellement, les roches sont massives avec un éclat « gras » sur les cassures fraîches. Elles ont une texture rubanée nette.

Les minéraux mafiques sont concentrés sous forme d'imprégnations ou groupés en interlits isolés subparallèles, en conférant à la roche un caractère rubané. Leur pourcentage varie dans de larges limites. Dans certains endroits, la teneur en magnétite de la roche est très importante ce qui permet de les considérer comme les quartzites à magnétite.

Le grenat est soit absent, soit forme une imprégnation fine, et parfois de grosses plages (jusqu'à 1 cm). Dans certains cas, c'est le principal minéral de la roche, ce qui permet de rattacher ces roches aux quartzites à grenat-pyroxène (grenatites selon la terminologie du BRGM). Le pyroxène y est représenté par sa variété rhombique (probablement hypersthène, obs. auteur) et plus rarement monoclinique, qui s'associe à l'amphibole du type grunérite (probablement, cummingtonite, corrodant les pyroxènes, obs. auteur). Parmi les autres minéraux, on rencontre dans les roches le plagioclase, la biotite, le sphène et la chlorite secondaire, en petites quantités.



Les caractéristiques citées des quartzites démontrent la nature probablement métasédimentaire de leur mise en place, ce qui est constaté par les auteurs des cartes géologiques au 1:200 000. De ce fait, leur hypothèse concernant la minéralisation superposée de magnétite dans les quartzites n'est pas fondée.

Les quartzites décrits ont beaucoup de traits communs avec les quartzites des régions de Kissidougou (série de KAMBUI) et Forecariah (série de KASILA).

Les principales analogies sont:

- la composition minéralogique y compris la présence de pyroxène et de cummingtonite qui les remplace;
- le degré du métamorphisme: faciès granulitique (résiduel) et amphibolitique superposé (très répandu);
- le lien spatial étroit (probablement alternance) avec les gneiss à pyroxène et les schistes cristallins, ainsi que l'association avec les métapyroxénites et les amphibolites;
- les rapports identiques avec les roches encaissantes: les quartzites de la série de KAMBUI se disposent dans les zones de développement des granitoïdes de l'Archéen tardif, et ceux de la série de MANI – dans les gneiss à biotite, dont une partie importante peut être rattachée aux orthoroches (granito-gneiss ou migmatites aussi bien de l'Archéen tardif que du Protérozoïque précoce);
- la même orientation générale des structures formées par les roches de ces séries.

La faible densité d'observations géologiques au niveau des roches de la série de MANI, les informations disponibles sur les roches quartzitiques des séries de KASILA et KAMBUI (Sierra Leone, Liberia et Guinée) laissent des doutes quant au bienfondé de l'interprétation des paramètres, de la morphologie et de la structure des horizons de quartzites. Probablement, ce ne sont pas des corps monominéraux, puissants et étendus, mais plutôt les faisceaux de couches ou lentilles de plus faible épaisseur et étendue, qui alternent avec les paragneiss et les schistes cristallins, renfermant des corps stratoïdes de métapyroxénites et amphibolites.

**Les schistes graphiteux** ont été mis en évidence sur la route N'Zérékoré – Lola sur un tronçon de 50-100 m de largeur et de 4 km environ de longueur. Dans le rapport de *Bering et al.* [15], ils sont mentionnés comme indices de graphite. Lors du levé géologique ils n'ont pas été étudiés en détails. Ils ont une schistosité sub-verticale, la couleur grise et l'éclat métallique. En plus du graphite, on note la présence dans les schistes de nombreux grains de quartz fortement déformé (intense fissuration, extinction ondulée). On observe rarement la biotite, la sillimanite et le plagioclase, qui sont presque complètement remplacés par la muscovite et/ou les oxydes de fer. Dans des cas isolés on trouve l'andalousite.

Précédemment, le graphite a été identifié dans les roches métamorphiques archéennes comme le minéral accessoire, et dans les dépôts du Protérozoïque inférieur des complexes de Simandou – Nimba, c'est le minéral principal des schistes graphiteux, qui sont présents dans les séquences de ce complexe. Il n'est pas exclu que ces schistes graphiteux peuvent être datés du Protérozoïque inférieur. En même temps, il faut noter que les travaux de dernières années (FURGO, GP<sup>6</sup>, 2007-08) effectués sur le prolongement sud de la chaîne de *Simandou*, ont permis de trouver des structures du Protérozoïque précoce, identiques à cette chaîne et contenant des dépôts similaires (y compris les itabirites). Ainsi, les doutes et les circonstances citées révèlent un cadre géologique plus complexe des aires montrées sur la carte géologique au 1:500 000 sous la dénomination de la série de MANI.

Les roches primaires de la série de MANI peuvent être reconstituées avec différent degré de probabilité. Les gneiss à biotite, qui prédominent dans la série, correspondent aux granites. Ils pouvaient être formés tant à la suite du métamorphisme des roches granitoïdes ou volcanites acides, qu'à partir des grès quartz-feldspathiques ou arkosiques. Si l'on prend en considération les vastes domaines qu'ils occupent, la nature magmatique de leur mise en place semble être la plus probable. En même temps, on n'exclut pas la présence en leur sein des buttes témoins isolées ou de gros xénolites de différentes roches terrigènes et volcaniques aux dépens desquelles se sont formés les gneiss à texture rubanée (stratoïde), ainsi que les quartzites, les schistes micacés à sillimanite, les gneiss à pyroxène et les schistes cristallins.

<sup>6</sup>GP – GEOPROSPECTS Ltd

Les schistes cristallins micacés à sillimanite seraient le produit du métamorphisme de dépôts sablo-argileux.

Selon les données d'analyses des silicates, les gneiss à pyroxène ont une composition qui correspond aux granodiorites, andésites, et pour certaines variétés aux dacites.

Les divers quartzites ont une origine sans doute sédimentaire ou chémo-sédimentaire.

La nature des schistes graphiteux est incertaine. La présence d'une grande quantité de quartz, ainsi que de sillimanite, laisse supposer leur origine initialement sédimentaire.

Les amphibolites se sont formées à la suite du métamorphisme des intrusions sub-stratoïdes basiques ou des basaltes volcaniques.

L'historique de la formation métamorphique des roches de la série ne peut pas être reconstitué suite à l'absence des données pétrographiques nécessaires. Il est seulement connu que les pyroxènes se rencontrent souvent sous forme de reliques, qu'ils sont remplacés par des amphiboles, qui à leur tour le sont par la biotite. Le grenat est généralement corrodé et entouré d'une frange secondaire de plagioclase. La sillimanite est étroitement associée à la biotite et semble être substituée par cette dernière. Le feldspath potassique est représenté par plusieurs générations, dont la dernière est nettement superposée. Les métapyroxénites se transforment en roches actinolitiques. On rencontre souvent dans les roches de la chlorite secondaire (plus tardive).

Les données citées, combinées avec les informations sur le métamorphisme des roches des séries de KASILA, DABOLA et KAMBUI, permettent de tirer quelques conclusions. Les divers quartzites avec les principales paragenèses:

- pyroxène (probablement, hypersthène) + magnétite + quartz et
- pyroxène + grenat + quartz

correspondent aux conditions du faciès granulitique de métamorphisme régional progressif de l'Archéen tardif. Les schistes cristallins alumineux sont considérés comme étant des roches à métamorphisme régressif, contenant des reliques des associations minérales du faciès granulitique. Les gneiss à biotite, qui prédominent dans la série, se sont formés dans les conditions du faciès amphibolitique. Ils semblent être le produit final de la granitisation du Protérozoïque précoce, c'est-à-dire sont des migmatites palingéno-métasomatiques et des granito-gneiss. Cette supposition doit être considérée comme l'une des variantes possibles, qui permet d'expliquer l'invariabilité de la composition de ces roches sur des territoires gigantesques et la présence sporadique en leur sein des roches d'autres compositions. De ce fait, les gneiss à biotite avec la nature palingéno-métasomatique de leur formation ne peuvent pas être inclus dans la série de Mani, étant donné qu'avec les roches effectivement stratifiées ils ont des rapports métasomatiques ou intrusifs et un âge plus récent de formation. Cette supposition peut être vérifiée et les rapports précisés lors des études de terrain supplémentaires.

### Age des formations

L'âge archéen supérieur de la série en question a été établi sur la base des données géologiques et en les comparant avec d'autres roches métamorphiques du massif léono-libérien. Les complexes métamorphiques stratifiés de la Guinée sont bien corrélés avec les roches de la série de KAMBUI en Sierra Leone et en Côte d'Ivoire (âge abs. 3020-2770 Ma [42, 155].

Toutes les tentatives pour déterminer directement l'âge absolu de diverses roches ont échoué, étant donné que presque dans tous les cas, les valeurs obtenues se sont avérées plus ou moins récentes.

La série de KASILA (feuilles de CONAKRY – SIEROUMBA) date de 585 à 641 Ma, méthode K/Ar directement à la roche ou à la biotite [127, 129]. L'âge caractérise la phase Pan-Africaine d'activation de plateforme suite au développement du fossé de ROKEL de ROKÉL-BASSARI du Riphéen – Vendien.

La série de DABOLA (feuille de DABOLA) date de 1640 – 2420 Ma, méthode K/Ar directement sur roche [135]. L'âge caractérise la phase Eburnéenne de granitisation.



La série de DABOLA (feuille de DINGUIRAYE) date de  $1945 \pm 35$  Ma, méthode Rb/Sr isochrone sur neuf points [141]. Rajeunissement éburnéen.

La série de KAMBUI (feuille de KISSIDOUGOU) – pas de données.

Pour la série de MANI (feuille de BEULA – TOUBA), il existe des valeurs – 2088 et 3100 Ma au zircon des quartzites, méthode Rb/Sr, microsonde [32]. De l’avis des auteurs de ces données, la première valeur correspond à la granitisation Eburnéenne, la deuxième correspond à l’âge d’accumulation des roches sédimentaire. Ces deux explications ne sont pas convaincantes sans preuves supplémentaires étant donné que les zircons ont une nature sédimentaire (clastique) et devraient refléter l’âge des roches primaires dont ils sont issus. Il n’est pas exclu que ces chiffres caractériseraient les quartzites de différentes phases de formation – Archéen tardif et Protérozoïque précoce, c’est-à-dire qu’une d’entre elles pourrait s’avérer l’équivalent des quartzites de la chaîne de *Simandou*, ce qui changerait considérablement la compréhension du cadre géologique du sud-est de la Guinée.

La limite chronologique inférieure des complexes métamorphiques stratifiés de la Guinée n’est pas déterminée, cependant elle ne doit pas être plus ancienne que  $3200 \pm 50$  Ma

La limite chronologique supérieure de la mise en place des roches de la série est déterminée d’après leur rapport avec les granitoïdes archéens tardifs, dont l’âge absolu varie de  $2790 \pm 21$  à  $3015 \pm 2,8$  Ma (U/Pb au zircon et U/Th à la monazite), dans lesquels ils sont présents sous forme de nombreux témoins, skialites et xénolites. En outre, les roches de toutes les séries ont subi la granitisation de la phase libérienne (2800-3050 Ma) et renferment des corps substratoïdes d’orthoamphibolites avec l’âge absolu de  $3088 \pm 15$  Ma (U/Pb au monozircon) [33].

Les roches de ces séries, avec les granitoïdes archéens tardifs, sont la base sur laquelle se développent les autres structures superposées plus tardives du Protérozoïque précoce (birrimiennes) dont l’âge ne suscite pas de doute. A la phase de formation des structures du Protérozoïque précoce est liée la granitisation régionale éburnéenne des roches de l’Archéen tardif du socle cristallin et la mise en place à leurs dépens de vastes massifs et zones de granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précoce.

Comme les autres explorateurs du massif Leono-Libérien [42, 50], l’auteur de la présente Notice date la formation de la série à 3140-2850 Ma.

Principales conclusions

Comme il a été déjà noté, les roches décrites sont des formations polymétamorphiques. Au cours de leur développement, elles ont subi au moins quatre principaux stades de transformation minéralogique, sans compter les changements locaux liés au métamorphisme de contact ou de dislocation. Le schéma de l’évolution de ces transformations minéralogiques pour les différents stades de développement et dans les diverses régions, est donné au tableau 4. Comme on peut voir sur le tableau, les changements les plus intenses de la composition primaire des roches de l’Archéen supérieur sont liés au stade de la granitisation du Protérozoïque précoce (éburnéenne). Cela étant, le degré de ces changements est directement lié à leur disposition par rapport aux structures du Protérozoïque précoce: plus elles sont proches, plus les transformations sont intenses. Ainsi, les principaux schistes cristallins de la série de DABOLA, encaissants le rift de Mongo du Protérozoïque précoce, sont complètement régressive-ment transformés en roches des faciès amphibolitique et épidote-amphibolitique. Le tableau permet également de voir le différent degré de transformation régressive des roches en fonction de leur composition primaire. Les transformations les plus importantes sont observées dans les différentes roches à pyroxène et les moins importantes – dans les variétés alumineuses et sont pratiquement absentes dans les quartzites.

Les séries répertoriées n’ont pas de différences aux niveaux des séquences étudiées qui se présentent dans l’ensemble comme suit: partie inférieure – vulcanites et intrusions sub-stratoïdes basiques, partie du milieu – grès quartzeux, quartz-magnétitiques et polymictes (ou sédiments chémo-ferrugineux) avec des horizons de laves basiques et partie supérieure – alternance de dépôts sableux et argileux. Cette succession est observée dans la séquence la plus représentative de la série de KASILA,

Schéma de l’évolution des paragenèses minérales sur les différents stades du métamorphisme

Tableau 4

Région	Série	Composition des roches	Disposition par rapport aux structures du Protérozoïque précoce	Stades, types et conditions du métamorphisme			
				Archéen tardif		Protérozoïque précoce	
				Régional, progressif faciès granulitique	Plagiogranitisation libérienne. Régressif, faciès granulitique-amphibolitique	Granitisation éburnéenne. Régressif, faciès amphibolitique	Activation postmigmatitique. Régressif, faciès épidote-amphibolitique
FORECARIAH	Kasila	Schistes cristallins alumineux et gneiss	A une distance considérable	+	+	+	⊗
		Différents quartzites		+	+	⊗	⊗
		Schistes cristallins basiques		+	+	+	+
DABOLA, DINGUIRAYE, KISSIDOUGOU	Dabola	Régions de Tougue-Dinguirae Schistes cristallins basiques	A proximité immédiate	⊗	⊗	+	+
		Région de Dabola Schistes cristallins basiques	Au contact	⊗	⊗	+	+
		Région de Kissidougou Schistes cristallins basiques	A une certaine distance	+	+	+	+
	Kambui	Différents quartzites		+	+	⊗	⊗
		Schistes cristallins basiques		+	+	+	+
N'ZERE KORE-BEYLA	Mani	Schistes cristallins alumineux et gneiss	Au contact et à une distance considérable	+	+	+	+ (?)
		Différents quartzites		+	+	⊗	⊗
		Gneiss à biotite biotitiques		⊗	⊗	+	+ (?)

Préservation des paragenèses minérales dans les différentes roches sur les différents stades du métamorphisme:

- ⊕ – bonne, faciès progressif granulitique; + – faciès granulitique résiduel; ⊗ – paragenèses minérales du faciès granulitique, complètement remplacées par les paragenèses du faciès amphibolitique; ⊕ – bonne, faciès amphibolitique régressif; + – paragenèses du faciès amphibolitique avec substitutions partielles par du faciès à épidote-amphibole; ⊗ – les substitutions minéralogiques superposées (plus tardives) n’ont pas été constatées.



qui cependant ne peut pas être considérée comme complète (la partie basse n’a pas été atteinte et la partie haute a été détruite par les granito-gneiss du Protérozoïque précoce). Dans les autres régions de la Guinée, les autres fragments de cette séquence semblent apparaître. Ainsi dans la vallée de la rivière de *Bafing* et sur la feuille de DABOLA, ses parties inférieures affleurent, et peut être même ses niveaux stratigraphiques plus profonds (série de DABOLA). Le haut de la partie inférieure, la partie du milieu et le bas de la partie supérieure affleurent dans la région de Kissidougou (séries de Dabola et KAMBUI). Les roches de la série de MANI, semblent correspondre à la partie du milieu de cette séquence générale.

Les séries décrites ne correspondent pas aux normes d’individualisation des unités stratigraphiques de ce genre. Conformément à ces normes, une série réunit les assises puissantes et complexes de roches sédimentaires, volcaniques ou métamorphiques correspondant à un seul cycle important sédimentaire, volcanique, métamorphique ou tectonique. Dans notre cas, il n’existe pas de différences significatives dans la composition, les conditions ou le temps de formation des roches des séries répertoriées. En fait, elles forment un seul complexe métamorphique et ne diffèrent que par leur position territoriale. En même temps, le nom de la série ne reflète pas la spécificité géologique de leur formation, et porte uniquement un sens géographique. Eu égard à ce qui précède, toutes ces séries devraient être réunies en une seule série métamorphique caractérisant, sur le territoire de la Guinée et dans les pays limitrophes, le cycle sédimentaire métamorphogène archéen tardif du développement du socle cristallin du massif Léono-Libérien.

INTRUSIONS DE L’ARCHEEN TARDIF  
ET FORMATIONS PALINGENO-METASOMATIQUES

La part des roches intrusives et palingéno-métasomatiques de l’Archéen tardif dans le massif Léono-Libérien est au moins de 70-75 %. L’analyse des données du levé géologique au 1:200 000 réalisé par les représentants de différentes écoles géologiques montre l’absence de cohérence dans la compréhension de la nature, de l’âge et de la succession de la mise en place de ces roches et révèle plusieurs contradictions.

L’interprétation des données géologiques par l’auteur de la présente Notice a permis de lever certaines contradictions, individualiser assez sûrement les différents complexes de roches et proposer un schéma approximatif de leur formation en allant de plus anciennes aux plus récents:

- complexe intrusif de métanorites, amphibolites (ηAR<sub>2</sub>), métapyroxénites et méta-ultrabasites (σAR<sub>2</sub>) entièrement ou partiellement transformé par les processus plus tardifs respectivement en amphibolites ou en talcs;
- complexe intrusif de métadiorites à pyroxène et métagranodiorites (δAR<sub>2</sub>);
- complexe palingéno-métasomatique de plagiogranites et plagio-grano-diorito-gneiss (γmAR<sub>2</sub>), ortho-gneiss et migmatites (gnAR<sub>2</sub>);
- complexe palingéno-métasomatique de charnockites basiques (včAR<sub>2</sub>), charnockites, enderbites, anorthosites (γčAR<sub>2</sub>);
- complexe granitoïde d’origine incertaine (γδAR<sub>2</sub>).

L’argumentation de cette succession sera présentée plus bas lors de la description des complexes individualisés des roches. Le tableau 5 montre l’évolution du magmatisme de l’Archéen tardif.

Complexe intrusif de métanorites, amphibolites (ηAR<sub>2</sub>),  
métapyroxénites et méta-hyperbasites (σAR<sub>2</sub>)

Les roches de ce complexe sont spatialement étroitement liées aux roches des séries métamorphiques stratifiées et dans la plupart des cas sont entièrement ou partiellement altérées par les processus plus tardifs (essentiellement datant du Protérozoïque précoce) en amphibolites et talcs.

Dans les parties sud-ouest et centrale de la Guinée, elles forment dans les séries de KASILA, DABOLA et KAMBUI des strates sub-concordantes de différente taille, qui ensemble avec ces roches

Tableau 5  
Différentes conceptions de l’évolution du magmatisme de l’Archéen tardif

Age	OZGEO-DNG. Ekhanin et al. 1994. Cartes géologiques 1:200 000. Feuilles KISSIDOUGOU, KEROUANE (Nord)	BRGM-DNRGH, 1999. Cartes géologiques 1:200 000*)	Boufeev Y., 2008. Carte géologique de la Guinée 1:500 000
Protérozoïque précoce	Granodiorites, diorites, diorites quartziques, monzonites, granosyenites massives ou gneissoïdes ou porphyroblastiques. <u>3. Migmatites granito-gneiss</u>	$\gamma^3$	Granodiorites, tonalites, monzogranites massifs ou gneissoïdes ou porphyroblastiques $\gamma\delta AR_2$
		$\zeta\gamma^3$	Charnockites $\gamma\check{c} AR_2$ $v\check{c} AR_2$
		$\zeta m / \gamma\zeta m$	Gneiss migmatitiques. Orthogneiss acides, migmatites. $\gamma m AR_2$ $gn AR_2$
Archéen tardif	Enderbites, mangéroenderbites, plagioclases. Plagiogranites, plagiogranito-gneiss, migmatites. <b>Granodiorites, diorites pyroxéniques.</b>	$\delta\eta$	<b>Métadiorites, Métagranodiorites</b> $\delta AR_2$
		$^3\delta\theta$	Métagabbro, amphibolites.
		$^2\delta\theta$ $\Sigma v$	Amphibolites dérivant des roches basiques et ultra-basiques. Talcschistes. $\eta AR_2$ $\sigma AR_2$

\*) Notes: dans les légendes pour ces cartes, la disposition des cubes indiquant les différentes roches ne correspond pas à la succession de leur mise en place. Le présent tableau montre une nouvelle succession proposée par l’auteur du présent ouvrage

\*\*) Ces roches appartiennent de toute évidence au cycle intrusif protérozoïque précoce ou mésozoïque  
Les différentes polices montrent les groupes de roches de différents âges.



ont subi plissement et métamorphisme. Dans ce sens, ce sont des roches anté-plissées et anté-métamorphiques.

Dans le sud-est de la Guinée, selon les données du levé au 1:200 000 [27, 28, 32] ces roches forment au sein de la série de Mani, d'importants (centaines de km) massifs concordants ou de longs corps (dizaines de km) lenticulaires d'une largeur de plusieurs km.

En outre, les roches de ce complexe se rencontrent sous formes de skialites et xénolites très fréquents dans presque toutes les formations intrusives et palingéno-métasomatiques y compris celles du Protérozoïque précoce.

**Dans la région de Forecariah**, les roches de ce complexe sont représentées par les corps lités de métanorites et métapyroxénites et par les différentes amphibolites qui en dérivent. Elles gisent en concordance avec les roches encaissantes de la série de KASILA et ont des contacts progressifs. La plupart d'entre elles ne sont pas indiquées sur la carte géologique à cause de leurs petites dimensions.

**Les métanorites** forment plusieurs corps de 50-100 à 1400 m d'épaisseur et d'une étendue allant de quelques dizaines de mètres à 10 km.

**Les métanorites** sont des roches massives à grains gros à moyens, de couleur brun sombre. Elles sont composées de: plagioclase (N° 46-48 et N° 50-54) – 60-70 %, hypersthène (Ng = 1,716, f = 43) – 15-30 %, clinopyroxène (C:Ng = 30-34, 2V = 51) – 3-5 %, hornblende – 5-7 %, biotite (Ng = 1,633, f = 25) – 1-2 % et magnétite – 2-3 %. La structure des métanorites est granoblastique, parfois avec des plages métasomatiques due à la formation de gros grains idiomorphes d'andésine (N° 46-48) de forme prismatique étirée, qui traverse les pyroxènes.

Parmi les roches de la partie supérieure de la série de KASILA (suite de Kounsounta) on rencontre de petits corps de métanorites à grenat, de drusites à grenat-bronzite et de roches amphibolitisées à grenat-clinopyroxène.

**Les métanorites à grenat** sont composés de bronzites (Ng = 1,692, f = 22), remplacé partiellement par le clinopyroxène et de petites quantités de plagioclase basique et de grenat. La structure des roches est coronisée et dans certains secteurs ophitique résiduelle. Le grenat se rencontre au contact entre les grains de pyroxène et de plagioclase et semble se développer métasomatiquement à leurs dépens ce qui représente une particularité de l'éclogitisation des plus anciennes roches métamorphiques du monde.

**Les drusites à grenat-bronzite** se rencontrent aux alentours du village de Fonde-Modia sous forme de petit corps de 1-1,5 km d'étendue. Il s'agit des roches à gros grains avec des grains tabulaires de pyroxène noirs mesurant jusqu'à 0,5 cm. Les drusites sont composées de bronzites – jusqu'à 70%, clinopyroxène – environ 15%, plagioclase – 10%, grenat – 15% et magnétites – jusqu'à 1%. La bronzite (Ng = 1,692, f = 22) présente un faible pléochroïsme (Ng – brun rosâtre, Np – brun pâle) et une division naturelle en fines plaques. Elle forme de gros grains isolés ou de petites plages résiduelles dans le clinopyroxène.

Les pyroxènes sont entourés d'une auréole de petits grains rhombiques de hornblende verte (pseudomorphose) qui confère à la roche une structure auréolaire ou drusique.

Le plagioclase et la magnétite sont entourés d'une auréole de grenat. Par endroits, on note dans la roche une structure ophitique résiduelle.

**Les roches à grenat-clinopyroxène** ont été reconnues dans certains corps de métanorites à grenat et semblent être le produit d'éclogitisation ultérieure de ces roches. Là, l'hypersthène est entièrement remplacé par le clinopyroxène qui, à son tour, est substitué par la hornblende. Le grenat se situe à la jonction des grains de pyroxène et de plagioclase. Dans ce dernier, on observe souvent une zonalité secondaire avec une frange extérieure plus acide.

**Les amphibolites** sont répandues essentiellement dans les parties inférieures de la série de KASILA (suite de Kissi-Kissi et Forécariah). Aux alentours de la ville de Forecariah, elles forment une série de corps rapprochés, d'orientation nord-ouest et présentent un pendage d'orientation sud-ouest avec des angles 25°-70°. Sur la carte géologique au 1:500 000, elles sont réunies en un seul massif de 30 km d'étendue (jusqu'à la frontière de Sierra-Leone) ayant une épaisseur totale de 2-3 km. Les autres corps de plus petites dimensions ont été recensés aux alentours des villages de Farmoreya, Mola et Tassen.

Parmi les amphibolites, on distingue les variétés à pyroxène, grenat-pyroxène, plagioclase et grenat. Toutes ces roches présentent des passages progressifs entre elles ainsi qu'avec les métanorites et métapyroxénites, dont elles dérivent.

**Les amphibolites à pyroxène** sont les roches les plus fréquentes. Elles sont composées de hornblende verte – 40-50%, clinopyroxène (C:Ng = 45°) – 10-15% et plagioclase (N° 35) – 40-45%. Les roches se distinguent par leur structure granoblastique-métasomatique, ce qui se manifeste par des rapports réactifs entre le clinopyroxène et la hornblende.

**Les amphibolites à grenat-pyroxène** sont composées de hornblende – 30-40 %, plagioclase – 35-45%, grenat – 7-10%, biotite – 10-15% et clinopyroxène – 5-20%. Dans certains cas, on note la présence d'hypersthène (jusqu'à 15%) et quartz. Le grenat (Ng = 1,775-1,779, f = 53-57) se développe de manière métasomatique au contact avec les grains de clinopyroxène et de plagioclase en formant des structures auréolaires. Dans ces secteurs, on observe l'apparition de la zonalité secondaire de plagioclase avec une frange extérieure plus acide. Ces phénomènes sont très typiques pour les processus d'éclogitisation des schistes cristallins basiques ou pour les roches de composition gabbroïde, décrites en détails par plusieurs chercheurs.

**Les amphibolites à plagioclase** sont des roches massives de couleur vert foncé ou noire. La texture est à grains fins à grossiers. La roche est composée de plagioclase et hornblende en proportions allant de 2:1 à 0,5:1. Dans certains cas, la roche contient du clinopyroxène ou de l'hypersthène en quantité allant de grains isolés à 5-7 %. Parfois on note la présence de la biotite brune et une faible quantité de quartz. La structure de la roche est granoblastique, hétéroblastique, poecilitique.

La hornblende (Ng = 1,684, Np = 1,663-1,666) est un minéral vert foncé, vert brunâtre, à grains tabulaires larges et étirés, ayant dans plusieurs cas une structure poeciloblastique. Parfois, on rencontre de courtes plages prismatiques, qui d'après leur forme ressemblent aux pyroxènes et pourraient en dériver suite au pseudomorphisme complet. La composition du plagioclase correspond à l'oligoclase-andésine et andésine (N° 32-35). Il se distingue par une zonalité floue due à la composition plus acide des secteurs périphériques.

Le clinopyroxène est représenté par des grains résiduels de forme irrégulière, qui se trouvent dans les agrégats de hornblende. Rarement, on rencontre ses cristaux individuels tabulaires courts.

L'hypersthène est assez rare, étant donné que lors de l'amphibolitisation des pyroxènes, il est le premier à être remplacé.

**Dans les amphibolites à grenat**, on observe de gros porphyroblastes de grenat, renfermant des inclusions de quartz, magnétite et plagioclase. Dans certains cas, ils sont entourés d'une frange de plagioclase, la hornblende est remplacée par la biotite et on note l'apparition de quartz.

**Les métapyroxénites** sont cartographiées dans le bassin des affluents droits situés en aval de la rivière de Kolénté sous forme de corps stratoïdes de faible épaisseur (0,5-1,0 m), disposés en concordance avec les roches métamorphiques encaissantes de la série de KASILA. Dans tous les cas, ils sont considérablement serpentinisés et talcifiés.

Les roches sont composées d'olivine – 20-40 % recoupé par les veinules de serpentine, de hornblende incolore (Ng = 1,666, Np = 1,650) – 60-70 %, formant des pseudomorphoses aux dépens de pyroxènes, et de magnétite – 5-7 %. Selon leur composition, ces roches correspondent plutôt aux métapériodites.

En outre, les métapyroxénites sont observées sous forme de xénolites dans les massifs de charnockites plus tardifs, dans lesquels, elles sont assez bien préservées.

Les métapyroxénites des xénolites sont des roches massives à grains gros et moyens, de couleur noire. Elles sont composées d'hypersthène – 30-35%, clinopyroxène – 20-25%, hornblende – 40-45% et plagioclase – 3-5%. La structure des roches est granoblastique, hétéroblastique, et dans certains xénolites panidiomorphe.

Les pyroxènes forment des grains tabulaires grossiers mesurant 1-5 mm, ils sont presque toujours considérablement amphibolitisés.

La hornblende de couleur vert brunâtre porte le caractère secondaire et se développe aux dépens des pyroxènes.

Le plagioclase (N° 35) est observé dans les interstices entre les grains de minéraux mafiques.

Le pyroxénites contiennent toujours beaucoup de magnétite (jusqu'à 5%).

On rencontre dans les amphibolites, outre les roches décrites, des hypersthénites qui ont avec les amphibolites des contacts progressifs. Les corps isolés d'hypersthénites sont observés dans le massif de charnockites, situé au niveau de la jonction des feuilles de KINDIA, SIEROUMBA et DABOLA, où ils sont représentés par des xénolites angulaires, dont la taille varie de quelques cm<sup>2</sup> à quelques m<sup>2</sup>. En règle générale, les hypersthénites des xénolites sont considérablement anortitisées.



Dans la région de TOUGUE, DINGUIRAYE [141], les roches du complexe en question sont représentées par les différentes amphibolites, qui se rencontrent sous forme de petits corps lenticulaires sub-concordants dans les séquences de la série de DABOLA ou forment de nombreux skialites et xénolites dans les massifs de granitoïdes plus tardifs.

Ils sont tous de petite taille et ne sont donc pas reportés sur la carte géologique au 1:500 000.

Sur la feuille de DABOLA [135], deux massifs d'amphibolites et un corps de méta-ultrabasites sont reportés sur la carte au 1:500 000. Les massifs d'amphibolites présentent une orientation sub-concordante avec les roches encaissantes de la série de DABOLA et les plagio-granito-gneiss de l'Archéen tardif, avec lesquels ils ont des contacts progressifs.

Parmi les amphibolites desdits massifs, on distingue des variétés à feldspath et pyroxène. Ces premières sont composées d'amphibole (60-70%) et plagioclase (30-40%), tandis que les dernières se caractérisent par la présence de clinopyroxène jusqu'à 15%. Dans les amphiboles, on note toujours la présence d'une petite quantité de biotite.

*Les amphibolites sont des roches massives ou gneissoïdes gris foncé avec une nuance verdâtre, à grains moyens et fins.*

*L'amphibole est représenté par une hornblende ordinaire vert brunâtre (Ng = 1,696, Np= 1,680), qui forme des plages en colonnes basses, aux bords irréguliers, mesurant 1-4 mm (probablement, des pseudomorphoses des pyroxènes). La hornblende présente un pléochroïsme qui varie de vert bleuâtre à vert brunâtre. Généralement, elle est remplacée par l'actinolite aciculaire incolore, la chlorite ou les minéraux métallifères.*

*Le plagioclase est représenté par l'andésine-labrador (№ 46-55), parfois il se présente en granules et contient une faible quantité de quartz et scapolite. Au contact des grains de plagioclase et de hornblende, il se forme souvent de l'épidote.*

*Le pyroxène est représenté par de petits (0,5-1,0 mm) grains d'augite, dont le pléochroïsme varie de brun rosâtre à brun clair. Il est intensément remplacé par la hornblende rose – ouralite – avec la formation de poussière minérale. Les structures des amphibolites sont xénoblastiques et hypidioblastiques, qui ressemblent parfois à celles gabbroblastiques et blastophitiques.*

*Les amphibolites portent toujours les traces d'intenses altérations métasomatiques, et notamment de la granitisation.*

Un corps de méta-ultrabasites a été cartographié dans l'extrême sud-ouest de la feuille de DABOLA dans la zone de faille d'orientation nord-ouest. Son étendue est d'environ 7,0 km et son épaisseur (largeur d'affleurement) est de 1,5 km au plus. Les rapports avec les schistes cristallins encaissants de la série de DABOLA et les plagio-granito-gneiss de l'Archéen tardif ne sont pas déterminés. Selon les auteurs de la carte géologique au 1:200 000 de la feuille de Dabola [135], les métagyperbasites sont des intrusions anté-pliatives et anté-métamorphogènes, ayant subi un métamorphisme récurrent plus tardif ensemble avec les roches encaissantes. Raison pour laquelle, ils ont été transformés en schistes à serpentine-talc, serpentine-magnésite-talc et chlorite-talc.

*Les métagyperbasites, transformées en divers talcschistes, sont des roches vert grisâtre, vert brunâtre et jaune brunâtres, tendre au toucher. Elles sont composées de talc (60-80%) présent sous forme de plages radiaires et rayonnantes. En moindre quantité (20-40%), on trouve la serpentine représentée par l'antigorite tabulaire ou (plus rarement) la bastite. Souvent on rencontre des grains résiduels d'olivine accentuée par une frange de magnétite poussiéreuse.*

*Les variétés magnésiennes renferment des grains granoblastiques de dolomie et de la calcite à agrégats fins.*

*La structure de la roche est nématolépido-blastique et granolépido-blastique.*

Dans la région de Kissidougou – Kerouane, d'après les cartes géologiques au 1:200 000 [142], les intrusions anté-métamorphogènes de composition basique et ultrabasique sont incluses dans le complexe «gabbro-pyroxénitique». Il comprend deux groupes de roches. Le premier groupe prédomine, il est représenté par les différentes amphibolites ou les schistes cristallins à talc, serpentine-talc et chlorite-talc, contenant des reliques de pyroxène et olivine. Les amphibolites forment des sills et lentilles au sein des roches métamorphiques de la série de Dabola et Kambui. Leurs paramètres, composition pétrographique, structure, rapports entre les minéraux et les roches encaissantes similaires aux amphibolites, sont décrits plus haut.

Les différents talcschistes cristallins forment, dans les roches métamorphiques des séries citées, des lentilles et «interlits» isolés de faible épaisseur (0,5–3,0 m); leur mise en place serait due au métamorphisme rétrograde des intrusions stratoïdes de composition ultrabasique.

Le deuxième groupe est représenté par les gabbro-norites, gabbro, gabbro-pyroxénites et pyroxénites. Ils forment des massifs isométriques discordants sous forme d'amas et de lopolite d'une superficie allant de 0,5 km<sup>2</sup> à 10-15 km<sup>2</sup> (massifs de Fanssan, Konkedou, Sérékoro, Gbingko etc.). Dans certains gros massifs, on constate une exfoliation initiale magmatique, des contacts intrusifs avec les roches encaissantes et les zones de changements propres à l'endo- et exocontacts. Dans le massif de Gbingko, la zone d'endocontact, large de 50-60 m, est représentée par les diorites et gabbro-diorites avec une texture taxitique nette, dans lesquelles on distingue des plages de différente taille de gabbro-diorites pegmatoïdes et de hornblendites, portant une fine minéralisation sulfurée de pyrites, pyrrhotine et chalcopirite. Dans la zone d'endocontact, large de 10-25 m, on note le développement des veines peu épaisses de hornblendites et micro-gabbro, tandis que les schistes et gneiss encaissants sont intensément biotitisés et ouralitisés. Dans tous les cas étudiés, les roches du deuxième groupe présentent des structures magmatiques, c'est à dire elles se sont cristallisées à partir du magma liquide et ne portent pas de traces de changements métamorphiques superposés.

Les informations présentées montrent que les auteurs des cartes ont inclus dans le même complexe des roches d'âges différents, dont la mise en place s'est fait dans différentes conditions structurales et tectoniques. Les diverses amphibolites et ultramétamorphites du premier groupe sont des intrusions anté-métamorphogènes de l'Archéen tardif, qui, selon leurs caractéristiques sont identiques à celles décrites antérieurement pour les autres régions de la Guinée. Les roches basiques et ultrabasiques du deuxième groupe se sont cristallisées à partir du magma liquide dans un environnement tectonique relativement calme, ne sont pas affectées par les processus du métamorphisme régional et sont sans doute les formations plus tardives comparées aux roches du premier groupe. Malheureusement, sur les cartes géologiques au 1:200 000 les roches de ces groupes sont incluses dans les mêmes massifs, ce qui n'a pas permis de les différencier lors de l'élaboration de la carte géologique de la Guinée au 1:500 000.

Pour confirmer les différences des roches suscitées, outre les faits exposés, leurs caractéristiques pétrographiques sont indiquées ci-dessous.

*Les amphibolites du premier groupe sont des roches massives ou rubanées vert sombre à noires, à grains fins à moyens. Elles sont composées de hornblende et plagioclase. Les clinopyroxènes et les reliques d'hypersthène sont présentes en faibles quantités (5-7%). Parfois, on rencontre la biotite brune et le quartz. Suivant le pourcentage des minéraux cités, on distingue amphibolites à proprement parler, amphibolites à plagioclase et amphibolites à pyroxène.*

*La hornblende est de différentes générations: brunes, vert brunâtre, vert foncé et vert bleuâtre. En association avec la hornblende, il se développe des amas cumulo-blastiques de diopside vert pâle et d'augite. Parfois, on observe des plages de hornblende sous forme de prismes courts, qui semblent être des pseudomorphoses complètes de pyroxènes.*

*Le plagioclase (labrador-bytownite № 55-75) est présent en quantités allant de 5-10% à 45%. Il forme des plages tabulaires de différentes tailles et est dépourvu de macles. Souvent, il présente une structure zonée avec une frange extérieure plus acide.*

*Le métamorphisme rétrograde se manifeste par la formation de minéraux secondaires suivants: hornblende vert bleuâtre, actinolite, épidote, chlorite, leucoxène et saussurite.*

*La structure des amphibolites est granoblastique, hétéroblastique, poeciloblastique, granonémato-blastique.*

*Les gabbro-norites du deuxième groupe présentent une couleur gris foncé ou noire et une texture massive. Ils sont composés de plagioclase (№ 65-70) – 40-50%, diopside jusqu'à 20%; hypersthène jusqu'à 20%. On note la présence d'augite, environ 5% et biotite 5-8%. Les minéraux secondaires sont représentés par la hornblende verte et vert bleuâtre, actinolite et épidote. Souvent on trouve la magnétite et la pyrite disséminées.*

*La structure des roches est gabbroïque.*



**Le gabbro du deuxième groupe** est une roche de couleur grise ou gris clair, à grains moyens, massive. Rarement on note un aspect trachitoïde dû à la disposition régulière des leistes de plagioclases. La roche est composée de plagioclase (50-55%) – 60-65%, diopside jusqu'à 15% et augite jusqu'à 10%.

Dans les parties d'endoccontact des massifs, il se développe des gabbro-diorites et gabbro quartzeux, contenant jusqu'à 20% de quartz plus tardif.

Dans toutes les variétés, on note la présence jusqu'à 10% de microcline superposé. Les minéraux secondaires sont représentés par la hornblende verte et vert bleuâtre, actinolite, épidote et leucoxène. Souvent on observe une imprégnation de magnétite jusqu'à 5-7% et une dissémination de pyrrhotine.

**Les gabbro-pyroxénites** se rencontrent plus rarement que les gabbro-norites. Ils présentent une couleur gris sombre et sont composés de clinopyroxènes (diopside jusqu'à 25-30% et augite environ 2-3%), hypersthène (20-35%) et plagioclase (Nº 65-75) jusqu'à 25-35%. En petites quantités, on trouve la biotite, hornblende, actinolite et épidote, ainsi que sous forme d'imprégnation – pyrite, magnétite et ilménite.

**Les pyroxénites** présentent une couleur noire avec une légère nuance verdâtre, ils sont représentés par les webstertites et les wehrlites de structure massive. Les webstertites sont composés d'hypersthène – 40-50%, diopside – 20-25%, augite jusqu'à 2-3% et plagioclase Nº 35-40 jusqu'à 15%. On note la présence, sous forme de dissémination, de magnétite, pyrrhotine et ilménite. Les wehrlites sont formées d'amas de prismes vert pâle de diopside (jusqu'à 40%), de cristaux résiduels d'olivine (10-20%) et de hornblende vert nourrie (jusqu'à 40-45%).

La structure de pyroxénites est gabbroïque, panidiomorphe grenue et poecilitique.

Parmi les pyroxénites, on trouve des amas d'hypersthénites, diopsidites, ainsi que les métasomatites formées aux dépens d'hypersthénites, contenant du graphite et des sulfures. La quantité des sulfures dans certains cas atteint 10-15% et elles sont essentiellement représentées par la pyrite et la chalcoppyrite. Selon les données des analyses spectrales, on constate dans ces métasomatites la présence de: cuivre – jusqu'à 0,2%, nickel – jusqu'à 0,2% et chrome jusqu'à 3,0%, ainsi que les concentrations élevées de vanadium et de cobalt. Dans certains secteurs, ces métasomatites forment des amas de taille considérable (centaines – quelques milliers de m<sup>2</sup>), qui peuvent représenter un intérêt pratique pour la mise en évidence de la minéralisation de cuivre-nickel et probablement de platine.

**Dans le sud-est du pays** (feuilles de DAMARO, MACENTA, BEYLA, TINSOU), le complexe précoce de métaroches basiques et ultrabasiques, à la différence des régions suscitées, est représenté sur les cartes géologiques au 1:200 000 sous forme d'importants massifs concordants (dizaine à centaine de km<sup>2</sup>) ou de puissants corps (plusieurs km) lenticulaires d'étendue considérable (dizaines de km). Leurs rapports avec les roches encaissantes (différents granitoïdes et complexes métamorphiques de la série de MANI) n'ont pas été étudiés. On peut supposer, par analogie avec les autres régions de la Guinée, qu'elles présenteraient des contacts progressifs à travers les zones de métasomatites et migmatites.

Dans les notes explicatives pour les cartes géologiques des feuilles en question, la caractéristique des roches de ce complexe est très modeste. Il a été seulement possible de déterminer que ce complexe comprend, d'une part, des intrusions anté-métamorphogènes basiques et ultrabasiques, transformées en diverses amphibolites et métasomatites à structures blastiques, et d'autre part – des intrusions post-métamorphogènes de composition similaire, mais ayant des structures évidentes de cristallisation à partir du magma liquide.

La morphologie des massifs sous forme d'assemblage de gros corps a été cartographiée sur la base de points d'observation géologique éparpillés, et ne peut donc pas être considérée comme très fiable. En plus, elle ne concorde pas avec la morphologie des roches similaires dans les autres régions de la Guinée et demande de l'avis de l'auteur des études complémentaires.

En plus de ce qui a été dit précédemment, il faut noter pour les roches basiques attribuées à l'Archéen tardif la présence de datations relatives au Protérozoïque précoce, à savoir  $2037 \pm 1,4$  et  $2041 \pm 19$  Ma (U/Pb méthode isochrone au zircon) [36], ainsi qu'un vaste développement dans la région en question de massifs de roches granitoïdes du Protérozoïque précoce ayant l'âge absolu de  $2055 \pm 13$  et  $2082 \pm 7$  Ma – syénites et  $2033 \pm 57$  Ma – granite à biotite (U/Pb méthode isochrone au zircon).

Les faits cités témoignent de la participation considérable des processus datant du Protérozoïque précoce dans la mise en place des structures géologiques de ce territoire et laissent supposer une structure plus complexe que celles montrées sur les cartes géologiques au 1:200 000 et sur la carte au 1:500 000 qui en résulte.

**Principales déductions.** Les caractéristiques citées du complexe intrusif témoignent du fait que les roches basiques et ultrabasiques, dont dérivent les différentes amphibolites et les talcschistes, sont effectivement les intrusions les plus anciennes datant de l'Archéen tardif. Dans leur développement, elles ont subi le métamorphisme régional progressif de faciès granulitique avec l'éclogitisation locale des roches, qui se développe parallèlement au métamorphisme des roches encaissantes dont l'âge Archéen Supérieur a été montré dans la section «Complexes stratifiés», sous-sections «Justification de l'âge». Par conséquent ces faits démontrent l'âge Archéen tardif des intrusions dudit complexe.

Les roches primaires de ce complexe ont subi durant leur développement ultérieur au moins trois stades de métamorphisme régressif, dont témoignent les rapports entre les minéraux plus récents et plus tardifs, ainsi que les paragenèses minérales finales. Le métamorphisme superposé du faciès amphibolitique est le plus net, il serait de tout évidence lié à la phase de la granitisation du Protérozoïque précoce (éburnéenne) des roches du massif Léono-Libérien. Suite à cette granitisation, les roches primaires à gabbro-pyroxénites ont été complètement ou partiellement transformées en différentes amphibolites ou talcschistes. Dans ce contexte, elles sont en fait des diaphorites du Protérozoïque précoce. En outre, dans les roches de ce complexe, on constate localement des changements de basse température de faciès à épidote-amphibolite et schistes verts. Ceci est confirmé par la substitution progressive des pyroxènes primaires et de la hornblende brune par les hornblendes plus tardive vert foncé et ensuite vert bleuâtre et l'apparition des plages d'actinolite, chlorite, talc et épidote. Ces changements seraient liés aux stades finaux du développement des structures du Protérozoïque précoce (birrimiennes) ou avec d'autres processus tectoniques plus tardifs.

Dans la région de Kissidougou-Kerouane et dans le sud-est du pays, les auteurs précédents ont, par erreur, inclus dans ce complexe des intrusions plus récentes de composition basique et ultrabasique, qui lors de l'établissement de la carte à 1:500 000, n'ont pas été séparées des contours des intrusions anté-métamorphogènes datant effectivement de l'Archéen tardif. Par leur composition, morphologie des massifs et spécificité métallogénique, ces intrusions correspondent plutôt au complexe basique-ultrabasique mésozoïque de Kaloum-Freetown.

### Complexe intrusif de métadiorites à pyroxène et de métagranodiorites ( $\delta AR^2$ )

Ce complexe de roches a été séparé du complexe à diorite-enderbites-plagiogranite caractérisé par des conditions et âge de formation différents. Antérieurement, ceux-ci ont été considérés comme une seule unité géologique lors de la cartographie des formations magmatiques de l'Archéen tardif développées sur la feuille de KISSIDOUGOU [142]. Dans ce complexe ont été inclus de manière infondée aussi bien les diorites intrusives à pyroxène, diorites et granodiorites, que les plagiogranites palingénométasomatique, enderbites, plagioclasites et charnockitoïdes métasomatiques et charnockites.

En se basant sur les données factuelles exposées dans la note explicative de la carte géologique de la feuille de KISSIDOUGOU, ainsi que les informations sur d'autres régions de la Guinée, l'auteur de la carte géologique au 1:500 000 a proposé un autre schéma de mise en place pour les roches de cette séquence (tabl.6), qui lève les incohérences apparentes et les contradictions théoriques avec les régions limitrophes.

La présente section ne donne la caractéristique que pour les roches de la deuxième phase, représentées par les métadiorites à pyroxène et métagranodiorites. Dans la partie centrale de la feuille de KISSIDOUGOU, ces roches forment des massifs étirés et ovales dont les dimensions varient entre 1-2 km<sup>2</sup> et 15-20 km<sup>2</sup>. Leurs contours sont sinueux et dans l'ensemble concordants avec les structures des roches encaissantes. Ces dernières sont représentées par les formations métamorphiques des séries



Succession de la formation des complexes intrusifs et palingéno-intrusifs de l’Archéen tardif

Tableau 6

Phases de formation	Processus liés à la formation des roches	Produits finaux des processus liés à la formation des roches	Symbole sur la carte 1:500 000
V	Microclinalisation métasomatique (charnockitisation )	Charnockites, charnockitoïdes	$\gamma\text{cAR}_2$
IV	Plagiogranitisation palingéno-métasomatique	Enderbites (charnockites sodiques) Plagioclases	
III	Métasomatique, plagiogranitisation	Plagiogranites, plagiomigmatites	$\gamma\text{mAR}_2$ , $\text{gnAR}_2$
II	Magmatique, cristallisation du magma liquide	Métadiorites à pyroxène, métagranodiorites	$\delta\text{AR}_2$
I	Magmatique, cristallisation du magma liquide	Métagabbroïdes du cycle précoce	$\eta\text{AR}_2$ $\sigma\text{AR}_2$
Roches encaissantes		Schistes cristallins des séries de Dabola et Kambui	$\text{AR}_{2\text{db}}$ $\text{AR}_{2\text{cm}}$

de DABOLA et KAMBUI, et par les granodiorites plus tardifs. Les contacts avec celles-ci n’ont pas été étudiés. Presque dans tous les massifs, dans les zones d’endocontact, on a constaté une certaine ordonnance dans la disposition des minéraux mafiques. Les angles de pendage de ces plans ordonnés sont sub-verticaux, rarement 50-60°. La direction de ces plans ordonnés est généralement nord-sud et coïncide avec la direction générale de la foliation dans les roches encaissantes.

*Les métadiorites à pyroxène sont des roches grises, tachetées, massives ou gneissoïdes. Elles sont composées de plagioclase (N° 35-40) jusqu’à 60 %, quartz – 5-15%, hypersthène jusqu’à 20-25%, diopside – 0-10%, biotite – 1-10% et magnétite – 1-5%. L’apatite est l’ilménite sont présentes en petites quantités. La structure des roches est hypidiomorphe, plus rarement nématogranoblastique.*

*Dans les métagranodiorites la teneur en quartz augmente jusqu’à 25% grâce à la diminution de la quantité de minéraux mafiques. Dans la roche, sont toujours présents en différentes proportions les produits du métamorphisme régressif sous forme de la substitution des pyroxènes par la hornblende secondaire et biotite, qui forment des franges d’agrégats à la périphérie des grains d’hypersthènes et de clinopyroxènes. En outre, le microcline secondaire et le quartz sont présents en petites quantités; on observe une désoxydation du plagioclase.*

Dans certains cas, les roches des massifs contiennent des xénolites de schistes cristallins de l’Archéen supérieur de la série de Dabola. Comme il sera montré plus loin, suite aux processus superposés de plagiogranitisation et microclinalisation, ces roches ont été transformées en enderbites, plagioclases et charnockitoïdes de la phase tectono-magmatique finale du développement du socle archéen tardif du massif Léono-Libérien.

Dans le complexe intrusif ci-dessus, on a inclus de manière approximative les massifs de métadiorites et métagranodiorites, répertoriés par les géologues du BRGM-DNRGH avec le symbole  $\delta\eta$  comme complexe individuel sur les feuilles de DAMARO – ODIENNE et BEYLA – TOUBA. Ces massifs sont situés au pied est de la chaîne de Simandou dans la zone de développement des orthogneiss et migmatites de l’Archéen tardif, dans lesquels ils forment d’importants corps (jusqu’à 75-80 km²) d’orientation est-ouest et nord-sud. Leurs contacts avec les roches encaissantes n’ont pas été étudiés. Vu la nature de la mise en place des orthogneiss, il semble que leurs contacts devraient être de type injection métasomatique.

*Les métadiorites et les métagranodiorites sont des roches vert clair ou vert foncé, massives ou gneissoïdes. Elles sont composées de gros cristaux d’amphibole (jusqu’à 60%), qui sont disposés dans la matrice à grains plus fins de plagioclase et de quartz. L’amphibole semble être représentée par de l’hornblende, dont le pléochroïsme varie de brun verdâtre à vert bleuâtre, qui est remplacée par la biotite secondaire et l’épidote.*

D’après leur composition et le caractère du métamorphisme, ces roches seraient similaires aux amphibolites classiques et amphiboliques à plagioclase du complexe intrusif précédent, il serait plus logique de les inclure dans ce complexe.

**Complexe palingéno-métasomatique des plagiogranites et plagio-granito-gneiss ( $\gamma\text{mAR}_2$ ), orthogneiss et migmatites ( $\text{gnAR}_2$ )**

La présence de la phase de plagiogranitisation de l’Archéen tardif (libérienne) a été signalée pour la première fois lors du levé géologique au 1:200 000 effectuée dans les régions sud-ouest de la Guinée [127, 129]. Cette phase s’est manifestée par la formation dans les roches métamorphiques de la série de KASILA de migmatites, pygmatites, agmatites, stratoïdes [37] et le développement d’associations minérales superposées: plagioclase plus acide (N° 30-34), quartz, hornblende brun verdâtre avec des reliques de pyroxène, des quantités variables de feldspath potassique, cordiérite et biotite dérivant de grenat, cummingtonite dérivant d’hypersthène etc. Plus tard, [135] lors des études de la feuille de DABOLA, dans le nord et le sud de ce territoire, on a mis en évidence d’importants zones (plus de 2000 km²) de développement de plagio-granito-gneiss et granito-gneiss à biotite et amphibole-biotite, qui ont été attribués à la phase archéenne de la formation. Il a été démontré que ces roches sont étroitement liées aux roches métamorphiques de la série de DABOLA, aux dépens desquelles elles se sont développées. En témoignent les passages progressifs entre ces roches, la présence permanente de nombreuses buttes témoins considérablement altérées, de skialites et de «fantômes» de roches métamorphiques, ainsi que la coïncidence parfaite de l’orientation de la schistosité dans ces corps et dans les granitoïdes encaissants.

Afin d’avoir une corrélation géologique parfaite avec la feuille de FARANAH, les roches de ce complexe ont été étendues sur cette feuille en utilisant la méthode d’interpolation et les données du levé aéromagnétique.

En outre, les roches de composition et d’âge similaires ont été mises en évidence dans le coin sud-est de la feuille de KINDIA.

Un trait particulier des formations en questions dans les régions citées est leur composition hétérogène due aux passages fréquents des plagiogranites relativement homogènes en granito-gneiss et migmatites de groupes morphologiques variables. En outre, dans ces régions, les roches du complexe se caractérisent par une orientation générale nord-ouest uniforme des contacts avec les roches métamorphiques encaissantes de la série de DABOLA et la même orientation de la gneissification de ces roches. Les roches prédominantes au sein de ce complexe sont des plagiogranites et plagio-granito-gneiss; en moindres quantités on rencontre les granito-gneiss et encore plus rarement les grano-diorito-et diorito-gneiss.

*Les plagiogranites et plagio-granito-gneiss sont des roches à grains moyens à grossiers, parfois porphyroblastiques, gris sombre, ayant une texture massive ou gneissoïde. Ils se caractérisent par des teneurs variables en plagioclase, quartz, minéraux mafiques, microcline secondaire et quartz tardif.*

*La teneur en plagioclase de la roche atteint 60%. Il se rencontre dans la matrice fine également sous forme de plages porphyriques mesurant 5 à 7 mm. Dans ce dernier cas, il forme des cristaux idiomorphes composés d’oligoclase-andésine (N° 25-32) avec des macles mal prononcées, une faible zonalité et, dans la plupart des cas, fortement saussuritisé et séricitisé.*

*Le quartz en quantité de 15-20% est toujours granulé et se présente sous forme de gros (jusqu’à 5 mm) grains écrasés réunis en bandes lenticulaires.*

*Les minéraux mafiques sont représentés par la biotite et plus rarement la hornblende. Leurs quantités varient dans les limites considérables – de 5 à 25%. La biotite est souvent substituée par la chlorite et la muscovite. La hornblende de couleur vert brunâtre est présente sous forme de cristaux mesurant 0,5-1,0 mm, souvent elle est substituée par l’actinolite, plus rarement la chlorite, l’épidote et la calcite.*

*Le microcline en quantité jusqu’à 10% forme généralement des plages réticulaires mesurant 0,5-3,0 mm qui se développent dans le plagioclase sous forme d’antiperthite, ou bien il forme des grains individuels à la bordure des plages de plagioclase.*

*La roche contient toujours une faible quantité (1-2%) de quartz de générations tardives.*



**Les granito-gneiss** diffèrent des plagiogranites par leur plus grande teneur en microcline secondaire (jusqu'à 40%) et en quartz total (25-30%) avec une diminution correspondante de la teneur en plagioclase jusqu'à 25-30% et sa partielle oxydation.

Dans ce sens, les granito-gneiss sont des roches plus tardives, qui, comme on va le voir plus bas, seraient formées à la suite de la microclinitisation des plagiogranites durant la phase protérozoïque précoce (ébournéenne) de granitisation.

Au cours du levé géologique au 1:200 000 [141] réalisé sur les feuilles de TOUGUÉ et DINGUI-RAYE, les grandes étendues de granites, granito-gneiss et migmatites ont été cartographiées dans leurs parties respectives sud-est et sud-ouest. Il a été prouvé que dans l'ensemble, ils se sont formés au Protérozoïque précoce à la suite des transformations abyssales palingéno-métasomatiques (ultra-matémorphiques) des roches cristallines du socle du massif Léono-libérien (les preuves seront données plus bas). Ces roches ont reçu une caractéristique géo-pétrographique suffisante qui a permis de tirer deux conclusions importantes:

- Les plagiogranites palingéno-métasomatiques, plagio-granito-gneiss et migmatites, répertoriés sur les feuilles de KINDIA et DABOLA et rattachés à la phase archéenne tardive de la formation, se distinguent difficilement des roches similaires du Protérozoïque précoce et par conséquent ne peuvent pas être incontestablement différenciées sur le terrain.
- La division de ces roches n'est possible que sur la base des études systématiques (territoriales) de leur composition pétrographique ayant pour but la détermination des proportions de minéraux primaires dans la roche mère plagio-granitique ou autre de l'Archéen tardif et des substitutions superposées par le microcline, quartz et autres minéraux en Protérozoïque précoce.

Lors du levé des feuilles de TOUGUE et DINGUI-RAYE, il a été convenu que lorsque le taux de néoformations dans la roche dépasse 50%, elle serait considérée comme datant du Protérozoïque précoce. En se basant sur cette donnée, les plagiogranites, granito-gneiss et migmatites de l'Archéen tardif n'ont été montrés sur ces feuilles que sur la rive droite de la rivière de Téné (feuille de TOUGUE), où ils sont le prolongement des roches similaires de la feuille limitrophe sud de Dabola.

**Les plagiogranites** sont les roches prédominantes. Elles sont représentées par les variétés à biotite et rarement à biotite-amphibole, et présentent une structure à grains moyens à fins, une texture massive ou gneissoïde et une couleur gris sombre ou grise. Les principaux minéraux sont représentés par le plagioclase (65-70%), quartz (20-25%), biotite fortement chloritisée (10-15%) et rarement la hornblende (jusqu'à 5%).

Le plagioclase se développe sous forme de grains tabulaires polysynthétiques maclés de 2-3 mm. Sa composition correspond à l'oligoclase (№ 24-28). Dans certaines variétés, il est représenté uniquement par l'andésine (№ 32-36). Dans tous les cas, il est fortement pélitisé et sericitisé. Par endroits, sur ses bords, on note des teintes plus claires et l'apparition du microcline secondaire.

Le quartz se présente sous forme de petits (0,2-2,0 mm) grains irréguliers, qui remplissent généralement les interstices entre les cristaux de plagioclase. Il est toujours considérablement déformé, fissuré et présente une extinction ondulante ou mosaïque dans la lumière polarisée sous microscope.

La biotite est représentée par des paillettes tabulaires étirées de couleur vert brunâtre de 0,3-1,0 mm, qui se disposent entre les grains de plagioclase et en son sein. Généralement elle est très chloritisée.

La hornblende vert brunâtre est présente sous forme de grains résiduels de 0,5-1,0 mm, elle est presque entièrement remplacée par l'actinolite et la chlorite.

La structure des plagiogranites est granoblastique, passant dans les variétés massives en hypidiomorphe grenue, ce que témoigne de la cristallisation des roches à partir du magma liquide.

**Les granito-gneiss** se distinguent des plagiogranites par la présence du microcline réticulaire secondaire au taux de 15% qui se développe aux dépens du plagioclase ou forme des amas individuels à la bordure de ces grains. La formation du microcline est liée à la phase protérozoïque précoce (ébournéenne) de la granitisation et dans ce sens, tous ces granito-gneiss seraient des roches transitoires vers les granito-gneiss à microcline plus récents.

Dans le cas en question, les granito-gneiss comprennent environ 70% de plagiogranites primaires et jusqu'à 30% de néoformations de microcline et probablement de quartz. Raison pour laquelle, ils ont été inclus dans les roches archéennes.

Les granito-gneiss forment dans les étendues de plagiogranites des bandes de quelques mètres de largeur et de quelques dizaines de mètres de longueur ou forment de petites zones de configuration complexe. Dans certains cas, on y observe des variétés mélanocrates, dont la composition correspond aux grano-diorito- et diorito-gneiss à biotite ou à biotite-hornblende. En outre, on y observe des roches massives leucocrates, composées de plagioclase (50-60%), microcline (10-15%) et quartz (30-35%), formant des amas ou des corps sécants de faible épaisseur. Elles se sont formées à partir du magma liquide anatectique. Dans tous les cas, les passages entre les variétés citées sont progressifs (à l'exception des corps sécants cités plus haut).

Les migmatites se rencontrent toujours sous forme de bandes isolées au sein des plagiogranites et granito-gneiss. En outre, elles forment de petites zones isolées de configuration complexe dans les massifs des granites du Protérozoïque précoce. L'un de leurs traits particuliers est leur composition plus mélanocrate et versicolore, la présence de différentes textures, ainsi que l'existence de nombreux skialites et «fantômes» des schistes cristallins primaires de la série de DABOLA.

Sur le plan morphologique, on note une prédominance de migmatites rubanées et fantômes. Rarement on rencontre des ptigmatites et agmatites avec des boudins d'amphibolites ou schistes cristallins à amphibole.

**Les leucosomes des migmatites rubanées** sont composées d'oligoclase et quartz. Les mélanosomes sont composées essentiellement de biotite, andésine et rarement de hornblende vert brunâtre.

**Les migmatites fantômes** sont des roches de transition vers les plagiogranites et en diffèrent par une texture rubanée nette suite à une forte altération des roches primaires.

La structure des migmatites est blastique, finement et irrégulièrement grenue.

La composition chimique des plagiogranites montre la prédominance stable du sodium sur potassium et une teneur relativement faible en calcium. Les rapports inverses entre les éléments cités sont observés dans les granito-gneiss. Les plagiogranites et les migmatites sont apparus grâce à l'ultramétamorphisme silico-sodique (plagiogranitisation) des roches de la série de DABOLA de l'Archéen supérieur. Selon les conditions de leur formation, il s'agit des roches palingéno-métasomatiques apparues à la suite de la transformation métasomatique successive des roches selon le schéma suivant:

schistes cristallins → migmatites rubanées et autres → migmatites fantôme → plagiogranites.

Cela étant, la formation de ces derniers s'est faite aussi bien à l'état solide qu'à la suite de la cristallisation du magma liquide anatectique.

Comme il a été dit plus haut, les granito-gneiss se sont formés à la suite de la granitisation potassique datant du Protérozoïque précoce. Ils sont aussi des roches palingéno-métasomatiques, dans le groupe archéen ne sont inclus que ceux d'entre eux dont la teneur en minéraux néoformés (microcline, quartz etc.) ne dépasse pas 50%. Une telle division a été faite uniquement pour les terrains suffisamment étudiés du point de vue pétrographique (feuilles de TOUGUE, DINGUI-RAYE, DABOLA). Dans les autres régions est et sud-est du pays, les granito-gneiss du Protérozoïque précoce devraient être également très répandus, cependant lors du levé géologique, ils n'ont pas été séparés des complexes granitoïdes de l'Archéen tardif.

Lors du levé géologique au 1:200 000 de la feuille de KISSIDOU-GOU [142], les plagiogranites, plagio-granito-gneiss et plagiomigmatites ont été considérés comme faisant partie du groupe de diorite-enderbite-plagiogranites. En élaborant la carte géologique au 1:500 000, ce groupe a été divisé en trois complexes séparés (tableau 5), y compris le complexe de plagiogranites. Sur cette feuille, les roches de ce complexe forment de petits corps sub-concordants dans les dépôts des séries de DABOLA et KAMBUI, avec lesquelles ils ont des passages progressifs ou forment de nombreux skialites dans les granitoïdes plus tardifs. Sur la carte géologique au 1:500 000 ces roches ne sont pas indiquées à cause de leurs petites dimensions.

**Les plagiogranites** sont les roches à grains grossiers à moyens, de couleur grise, à texture massive, gneissoïde ou porphyroblastique. Ils sont composés de plagioclase (№ 10-25) jusqu'à 60%, quartz – 30%, biotite – 10-15% et microcline secondaire jusqu'à 5%, qui se rencontre sous forme d'antiperthite dans le plagioclase. Dans certaines variétés, on rencontre la hornblende jusqu'à 5%, qui se développe aux dépens de pyroxènes.

**Les plagio-granito-gneiss diffèrent des plagiogranites par leur texture gneissoïde suite à la disposition linéaire des bandes de biotite et par une teneur plus élevée (jusqu'à 8-10%) en microcline secondaire.**

Les roches en question ne diffèrent pas des roches similaires d'autres régions de la Guinée.

Lors du levé géologique des régions est et sud-est de la Guinée, les experts du BRGM-DNRGH ont répertorié dans les formations de l'Archéen moyen-tardif des gneiss migmatitiques rubanés et orthogneiss (avec le symbole ζm), ainsi que des gneiss, granites migmatitiques et granites indifférenciés. (Sur les cartes géologiques au 1:200 000, ces roches sont marquées par le symbole γζm).

Le premier groupe est développé dans le sud de la feuille de KANKAN et dans les parties centrales des feuilles de DAMARO – ODIENNE, BEYLA – TOUBA, où ils forment de longues bandes dans les massifs des granitoïdes du Protérozoïque précocé. L'analyse de la composition pétrographique de ces roches, les données sur l'âge absolu ( $2030 \pm 13$  Ma;  $2038 \pm 37$  Ma; Ar40/Ar39) [29], ainsi que la présence en leur sein de xénolites et buttes témoins de dépôts protérozoïques inférieurs des séries de Birrim et Tinkan ont permis de les identifier comme granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précocé, tout en conservant leurs contours initiaux.

Le deuxième groupe de roche est inclus dans le complexe de l'Archéen tardif. Il est développé dans le bassin des affluents gauches de la rivière de *Dion* dans une plaine située entre la chaîne de *Simandou* (à l'ouest) et la ceinture des granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précocé (à l'ouest), aux amonts de la vallée de la r. *Diani*, à l'est de la zone de failles qui porte le même nom, et au niveau du partage des eaux des bassins des rivières de *Ouri* et *Veouro*, en formant dans l'ensemble, une bande longue de 160 km et large de 45 km (au nord) et 10-12 km (au sud). Dans les limites de cette zone, on note un vaste développement des couvertures latéritiques, ce qui ne permet pas de déterminer, même en traits généraux, la composition lithologique de ces roches. De toute évidence, il s'agit d'orthogneiss de composition granitique et de migmatites, renfermant plusieurs xénolites et buttes témoins de différents quartzites (y compris à hypersthène, à grenat, à magnétite), corps d'amphibolites, ainsi que skialites altérés et «fantôme» des schistes cristallins mélanocrates à pyroxène.

Les rapports avec les roches voisines ne sont pas établis ou tectoniques.

**Les orthogneiss sont des roches hétérogranulaires, de couleur gris rosâtre ou gris sombre, à texture gneissoïde, parfois porphyroblastique. Ils sont composés de plagioclase, quartz, biotite ± hornblende. Parfois on note la présence du microcline secondaire, qui forme des plages porphyroblastiques mesurant jusqu'à 5 mm.**

Les déterminations de l'âge absolu des roches de ce complexe ont donné des valeurs de  $2823 \pm 98$  Ma pour la feuille de BEYLA – TOUBA [29, 32] et  $3050 \pm 16$  Ma pour la feuille de MACENTA [27] (U/Pb méthode, microsonde au zircon). Cependant, les auteurs n'ont pas précisé la composition pétrographique des roches sur lesquelles ils avaient prélevé les zircons ainsi que leur position géologique ce qui rend difficile l'interprétation des valeurs obtenues.

Les zircons auraient pu être prélevés dans des roches de skialites ou de grosses xénolites abondant dans les formations de ce complexe et, par conséquent, pourraient caractériser l'âge absolu de ces inclusions.

Les plagiogranites et les plagio-granitogneiss sont injectés dans les complexes intrusifs décrits plus haut et sont, à leur tour, granitisés par les granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précocé. En outre, ils sont présents sous forme de corps résiduels dans les massifs granitoïdes de la phase finale tardi-archéenne de la formation, ayant l'âge absolu allant de  $2803 \pm 11$  à  $3015,7 \pm 2,8$  Ma. Tout ceci permet de dater l'âge de la formation du complexe en question à l'Archéen tardif.

Il faut noter que dans l'ensemble les domaines de développement de différents orthogneiss et migmatites ne sont pas bien étudiés. Sans doute, ils ont une structure géologique plus complexe, caractérisée par la présence de granitoïdes du Protérozoïque précocé et probablement d'autres roches. Cette remarque concerne surtout la région du pied est de la crête de Simandou, recouverte par les latérites et abritant plusieurs gisements et indices d'or, similaires à ceux connus dans les structures du Protérozoïque précocé (birrimiennes). Cette remarque concerne également la région du prolongement sud

de cette crête où les travaux récents (2007-09) ont mis en évidence les roches similaires au complexe SIMANDOU – NIMBA.

### **Complexe palingéno-métasomatique de charnockites basiques (vč AR<sub>2</sub>), charnockites, endérbites et anorthosites (γč AR<sub>2</sub>)**

Sur le territoire guinéen, les roches de ce complexe se rencontrent uniquement dans la zone de développement des roches profondément métamorphisées (faciès à granulite) de l'Archéen tardif ou sous forme de corps résiduels dans les massifs de granitoïdes plus tardifs. Présentement, on connaît quatre régions où elles sont présentes.

**Au sud de la ville de Farmoréya** (à la jonction des feuilles de CONAKRY et SIEROUMBA), on a cartographié des charnockites basiques (vč AR<sub>2</sub>) (appellation des auteurs conservée, *Boufeev et al. 1968*; il serait plus correcte de les appeler «endérbites»). Elles composent dans les roches des suites de Mahera et Kounsouta de la série KASILA, plusieurs lentilles multicouches de 0,2-0,5 m d'épaisseur et de 1,5-2 m d'étendues avec des contacts nets ou forment des corps assez puissants (jusqu'à 1400 m) d'une étendue dépassant 10 km. Sur la carte géologique au 1:500 000, elles sont réunies en un seul corps de 20 km d'étendues (jusqu'à la frontière léonaise) et de 3 km d'épaisseur environ. Dans certains affleurements, les charnockites se rencontrent sous forme de corps irréguliers, séparés par les intervalles des roches encaissantes, qui, par leur configuration et leur gisement, ressemblent aux sills boudinés intercouches.

**Les charnockites basiques sont des roches à grains gros et moyens, ayant une texture massive et une couleur brun sombre.**

*Composition des roches: plagioclase (labrador №50-54) – 60-70%, hypersthène – 10-20%, clinopyroxène – 3-5%, hornblende – 5-7%, biotite – 0-2%, magnétite – 2,5%. La structure est granoblastique, parfois métasomatique.*

*L'hypersthène se distingue par une ferruginosité anormale (Ng = 1,716; f = 43; pléochroïsme net – Ng – rose foncé; Np – vert), clinopyroxène (C:Ng = 30-34, 2V = 51°) rose pâle ou incolore, parfois on rencontre l'hypersthène. Les deux pyroxènes sont remplacés par la hornblende brun verdâtre et la biotite brune (Nm = Ng = 1,633; f = 25). Dans le plus grand corps rencontré aux alentours de la ville de Farmoréya, on trouve des charnockites amphibolitisées avec une hornblende très développée qui remplace presque complètement les pyroxènes.*

*Dans les petits corps, les charnockites se présentent en roche mélanocrate à grains fins ayant une structure granoblastique, composée de plagioclase et (70-65%) et hypersthène (30-35%).*

Il paraît que les charnockites basiques se développaient de manière métasomatique aux dépens des roches de type gabbro-norites et norites qui ont été reconnues presque dans toute la série de KASILA. En même temps, elles ont subi le métamorphisme dans le faciès granulitique et les corps de faible épaisseur seraient boudinés ou «dispersés» durant le plissement et le métamorphisme.

L'amphibolitisation des charnockites serait de toute évidence liée à la granitisation tardi-protérozoïque, qui a conduit au vaste développement en leur sein de la hornblende secondaire, de la biotite et du quartz.

**Dans le bassin des rivières de Niomola et Kaba** à la frontière de Sierra Leone (à la jonction des feuilles de KINDIA, SIEROUMBA, DABOLA), on a étudié le massif des charnockites (γč AR<sub>2</sub>) mesurant environ 600 km<sup>2</sup>, dont la partie sud se poursuit en Sierra Leone [129, 134, 135].

A l'ouest et au nord-ouest, le massif est en contact avec les granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précocé, qui le granitisent, et au nord-est et à l'est – avec les plagio-granito-gneiss et les schistes cristallins de la série de DABOLA. Les contacts directs avec ces roches n'ont pas été observés, cependant dans la zone d'endocontact du massif, on note une abondance de skialites de plagio-granitogneiss et de schistes cristallins.

Le massif présente une structure très hétérogène. On y rencontre aussi bien des secteurs de roches ayant une teneur élevée en minéraux mafiques – charnockites, que des secteurs de roches dépourvues de ces minéraux, c'est-à-dire composées d'anorthosites. L'hétérogénéité du massif est rendue encore plus complexe par une abondance des reliques des roches encaissantes et par la présence de nombreuses xénolites de schistes cristallins à pyroxène, de métapyroxénites, métahypersthénites, amphi-



bolites etc. Parmi les charnockites, on rencontre souvent des veinules et des injections de granites gris et gris rosâtre du Protérozoïque précoce avec des contacts distincts mais pas trop nets. Dans plusieurs secteurs du massif, il se développe de fines veinules et des schlierens de granites roses à microcline et de granosyérites, auxquels est liée l'apparition de gros porphyroblastes (1,0-1,5 cm) de feldspath potassique dans les charnockites. Dans ces roches feldspathisées, l'hypersthène est généralement remplacé par la hornblende et la biotite.

**Les charnockites** sont des roches à grains moyens et gros, ayant une couleur typique vert bouteille ou brunâtre. Elles sont composées de plagioclase à antiperthite (50-60%), hypersthène (5-15%), pyroxène à monoclinique (1-10%), biotite (1-15%) et quartz (5-35%). Elles ont une texture massive ou gneissoïde tachetée due à la disposition orientée ou concentrée des minéraux mafiques. L'orientation des textures linéaires dans les charnockites coïncide dans l'ensemble avec l'orientation de la foliation dans plusieurs xénolites, généralement elle est est-ouest ou nord-est.

Le plagioclase est représenté par l'andésine (№ 32-35) avec des inclusions antiperthitiques de feldspath potassique en forme de gouttes ou de fines plaquettes. Parfois il présente une zonalité floue due à sa désoxydation. La magnétite se développe au contact des grains de plagioclase et des pyroxènes, ainsi que dans les fissures.

Hypersthène – pléochroïsme Ng – rose, Np – vert clair; C: Ng = 0-0,5°, Ng = 1,718, Np = 1,704. Il est situé dans les interstices entre les grains d'andésine, parfois il est entouré d'une frange de plagioclase. Dans certaines lames minces, on observe la substitution du pyroxène par la symplectite à quartz-biotite.

Le pyroxène monoclinique (C: Ng = 30-34°, 2V = 51°) est incolore ou légèrement verdâtre; il se rencontre sous forme de petits grains tabulaires (0,2-0,3 mm), et forme parfois une fine frange autour l'hypersthène.

La biotite (Ng ≈ Nm = 1,645) forme des écailles étirées de couleur brun sombre. Parfois elle se rencontre en paragenèse normale avec l'hypersthène, mais le plus souvent, elle le remplace, tout comme le pyroxène monoclinique.

La hornblende (Ng = 1,678-1,680; Np = 1,660-1,663) a une couleur vert brunâtre ou verte, et remplace activement les pyroxènes.

Le quartz se présente généralement en grains fins (0,05 mm), agglomérant en agrégats à structure mosaïque. Parfois ils bordent le plagioclase. On rencontre également des grains de quartz plus gros sous forme de trèfle. La quartzification affecte tous les minéraux des charnockites.

Comme il a été déjà noté, le feldspath potassique sans réseau apparaît autour des veinules de granites roses à microcline du Protérozoïque précoce dans les charnockites (jusqu'à 2-5%), il se concentre dans les interstices entre les grains de plagioclase. En même temps, on note la substitution de l'hypersthène par l'iddingsite et le carbonate.

La structure des roches est métasomatique cumuloblastique. Son trait particulier est la présence de gros grains tabulaires (1-2 mm) de plagioclase antiperthitique encastré dans les minéraux mafiques qui se groupent en amas irréguliers. Dans de rares cas, on note un certain idéomorphisme du plagioclase et une ressemblance à une structure dioritique, dans certains secteurs, on remarque la présence des structures granoblastiques et hétéroblastiques.

Les anorthosites se rencontrent au sein des charnockites sous forme de petits secteurs (quelques mètres carrés). Ils sont composés à 95% de gros grains d'andésine (№39) et de faible quantité d'hypersthène, pyroxène monoclinique, hornblende et biotite. Leur structure est panidiomorphe.

Les caractéristiques citées des charnockites témoignent de leur possible formation métasomatique locale. Il semble, qu'elles se sont formées aux dépens des schistes cristallins de la série de DABOLA et des intrusions basiques et ultrabasiques du complexe précoce (métapyroxénites, métahypersthénites et autres ultramafites). Comme il a été déjà noté, ces derniers sont souvent présents dans le massif sous forme de xénolites surtout au niveau des endocontacts. Ceci semble témoigner de la présence dans le massif des secteurs refondus, dont le processus est accompagné par la formation du magma mobile. De ce fait, la mise en place du massif des charnockites a une nature palingéno-métasomatique.

L'âge absolu des charnockites du massif en question est déterminé à 1776, 2150, 2194 Ma (méthode K/Ar globale) et 2320 Ma (K/Ar méthode à la biotite) [129, 135], qui reflète de toute évidence les événements de la granitisation du Protérozoïque précoce (ébournienne).

**Au nord et au nord-ouest de la ville de Kissidougou** (territoires des feuilles du même nom), le levé cartographique au 1:200 000 [142] a mis en évidence plusieurs massifs du complexe en question, qui ont été inclus, comme il a été déjà signalé, dans le complexe non-différencié à diorite-endérbite-plagiogranite. Parmi eux, les massifs les mieux étudiés grâce à l'ouvrage de Y. Deriouguin [50] sont ceux de Sangardo et Gbolea, situés aux alentours des villages portant le même nom.

Le massif de Sangardo a une structure interne hétérogène et des contours sinueux. Sa largeur atteint 15 km, et sa longueur – 35 km. Les contacts sinueux recoupent à différents angles les structures sub-méridiennes des séries de DABOLA et KAMBUI.

La morphologie du massif de Gbolea est plus ou moins similaire à celui suscitée. Il affleure sur 25 km de longueur et 9 km de largeur. Il se peut que ces massifs forment un seul corps en profondeur.

En plus des massifs cités, à leur périphérie, il a été cartographié quelques corps plus petits (1,0-3,5 x 0,5-1,2 km), sur la carte géologique au 1:500 000 ne sont montrés que les corps les plus importants.

La composition des roches a été assez bien étudiée au niveau du massif de Sangardo, qui présente un bon niveau d'affleurement. Les roches qui le forment peuvent être réunies en deux principaux groupes pétrographiques, entre lesquels il existe des variations de transition.

Le premier groupe d'endérbitoïdes comprend les endérbites, les magnéro-endérbites et les plagioclases, dans lesquelles, on rencontre souvent des reliques de diorites à pyroxène ou des schistes cristallins, dont ils dérivent. Dans toutes les roches, on note la présence d'hypersthène et de microcline secondaire au taux de 3-5% représenté par l'antiperthite dans le plagioclase.

Le deuxième groupe de charnockitoïdes est composé de charnockites, charno-endérbites et charnockites à feldspath alcalin. En fait, il s'agit des roches du premier groupe plus ou moins granitisées (microclinisées), dans lesquelles la teneur en microcline varie entre 10 et 60% et l'hypersthène est toujours présent. Le massif de Gbolea et les corps plus petits sont caractérisés par les compositions très proches des roches.

Dans tous les massifs, on observe plusieurs fragments des roches altérées des séries de DABOLA et KAMBUI ainsi que des diorites à pyroxène. Dans les parties d'endocontact des massifs, il existe toujours des secteurs isolés qui se distinguent par une abondance de xénolites de diverse composition. Dans la plupart des cas, ces xénolites «flottent» parmi les roches de remplissage. Cela étant, la quantité de matières de remplissage dépasse considérablement la superficie cumulée des xénolites. Cependant, on note des cas où les xénolites prédominent, les roches alors acquièrent l'aspect d'agmatites avec des contacts angulaires ou émoussés des xénolites.

La composition des xénolites est très variée. On note la prédominance des schistes cristallins à bipyroxène, plus rarement, on rencontre des fragments de quartzites à magnétite et des diorites à pyroxène. Les contacts des xénolites sont nets, contrastants, avec des franges mal prononcées de transition.

Au sein des massifs, on a cartographié des zones isolées mesurant jusqu'à 1-3km<sup>2</sup>, composées de granito-gneiss du Protérozoïque précoce, accompagnées des secteurs de microclinisation intense d'endérbites encaissantes. La largeur de ces secteurs atteint 1 km.

La caractéristique pétrographique de principaux groupes de roches est donnée ci-dessous.

**Les endérbites** sont des roches de couleur grise avec une nuance vert olive. Les variétés à gros grains avec la taille des plages de plagioclase de 5-10 mm prédominent. La texture des roches est massive, plus rarement – gneissoïde. La structure est granitique, hypidiomorphe, granoblastique.

Les endérbites sont surtout répandues à la périphérie des massifs cités. Elles sont étroitement associées aux mangéro-endérbites et y sont liées par les passages progressifs. Les minéraux majeurs sont: plagioclase (№ 12-35) – en moyenne – 60%, quartz – 20-30%, la microcline – 1-5% est présente exclusivement sous forme d'antiperthites dans le plagioclase, hypersthène – de 1 à 10%, biotite – 1-10%. Rarement à côté d'hypersthène, on rencontre le diopside – jusqu'à 5%. Généralement, l'hypersthène est substitué en différentes proportions par la biotite et la hornblende.

**Les mangéro-endérbites** forment de vastes zones au sein du massif de Sangardo, occupant environ 40-50% de sa superficie. Elles se disposent de préférence sur le flanc est du massif et sont reconnues avec quelques lacunes sur toute son étendue. Comparées aux autres roches de ce groupe, elles sont

*pauvres en quartz (1-15%) et sont composées à 60-80% de tablettes d'andésine (N° 30-40). Le microcline est présent uniquement sous forme d'antiperthites dans le plagioclase, sa teneur ne dépasse pas 2-3%. L'hypersthène dont le taux atteint 2-25%, est presque toujours partiellement remplacé par la biotite (1-10%). Parfois, on note la présence d'augite (jusqu'à 5%). Les mangéro-endérbites sont presque toujours enrichies en magnétite (2-5%).*

**Les plagioclases** sont présentes de manière sporadique dans les zones de développement des endérbites. Visuellement, la limite entre elles est difficile à tracer, alors elle est assez approximative.

*Les plagioclases sont des roches à grains moyens et gros, grises avec une nuance verdâtre. La texture est massive, la structure est granoblastique. Les roches sont composées à 85-95% de grosses plaquettes d'oligoclase-andésine (N° 25-40), dans laquelle on trouve toujours des antiperthites de microcline. Les minéraux mafiques sont représentés par l'hypersthène (5-10%), la biotite ferrugineuse (2-5%) et, dans certains cas, l'augite (jusqu'à 5%).*

Les roches du deuxième groupe des charnockitoïdes se distinguent pas la présence plus marquée du microcline secondaire, qui, en plus des antiperthites dans le plagioclase, se développe sous forme de porphyroblastes isolés mesurant jusqu'à 3-5 cm ou d'imprégnations régulières dans la masse de la roche. Suivant le taux du microcline, on distingue les monzo-endérbites, les charno-endérbites, les charnockites ordinaires et charnockites à feldspath alcalin.

**Les monzo-endérbites** occupent des superficies considérables dans les massifs. En fait, il s'agit de mangéro-endérbites faiblement microclinisées, dans lesquelles le taux de microcline varie entre 10 et 25%.

**Les charno-endérbites**, comparées aux monzo-endérbites, sont plus riches en quartz (de 20 à 40%) et se distinguent par le développement du plagioclase-oligoclase plus acide (N° 10-17) au taux de 40-55%. La proportion du microcline atteint 10-25%. L'hypersthène est présent au taux de 1-5%, la biotite – 1-3% remplace souvent l'hypersthène. A son tour, la biotite est remplacée par le chlorite.

**Les charnockites** occupent dans les massifs des superficies relativement peu importantes (jusqu'à 1,5 km). A la différence de toutes les roches suscitées, elles ont un taux élevé en microcline qui varie entre 30 et 50%. Le plagioclase représenté par l'oligoclase N° 10-15 occupe 20-25% du volume de la roche, il est remplacé en grande partie par le microcline. La teneur en quartz est de 25-35%. Les minéraux mafiques occupent 5-6%, y compris: hypersthène – 3-5%, biotite – 1-2%, magnétite – environ 1%.

**Les charnockites à feldspath alcalin** sont présentes en quantités relativement faibles. Dans les roches de ce type, on note une abondance de microcline dont la teneur atteint 60%, une diminution de la quantité de plagioclase jusqu'à 15-20%, représenté par l'albite (N° 5-10). La teneur en quartz est de 20-25%. L'hypersthène est rencontré dans les reliques au taux de 1% environ. Ces roches seraient des variétés de transitions vers les granito-gneiss du Protérozoïque précoce, avec lesquels ils s'associent spatialement et dont elles diffèrent uniquement par la présence des reliques d'hypersthène.

Les massifs d'endérbites ont des origines palingéniques dont témoignent plusieurs xénolites en leur sein ainsi que les secteurs de roches ayant des structures magmatiques. Ils se sont formés à la suite de la refonte ultramétamorphique in situ de différentes roches cristallines des séries de DABOLA, KAM-BUI ainsi que des roches intrusives des cycles tectono-magmatiques précédents. Les massifs d'endérbites sont allochtones qui n'ont pas subi de déplacements considérables, et qui conservent le dessin interne des structures fantômes, similaire à la foliation des roches encaissantes.

Les principales paragenèses de minéraux d'endérbites correspondent au faciès granulitique du métamorphisme. Leurs paragenèses typiques sont:

- hypersthène + plagioclase (N° 10-40) + quartz
- hypersthène + clinopyroxène + plagioclase + quartz.

L'association des minéraux des xénolites encastrés dans les endérbites, correspond également au faciès granulitique.

Les charnockites se sont formées à la suite de transformations métasomatiques régressives plus tardives des endérbites. Ces transformations se manifestent par la substitution du plagioclase par le microcline et sa légère désoxydation, l'apparition des néoformations de quartz, ainsi que la substitution de l'hypersthène par la biotite, la hornblende et dans certains cas – la chlorite. La microclinisation des roches se manifeste de trois manières différentes. La première – sous forme d'antiperthite dans le plagioclase au taux de 3-5%. La deuxième – par la formation de porphyroblastes de microcline au taux

de 5-7% à 40%, qui affecte tous les minéraux majeurs des endérbites. Et la troisième – par l'individualisation du microcline dans la masse de la roche.

Les principales associations des charnockites correspondent au faciès amphibolitique régressif du métamorphisme avec les paragenèses suivantes:

- plagioclase (N° 5-17) + microcline + biotite + quartz et
- plagioclase (N° 5-17) + microcline + hornblende (vert bleuâtre) + quartz.

Dans certains cas, au niveau des contacts avec les granito-gneiss du Protérozoïque précoce, il se forme des charnockites à feldspath alcalin dans lesquels le taux de microcline atteint 60%, le plagioclase au taux de 15-20% est représenté exclusivement par l'albite (5-10%), et l'hypersthène n'est conservé que dans les reliques (jusqu'à 1%). Dans l'ensemble, ces roches, selon leur composition et l'aspect, se rapprochent des granito-gneiss du Protérozoïque précoce.

De l'avis de MacFarlane A. [100], la mise en place des massifs des endérbitoïdes achève le stade libérien plutono-magmatique tardi-archéen de formation du massif cristallin Léono-libérien. L'âge absolu des charnockitoïdes sur le territoire voisin de la Côte d'Ivoire est fixé à 2750 Ma (U/Pb méthode à la zircon) [144]. La charnockitisation des endérbites (microclinisation) est considérablement décalée dans le temps et appartient à la phase tectono-magmatique plus récente. Il semble qu'elle serait liée à la transformation régionale des roches à la suite de la granitisation éburnienne du Protérozoïque précoce, qui se situe dans l'intervalle de 2155-1950 Ma [50].

Les faits exposés et les suppositions sont également vrais pour le massif de charnockites, décrit plus haut pour le bassin des rivières de Niomola – Kaba. Dans ce cas, il devient possible d'expliquer les datations d'âge absolu du Protérozoïque précoce, obtenues par la méthode K/Ar.

**Dans l'extrême sud-est de la Guinée** au niveau de la frontière avec la Côte d'Ivoire, le levé géologique de la feuille de N'ZEREKORE a mis en évidence deux petits massifs de charnockites de forme isométrique mesurant 6 et 35 km<sup>2</sup>. Ils se trouvent dans la zone de développement des granitoïdes tardi-archéens du batholite (?) Tounkarata, les rapports avec lesquels n'ont pas été établis.

Le trait particulier des charnockites de ces massifs est la présence dans leur composition des quantités considérables d'hypersthène qui peut être identifié visuellement.

**Composition des charnockites:** plagioclase à antiperthite, quartz, feldspath potassique et hypersthène. La texture des roches est granoblastique, parfois rubanée et porphyroblastique. En règle générale, l'hypersthène est partiellement remplacé par la biotite ou la hornblende. Souvent, on observe dans la roche une séricitisation ultérieure, une chloritisation et une épidotisation.

### Complexe de granitoïdes d'origine indéterminée ( $\gamma\delta$ AR<sub>2</sub>)

Dans la documentation du BRGM-DNRGH, les roches de ce complexe, montrées sur les cartes géologiques au 1:200 000 par le symbole  $\gamma^3$ , sont développées sur une superficie d'environ 12 000 km<sup>2</sup>. Elles occupent la moitié sud de la feuille de KEROUANE, presque tout le territoire des feuilles de GUECKEDOU et MACENTA (parties guinéennes) et une zone située à l'ouest des failles DIANI, en formant sur ces territoires un massif de granitoïdes uni, appelé batholite (?) «Macenta».

Les roches du complexe en question sont également cartographiées dans la partie sud-est du territoire guinéen de la feuille de N'ZEREKORE, où elles font partie du batholite (?) «Tounkarata». (Sa principale partie est située en Côte d'Ivoire). En outre, afin d'harmoniser le cadre géologique des feuilles de KISSIDOUGOU, KEROUANE et GUECKEDOU, les roches de ce complexe ont été reportées dans les limites conventionnelles sur les feuilles de KISSIDOUGOU et KEROUANE (nord), sur lesquelles les auteurs des cartes géologiques de ces feuilles [142] ont identifié les granitoïdes d'aspect et de composition similaires, mais appartenant au stade de développement du Protérozoïque précoce.

Malgré la fréquence des roches de ce complexe, elles n'ont pas été suffisamment étudiées et ne peuvent pas avoir une description fiable. On peut uniquement constater que les massifs ont une structure interne complexe et sont formées des roches de diverse composition pétrographique: granitoïdes, granodiorites, tonalites, monzo-granites, diorites quartziques etc. Les granites à biotite et amphibole prédominent. Les rapports entre ces roches n'ont pas été décrits, mais, on considère qu'ils portent le caractère de faciès.



Les textures des roches sont hétérogranulaires massives, gneissoïdes, porphyroblastiques. Les structures sont aussi bien blastiques que magmatiques. L’aspect du granite porphyroblastique prélevé dans la carrière de «Macenta», est montré sur la figure 17.



Fig. 17 Gneisso-granite porphyroblastique – avec des «fantômes» des schistes cristallins altérés. Feuille MACENTA (Photo BGR, №17).

Dans les massifs, on compte un grand nombre de corps étrangers, skialites et «fantômes» d’amphibolites et de divers schistes cristallins, ainsi que des bandes séparées ou des lentilles d’orthogneiss, migmatites et granito-gneiss. Leurs rapports avec les roches encaissantes n’ont pas été déterminés non plus. De toute évidence, les premiers sont les reliques des roches encaissantes, et les deuxièmes – le résultat de la granitisation superposée des roches.

Sur le plan pétrographique, ces roches ne sont pas étudiées de manière suffisante ce qui ne permet pas de reconstituer l’évolution des paragenèses de minéraux majeurs et de la roche dans l’ensemble. Avec suffisamment de certitude, on peut constater seulement que les porphyroblastes du microcline, qui sont bien développés dans les granitoïdes de certains secteurs (sur la carte géologique, ces secteurs sont marqués par les symboles spéciaux), sont secondaires et leur formation, par analogie avec la microclinisation des endérbites, serait liée au stade de granitisation du Protérozoïque précoce.

Dans plusieurs secteurs, les roches du complexe en question sont intensément mylonitisées avec l’apparition des textures ultramylonitiques.

Certaines régions occupées par les roches de ce complexe présentent une morphologie en coupole du type «tête de sucre» (fig. 18), typique pour les zones de développement de petites intrusions granitiques dans les roches moins solides et moins homogènes.

Dans les massifs granitoïdes en question, on constate une abondance de veinules de faible épaisseur d’aplites et de pegmatoïdes à quartz-microcline.

Les roches du complexe ont été souvent testées pour déterminer l’âge absolu, les résultats sont montrés dans le tableau 7.

Les valeurs obtenues embrassent un intervalle assez vaste allant de 2750 à 3015 M.a et dans l’ensemble sont comparables avec les valeurs d’âge absolu des granitoïdes sur le territoire libérien (2670, 2680, 2580 et 2950 M.a, méthode Pb/Sr) [157, 166]. Ces chiffres représentent sans doute un argument solide pour dater à l’Archéen tardif la formation des roches du ce complexe. Cependant, la nature de la mise en place de ces massifs et leur morphologie restent obscures. On peut seulement supposer que initialement, ces massifs étaient des petites intrusions de granitoïdes au sein des roches terrigéno-vol-



Fig. 18. Affleurement des granites en forme de «tête de sucre» MACENTA

Age absolu des granitoïdes archéens tardifs

Tableau 7

Régions échantillonnées sur les feuilles au 1:200 000	Composition des roches	Méthode de détermination	Age absolu M.a*)	Interprétation des résultats par les experts du BRGM-DNRGH	Source d'information
KISSIDOUGOU	Pas de déterminations				
KEROUANE	Granites à grains fins	U/Pb sur zircon	2781 ± 5	Age de cristallisation du granite	[23]
GUECKEDOU	Pas de déterminations				
MACENTA	Roches porphyroblastiques à microcline.	U/Th microsonde sur monazite	2905 ± 65	Age de granitisation	[27]
	Batholite «Macenta»	U/Pb microsonde sur zircon	2868 ± 1,9	?	
	— " —	— " —	2864 ± 9	Age de granitisation	
	— " —	— " —	2870 ± 7	?	
	— " —	U/Pb sur zircon	3015,7 ± 2,8	?	
	— " —	— " —	2950 ± 2,2	Age de granitisation	
N'ZÉREKORÉ	Granite gneissoïde à biotite (Batholite «Toukarata»)	U/Pb microsonde sur zircon	2802 ± 10	?	[33]
		Th/U microsonde sur monazite	2790 ± 21		

\*Observation: Les valeurs d’âge absolu sont prises sur les cartes géologiques au 1:200 000. Une partie de ces valeurs est absente dans les notices explicatives, en même temps, on y trouve d’autres valeurs qui ne sont pas montrés sur les cartes géologiques.

caniques. Par la suite, ils ont été affectés, ensemble avec les roches encaissantes, par le métamorphisme régional avec la formation de divers gneiss et schistes cristallins et la gneissification des granitoïdes. Ensuite, ils ont été atteints par l'ultramétamorphisme, la granitisation et la palinogénèse locale avec l'apparition de granitoïde secondaires. Si cette supposition est juste, elle peut expliquer l'éventail des valeurs d'âge absolu, qui caractérisent les différentes périodes de cristallisation des zircons ou des monazites dans les granitoïdes en fusion aussi bien primaires que secondaires, ainsi que les formes en coupole du relief.

Les manifestations fréquentes de microclinisation des granitoïdes et l'apparition des variétés porphyroblastiques pourraient être liés à la granitisation du Protérozoïque précoce.

Eu égard à ce qui précède, la nature de la formation de massifs pourrait être déterminée comme intrusive-métasomatique-palingène avec une longue durée de leur mise en place. La structure des massifs est rendue plus complexe par la présence de gros corps de roches encaissantes et probablement des granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précoce. Les domaines du développement des granitoïdes du complexe en question doivent être étudiés plus profondément.

### Spécialisation minérogénique

**La spécialisation minéralogénique** de la phase archéenne du développement du territoire guinéen n'a pas été étudiée. Selon les informations géologiques disponibles, on peut constater avec suffisamment de certitude que les principaux minéraux utiles de cette phase pourraient être:

- le fer lié aux quartzites magnétiques des séries de KASILA et KAMBUI.

Cela étant, les minerais hypergènes à hématite et hématite-goethite similaires aux gisements de Soula (Sierra Leone) et Bomi Hills (Libéria), développés aux dépens des quartzites magnétiques peuvent présenter l'intérêt industriel;

- les placers d'or, formés grâce à l'érosion de certaines variétés de roches basiques (souvent pyritifères). Selon *Goloubinow R.* [71] et *Obermuller A. (1941)* [71, 120], certains d'entre eux contiennent de l'or, lié ou libre, au taux de 0,02 à 2,1 g/t avec la présence d'argent au taux de 1,4 à 41,7 g/t. Une série de placers pourrait être liés à la destruction des horizons de quartzites magnétiques des séries de KASILA et KAMBUI, qui, dans certains cas, peuvent être aurifères (leurs potentialités aurifères n'ont pas été étudiées);
- le talc associé aux lentilles de talcschistes faisant partie des roches de la série de KAMBUI, formés à la suite du métamorphisme des hyperbasites de l'Archéen tardif.

## A-2. COUVERTURE PLISSEE DE LA BASE CRISTALLINE DU SOCLE

### PROTEROZOÏQUE (PRECOCE) INFÉRIEUR (PR<sub>1</sub>)

Comme il a été déjà noté, la couverture plissée du socle de la plate-forme africaine est formée par les structures de consolidation du Protérozoïque précoce et panafricaine. Les structures du Protérozoïque précoce sont représentées par les rifts de MONGO, SIMANDOU, NIMBA, le rift de NIANDAN – KINIERO et les vastes bassins de sédimentation volcano-terrigènes de SIGUIRI et FALEME. Ce dernier se trouve sur le territoire du Sénégal et du Mali. En outre, aux phases de développement du Protérozoïque précoce se rattachent les blocs et les xénolites isolés des roches de la série de TINIKAN, situés dans les massifs de granitoïdes du Protérozoïque précoce des régions de Mamouroudougou–Bananko, qui, par leur composition, le degré de métamorphisme et autres indices sont similaires aux roches des structures citées.

Les structures de la consolidation panafricaine seront examinées plus bas – dans le chapitre respectif de la présente notice.

Il existe de diverses opinions sur l'âge de la formation des rifts de MONGO, SIMANDOU et NIMBA. Ainsi, les auteurs de la carte géologique au 1:200 000 de la feuille de DABOLA [135] estiment que le rift de MONGO est composé de roches identiques à la série archéenne de KAMBUI en Sierra Leone. Cependant, ils notent l'existence d'une discordance structurale entre ces roches et les complexes sous-jacents archéens de la série de DABOLA et les granitoïdes. En outre, ils constatent les différents degrés et caractères de métamorphisme de ces complexes.

Les structures de SIMANDOU et NIMBA ont été considérées comme étant archéennes [93, 94], ou protérozoïques précoces [72, 112]. Les géologues du BRGM-DNRGH les rapportent à l'Archéen tardif-Protérozoïque précoce [23-33], donc temporellement séparées de la formation des structures du rift de NIANDAN – KINIERO et du bassin de SIGUIRI, dont l'âge protérozoïque n'est pas mise en doute. Ils considèrent que le rift de MONGO est aussi du même âge. Selon les auteurs de la présente notice, lesdits rifts sont des structures du Protérozoïque précoce. Les faits suivants témoignent en faveur de cette hypothèse:

- les rifts sont en discordance nette avec les structures sous-jacentes, donc entre les périodes de leur formation, il existe une lacune temporelle considérable et une modification structurale qui a été soulignée à maintes reprises par plusieurs chercheurs;
- les structures énumérées se caractérisent par le même style de développement pendant les phases précoces, ce qui est confirmé par la similitude des roches dans leurs parties inférieures, représentées par des grès quartzitiques, quartzites micacés à fines passées de phyllites et schistes verts, ainsi que des niveaux de quartzites-itabirites à magnétite de diverses épaisseurs. A la base des séquences, on trouve parfois des conglomérats quartzeux et des grès grossiers;
- dans ces structures, on identifie visuellement des roches terrigènes ayant subi un faible métamorphisme progressif, à savoir: stade de phyllites/schistes verts et stade du faciès à amphibolite. Comme il a été déjà souligné, les complexes de l'Archéen supérieur se caractérisent par le métamorphisme progressif du faciès à granulite et le métamorphisme régressif superposé du faciès à amphibolite;
- le développement des structures énumérées s'accompagne un magmatisme du même type avec un âge absolu de  $2139 \pm 3 - 1920 \pm 160$  Ma. Les produits de ce magmatisme se disposent au sein ou à la périphérie de ces structures;
- la plupart des gisements et indices d'or connus en Guinée, ainsi que les minerais d'hématite hypergènes, formés aux dépens des quartzites-itabirites à magnétite, sont spatialement et génétiquement liés à ces mêmes structures;
- les domaines de développement desdites structures se caractérisent par les champs magnétiques négatifs réguliers en opposition avec les champs positifs perturbés des complexes cristallins de l'Archéen supérieur et des domaines de développement de diverses intrusions.

N'ayant pas de données fiables sur l'âge de développement des rifts de MONGO, SIMANDOU et NIMBA et prenant en considération l'opinion des spécialistes du BRGM-DNRGH, l'hypothèse de travail suivante a été admise lors de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000:







L'épaisseur totale de la suite est estimée à 4500-5000 m. Cette estimation, dans les conditions de plissement complexe et d'affleurement limités, n'est pas fiable.

**Les gneiss à épidote-biotite et à épidote-biotite-amphibole** ont des structures granoblastiques, nématoblastiques, porphyroblastiques, mylonitiques et rarement œillées. Ils sont composés de plagioclase (35-45%), quartz (15-20%), hornblende et biotite (10-15%), épidote (10-15%), d'une petite quantité de muscovite et de minéraux accessoires. Le plagioclase est représenté par l'oligoclase (N° 25-28) qui forme des grains xénomorphes de 0,5 à 3-4 mm. Il est intensément remplacé par la zoïsite, épidote, scapolite, muscovite et séricite. A la périphérie, il est partiellement albitisé. Les parties centrales sont résorbées par du microcline. La hornblende est de couleur vert bleuâtre. D'habitude, elle est en majeure partie substituée par de la biotite et de l'épidote. Le quartz se présente en grains broyés à l'extinction ondulée, qui forment des amas de forme lenticulaire.

**Les schistes à actinolite, biotite-actinolite, séricite-chlorite-actinolite, à deux micas** se caractérisent par un aspect mélanocrate, ils ont une structure lépidogranoblastique et nématogranoblastique et une texture schisteuse. Ils sont composés de diverse quantité d'actinolite, biotite, plagioclase, quartz, chlorite, séricite, muscovite et d'une petite quantité de hornblende altérée. En général, le plagioclase est presque complètement substitué par des agrégats de séricite et zoïsite, rarement par de la préhnite et albite. Le quartz est réparti régulièrement dans la roche en quantité de 1-2 à 10%, parfois, il forme des plages granoblastiques isolées de 1 mm.

**Les quartzites à magnétite et à cummingtonite-magnétite** sont des roches schisteuses finement rubanées à quartz-magnétite ou à quartz-magnétite-cummingtonite (itabirite) avec une petite quantité de muscovite. Ils ont une couleur brun foncé ou noire et une structure granoblastique et nématoblastique. Ils sont composés de quartz (40-50%), magnétite (40-50%), cummingtonite (5-20%) et muscovite (0-1,5%). La magnétite forme des plages lenticulaires étirées dans la masse quartzreuse qui se réunissent en passées fines (1-3 mm). Une partie de magnétite est oxydée et transformée en hématite. D'après leur aspect et leur composition, ces roches sont similaires aux itabirites de la chaîne de Simandou.

Les roches de la suite portent toujours des traces de granitisation superposée. Ce processus est observé essentiellement au niveau d'exocontacts des massifs palingéno-métasomatiques du Protérozoïque précoce de granito-gneiss et migmatites qui se développent largement dans la partie centrale du rift et sur ses flancs occidental et oriental (donc rift orienté NS). Ici, dans les roches, on note un large développement de gros cristaux (5-8 cm) de feldspath potassique rose et des injections de filonnets de granites pégmatoïdes. Dans les autres cas, le processus de granitisation se manifeste par la désoxydation de plagioclase et le développement de néoformations d'oligoclase frais, l'apparition de quartz secondaire et de microcline. Ce dernier remplace activement le plagioclase en formant de l'antiperthite en quinconce.

L'abondance d'épidote et de chlorite dans les roches serait liée à des phases post-granitogneissiques de développement ultérieur de cette structure.

#### Suite de Timbo (PR<sub>1</sub>'tm)

Elle est développée sur le flanc nord du rift de Mongo où elle forme une bande traversant de l'est à l'ouest tout le territoire de la feuille de DABOLA. Elle est séparée des dépôts sous-jacents (?) de la suite de Mongo par des granites du Protérozoïque précoce. Ce n'est qu'à l'extrême est de la structure, aux environs du village de *Kalokarfiya*, qu'on a constaté la position concordante (?) des roches de cette suite sur les dépôts de la suite de Mongo. La limite entre ces roches a été tracée à l'endroit où les schistes à chlorite-séricite-actinolite et actinolites de la suite de Mongo sont relayés par les gneiss à biotite et biotite-amphibole ou à migmatite de la suite de Timbo.

Dans le nord de la structure, sur toute la longueur du contact tectonique avec les formations archéennes tardives, les roches de la suite sont intensément cataclasées, mylonitisées, quartzifiées et chloritisées.

**Les gneiss à amphibole et amphibole-biotite** ont un aspect leucocrate et se caractérisent par les structures granoblastiques et nématoblastiques. Ils sont composés de: plagioclase (30-40%), microcline (5-10%), biotite et hornblende (15-20%), quartz (15-20%), d'une petite quantité d'épidote (jusque 2-3%) et de muscovite.

**Les migmatites** se caractérisent par les mêmes associations minérales que les gneiss, mais on y trouve une grande quantité de microcline (jusqu'à 30%) et de quartz (20-30%).

Par leur aspect et leur composition pétrographique, les gneiss à biotite de la suite de Timbo ne se distinguent presque pas des granito-gneiss palingéno-métasomatiques et migmatites du Protérozoïque précoce qui seront examinés plus bas. L'absence en leur sein de quelconques indices de stratification, ainsi que leur association étroite avec les migmatites indiquent leur origine métasomatique éventuelle, y compris des processus de granitisation. Selon l'auteur, il serait préférable d'exclure lesdits gneiss et migmatites de la suite de Timbo des formations stratifiées et de les mettre dans la catégorie de granito-gneiss et migmatites palingéno-métasomatiques du Protérozoïque précoce.

Les gneiss à biotite de la suite de Timbo prélevés sur la feuille de DABOLA se caractérisent par l'âge absolu de 2200 Ma (K/Ar méthode à la biotite) [135] qui correspond à la phase éburnéenne de granitisation des roches.

Dans les limites du rift et à sa périphérie sud, il a été recensé quelques indices d'or dans les filons de quartz et dans les stockwerks de quartz filonien, ainsi que de petits placers, épuisés en grande partie par les orpailleurs. Dans le sud-est de la feuille de DABOLA, on a constaté quelques indices de corindon, situés au niveau de contact entre les amphibolites ou les métahyperbasites et les granites du Protérozoïque précoce. On y rencontre également des zones de développement de quartzites à magnétite (itabirites) qui sont, par endroits, à l'origine des minerais latéritiques de fer.

#### Rift de SIMANDOU

Le Rift de SIMANDOU forme une bande étroite (jusqu'à 15 km) et longue de 130 km en direction nord-sud qui se développe dans la partie occidentale des feuilles de DAMARO et BEYLA. Au niveau du rift, on rencontre des affleurements de roches terrigènes représentées par les quartzites monominéraux, (fig. 20, 21), phyllites, divers schistes verts, métagrès (parfois à stratification oblique), ainsi que d'épaisses couches (plus de 200 m) de quartzites-itabirites finement rubanés. (fig. 22, 23, 24). Des corps d'orthoamphibolites (fig. 25) ainsi qu'un banc de conglomérats composé de galets de quartz dans le ciment quartzeux ont été relevés à la base de la séquence.



**Fig. 20** Crête de Simandou. Affleurements de quartzites monominéraux en pente raide (angl 70-80° vers l'est). Feuille de BEYLA.

En l'état actuel, cette structure, selon les auteurs de la carte géologique au 1:500 000, est interprétée comme un coin tectonique, resserré entre des failles N-S inclinées à pendage de 55-70° E. La moitié septentrionale de ce coin se trouve dans la zone de développement des granito-gneiss et migmatites





*Fig. 21* Les mêmes quartzites prises en gros plan



*Fig. 22* Blocs déplacés d'itabirites. Cote 1324. Feuille de BEYLA.



*Fig. 23* Itabirites prises en gros plan. Feuille de BEYLA. Cote 1324



*Fig. 24* Itabirites finement plissées sur le versant ouest de la chaîne de Simandou, alentours de la cote 1324. (Blocs déplacé). Feuille de BEYLA.





Fig. 25 Amphibolites avec une veinule à quartz-microcline. Pied de la crête de *Simandou*. Feuille de BEYLA.

du Protérozoïque précoce, tandis que la moitié sud se trouve dans les limites des orthogneiss et métadiorites à pyroxène de l'Archéen tardif. Les contacts avec les roches encaissantes semblent être tectoniques. Dans l'ensemble, on constate une discordance structurale et stratigraphique nette, ce qui a été noté à maintes reprises par plusieurs chercheurs (fig. 36).

Les roches formant la chaîne de *Simandou* ont été étudiées pour la première fois par *Obermuller A.* et *Roques M.* en 1946 [121], qui les ont rattachées à la série de SIMANDOU de l'Archéen précoce. Dans ces roches, ils ont constaté la présence de quartzites ferrugineux, schistes à muscovite et à chlorite-séricite, quartzites micacés et amphibolites.

En 1957, un groupe de géologues français ont publié la description des séquences de cette série [73]. Ils ont souligné que, dans les limites de la chaîne de *Simandou*, il se trouve une assise monoclinale de roches à fort pendage (65-850) avec un fin plissement interne ce qui rend difficile la détermination de l'épaisseur de certaines variétés lithologiques.

Dans cette formation, on a différencié trois membres qui, au fur et à mesure que l'on progresse de l'ouest vers l'est, se relaient de la base de la chaîne jusqu'à son sommet.

**Le membre quartzeux** a une épaisseur d'environ 300 m.

1. A la base, on trouve des quartzites finement grenus, parfois à moucheture disséminée d'amphibole avec plusieurs lentilles et interlits d'amphibolites.
2. Dans la partie moyenne, on observe des schistes à séricite et graphite (?) gris foncé et noirs alternant avec les amphibolites.
3. Au sommet – les quartzites à muscovite saccharoïdes, recouverts par une alternance de schistes à séricite et de quartzites à amphibole.

**Les itabirites (quartzites ferrugineux)** forment la partie axiale de la chaîne.

Ce membre comprend (de bas en haut):

1. Quartzites à magnétite (itabirite) . . . . . 250 m;
  2. Schistes à graphite . . . . . 30 m;
  3. Alternance de quartzites à magnétite et de schistes à séricite. . . . . 50-100 m.
- L'épaisseur totale du membre d'itabirites est de . . . . . 400 m.

**Les schistes** affleurent d'une manière fragmentaire sur le flanc oriental de la chaîne.

Leur position stratigraphique dans la séquence n'est pas établie. Ces couches sont représentées par:

1. Alternance de schistes à mica et de quartzites. Les schistes sont de couleur lilas jaune, gris foncé ou verdâtre, ils sont souvent pyritisés et par endroits contiennent du grenat . . . . . 250 m;
  2. Quartzites, souvent de couleur lilas, au sein desquels, on note des intercalations de roches à magnétite de 5-10 m d'épaisseur. Quartzites de couleur vert foncé avec dissémination d'amphibole et corps peu épais d'amphibolites . . . . . 50 m.
- L'épaisseur totale de la série de SIMANDOU est estimée à . . . . . 1000 m.

Les roches examinées sont affectées par des failles, chevauchements et flexures. Dans cette situation, certaines couches et même des membres entiers disparaissent de la séquence ou au contraire deviennent doubles. Parfois au sein des roches, il apparaît de puissantes zones de bréchification tectonique.

Les études géologiques ultérieures de la chaîne de *Simandou* et des territoires contigus, y compris la cartographie régionale au 1:200 000 exécutées par le BRGM-DNRGH, n'ont pas ajouté de renseignements complémentaires sur les connaissances géologiques de ces terrains. En dépit des conditions favorables d'exécution des travaux géologiques (accessibilité satisfaisante et bon niveau d'affleurement des versants de la chaîne), les coupes n'ont pas été dressées, les données sur le gisement et la nature des roches n'ont pas été récoltées, les caractères particuliers du magmatisme, du métamorphisme et de la structure tectonique n'ont pas été étudiés. Afin de compléter, ne serait-ce que partiellement, les données manquantes, les auteurs ont utilisé d'autres sources disponibles et notamment les rapports d'OCCIDENTAL (1995), de BGR (1998) et de RIO TINTO<sup>1</sup> (2004).

Selon l'information verbale de *G. Davidenko* (OCCIDENTAL), il a observé à latitude 8°52' du versant oriental de la chaîne de *Simandou*, le fragment de séquence suivant (de bas en haut):

1. A la base – l'ensemble paléogéno-métasomatique : granito-gneiss, gneiss à deux micas, migmatites;
  2. Contact tectonique;
  3. Grès quartzeux avec présence de feldspath gris foncé, gris, massif, à grains petits et moyens. Epaisseur visible . . . . . 10-30 m.
  4. Quartzites ferrugineux à texture rubanée (itabirites, selon les auteurs), rarement massives, très dures. Epaisseur . . . . . 100-150 m.
  5. Assise de grès quartzitoïdes à grains petits et moyens, massifs, parfois à stratification oblique, friables (se cassent facilement au marteau). On note des intercalations de bancs de phyllites et de schistes micacés verdâtres et gris verdâtre d'un éclat soyeux caractéristique. L'épaisseur des interlits est de 2-9 m. Epaisseur . . . . . 500-600 m.
- L'épaisseur totale de la séquence est de . . . . . 700-750 m.

Les amphibolites, parfois à gros phénocristaux de grenat (almandin), se rencontrent dans les zones broyées, au pied de la chaîne.

Selon ces données, l'assise de quartzites comprend des intrusions de granites gris clair ou roses, hétérogranulaires et porphyroblastiques grâce à la présence de grandes plages de feldspath potassique. D'après la radioactivité, on y distingue deux types de granites: les premiers constituent des massifs relativement grands sur le versant oriental de la chaîne et se caractérisent par une radioactivité de 40-60 µR/h; les deuxièmes montrent une radioactivité de 150-200 µR/h et forment des stockwerks isolés mesurant jusqu'à 1 km<sup>2</sup>.

Sur le même versant, au sud de la route de Kankan-Beyla, les travaux, menés par BGR [22] ont permis d'obtenir les informations suivantes:

- entre la série métamorphique de SIMANDOU et le socle gneissique plus ancien, il existe une discordance structurale et stratigraphique nette;
  - la séquence de la série se présente comme suit (de bas en haut):
1. A la base – gneiss et granito-gneiss du socle Libérien. Le contact avec les roches sus-jacentes est tectonique (chevauchement);

<sup>1</sup> RIO TINTO – Rio Tinto Mining and Exploration Ltd



2. Phyllites et amphibolites, quartzites à inclusions d'amphibole, schistes à graphite, quartzites monominéraux . . . . . plus de 300 m
3. Itabirites avec des bancs de phyllites et schistes à graphites; par endroits – quartzites monominéraux à gros grains . . . . . plus de 400 m
4. Quartzites clairs . . . . . plus de 300 m
  - les roches de la série se sont métamorphisées dans les conditions du faciès à schistes verts supérieur, mais par endroits dans les conditions du faciès à amphibolite inférieur;
  - le métamorphisme et les déformations des roches de la série de SIMANDOU sont liés à l'orogénèse éburnéenne (Protérozoïque précoce).

Lors de l'étude des gisements de fer de la chaîne de *Simandou*, au niveau du *Pic de Fon*, RIO TINTO a dressé la coupe suivante [153]:

1. Quartzites monominéraux inférieurs peu stratifiés ou massifs. Localement, à leur base, on a observé un horizon de conglomérats quartzeux épais de 1 m (site Capitaine Hook). . . . – 100 m;
2. Membre inférieur de phyllites à minces passées de métagrès (y compris ferrugineux) et de quartzites monominéraux . . . . . – 150 m;
3. Membre inférieur d'itabirites . . . . . – 120 m;
4. Membre de phyllites . . . . . – 20 m;
5. Membre supérieur d'itabirites. . . . . – 200 m.

Les roches énumérées sont resserrées en un système complexe de plis sub-verticaux (voire même renversés) et affectées par plusieurs failles, zones de broyage, zones de clivage et zones de cassures.

En 2009, les spécialistes de GP ont mis en évidence sur le sommet de la chaîne de *Simandou*, au niveau de la cote 1324 m, des grès relativement frais (sans traces visibles de métamorphisme), contenant des débris angulaires d'argilites (fig. 26) et des grains bien émoussés de quartz (fig. 27). Ces roches se rencontrent sous forme débris éluviaux au sein des dépôts du membre supérieur d'itabirites (selon RIO TINTO) et semblent former des lentilles spécifiques non touchées par le métamorphisme parmi des dépôts plus métamorphisés.

La présence de telles roches dans la séquence de la chaîne de *Simandou* témoigne une fois de plus de la similitude de leur développement avec les dépôts de la série BIRRIENNE du Protérozoïque précoce.



Fig. 26 Grès avec des inclusions des débris d'argilites. Feuille de BEYLA.



Fig. 27 Grès grossier à quartz-feldspath. On voit bien les gros grains arrondis de quartz. Feuille de BEYLA

Tous les gisements et indices de fer connus dans la chaîne de *Simandou* ont une origine polygénétique et se caractérisent par la présence de deux principaux types de minerais – primaires et secondaires. Les minerais primaires sont représentés par les quartzites-itabirites à magnétite régulièrement rubanés. (fig. 28, 29). Les minerais secondaires sont, en majeure partie, le produit de la transformation hypergène des itabirites à la suite de leur altération latéritique avec la formation de corps de minerai riche en hématite et hématite-goëthite (> 60%) (fig. 30, 31, 32, 33). On y constate des couvertures en manteau, des corps linéaires à pendage sub-vertical (raide), des gîtes stratiformes, des stockwerks de minerai et des corps de forme complexe. Mais ils ont tous des rapports discordants nets avec les roches encaissantes: leurs contacts traversent des plis isoclinaux et se trouvent en discordance avec la stratification des roches encaissantes.

Sur les cartes géologiques au 1:200 000, les dépôts de la série de SIMANDOU sont représentés sous forme de petites zones (jusque 5 km<sup>2</sup>) au pied de la chaîne de *Simandou* (feuilles de DAMARO et BEYLA), ainsi qu'en amont du bassin de la rivière de *Délé* (feuille de KEROUANE) sans montrer leur composition et leurs rapports avec les roches encaissantes.

En 2006, la compagnie FURGO a exécuté sur le prolongement de la chaîne de *Simandou*, un levé géophysique aéroporté complexe (canaux U, Th, U+Th, K<sup>40</sup>, magnétique) au 1:200 000 Grâce à ces travaux, ils ont détecté une anomalie magnétique linéaire longue de 70 km, associée à des zones de partage des eaux [143]. Lors de la vérification de cette anomalie, les sondages carottants ont traversé des itabirites hautement magnétiques et des minerais d'hématite et d'hématite-goëthite hypergènes, peu magnétiques, identiques à ceux connus dans la chaîne de *Simandou*.

En 2008-2009, la compagnie GP lors les travaux de recherche sur l'anomalie aéromagnétique pour les minerais de fer [77] a obtenu les résultats suivants. Les principaux travaux ont été exécutés dans la partie sud de l'anomalie sur un soulèvement linéaire, appelé «chaîne de *Zogota*» (nom du village). Morphologiquement cette chaîne, longue de 30 km environ et large de 5 km, est identique à la chaîne





Fig. 28 Itabirites quartzieuses à magnétite rythmiquement rubanées. Лист BEYLA



Fig. 29 Itabirites finement plissées. Crête de Simandou, cote 1444. Feuille de BEYLA



Fig. 30 Affleurements rocheux d'itabirites latéritisées (minerais à hématite-goethite). Crête de Simandou. Feuille de BEYLA.

de Simandou, mais avec des cotes moins élevées (950 m max.). Elle a un azimut 25-30° au nord et 40-45° au sud. Sur le plan géologique, il s'agit d'un prolongement de SIMANDOU, ce qui augmente considérablement son étendue cumulée (jusque 215 km) et la longueur de la zone tectonique arquée contrôlant la position de ces structures. Le rôle de cette dernière dans le cadre géologique des régions est et sud-est de la Guinée est peu étudié. Mais il n'y a pas de doute qu'elle, ensemble avec les failles de Milo-Diani, a une valeur régionale importante. Il est fort possible, que cette zone divise deux mégalblocs à structures géologiques différentes: à l'ouest le socle cristallin archéen stable, à l'est le même socle archéen, mais intensément affecté par la riftogenèse, le magmatisme et le palingéno-métasomatisme du Protérozoïque précoce. Les produits de cette transformation comprennent le rift de SIMANDOU – ZAGOTA, les multiples intrusions de granitoïdes et d'autres roches basiques, ainsi que des pegmatites. Sur la chaîne de Zogota, d'après leur composition, le degré du métamorphisme et la position structurelle, les roches sont similaires à celles de la chaîne de Simandou et du massif de Nimba.

Les géologues de GP [77] ont établi la coupe suivante de la partie faîtière de la chaîne de Zogota (de bas en haut):

1. A la base – complexe gneissique avec des horizons de quartzites. Le contact avec les roches sus-jacentes n'est pas observé, mais sur les cartes géologiques établies il est interprété comme discordant.



Fig. 31 Mur de minéral à hématite-goethite en pente raide. Crête de Simandou. Feuille de BEYLA.





Fig. 32 Echantillon de minerais à hématite-goéthite dur. Crête de Simandou. Feuille de BEYLA.

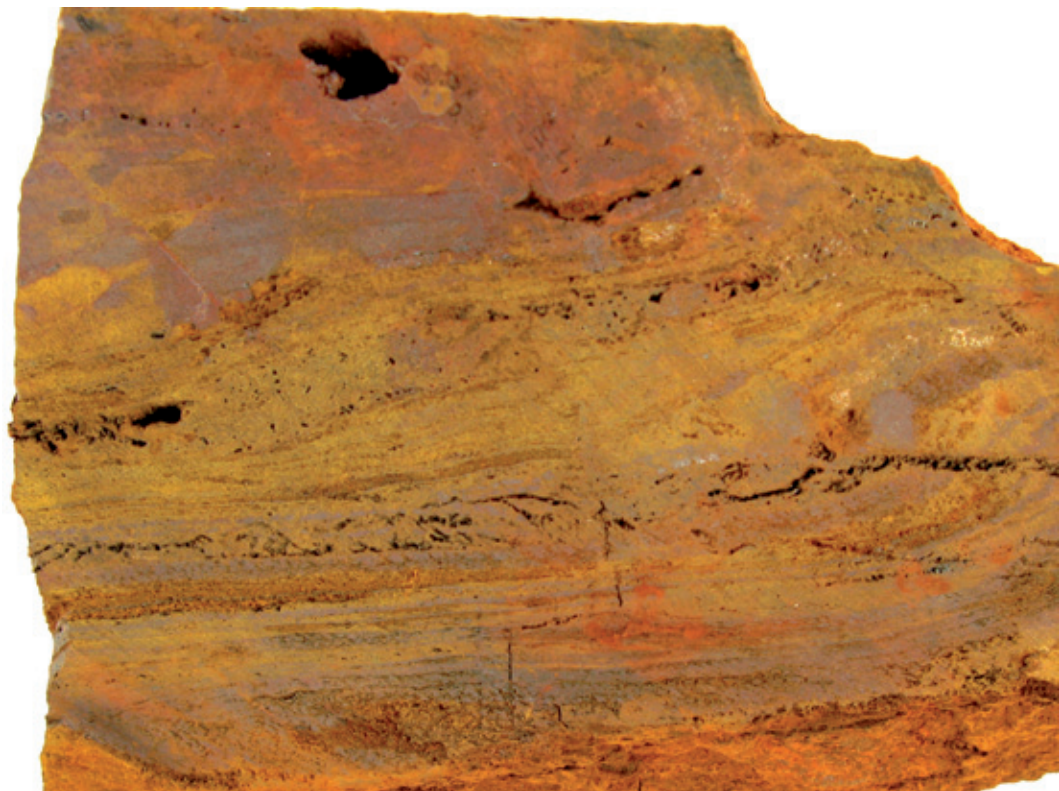


Fig. 33 Echantillon de minerais à goéthite-hématite dur. Crête de Simandou. Feuille de BEYLA

Plus haut viennent les roches rattachées à la série de SIMANDOU:

- 2. Alternance de divers schistes micacés et des quartzites à muscovite. . . . . 300-400 m;
- 3. Itabirites . . . . . 20 m;
- 4. Schistes à muscovite-biotite avec des bancs de variétés à amphibole et de quartzites . . 100 m;
- 5. Schistes à amphibole et à quartz-magnétite-amphibole avec des passées d'itabirites et de schistes à deux micas . . . . . 50-100 m;
- 6. Itabirites avec de minces (jusque 1,0 m) bancs isolés de schistes à quartz-magnétite-amphibole . . . . . 50-70 m;
- 7. Schistes à quartz-magnétite-amphibole avec des interlits d'itabirites . . . . . 80 m;
- Epaisseur cumulée étudiée de la séquence . . . . . 600-770 m.



Fig. 34 Couche latéritique mise à découvert lors de l'ouverture de la route au bulldozer. Crête de Zogota. Feuille de TINSOU

La base du complexe gneissique est composée de divers gneiss à biotite, biotite-hornblende et grenat-biotite (teneur en grenat – 20%), ainsi que de quartzites blancs, massifs ou gris en plaquettes fines à muscovite et, peut-être, à graphite. Les variétés à magnétite, tant massives que finement rubanées, s'observent au sein de fragments isolés dans certains amoncellements de débris éluviaux de ces quartzites. L'aspect extérieur de ces derniers ressemble à celui des itabirites sus-jacentes.

Parmi les roches attribuées à la série de SIMANDOU, on note:

- les schistes micacés à quartz-muscovite-biotite, à quartz-muscovite-grenat et à quartz-muscovite;
- les schistes à quartz-magnétite-amphibole dans lesquels les amphiboles sont représentées par la cummingtonite, ainsi que par l'hédenbergite et l'eulite en petites quantités. Les grains de pyrrhotine, pyrite, marcasite et chalcoppyrite dans la magnétite sont rares;
- les itabirites, composées de quartz (50-70%) et magnétite (45-35%). Certaines variétés renferment 2 à 5% de cummingtonite;
- les quartzites massifs et en plaquettes fines, contenant de 1 à 5% de muscovite en fines lamelles.

Les roches énumérées constituent un système de plis synclinaux linéaires ondulés dont les noyaux sont formés d'itabirites et de schistes à quartz-magnétite-amphibole, tandis que ses flancs comprennent divers schistes micacés, phyllites et quartzites (fig. 36).

Un large développement des croûtes latéritiques altérées (fig. 34), contenant des corps de minerais riches (66,2%) en hématite et hématite-goéthite, parfois en limonite (fig. 35) formés aux dépens des itabirites et des schistes à quartz-magnétite-amphibole, est signalé sur les lignes de partage des eaux de la chaîne de Zogota et sur certains de ses versants en pente douce. Les schistes à quartz-magnétite-amphibole y sont plus développés, comparés à la région de Pic de Fon de la chaîne de Simandou.

Le long des pieds de certains versants, on voit des zones d'accumulation de latérites déluvio-colluviales avec la formation de minerais de fer détritiques, appelés canga (fig. 79, section «Croûtes d'altération latéritique»). Des études spécifiques ont permis d'établir que les roches du complexe gneissique sous-jacent ont subi un métamorphisme atteignant une température de 615° C<sup>2</sup> dans les conditions du

<sup>2</sup> Note: la température du métamorphisme a été déterminée à l'aide du thermomètre à biotite-grenat de Pertchuk L





Fig. 35 Minerais à hématite-goethite latéritiques en plaques fines, mis à découvert par la voie d'accès. Crête de Zogota

faciès à amphibolite, tandis que les dépôts de schistes-itabirites sus-jacents ont atteint des températures de 475 à 510° C, ce qui correspondrait à la limite des faciès à épidote-amphibole et à amphibole (zone inférieure) du métamorphisme régional progressif.

Le caractère du métamorphisme du complexe gneissique n'a pas été étudié. Mais, par analogie avec d'autres régions de la Guinée (feuilles de DINGUIRAYE, DABOLA), il serait régressif et lié à la granitisation protérozoïque précoce (éburnéenne) des roches cristallines archéennes de la base du socle. C'est pourquoi, les formations de la série de MANI de l'Archéen supérieur, levées sur la carte géologique au 1:500 000 et dans lesquelles les structures protérozoïques précoces du rift de SIMANDOU-ZOGOTA sont emboîtées à la faveur des contacts tectoniques, auraient probablement un âge différent et une nature polygénétique. De divers gneiss prédominant dans la série pourraient être le produit de ladite granitisation ce qui change complètement la conception sur l'origine et les relations entre les différents complexes lithologiques de cette série. En particulier, ces gneiss devraient être transférés de la catégorie de roches stratifiées à la catégorie de roches palingéno-métamorphiques.

Dans ce cas, les terrains de développement des formations rattachées à la série de MANI, devraient être considérés comme de vastes domaines ou massifs de migmatites ou granito-gneiss protérozoïques précoces renfermant des quantités variables de blocs assimilés, de xénolites et de skialites de roches archéennes. En premier lieu, on pourrait y rapporter les roches comportant des reliques de minéraux de faciès métamorphique granulitique: quartzites à magnétite, à hypersthène et à grenat, divers schistes cristallins à pyroxène et sillimanite-mica. D'autre part, l'hypothèse suscitée n'exclut pas la présence éventuelle dans ces domaines des reliques (parties de racines) des structures protérozoïques précoces, identiques à SIMANDOU-ZOGOTA, ayant avec les roches encaissantes des contacts palingéno-métasomatiques difficiles à cartographier.

Selon B. Mikhailov [112], les roches de la série de SIMANDOU se sont développées non seulement sur la chaîne elle-même, mais aussi sur les territoires contigus des régions dans une bande large de 50 km. Ici, elles sont intensément granitisées et migmatisées. Au fur et à mesure de l'éloignement de cette chaîne, elles semblent «se diluer» dans les granites palingéno-métasomatiques, ne se conservant que sous la forme de reliques et de xénolites.

Mikhailov souligne également le fait important suivant : les cheminées kimberlitiques de la région de Banankoro, situées au sein des domaines de granites métasomatiques, à 60-80 km à l'ouest de la chaîne de Simandou, contiennent des xénolites de roches à faciès schistes verts, analogues aux roches développées sur cette chaîne, y compris des roches détritiques (métagrès). Ceci démontre, qu'elles se retrouvent en profondeur et dans ce cas les rapports des roches, similaires à la série de SIMANDOU avec leurs roches encaissantes, sont plus complexes. Les données géologiques disponibles (trouvailles

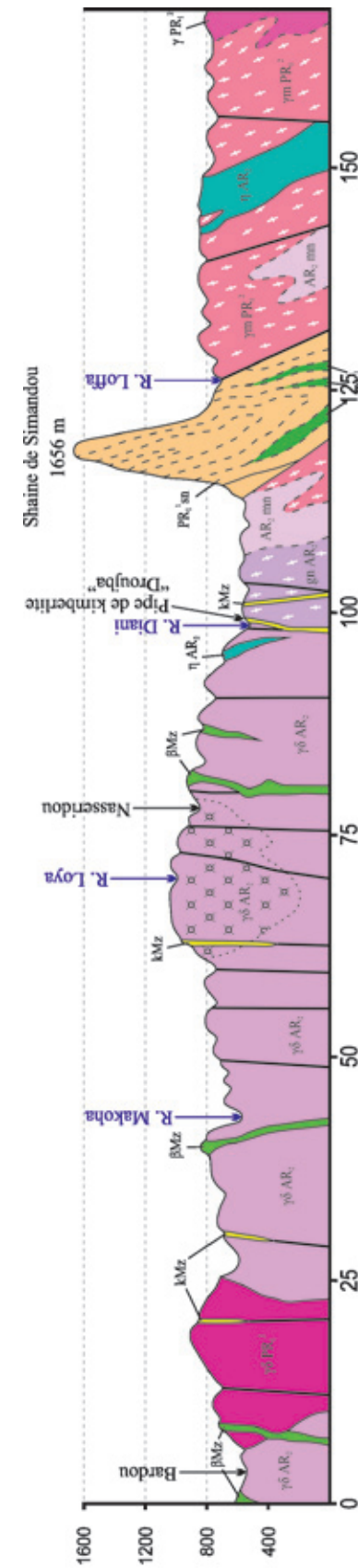


Fig. 36 Coupe suivant la ligne 3 – 3 (Bardou – Nasseridou – Cote 1656 m; Feuilles: KEROUANE, MACENTA, DAMARO, BEYLA). Echelle verticale 1:40 000.

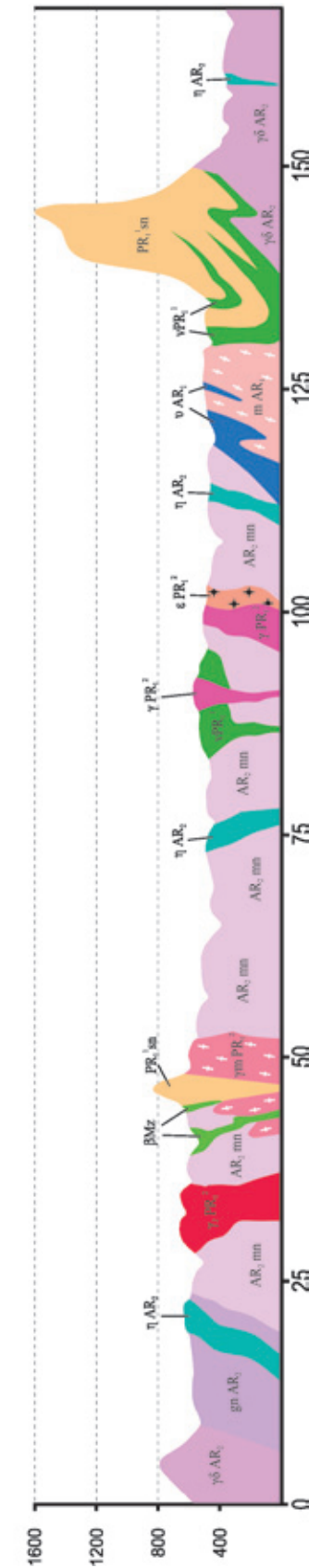


Fig. 37 Coupe suivant la ligne 4 – 4 (Samage – Valenzou – Mont Nimba – Boromou; Feuilles: MACENTA, TINSOU, N'ZEREKORE). Echelle verticale 1:40 000.



isolées de roches de cette série dans différentes régions) permettent de supposer une plus large présence de ces roches dans les régions est et sud-est de la Guinée. De plus, outre les contacts tectoniques connus avec les roches environnantes, on peut admettre l'existence d'autres relations métasomatiques ordinaires ou liées aux intrusions.

### Rift de NIMBA

Le Rift de Nimba a une étendue sur le territoire de la Guinée d'environ 60 km et une largeur maximale de 25 km. Son prolongement sud-ouest se poursuit sur le territoire du Libéria. La structure géotectonique du rift serait similaire à celle du rift de SIMANDOU. Il est fort possible, qu'il soit aussi limité par un système de failles inclinées, de type de chevauchement, ayant un pendage nord-ouest. Par l'intermédiaire de ces failles, ses roches seraient en contact avec les formations encaissantes de l'Archéen précoce (au nord-ouest) et tardif (au sud-est). L'interprétation des images satellitaires (Landsat – 7 ETM+) permet d'identifier, dans la partie montagneuse interne du massif de *Nimba*, une assise monoclinale à bancs grossiers avec des pendages de 30-65° NW. Les accidents tectoniques, délimitant cette structure, ne sont pas visibles sur les images (fig. 37).

Les géologues de BGR [22] estiment que la structure de NIMBA est synclinale avec un pendage des roches orienté en direction de la zone axiale et affectée sur ses flancs par un système de failles.

Malgré un bon niveau d'affleurement, cette structure n'est pas étudiée de manière satisfaisante. Pour la première fois, le massif de NIMBA (fig. 38) a été étudié en 1941 par *A. Obermuller* [120] qui a identifié une assise de quartzites ferrugineux et divers schistes verts, appelés «série de Nimba». Ensuite, la région a été étudiée par *Lamotte et al.* [192]; *Berge et al.* [17]; *Misra et al.* [117] et *Bering et al.* 1998 [13]. Ces derniers ont exécuté un levé géologique sur la feuille de N'ZÉREKORÉ, à l'issue duquel ils ont différencié deux complexes de roches composant le massif montagneux de *Nimba*:

- 1) Complexe métasédimentaire composé de phyllites, schistes verts et graphitiques, quartzites monominéraux et ferrugineux. Les conglomérats quartzeux, intensément déformés, avec un ciment quartzitique contenant des lamelles de fuchsite (chrome-muscovite) sont mis en évidence au nord-ouest du massif, dans les secteurs de *Nion* et *Sélinngbala* (fig. 39).
- 2) Complexe de métavulcanites ou d'intrusions stratifiées basiques. Selon ces auteurs, les quartzites ferrugineux (itabirites) se localisent sur les sommets du massif, tandis que les quartzites monominéraux et divers schistes se situent dans les parties périphériques, à proximité du socle cristallin. Les roches basiques, amphibolites, s'associent à la partie inférieure du flanc nord-ouest de la structure. Les roches «fraîches» avec des structures magmatiques, qui appartiendraient plutôt à la formation trappiques mésozoïque, ont été incluses dans ce groupe par erreur.

**Les quartzites ferrugineux** forment la majeure partie de la série de NIMBA. Ils se caractérisent par une couleur rouge brunâtre ou rouille, une texture finement linéaire, rubanée, et une structure à grains fins. La dimension moyenne du quartz varie de 0,02 à 0,1 mm. La caractéristique des minéraux de fer n'est pas donnée.

**Les quartzites monominéraux** s'associent aux parties inférieures de la séquence. Ils ont une foliation bien exprimée due au développement du mica vert. Outre le quartz, qui constitue des cristaux de plus de 1 mm, on note la présence de feldspath (env. 5-10%) et en moindre quantité, de mica.

**Les schistes à muscovite** sont composés de muscovite (<50%), de plagioclase (15-20%) et de quartz (35-40%).

**Les schistes à deux micas** sont composés de muscovite, biotite, petits fragments de quartz et de feldspath. La staurotide et le grenat sont remarqués au sein des schistes à biotite-muscovite à proximité du contact avec le socle cristallin sur le flanc occidental du mont de Nimba.

**Les schistes graphitiques** sont des roches foncées, finement grenues, laissant des traces noires aux doigts. Elles semblent contenir de petites plages d'origine végétale.

Les roches de la série de NIMBA sont progressivement métamorphisées dans les conditions du faciès à phyllite, schistes verts et du faciès à amphibole inférieur. Elles sont resserrées en système de plis et, dans plusieurs endroits, intensément foliacées.

D'après leur structure, les conditions de gisement et les particularités du métamorphisme, elles sont identiques aux roches de la série de SIMANDOU.



Fig. 38 Massif Nimba vu du côté du mont Pierre Richard. Feuille N'ZÉREKORÉ. (Photo BGR, N17).



Fig. 39 Conglomérats de la zone inférieure de la suite de Nimba. Alentours du village de Nion. Feuille N'ZÉREKORÉ. (Photo BGR, N17).

Les géologues allemands de BGR [22] citent les données suivantes sur la région du massif de *Nimba*:

- les roches du massif recouvrent en discordance le socle libérien,
  - le contact entre le socle et les roches de la série de NIMBA est presque toujours tectonique,
  - le massif représente une structure synclinale simple, affectée par les failles transversales et méridiennes.
  - la séquence générale de la série de NIMBA se présente comme suit (de bas en haut):
1. A la base – gneiss et granito-gneiss du socle libérien.
  - Contact tectonique
  2. Quartzites monominéraux blancs, conglomérats quartzeux .....100-300 m.
  3. Orthoamphibolites rubanées et massives. ....0-200 m.
  4. Phyllites, schistes verts et graphitiques .....50-300 m.
  5. Itabirites à magnétite aux dépens desquelles se développent les minerais hypergènes à hématite ..... plus de 600 m.
  - roches métamorphisées dans les conditions du faciès schistes verts et du faciès à amphibole inférieur.
- Sur le territoire libérien, conformément à la notice explicative de la carte géologique au 1:250 000



de la feuille de SANOKOLE [61], la série de NIMBA renferme des roches similaires. Pourtant, on y observe une augmentation nette de l'épaisseur du membre supérieur d'itabirites (jusque 1000-1200 m) et de l'épaisseur des amphibolites sur le flanc sud-ouest du rift de NIMBA (jusque 700 m).

Sur la carte géologique au 1:500 000 de la Guinée, les dépôts de la chaîne de *Simandou* et du massif montagneux de Nimba sont montrés sous forme d'un seul complexe SIMANDOU-NIMBA.

### Chaîne montagneuse de Fourou Dialema et interfluve de Milo – Dion

Cette structure est formée d'une ceinture d'intrusions granitoïdes protérozoïques précoces et de formations palingéno-métasomatiques (granito-gneiss et migmatites), renfermant de nombreux xénolites et de grandes reliques de para-roches métamorphiques.

Lors des travaux cartographiques dans cette région (moitié septentrionale de la feuille de KEROUANE), les spécialistes de OZGEO-DND [142] ont attribué lesdites roches métamorphiques à la série de TINIKAN avec un âge de formation Archéen supérieur – Protérozoïque inférieur. Les gneiss à pyroxène et les roches carbonatées, montrées par *A. Obermuller* sur la carte géologique au 1:500 000 de la région faîtière de *Niandan – Milo*, aux environs du village de *Faraba*, ont servi de prototype pour cette différenciation [123].

Les formations similaires des autres régions (feuille de DAMARO) ont été incluses dans la série de SIMANDOU [113], ou considérées comme étant des roches birrimiennes (protérozoïques précoces) [29, 30] – les paragneiss rubanés, contenant des métagrès à ciment carbonaté.

Cette ceinture granitoïde limite au sud-ouest le domaine de sédimentation protérozoïque précoce de KINIERO, et au sud – le bassin de SIGUIRI. A la latitude du village de Bananko, dans la vallée de la rivière de *Milo*, elle constitue une flexure en S avec des cisaillements tectoniques méridiens bien nets. Ensuite, dans le cours supérieur de la rivière de *Dion*, elle change de direction du sud au sud-ouest, formant une structure en arc peu accentuée.

Les xénolites et les reliques de roches de la série de TINIKAN dans les massifs de granitoïdes ont une forme étirée et concordantes avec l'orientation de la direction générale de la ceinture. Les dimensions des reliques varient considérablement. Les plus grands ont une superficie de quelques dizaines à quelques centaines de km<sup>2</sup>. Les plus grandes reliques ont conservé le plissement isoclinal linéaire primaire des roches. On y observe également plusieurs injections de matériau granitique, des zones de broyage et de contrainte.

Les séquences de la série ont été étudiées d'une manière fragmentaire dans des affleurements isolés, des dépôts éluvionnaires et des débris se trouvant le long des pistes entre les villages de *Tinikan – Nialekoumanou*, ainsi qu'aux environs du village de *Farabana*, sur la rive droite de la rivière de *Milo*. Dans tous les cas, on observe l'alternance des schistes cristallins à clinopyroxène-plagioclase, divers plagiogneiss et granites, gneissoïdes ou massifs, et migmatites. La puissance de certaines variétés de roches atteint quelques dizaines, voire quelques centaines de mètres.

Les schistes cristallins prédominent dans la série, surtout dans sa partie inférieure. Les gneiss jouent un rôle secondaire. Leur quantité augmente dans la moitié supérieure de la séquence. Au milieu, on note la présence de passées et de lentilles de roches carbonatées métamorphisées et de corps d'orthoamphibolites.

La particularité de toutes les roches énumérées est la présence générale de rubanement, souvent rythmique-flyshoïde et régulier. Le rubanement se manifeste par l'alternance régulière de petits lits de roches, se distinguant par la composition, la granulométrie de grains et la couleur des plages minérales. Ledit rubanement hérite probablement du litage primaire des pélites flyshoïdes et psammites, ainsi que du rubanement différenciel primaire des basites dont dérivent probablement les roches de la série de TINIKAN.

Les roches de cette série se caractérisent par les paragenèses minérales suivantes:

- clinopyroxènes (augite, diopside, rarement diallage) + quartz + sphène rouge brunâtre + magnétite.
- quartz + biotite à titane hautement ferrugineuse ou phlogopite + plagioclase + sphène rouge brunâtre + magnétite.

Dans la moitié inférieure, on observe:

- diopside + hypersthène + microcline + sphène rouge brunâtre + magnétite
- microcline + grenat + diopside + plagioclase + sphène + magnétite.

Dans la partie moyenne, on constate les associations suivantes:

- wollastonite + scapolite + plagioclase basique + augite et diopside + sphène + apatite.

Dans la partie supérieure de la séquence, on trouve:

- quartz + biotite + plagioclase + magnétite et
- quartz + biotite + muscovite + plagioclase.

Il semble que les roches de la série de TINIKAN, au stade actuel d'érosion, représentent les parties les plus profondes (de racines) des bassins de sédimentation protérozoïques précoces. Pour cette raison, elles ont été fortement affectées par la granitisation éburnéenne, saturées de matériau granitique injecté, et progressivement métamorphisées dans les conditions du faciès à amphibole du métamorphisme régional. La présence d'hypersthène dans certaines roches ne contredit nullement cette conclusion, car ce minéral est stable dans tous les stades du métamorphisme du faciès à amphibole (*Marakouchev*, 1965).

A côté des roches profondément métamorphisées de la série de TINIKAN, on rencontre dans les zones marginales des failles régionales et dans les zones internes de la ceinture granitoïde des reliques et xénolites relativement peu métamorphisés de vulcanites basiques et acides, ainsi que des roches tuffogènes-sédimentaires, qui extérieurement sont similaires aux dépôts de la série BIRRI-MIENNE. Malheureusement, la position de telles roches n'est pas fournie dans la notice explicative de la carte géologique de la feuille de KEROUANE (moitié septentrionale). Mais l'auteur de cet ouvrage a pu observer dans de grands affleurements, aux environs du village de *Korakoro*, une assise de paragneiss à quartz-plagioclase-biotite, renfermant des reliques de textures détritiques, qui semblent dériver de grès polymictes [162]. Des débris éluviaux de quartzites grossièrement et finement grenus, de quartz filonien et de grès quartzeux métamorphisés, mais avec une texture détritique visible, sont notés aux environs du village de *Sanankoroni*. Des débris éluviaux identiques sont constatés au nord du village de *Fankoro*. Lesdites roches, figurant sur la carte géologique au 1:200 000, sont répertoriées par les géologues de OZGEO-DNG comme quartzites secondaires. En fait, il s'agit de grès quartzeux, affectés par un intense métamorphisme. Dans certains endroits, ils ont subis des processus hydrothermaux ayant provoqué la formation de passées de quartz, de zones filoniennes et de brèches cimentées par du quartz filonien. Toutes ces roches sont aurifères et constituent une source primaire des placers d'or connus dans cette région. Ceci souligne une fois de plus l'origine protérozoïque précoce de la formation des roches de la série de TINIKAN.

### STRUCTURES SEDIMENTOGENES DE LA PHASE TARDIVE DE CONSOLIDATION PROTEROZOIQUE PRECOCE (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>)

Sur le territoire de la Guinée, la phase tardive de développement protérozoïque précoce se manifeste par la présence d'une vaste province d'accumulation de sédiments volcano-terrigènes de la série BIRRI-MIENNE, l'injection d'intrusions polyphasées de diverses compositions et la formation des structures birrimiennes correspondantes. Ces structures se sont développées sur le territoire de plusieurs pays de l'Afrique Occidentale. Elles sont représentées par un système de synclinoriums subméridiens (bassins d'accumulation), remplis de sédiments terrigènes et volcano-terrigènes et d'anticlinoriums (domaines de soulèvement), où prédominent divers granitoïdes protérozoïques précoces et les produits de granitisation éburnéenne.

Le secteur guinéen est limité à la partie occidentale de cette province. Sur le plan géo-structural, au niveau d'érosion actuelle, il est représenté dans la partie sud-ouest par la dépression bordière (limitrophe) intracratonique riftogène de NIANDAN – KINIERO et dans la partie nord-est par le bassin de sédimentation de SIGUIRI. Ce dernier est limité au sud et à l'est par des intrusions granitoïdes du Protérozoïque précoce. Au nord, ses structures se prolongent sur le territoire de la République du Mali où elles sont reconnues jusqu'à l'escarpement de *Tambaoura*, composé de dépôts de plateforme.



Le terme «birrim» est apparu pour la première fois dans la littérature géologique grâce aux travaux de *Kitson* (1928), qui a décrit au long de la rivière de *Birrim* au Ghana les séquences de cette région. Plus tard ce terme a été inclus officiellement dans la nomenclature stratigraphique de l'Afrique Occidentale. A partir de ce moment, le terme a été largement utilisé par plusieurs géologues pour indiquer une formation ou une série datant du Protérozoïque précocé.

En Guinée, *Goloubinov R.* en 1948, lors de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000 de la feuille de KANKAN, a utilisé le nom de «la série BIRRIENNE» pour désigner le complexe de roches terrigènes et volcano-terrigenes protérozoïques précoces, développées dans la chaîne de *Niandan*, dans les bassins du cours inférieur de la rivière de *Tinkisso* et en amont de la rivière de *Bakoy*. Ultérieurement, les études de ces roches sur le territoire de la Guinée ont été épisodiques et liées aux recherches et à la prospection de l'or, menées par différentes compagnies et organisations.

En 1989-1991, la compagnie OZGEO-DNG a procédé au levé géologique au 1:200 000 des feuilles de DINGUIRAYE et KINIEBA, qui a permis d'étudier, pour la première fois, la composition des séquences de la série BIRRIENNE, les caractères particuliers du magmatisme protérozoïque précocé, de la tectonique, du métamorphisme et de la métallogénie.

En 1997-1999, les spécialistes du BRGM-DNRGH ont exécuté le levé géologique au 1:200 000 d'autres zones de développement des structures Birrimiennes. Les travaux ont été menés sans étudier la succession stratigraphique de leur accumulation, les phases des diverses intrusions et sans différencier les périodes d'orogénèse, de granitisation, de métamorphisme et d'activité hydrothermale.

En Guinée, les domaines de développement des dépôts de la série BIRRIENNE sont concentrés dans le sud-est du pays (feuilles de DINGUIRAYE, SIGUIRI, SIRAKORO, FARABA, KANKAN, FALAMA). De petites zones de dépôts identiques ont été également cartographiées dans les régions limitrophes au Sénégal et au Mali (feuille de KENIEBA).

Dans les régions énumérées, les dépôts de la série BIRRIENNE forment un complexe compliqué de roches sédimentaires, volcano-terrigenes et volcaniques ayant subi pendant leur développement plusieurs phases de plissement, de métamorphisme dynamothermal et de dislocation, ainsi que de métamorphisme de contact suscité par diverses intrusions. Les régions se caractérisent, en général, par un mauvais niveau d'affleurement, dû au relief tabulaire (à l'exception de la chaîne de *Niandan* et du pays montagneux de *Kiniéro*) et à un vaste développement d'épaisses croûtes d'altération. En conséquence, la reconstitution de la succession d'accumulation des sédiments de la série et de la mise en place des structures en général ont un certain caractère académique. Les données géologiques et structurales disponibles montrent que les dépôts de la série BIRRIENNE recouvrent, sur une surface d'érosion profonde et en discordance stratigraphique, les formations métamorphiques de l'Archéen. Présentement, ne sont établis que les contacts tectoniques entre eux. Parfois ils sont séparés les uns des autres par des massifs et zones de granitoïdes intrusifs et palingéno-métasomatiques du Protérozoïque précocé.

Suivant les conditions de sédimentation, les particularités du régime tectonique et les observations sur leur mise en place, les domaines birrimiens sont divisés en deux zones structuro-formationnelles, qui coïncident spatialement avec la dépression suscitée de NIANDAN – KINIERO et le bassin de SIGUIRI.

### Zone structuro-formationnelle de NIANDAN – KINIERO

Cette zone embrasse la rive droite de la rivière de *Bafing* aux alentours du village de *Bagui* (fig. 40), la partie moyenne du bassin de la rivière de *Tinkisso*, la chaîne de *Niandan* avec ses domaines de piémont, y compris la partie adjacente à la vallée de la rivière de *Banie* (fig. 41), ainsi que le terrain montagneux de *Kiniéro* dans l'interfluve de *Niger – Niandan – Milo* (fig. 42). En général, elle forme une bande continue longue de 225 km et large de 10 à 35 km avec orientation sud-est. La partie nord-ouest de la zone représente une structure linéaire indépendante, emboîtée dans le socle cristallin archéen granitisé pendant le Protérozoïque précocé. Sur les flancs, cette structure est limitée par des accidents tectoniques inclinés, à pendages sud-ouest. Les zones centrale et sud-est coïncident spatialement avec la chaîne de *Niandan*, qui, à la latitude de la ville de *Kouroussa*, est recoupée par la vallée de la rivière du *Niger* et presque totalement nivelée. Elle apparaît de nouveau sous forme de relief montagneux

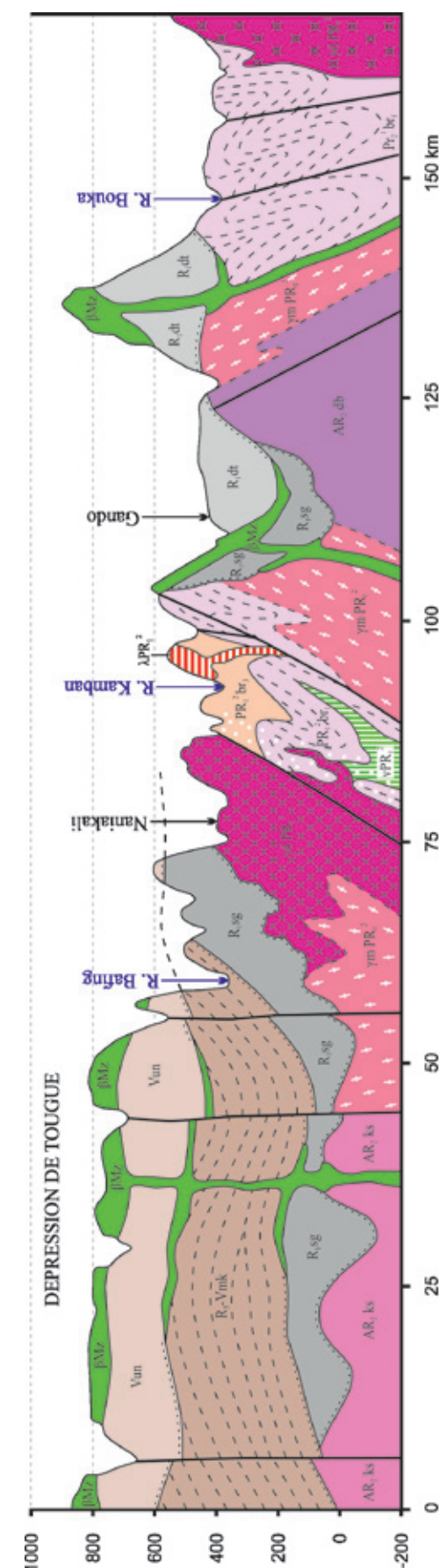


Fig. 40 Coupe suivant la ligne 5 – 5 (Tougue – Naniakali – Gando; feuilles: TOUGUE, DINGUIRAYE).



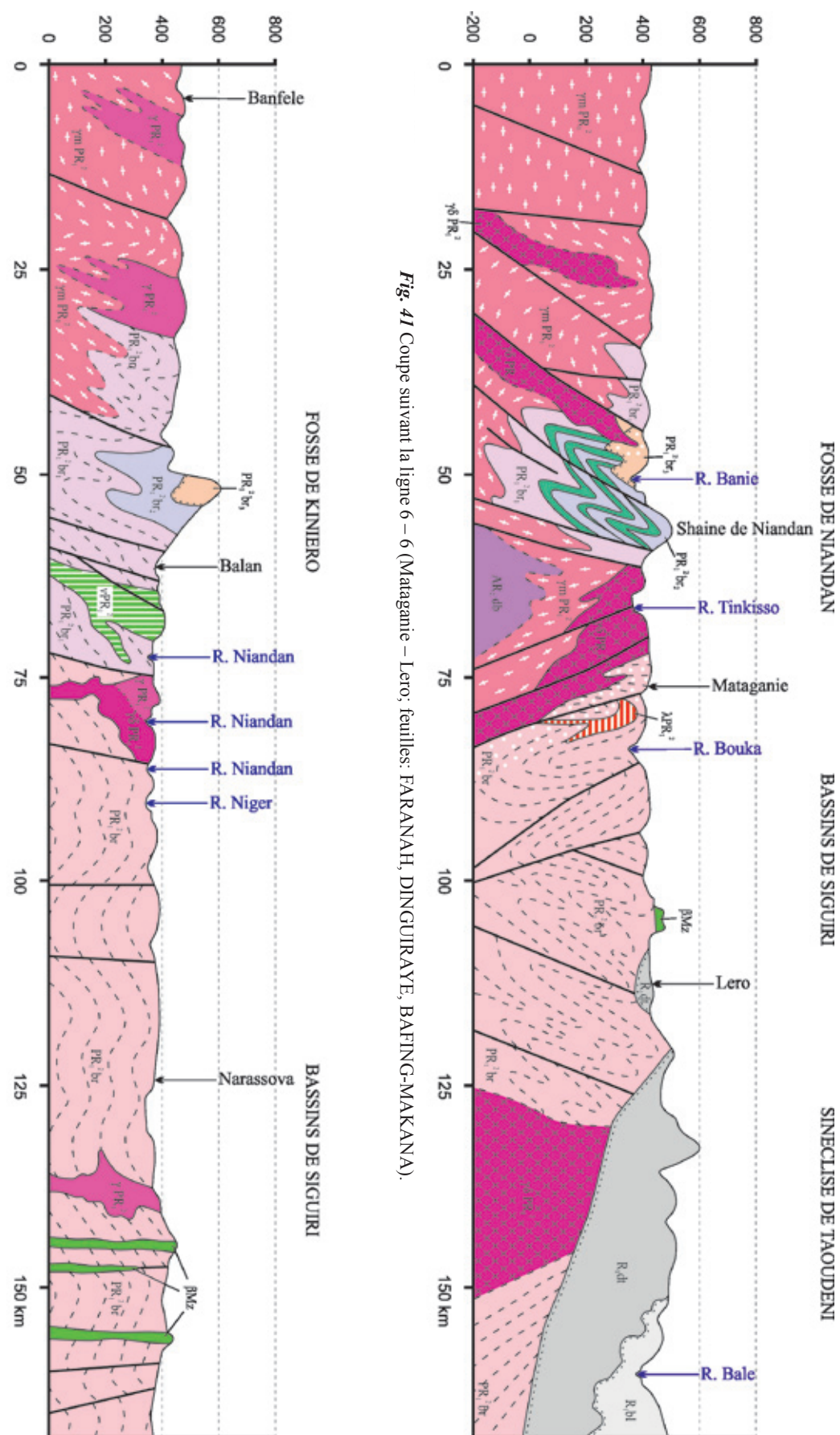


Fig. 41 Coupe suivant la ligne 6 – 6 (Mataganie – Lero; feuilles: FARANAH, DINGUIRAYE, BAFING-MAKANA).

Fig. 42 Coupe suivant la ligne 7 – 7 (Banfele – Balan – Narassova; feuilles: FARANAH, KANKAN, SIGUIRI).

dans la région de *Kiniéro*. Sur le plan tectonique, la zone de NIANDAN – KINERO est formée par la dépression intracratonique riftogène, limitée par un système de failles de direction sud-est. La partie extérieure de cette zone est au contact, par le biais d'accidents tectoniques, avec divers granitoïdes protérozoïques, et la partie intérieure (nord-est) avec le domaine principal de sédimentation du Protérozoïque précoce, i.e. le bassin de SIGUIRI.

Cette dépression est remplie de roches terrigènes et volcanogènes de la série BIRIMMIENNE au sein de laquelle on distingue trois termes: inférieur avec roches terrigènes, moyen comprenant des volcanites basiques avec des passées de roches terrigènes et supérieur formé de vulcanites acides avec leurs tufs et dépôts terrigènes. Dans certaines zones, ces termes sont coupés par des intrusions comagmatiques de gabbroïdes et des corps subvolcaniques de rhyodacites et rhyolites.

**Le terme inférieur** ( $PR_1^{br}$ ) est répandu sur la rive gauche de la rivière de *Banie*, dans la partie nord-est du piémont de la chaîne de *Niandan*, dans la vallée de la rivière de *Bafing* aux environs du village de *Bagui*, ainsi que dans la vallée du cours inférieur de la rivière de *Niandan* au pied du terrain montagneux de *Kiniéro*. De plus, afin d'harmoniser la structure géologique des feuilles de DINGUIRAYE, FARANA et KANKAN, il a été étendu jusqu'à l'angle nord-ouest de la feuille de FARANA par interpolation en se basant sur les données du levé magnétique aéroporté.

L'étude du terme inférieur est basée sur des séquences fragmentaires, des affleurements isolés, des sondages géologiques de reconnaissance et des débris éluviaux, ce qui ne permet pas de présenter d'une manière sûre sa coupe complète.

La partie basale de du terme est observée sur la rive gauche de la rivière de *Banie* dans de petites séquences sur le versant de la colline aux environs du village de *Sambaya – Dialonké*. Ici, elle est représentée par des grès à quartz, quartz-muscovite et quartz-magnétite, transformés dans les parties inférieures en quartzites et itabirites à quartz-magnétite. Ces derniers forment, sur le versant de la colline, des éboulis abondants sur une superficie de  $50 \times 70$  m. Leur teneur en magnétite et hématite atteint visuellement 50%. Les roches sont subhorizontales, avec une épaisseur totale de 80-100 m dans la zone étudiée. Elles occupent une surface aux dimensions considérables.

Le contact direct de ces roches avec les granito-gneiss sous-jacents protérozoïques précoces n'a pas été observé. Il pourrait être intrusif-metasomatique, ce qui est confirmé par la recristallisation complète du matériau détritique constitué de grès quartzeux dans les parties inférieures de la séquence conduisant jusqu'à la formation de quartzites très compacts à muscovite.

Les mêmes grès quartzeux et quartzites sont rencontrés sous forme d'éboulis sur d'autres tronçons de la rive gauche de la *Banie*, ainsi que dans sur le glacis déluvio-proluvial au pied du massif montagneux de granodiorites près du village de *Naniakali*. Ici, dans les débris éluviaux, on trouve des roches intensément recristallisées rappelant les grès grossiers quartzeux et les grès-conglomérats au ciment quartzeux.

Les migmatites protérozoïques précoces, contenant des skialites de roches archéennes de la série de DABOLA ont été signalées dans le lit de la rivière de *Bafing*, aux environs de l'estuaire du ruisseau de *Sintiou*. Plus en amont de la rivière, après une lacune de 700 m, on retrouve plusieurs affleurements au niveau du lit, d'après lesquels on a établi la séquence généralisée suivante (de bas en haut):

1. Métagrès alternant avec méta-aleurolites gris, gris violâtre. L'épaisseur des couches varie de quelques centimètres à quelques mètres. Les roches sont parallèlement litées, rarement au litage oblique, parfois foliacés. Azimut de pendage –  $200^\circ$ , angle –  $50^\circ$  ..... 600-700 m;
2. Métagrès à quartz-feldspath, gris foncé, foliacés. Azimut de pendage –  $220^\circ$ , angle –  $40^\circ$  ..... 300 m;
3. Méta-aleurolites alternant avec méta-argilites au litage parallèle, foliacés .

Les roches sont parfois transformées en schistes carbonaté-sériciteux.

Azimut de pendage –  $220^\circ$ , angle –  $80^\circ$  ..... 350 m.

Après une lacune dans les observations, on a cartographié le niveau basal du terme supérieur, représenté par les métagrès polymictes mal classés avec des débris de quartz, de granitoïdes, de roches métamorphiques et des vulcanites acides. Azimut de pendage –  $170^\circ$ , angles –  $50-60^\circ$ .

L'épaisseur cumulée du terme inférieur dans cette zone est estimée à ..... 1200-1400 m.



Dans le domaine de piémont situé au nord-est de la chaîne de *Niandan*, le terme inférieur a été étudié d'après des dépôts éluviaux éparpillés, quelques débris et des sondages géologiques de reconnaissance. Dans l'ensemble, on a pu établir, que ce domaine se caractérise par une prédominance de méta-argilites et méta-aleurolites, contenant souvent de la matière charbonneuse. Les métagrès sont assez rares.

Dans la région de Kiniéro, conformément à la légende de la carte géologique de la feuille de KANKAN, on note la prédominance des aleurolites (S<sub>7</sub> BRGM), qui sont par endroits transformées en schistes à séricite.

La puissance cumulée du terme inférieur est estimée à 1700-1800 m (partie nord-ouest de la zone).

**Le terme moyen** (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br<sub>2</sub>) est développé dans les limites de la chaîne de *Niandan*, partiellement sur la rive gauche de la rivière de *Banie* et dans la région de *Kiniéro*. Les fragments des séquences de ce terme affleurent également aux environs du village de *Bagui*. Ses contacts avec le terme inférieur sous-jacent sont soit tectoniques (dans la chaîne de *Niandan*), soit concordants. Mais, dans tous les cas, du point de vue stratigraphique, la limite entre les termes n'est pas nette, elle est tracée au vu du premier horizon de basaltes, qui peut avoir des positions différentes dans les séquences.

Le terme moyen se distingue par un haut degré de déformation tectonique, ce qui se manifeste nettement dans la chaîne de *Niandan*. Ainsi, les roches de ce terme sont resserrées en un système complexe de plis de direction nord-ouest, intensément clivées suivant plusieurs directions, cataclasées et dans la majeure partie des cas, transformées en schistes verts à actinolites, albite-actinolites, muscovite-biotite et autres. Le haut degré de métamorphisme des roches rend difficile la détermination de leur origine primaire et la distinction entre les variétés effusives et comagmatiques intrusives.

La séquence la plus complète du terme moyen a été étudiée dans la région de *Bandabagou – Kourou* (chaîne de *Niandan*), où, d'après des séquences isolées, on a reconstitué une séquence généralisée synthétique traversant du nord-est au sud-ouest le sommet de la chaîne à la cote 666 m. Ici, on voit affleurer les roches suivantes, séparées du terme inférieur par un accident tectonique des métagrès polymictes:

1. Schistes à actinolites dérivant de basaltes à reliques de structures réticulées et spilites.  
Azimut de pendage de la foliation – 295°, angles – 50-60° ..... 300 m;
  2. Alternance de schistes à actinolite, finement foliacés, vert foncé et gris verdâtre et de variétés plus massives. Ces dernières constituent jusqu'à 30% du volume de la séquence et, étant donné la présence en leur sein des reliques des structures ophitiques, elles se sont formées aux dépens de diabases. .... 90 m;
  3. Schistes à albite-actinolite avec présence de quartz et de carbonate, finement foliacés avec des traces de structure variolitique. Azimut de pendage de la foliation – 300°, angles – 30-60° ..... 60 m;
  4. Schistes à actinolites dérivant de basaltes avec des interlits (jusqu'à 10 m) de méta-aleurolites et méta-argilites carbonifères noirs. Azimut de pendage – 240-300°, angles – 45-60° ..... 255-300 m;
  5. Métagrès polymictes, gris foncé et gris, foliacés, souvent cataclasés.  
Azimut de pendage – 260-300°, angles – 40-60° ..... 210 m;
  6. Schistes à actinolites dérivant de basaltes avec des traces de structures spilite, contenant des passées (jusqu'à 20 m) de méta-aleurolites carbonifères, des passées carbonatées-silicifiées et de méta-argilites noires. .... 700 m;
- L'épaisseur du terme moyen dans cette région est estimée à ..... 1600-1700 m.

Le fragment d'une séquence similaire étudié à l'extrémité nord de la chaîne de *Niandan*, dans une zone tectonique située au sud du village de *Afiya* a montré la succession suivante:

1. Schistes à actinolites dérivant de basaltes, foliacés. Azimut de pendage de la foliation – 2100, angle – 70° ..... 25 m;
2. Schistes à muscovite-biotite, charbonneux, dérivant d'aleurolites carbonifères et argilites.  
Azimut de pendage – 210°, angle – 70° ..... 15 m;
3. Schistes à actinolites dérivant de basites. Selon les reliques des structures et les dimensions des cristaux résiduels de plagioclase, les roches primaires seraient des roches effusives

basiques ou leurs contreparties comagmatiques intrusives. Par endroits, les roches sont transformées en blastomylonites à actinolites. Azimut de pendage de la foliation – 210°, angles – 60-80° ..... 450 m.

L'épaisseur totale de cette séquence atteint ..... 490 m.

Le terme moyen affleure aussi en amont de la rivière de *Kotomori* et dans la région du village de *Bagui*. Ici, au niveau de petits affleurements isolés, on trouve des metabasites foliacées ordinaires, parfois à texture fluidale, contenant des lentilles et des passées de pyroclastes basiques et de schistes à muscovite-quartz enrichis en pyrite. Dans le sud de cette région, on rencontre des variétés plus massives, qui, à en juger par leurs structures résiduelles, étaient initialement des gabbroïdes, c'est-à-dire les roches intrusives comagmatiques des roches effusives basiques.

L'épaisseur du terme moyen à la terminaison nord-ouest de la zone de *Niandan-Kiniéro* est estimée à 1100-1250 m.

Sur le flanc sud-est de cette zone, dans la région de Kiniéro, selon les rapports de *Milési et al.* [115], le terme moyen se présente comme suit (de bas en haut):

- cornéennes et silex ( $\chi$ );
  - coulées de basaltes à tholéite et comatites ( $\beta^2$ ), sills de roches basiques ( $v^2$ );
- Viennent ensuite les roches du terme supérieur:
- tuffites et épicroclastes acides, extrusions rhyolitiques (tP);
  - pyroclastes et sills andésitiques ( $\alpha\beta$ ).

**Le terme supérieur** (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br<sub>3</sub>) a été étudié sur le flanc nord-ouest de la zone de *Niandan – Kiniéro*. Il s'étend sous forme d'une bande continue de direction sud-est sur 55 km de l'estuaire de la rivière de *Kamban* (affluent droit de la rivière de *Bafing*) jusqu'à la vallée de la rivière de *Tinkisso*. Ses dépôts y remplissent une dépression en sillon étroit, affectée par la présence des dômes de rhyodacites et de plusieurs accidents tectoniques. La deuxième zone se localise dans l'*interfluve de Niger – Niandan*, au nord-ouest du village de *Kiniéro*. Elle se présente sous forme d'une cuvette sur les sommets de la zone montagneuse, recouvrant les basaltes de du terme moyen. Sur le flanc nord-ouest, les roches de ce terme sont profondément emboîtées dans les divers horizons des termes inférieur et moyen et, peut-être, dans les formations du socle cristallin.

Malgré un affleurement satisfaisant localisé dans cette zone, il est difficile d'avoir une idée nette sur sa structure étant donné une grande variabilité de faciès. Ainsi, la description ci-dessous ne caractérise que certains types de séquences.

Dans la zone d'estuaire de la rivière de *Kamban*, au sud du village de *Félé*, sur les roches du terme inférieur reposent (de bas en haut):

1. Des grès à quartz-feldspath, grossièrement grenus avec des interlits de tuffo-grès et tufs de composition acide. L'épaisseur des interlits est de quelques centimètres à quelques mètres. Les roches sont gris verdâtre, rosâtres, massives, d'habitude grossièrement stratifiées. Le matériau détritique n'est pas émoussé et mal classé. Azimut de pendage – 1800, angle – 200° ..... 25 m.
  2. Les tuffo-grès psammitiques, gris verdâtre, rosâtres, à litage parallèle avec de rares séries obliques. Azimut de pendage – 180°-190°, angles – 15°-25° ..... 15 m;
  3. Les tufs de rhyodacites cristallocalastiques, pséphitiques ..... 15 m;
- Epaisseur apparente de la séquence ..... 555 m;
- A 12 km à l'est de cette séquence, aux alentours du village de *Kaling*, on voit affleurer:
1. Les tuffo-grès gris verdâtre, grossièrement lités, à débris de volcanites acides  
Azimut de pendage – 240°0, angle – 20° ..... 40 m;
  2. L'alternance de tuffo-grès et de tuffo-aleurolites (interlits de 10-40 cm).  
Azimut de pendage – 250°, angle – 25° ..... 30 m;
  3. Les tuffo-grès gris verdâtre, rosâtres, massifs ..... 25 m;
  4. Les tuffo-aleurolites massives, gris clair à teinte rosâtre ..... 8 m;
  5. Les rhyodacites fluidales, gris clair ..... 7-10 m;
  6. Tuffs acides, gris verdâtre. .... 10 m;
- Epaisseur apparente de la séquence ..... 133 m.



Un fragment similaire de la séquence a été étudié dans la région du village de *Sokoboli* où son épaisseur atteint 280 m.

Le terme supérieur étudié dans la région de *Kiniéro* est composée de: tuffites et épiclastes acides, extrusions rhyolitiques ( $t_p$ ), pyroclastes et sills d'andésites ( $\alpha\beta$ ), ainsi que des cornéennes et silex ( $\chi$ ). Les roches énumérées ne sont pratiquement pas déformées.

Selon les données fournies par l'étude d'autres régions, dans lesquelles les roches du terme supérieur affleurent sporadiquement ou s'observent sous forme d'éboulis, leur assemblage lithologique commun reste inchangé, mais la succession d'accumulation est probablement différente.

D'après l'opinion des spécialistes de OZGEO-DNG [141], l'épaisseur possible des dépôts du terme supérieur dans la zone de Niandan – Kiniéro pourrait atteindre 2000-2200 m. L'épaisseur cumulée de tous les sédiments de la série BIRRIMIENNE est estimée à 4800-5300 m.

L'analyse des données acquises permet de formuler quelques conclusions générales sur les conditions de formation des dépôts birrimiens dans la zone de Niandan – Kiniéro.

L'accumulation des sédiments du terme inférieur a eu lieu pendant la période initiale de développement du rift, en même temps que la distension de la croûte terrestre et dans les conditions de son affaissement successif et de son extension. Ceci est confirmé par le changement de la composition granulométrique des roches qui passent de grossièrement détritiques (grès et probablement gravelites et conglomérats) à finement détritiques (aleurolites, argilites y compris celles carbonifères). La présence à la base de la séquence de grès quartzeux et ceux à quartz-magnétite témoigne de l'érosion de croûtes d'altération sur le continent ou peut être expliquée par le transport de matériel détritique sur de très grandes distances.

La formation des dépôts du terme moyen (région de la chaîne de *Niandan* dans l'interfluve de *Banie – Tinkisso*) a eu lieu dans des conditions similaires, mais avec une activité volcanique intense, accompagnée d'épanchements fissuraux des basaltes. La présence dans les basaltes de structures spilites et leur alternance fréquente avec des aleurolites carbonifères et argilites, ainsi que de roches siliceuses, indiquent le caractère sous-aquatique de l'activité volcanique. Pourtant, sur le flanc nord-ouest de la zone (région du village de *Bagui*), prévalaient des conditions de sédimentation continentales accompagnées d'épanchements de basaltes fluides, d'accumulation de leurs clastolaves et de sédiments terrigènes.

La phase de formation des roches du terme supérieur a eu lieu suite au changement des conditions tectoniques. Ce changement est caractérisé par la fin de distension de la croûte terrestre et le début de son resserrement accompagné d'injection de granitoïdes et de la granitisation du socle cristallin. En fin de compte, le rift s'est refermé, ce qui a amené à la dénudation partielle des roches venues en surface et au passage du volcanisme basique au volcanisme acide. La formation du terme supérieur s'est déroulée principalement dans des conditions continentales sur le fond d'activité de plusieurs centres volcaniques ayant créé un relief complexe et accidenté ce qui à son tour a eu pour conséquence la variabilité du faciès des roches.

Zone structuro-formationnelle du bassin de SIGUIRI

Cette zone embrasse un vaste domaine au nord-est du pays, appelé la Haute Guinée. Elle représente une haute plaine avec des croûtes latéritiques altérées largement développées sur des épaisseurs considérables (fig. 41, 42). C'est la raison pour laquelle le domaine en question se caractérise par un très mauvais niveau d'affleurement. De ce fait, son cadre géologique a été dressé d'après des fragments isolés de séquences distinctes et des données des sondages géologiques de recherche et de reconnaissance.

La limite naturelle de la zone sur ses flancs ouest et sud-ouest est l'affleurement du socle cristallin archéen de BAFING – BONE, et plus loin au sud-est la limite est imposée par le rift de NIANDAN – KINIERO. Au sud, elle est limitée par une ceinture de granites protérozoïques précoces et au nord elle est recouverte par les dépôts riphéens de la couverture sédimentaire, après laquelle la zone réapparaît sur le territoire du Mali et du Sénégal (zones de FALEME, KEDOUGOU). A l'est, la zone s'articule avec le vaste bassin de sédimentation protérozoïque précoce des pays limitrophes. Comme il a été déjà noté,

la conception générale du cadre géologique de la zone se base sur les séquences distinctes énumérées ci-dessous.

Dans la vallée de la rivière de *Boudibaga* (affluent gauche de la rivière de Bafing à la frontière du Mali), au-dessus des granito-gneiss du Protérozoïque précoce (le contact n'a pas été observé) affleurent

- 1. Schistes à staurotide-andalousite-biotite porphyroblastiques, conservant parfois un litage résiduel et une structure blasto-aleurolitique. En allant vers le sommet de la séquence, le degré de métamorphisme diminue et les roches passent aux schistes à muscovite-biotite avec des reliques des structures blastopsammitiques . . . . . 65 m;
- 2. Alternance de métagrès et méta-aleurolites, ayant une structure blastopsammitique. Azimut de pendage – 300°, Angles – 10°-15° . . . . . 100 m;
- 3. Plus haut viennent les roches de la couverture sédimentaire – les conglomérats de base subhorizontaux de la série de SEGOU du Riphéen inférieur.

Il est fort possible que dans cette région, il existe un contact intrusif ou intrusif-métasomatique normal entre les granito-gneiss palingéno-métasomatiques et les dépôts de la série BIRRIMIENNE.

Aux alentours du village d'Ilimalo – Consolon, la séquence se présente comme suit:

- 1. alternance fréquente de méta-argilites et méta-aleurolites carbonifères, gris foncé à noires, souvent transformées en schistes à charbon-silice-hydromica. Azimut de pendage – 215°-220°, Angle – 40°. Les argilites charbonneuses peu métamorphisées présentent des microfossiles: *Protosphaeridium ternatum* (Tim); *Protosphaeridim sp.*; *Eoentophysalis*; *Sosynechococcus* . . . . . 380 m;
  - 2. schistes à silice-hydromica-charbon, noirs, finement rubanés. Azimut de pendage – 2100-2150, angles – 40°-45° . . . . . 30 m;
  - 3. alternance fréquente de méta-aleurolites, méta-argilites et métagrès avec des passées de schistes à silice-hydromica-charbon. Azimut de pendage – 215°, angle – 45° . . . . . 80 m;
  - 4. rupture d'observations . . . . . 70 m;
  - 5. schistes sériciteux dérivant des argilites. Azimut de pendage – 200°, angles – 45°-50° . . . . 3 m;
  - 6. débris éluviaux de quartz filonien blanc laiteux dans l'intervalle . . . . . 70 m.
  - 7. schistes sériciteux dérivant des argilites avec de rares petits porphyroblastes de cordiérite. Azimut de pendage – 205°-210°, angle – 40° . . . . . 140 m.
- Epaisseur cumulée de la séquence étudiée . . . . . 773 m.

A 10 km au nord de cette séquence, dans la vallée du cours inférieur de la rivière de *Maél*, les roches de la série BIRRIMIENNE sont représentées par l'alternance fréquente de méta-argilites et métagrès avec l'épaisseur des interlits allant de quelques centimètres à 1-1,2 m. Selon les affleurements sporadiques, l'épaisseur apparente des dépôts y atteint 260-270 m. Les roches sont intensément disloquées. Sur une distance de 3 km en allant du nord au sud, l'azimut de pendage passe de 170° à 240°, et les angles de 15°-20° à 60°, ce qui s'explique par l'influence d'un grand massif de granodiorites intrusif dans les roches birrimiennes.

A 10 km au sud du village de *Tombani* dans la région de la montagne de *Tombagaya – Kourou*, la séquence se présente comme suit:

- 1. Métagrès à grosses plaquettes, polymictes, avec du matériau tuffogène, gris verdâtre, du matériel détritique mal classé représenté par du plagioclase (40%), quartz (20%), microcline et agrégats de plagioclase à quartz (20%), gneiss, microgranites, rhyolites, felsites, roches siliceuses (20%). . . . . 4 m;
- Viennent ensuite les mêmes roches recensées dans les débris éluviaux-déluviaux et éboulis sur un intervalle de . . . . . 100 m;
- 2. Méta-argilites grises, foliacées . . . . . 3 m;
- 3. Métagrès à grosses plaquettes, identiques à la couche 1 (fig. 43) . . . . . 10 m;
- 4. Alternance fréquente de méta-argilites et méta-aleurolites, grises, foliacées. . . . . 1 m;
- 5. Grès polymictes, gris verdâtre, grossièrement foliacés avec l'addition de matériel tuffogène et détritique mal classé. La composition est similaire à la couche 1 . . . . . 0,4 m;
- 6. Schistes à séricites dérivant des argilites . . . . . 0,4 m;



7. Alternance fréquente de méta-aleurolites, méta-argilites et métagrès polymictes finement grenus. . . . . 0,4 m;
  8. Métagrès polymictes, gris verdâtre, grossièrement foliacés, finement à moyennement grenus avec du ciment argileux. Le matériel détritique est similaire à la couche 1 . . . . . 1,2 m;
  9. Schistes à séricite dérivant des argilites . . . . . 0,5 m.
- Les roches de ladite séquence présentent un pendage monoclinal. Azimut de pendage – 210°, angles – 35°-45°.

L'épaisseur totale de cette séquence est de . . . . . 121 m.

A 3 km au sud du village de Sigirini, on observe une séquence épaisse de 80 m, représentée par l'alternance de méta-argilites (par endroits transformées en schistes sériciteux), grès polymictes, méta-tuffo-grès et méta-tuffo-aleurolites.

Dans la région du gisement aurifère de Banora, d'après les échantillons de roche prélevés dans la tranchée N° 2, on a reconstitué une séquence épaisse de 58 m représentée par l'alternance de métagrès (métagrauwaque selon la terminologie du BRGM) et de méta-argilites avec une épaisseur des interlits allant de 0,3 à 5,0 m. On y constate 4 interlits de méta-épiciastites, épais de 0,6 à 1,2 m, un interlit de tufs (0,6 m), un interlit de tuffites (1,4 m) et 2 horizons de volcanites acides, épais de 0,8 et 4,8 m respectivement, ainsi que des filons et des filonnets de quartz aurifères.

De petits affleurements de roches en place et débris éluviaux de ces roches sont signalés à l'ouest du village de Matagania, à l'est du village de Bouka-Do, aux environs des villages de Lepesountou-Koouroufing et dans le bassin du ruisseau de *Kalinko*, à la bordure occidentale de la feuille de DINGUIRAYE.



**Fig. 43** Métagrès en plaques grossières. Az. pend. 210° angle 40°. Alentours du village de Tomboni. Feuille DINGUIRAE.

Lors de l'étude du gisement de carbonates de **Kouroundé**, situé à 43 km au nord-ouest de la ville de Siguiri, les géologues soviétiques ont décrit la séquence des dépôts birrimiens épais de 1000 m environ. Ils ont individualisé dans la séquence 3 membres [54] (de bas en haut): quartzito-schisteux, effusifs à carbonates et grés-schisteux.

**Le membre quartzito-schisteux** est composé de schistes à biotite et à biotite-silice, gris foncé, avec des interlits de quartzite épais de 10-15 m. Les roches du membre sont intensément broyées et recoupées par de minces filonnets de quartz. L'épaisseur cumulée du membre est de quelques centaines de mètres.

**Le membre volcano-carbonaté** recouvre les schistes à biotite sans discordance visible. On y distingue 3 complexes de roches diverses: inférieur, moyen (carbonaté) et supérieur.

Le complexe inférieur est formé de laves acides et neutres (probablement des corps subvolcaniques, remarque de l'auteur), de brèches d'écoulement volcanique acide, de tufs, de schistes calcaires et de calcaires parfois dolomitiques. (fig. 44). Les laves (?) se présentent sous forme de couches (corps) épaisses de 17-20 m. Les schistes calcaires et les calcaires forment des lentilles en biseau, puissantes de 2-10 m. La dolomitisation, sur des épaisseurs de 0,3-2,0 m, se manifeste au contact avec les roches effusives acides ce qui témoigne de leur origine subvolcanique. Les roches du complexe inférieur sont foliacées, broyées et recoupées par des filonnets calciques, rarement quartzeux. Son épaisseur dépasse 200 m.

Le complexe moyen (carbonaté) est représenté essentiellement par des schistes chlorito-calcaires avec des interlits de calcaires métamorphisés. En tout, on a constaté 17 interlits de calcaires épais de 0,1-1,7 m dans ce niveau. L'épaisseur cumulée de calcaires est de 13,5 m, dans certains endroits, elle atteint 27,7 m. L'épaisseur cumulée du complexe est estimée à 180 m.

Le complexe supérieur présente une alternance de roches carbonatées et volcanogènes. L'épaisseur des couches carbonatées est de 0,2-0,3 m; celle des roches volcanogènes varie de 0,3 à 20 m. Au sein des roches volcanogènes, on observe des laves, des brèches d'écoulement volcaniques et des tufs. L'épaisseur cumulée du complexe supérieur est de 220 m.

**Le membre grés-schisteux** repose sur une surface d'érosion au niveau des roches sous-jacentes. Il est représenté par une alternance de grès volcanomictes (fig. 45), schistes silicio-chloriteux et biotite-chloriteux avec des passées d'aleuro-argilites et de roches volcanogènes. L'épaisseur des roches sédimentaires varie de quelques dizaines de centimètres à 50-60 m; celle des roches volcanogènes ne dépasse pas 3-5 m. L'épaisseur cumulée du membre grés-schisteux est estimée à 370 m.

La séquence décrite, située à peu près au centre de la zone de SIGUIRI, souligne la complexité chronologique de la formation de cette zone dans laquelle, outre les dépôts détritiques et carbonatés, il y a eu une accumulation considérable de roches volcaniques diverses, accompagnée probablement d'injection de corps subvolcaniques acides ou intermédiaires. Ceci témoigne du remaniement tectonique considérable et de la perméabilité à l'eau de cette zone.

Les fragments de séquence cités ne donnent qu'une idée générale sur la composition lithologique des sédiments et la succession de leur accumulation dans la partie occidentale de la zone de Siguiri et, partiellement, dans la région du gisement de roches carbonatées de **Kouroundé**. En se basant sur les légendes des cartes géologiques du BRGM-DNRGH au 1:200 000 qui présentent la lithologie de roches de la série BIRRIMIENNE, on peut s'attendre à la présence des séquences similaires dans d'autres parties de la zone, mais avec des épaisseurs de roches (qui peuvent augmenter) et une succession d'accumulation différentes.

Le manque d'information n'a pas permis aux spécialistes de OZGEO-DNG et du BRGM-DNRGH de faire la différenciation stratigraphique des dépôts de cette zone et de les reporter sur la carte. Pour cette raison, elles sont indiquées sur la carte géologique au 1:500 000 comme des dépôts non différenciés de la série BIRRIMIENNE (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br). Pourtant, les données disponibles permettent d'avoir une idée générale sur les conditions possibles et la succession d'accumulation des dépôts de la série dans la zone de SIGUIRI, ainsi que de faire une certaine corrélation avec les séquences de la zone de NIANDAN-KINIERO.

Dans les limites de la zone de SIGUIRI, on distingue, selon leur lithologie, 2 complexes de roches, qui, par analogie avec la zone de NIANDAN-KINIERO, seraient séparés par une lacune de sédimentation et une érosion importante.

**Le complexe inférieur** est représenté exclusivement par les dépôts grés-argileux. Durant les phases précoces de leur développement, ils se sont formés dans des conditions de sédimentation à



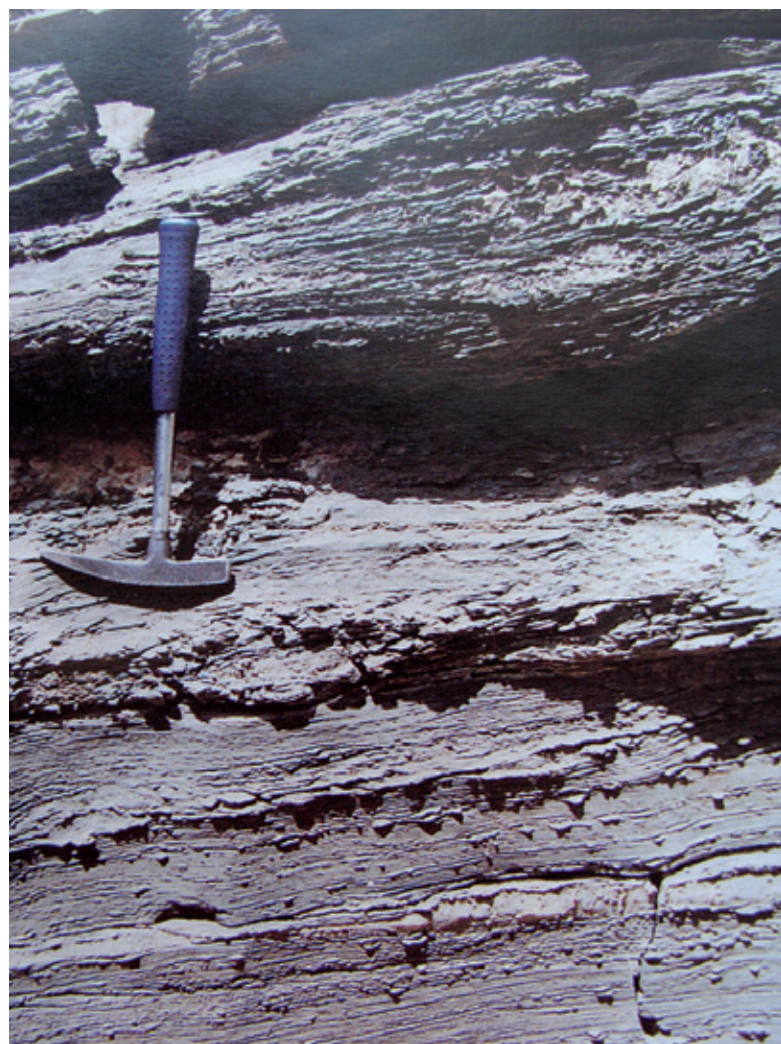


Fig. 44 Calcaires dolomitisés du gisement des carbonates de Kourounde. Feuille SIGUIRI. (Photo BGR, N17).



Fig. 45 Grès vulcanomictes grossiers composés essentiellement de débris de composition rhyolitique, comprenant des passées centimétriques d'aleurolites. A – vue générale, B – les même grès pris en gros plan. Alentours du village de Kiniebakoura. Feuille de SIGUIRI. Photo BRG, №17)

faible profondeur (néritique) à peu de distance de la zone côtière, ce qui a conduit à l'accumulation de faciès essentiellement sablonneux mal classés et peu émoussés. Ensuite, les eaux peu profondes ont été relayées par les eaux profondes, avec l'accumulation principalement des dépôts argileux, enrichis en matériel carbonneux. La présence dans ces dépôts de microfossiles observés près du village d'*Ilimalo-Consolon*, peut indiquer l'origine organique éventuelle de leur formation. L'épaisseur de ce complexe n'est pas établie, mais, selon l'opinion des géologues soviétiques, elle pourrait atteindre dans la partie occidentale de la zone de SIGUIRI, au moins 1500 m. Selon sa position stratigraphique, les conditions de sédimentation et le temps de formation, ce complexe est contemporain de l'accumulation de sédiments des termes inférieurs et moyen de la zone de NIANDAN – KINIERO. Cependant, cette accumulation s'est produite en même temps que l'épanchement sous-aquatique et superficiel des basaltes.

**Le complexe supérieur** repose sur une surface d'érosion au niveau du complexe inférieur. Il se caractérise par la prédominance de grès polymictes contenant toujours du matériau pyroclastique, ainsi que la présence, dans certains interlits, de roches tuffogènes, de tufs, de coulées de laves et de corps subvolcaniques acides et neutres. Dans tous les grès, on note une composition lithologique variable de débris (comprenant des granitoïdes et des roches métamorphiques), leur mauvais classement et le faible degré d'arrondi. La présence dans quelques zones de roches carbonatées, à côté du développement généralisé de grès polymictes mal classés, montre les différentes conditions de sédimentation (tant dans des eaux de faible profondeur, que dans des eaux profondes). Il est possible qu'à certains moments, la sédimentation ait été continentale. Il est à souligner que l'accumulation des sédiments s'est déroulée sur le fond d'activité de plusieurs centres volcaniques et qu'elle est caractérisée par une grande variabilité de faciès de roches.

Le complexe examiné de sédiments semble être identique au terme supérieur de la zone de NIANDAN–KINIERO. L'épaisseur des dépôts du complexe supérieur n'est pas établie, mais elle peut atteindre au moins quelques milliers de mètres.

Sur le flanc est de la zone de SIGUIRI, on a cartographié un fragment de la zone volcanogène de NIANI (alentours du village de *Balandougouba* à la frontière de la République du Mali) dans laquelle on trouve des porphyrites et leurs brèches volcaniques, ainsi que divers tufs.

En outre, selon les données du levé magnétique aéroporté au 1:200 000, une zone subméridienne de champs magnétiques alternant, identiques à ceux de la zone de NIANDAN–KINIERO, a été localisée sur le partage des eaux des rivières de *Niger – Milo*, au nord de la ville de *Kankan*. Cette observation permet de prévoir dans cette zone l'existence d'une structure volcanogène similaire, qui n'a pas été découverte lors du levé géologique.

Les informations disponibles sur le cadre géologique de la zone de SIGUIRI permettent de constater qu'elle ne peut pas être considérée comme une entité homogène, avec les mêmes conditions de sédimentation au cours du Protérozoïque précoce. Probablement, cette zone comportait un système de structures linéaires volcano-sédimentaires d'orientation NS, entre lesquelles il y avait des bassins de sédimentation relativement étroits.

### Zone structuro-formationnelle de FALEME

La zone structuro-formationnelle de FALEME est disposée sur le territoire du *Sénégal* et du *Mali*. Seule une partie insignifiante se trouve dans les régions frontalières de la Guinée, où ses dépôts ont été étudiés sur des affleurements isolés localisés dans les vallées des rivières de *Gombo*, *Koundo-Ko* et *Balin-Ko*. Dans le lit de la rivière de Gombo, à 5 km en amont de son estuaire, on voit affleurer des granites gneissoïdes protérozoïques précoces, au-dessus desquels, après une lacune d'observation, se trouve une assise de schistes à muscovite-biotite épaisse de 20 m, formée aux dépens de grès à quartz-feldspath. Leur azimut de pendage est de 280°, angle – 30°.

Au nord-ouest du village de *Fadougou* dans le lit de la rivière de *Koundo-Ko*, on trouve quelques petits affleurements de méta-argilites gréseuses noires avec du matériel carbonneux. Par endroits, elles sont transformées en schistes à biotite remplacés plus haut par des grès carbonifères à feldspath-quartz, parfois métamorphisés en schistes à muscovite-biotite. L'épaisseur de cette séquence atteint quelques dizaines de mètres.



Une série d’affleurements de schistes à séricite-chlorite, gris verdâtre, à lentilles et bancs de méta-argilites phyllitoïdes a été observée dans le lit de la rivière de *Balin-Ko*, à 3 km en aval de l’embouchure de la rivière de *Domou*. L’épaisseur probable de la séquence est estimée à 130-150 m. Les roches ont une structure monoclinale avec des azimuts de pendage de 230°-240° et angles de 30°-45°.

Les roches similaires sont observées dans la fenêtre d’érosion de l’affluent gauche de la rivière de *Domou* (azimut de pendage – 300°, angle – 45°) et sur le territoire du *Sénégal* (azimut de pendage – 240°, angle – 40°) au pied d’un affleurement formé par des dépôts de la couverture de plate-forme du Riphéen supérieur.

Selon leur composition lithologique, les roches examinées sont comparables au complexe inférieur des sédiments de la zone de SIGUIRI, mais différent d’elles par un plus haut degré du métamorphisme.

### Métamorphisme des roches de la série BIRRIMIENNE

Sur le territoire de la Guinée, les dépôts de la série BIRRIMIENNE ont été affectés à maintes reprises et à des degrés divers par des processus métamorphiques qui ont donné lieu à la formation des zones suivantes:

1. Zone de grès foliacés et schistes phyllitoïdes de catagenèse profonde, renforcée localement par du métamorphisme dynamothermal de stade initial;
2. Zone de métamorphisme dynamothermal de divers degrés, y compris:
  - métagrès, méta-aleurolites et méta-argilites du subfaciès à muscovite-chlorite du faciès des schistes verts;
  - métagrès schisteux, schistes à quartz-mica et metabasites amphibolisées du subfaciès à épidote-biotite, et faciès local à épidote-amphibole;
3. Zone de cornéennes de contact et roches hydrothermales, largement développées lors de l’injection des intrusions protérozoïques précoces (seront examinées plus bas);
4. Zone de métamorphisme de pré-contact linéaire et de dislocation de basses températures;
5. Zone de cornéennes formées au contact d’intrusions trappiques mésozoïques (seront examinées plus bas).

**La zone de grès foliacés, schistes phyllitoïdes et phyllites** occupe les domaines centraux du bassin de SIGUIRI. Son apparition est liée à des processus de catagenèse profonde localement renforcée par un métamorphisme dynamothermal initial. Ces changements se manifestent par une foliation intense des roches, qui se développe parallèlement au litage avec la formation d’agrégats de séricite-silice-hydromica dans le ciment. La biotite clastogène, existant dans certaines roches, n’éprouve aucun changement visible. Parfois, on voit se développer une blastèse (bourgeonnement) au contact des grains de quartz, des structures de glissement différentiel dans les grès et des textures de ségrégation dans les schistes phyllitoïdes.

Les modifications citées sont des indices sûrs de métamorphisme dynamothermal initial.

En somme, ces transformations doivent être considérée comme un métamorphisme d’enfouissement, ayant parfois un caractère régional. Il est à noter, qu’on n’a pas remarqué de traces de ce métamorphisme dans les dépôts volcano-sédimentaires de la zone structuro-formationnelle de NIANDAN-KINIERO. Ceci peut être dû à la différence entre les épaisseurs initiales des sédiments remplissant le bassin de SIGUIRI (grandes épaisseurs) et celles remplissant la zone citée (épaisseurs beaucoup moins importantes).

**Les zones de métagrès, méta-aleurolites et méta-argilites** se localisent à l’intérieur ou à la périphérie du bassin de SIGUIRI, sur les soulèvements du socle cristallin. En outre, ils se manifestent localement dans les limites de la dépression de NIANDAN-KINIERO. Leur origine est liée à l’accumulation de sédiments de grande épaisseur, à l’enfouissement du socle cristallin et aux changements physico-mécaniques et chimiques (pression statique, température, concentration en H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et autres) en des zones distinctes au niveau des roches de la couverture sédimentaire et du socle. En fin de compte, les roches de la couverture sédimentaire ont été transformées jusqu’au stade du subfaciès à muscovite-chlorite du faciès des schistes verts, avec l’apparition de structures blastopsammi-

tiques et blasto-aleuritiques. Dans les roches gréseuses, le matériel détritique (essentiellement quartz et feldspath) s’est disposé linéairement sous forme de chaînettes. Dans la plupart des cas, il est albitisé et localement quartzifié, souvent transformé en agrégats lépidogranoblastiques avec des embryons de chlorite et muscovite. Parmi ces derniers, on observe des «paquets» de grosses lamelles (plaquettes) de muscovite authigène. Le ciment quartzeux s’est presque entièrement recristallisé, les hydromicas ont été substitués par de la séricite. La biotite terrigène a été remplacée par de la chlorite et de la séricite avec de petites plages d’hydroxydes de fer, de rutile et de leucoxène.

En règle générale, les roches pélitiques se sont transformées en schistes à quartz-séricite à structure lépidogranoblastique.

**Les zones de métagrès schisteux, de schistes quartzeux micacés et de basites amphibolisées** sont largement développées dans les limites du rift de NIANDAN-KINIERO et à la bordure du bassin de SIGUIRI (sur le flanc occidental de la structure, au niveau des rivières de *Boudibaga*, *Maél*, *Gombo*). Comme dans le cas précédent, leur formation est liée au métamorphisme dynamothermal, pourtant ici les roches se développent dans les conditions de plus hautes températures – subfaciès à épidote-biotite et localement faciès à épidote-amphibole et amphibole. Les roches de ces zones métamorphiques se caractérisent par des structures lépidogranoblastiques ou blastopsammitiques et des textures lenticulaires-rubanées de ségrégation. Les roches terrigènes présentent une paragenèse néoformée comprenant les minéraux suivants:

Biotite + muscovite + chlorite + épidote + rutile.

Les grès abondamment quartzeux se distinguent par une recristallisation complète du matériau détritique primaire jusqu’à la formation de quartzites vitrifiés et l’apparition dans le ciment de paillettes de muscovite.

La distinction des phases de changements dynamothermaux dans les basites de la chaîne de *Niandan* est extrêmement difficile étant donné qu’elles ont été ultérieurement affectées par un métamorphisme de dislocation de basse température. Tout de même, on a pu établir dans certains échantillons de roche des paragenèses minérales caractéristiques:

Amphibole bleu verdâtre + andésine

Oligoclase + épidote, quartz + biotite.

Souvent on constate dans les basites une substitution pseudomorphe des minéraux mafiques par de l’amphibole bleu verdâtre et la déanorthisation des plagioclases avec la conservation de la structure initiale. Cela étant, lesdits phénomènes s’observent dans les limites d’un seul corps géologique. Il y a des cas, où les metabasites se transforment complètement en amphibololites (amphibole >80%) sans conservation de structure initiale. Les paragenèses suivantes sont notées dans les rhyodacites et rhyolites:

Muscovite + biotite brun verdâtre + épidote + quartz + plagioclase acide ou microcline.

Les schistes à épidote-deux micas se forment aux dépens des roches volcanomictes et tuffogènes-sédimentaires acides.

Cette série de métamorphisme dynamothermal zoné, manifeste dans le bassin de SIGUIRI, est conditionnée par la formation de coupoles thermales au-dessus des foyers de granitisation du Protérozoïque précoce localisés dans les roches du socle cristallin (ce processus sera examiné plus bas). En témoigne l’accroissement du degré de métamorphisme des roches au fur et à mesure que l’on s’approche des affleurements du socle granitisé. Cette hypothèse est renforcée par la succession de changements dans les roches birrimiennes elles-mêmes où les zones apicales (parties centrales du bassin) ne sont affectées que par une cataclase profonde et un métamorphisme dynamothermal au stade initial, tandis que les parties inférieures (périphériques) sont métamorphisées dans les conditions des faciès à épidote-amphibole et amphibole. Dans ces circonstances, cette série de transformations métamorphiques peut être considérée comme des modifications régionales progressives. En ce qui concerne la chaîne de *Niandan*, il a été extrêmement difficile de déterminer l’origine du métamorphisme dynamothermal, vu le fort métamorphisme dynamique de basse température superposé.



**Les zones de métamorphisme linéaire de pré-contact et de dislocation de basse température** sont très évidentes dans le rift de NIANDAN-KINIERO, où de vastes superficies ont été entièrement transformées par ces processus. Le même phénomène touche également plusieurs zones tectoniques à la bordure du bassin de SIGUIRI et des affleurements du socle granitisé archéen. Ce type de métamorphisme se manifeste par une forte foliation des roches dans des zones linéaires de largeurs variable; il est accompagné par une recristallisation profonde régressive de basse température et du métasomatisme. Ces processus se sont développés le plus intensément dans la chaîne de *Niandan* où l'on constate deux directions générales de foliation des roches: zones précoces – azimut de pendage de foliation – 290°-310°, angles – 45°-75° et zones plus tardives, sécantes par rapport aux premières – azimut de pendage de foliation – 20°-40°, angles 65°-85°. Les basites amphibolitiques y sont pratiquement transformées en schistes à actinolite, parfois avec des textures fluidales plissées. Ici même, on signale la présence de plusieurs zones de blastomylonites à actinolite et biotite-épidote-actinolite ainsi que de blastocataclasites à quartz, carbonates et sulfures. Ces dernières renferment souvent de l'or.

Les métasomatites à muscovite-quartz se forment aux dépens des roches métasédimentaires.

Les zones de foliation et de mylonitisation, localisées à l'extrémité nord-ouest de la dépression (aux alentours du village de *Bagui*), montrent aussi deux directions générales: azimut de pendage de 300° environ, ce qui est similaire à la chaîne de Niandan, orientation EW secondaire par rapport à la première avec un azimut de pendage de 270°-280°. Dans certains endroits, les dernières prédominent.

Aux environs du village de *Farakoni*, dans la région de *Kiniéro*, les laves de composition basique sont intensément foliacées et transformées en schistes à trémolites. L'azimut de pendage de foliation est de 80°, les angles de pendage – environ 30°.

Durant cette phase, les minéraux suivants se sont formés dans les basites: albite secondaire substituant le plagioclase primaire, actinolite dérivant de l'amphibole bleu verdâtre, quartz, parfois microcline et pyrite. Les mêmes associations minérales sont typiques pour les amphibolites foliacées.

Dans les métagrès et les roches tuffogènes métamorphisées, se développent le quartz, la muscovite ou la séricite, l'albite, la chlorite, les hydromicas, les carbonates et la tourmaline, tous secondaires, qui parfois substituent entièrement les associations minérales du stade progressif de métamorphisme dynamothermal.

Plusieurs zones de mylonitisation et de cataclase se localisent aussi dans les granitoïdes injectés dans les roches birrimiennes ainsi que dans les zones de cornéennes et de roches hydrothermales altérées liées aux premières.

### Age d'accumulation des dépôts de la série BIRRIMIENNE

L'âge et la durée de formation des structures birrimiennes on fait l'objet de discussions permanentes. A la fin du siècle passé, ce problème a perdu de son actualité, grâce aux données géologiques acquises en Guinée et dans les pays limitrophes. Les plus importantes sont les datations radiologiques des roches volcaniques BIRRIMIENNES et de diverses intrusions injectés dans ces roches.

Les laves de dacites à structure porphyrique, recensées dans la région de *Kiniéro*, ont un âge absolu de 2093±2 Ma et les microjennites 2085±2 Ma (U/Pb méthode au zircon) [26].

Les porphyrites du complexe volcanique de Niani ont un âge de 2211±3 Ma (Pb/Pb méthode au zircon) [30].

La minéralisation de sulfure aurifère aux environs de Poura, date de 2001±17 Ma (Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>206</sup>), sur le gisement d'or de Banora – 2153±15 Ma [141].

L'âge absolu des épicles de la chaîne de *Niandan*, d'après *Milési* et al. est de 2067±12, 2127±5 et 2153±15 Ma [115].

Les processus de déformation superposée et de métamorphisme rétrograde dans les roches de la série BIRRIMIENNE datent de 2020 Ma.

L'âge absolu de la mise en place des intrusions granitoïdes injectées dans les dépôts de la série BIRRIMIENNE se caractérise par plusieurs datations allant de 1920±16 Ma (Pb/Sr méthode d'isochrone) à 2030±13 – 2077±1,4 Ma (Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> et U/Pb au zircon). (Voir plus bas).

Selon les spécialistes du BRGM, l'âge de l'orogénèse éburnéenne est compris dans un intervalle de 2150 à 2000 Ma. Les premières dislocations tectoniques (tectonique D-1) se sont manifestées à la limite de 2100-2090 Ma, les mouvements plus postérieurs (tectonique D-2 et D-3), commençant par une activité magmatique intense, datent de 2090-2000 Ma.

Par ailleurs, à l'issue des travaux d'autres chercheurs, exécutés au Burkina Faso, Sénégal et Mali, on a obtenu des données sur l'âge de formation plus récente de certains complexes plutoniques et volcaniques dans les structures birrimiennes: 1850 Ma [39]; 1950 Ma (Rb/Sr méthode, [12] et 1982±20 Ma [97].

Les contradictions notées et le grand écart entre les datations des roches de même type s'expliquent par la grande inexactitude des datations radiologiques obtenues par des méthodes différentes. Pourtant, les données obtenues montrent de manière unanime un intervalle protérozoïque précoce pour la formation des structures birrimiennes.

Outre les faits cités, les géologues soviétiques ont entrepris une tentative d'application de la méthode biostratigraphique pour étudier l'âge des roches birrimiennes. Les échantillons carbonifères de méta-argilites, prélevés dans la séquence près du village de Ilimalo-Consolon (flanc occidental de la zone de SIGUIRI) ont présenté les microfossiles suivants, étudiés par A. Weiss (Institut géologique de l'Académie des sciences de la Russie): *Protosphaeridim ternatum* (Tim), *Protosphaeridim* sp., *Eolntophysalis*, *Sosynechococcus*, qui, selon lui, ont un large éventail d'âge allant du Protérozoïque précoce au Riphéen précoce. Ainsi cette méthode n'est pas utile pour des datations stratigraphiques précises.

Une preuve supplémentaire confirmant un âge protérozoïque précoce pour la formation des structures birrimiennes est leur recouvrement, avec une érosion profonde, par les dépôts de plate-forme de la série de SEGOU contenant des stromatolithes riphéens précoces à la base.

### Information supplémentaire

Les résultats des analyses minéralogiques des échantillons broyés, prélevés dans diverses roches de la série BIRRIMIENNE sur la feuille de DINGUIRAYE, ont montré qu'elles contiennent en général peu de minéraux accessoires. Cependant, presque tous les échantillons ont montré la présence de sulfures: pyrite – de quelques grains à 1,5% de la fraction lourde, chalcopryrite – jusqu'à 0,5% et grains isolés d'arsénopyrite. Une quantité relativement importante de minéraux accessoires est présente dans les métagrès, où outre les sulfures déjà cités on note la présence de grains de zircon et de magnétite jusqu'à 2 %, de tourmaline – jusqu'au 1% et quelques grains d'ilménite, d'apatite et de leucoxène. Les grès quartzeux et les quartzites vitrifiés contiennent toujours de la magnétite dans une proportion allant de quelques grains à 50-70% (dans les itabirites à magnétite aux alentours des villages de Sambaya-Dialonke) et de l'hématite (produit d'oxydation de la magnétite).

Les résultats de l'étude des propriétés physiques des roches de la zone de NIANDAN-KINIERO (dans les limites de la feuille de DINGUIRAYE) ont confirmé l'exactitude de leur différenciation stratigraphique. Ainsi, les valeurs moyennes de densité (D) et de susceptibilité magnétique ( $\chi$ ) se présentent comme suit:

Le terme inférieur (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br<sub>1</sub>) D – 2,56 g/cm<sup>3</sup>;  $\chi$  – 26 x 10 CGS;

Le terme moyen (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br<sub>2</sub>) D – 2,86 g/cm<sup>3</sup>;  $\chi$  – 1300 x 10 CGS;

Le terme supérieur (PR<sub>1</sub><sup>2</sup>br<sub>3</sub>) D – 2,51 g/cm<sup>3</sup>;  $\chi$  – 58 x 10 CGS.

La valeur moyenne de densité des roches non différenciées de la zone de SIGUIRI (feuille de DINGUIRAYE) est de 2,53 g/cm<sup>3</sup> et leur susceptibilité magnétique 42×10 CGS.

L'augmentation considérable de densité et l'accroissement de susceptibilité magnétique des dépôts du terme moyen s'expliquent par la présence dans ses séquences d'une grande quantité de corps de basites.



COMPLEXES SUBVOLCANIQUES, INTRUSIFS ET  
PALINGENO-METASOMATIQUES DU PROTEROZOIQUES PRECOCE (PR<sub>1</sub>)

La formation des rifts et des bassins du Protérozoïque précoce a été accompagnée, aux différents stades de leur développement, d’une intense activité magmatique multiphasée et de la mise en place d’intrusions et corps volcaniques de diverse composition et morphologie. La mise en place de ces structures a été également accompagnée d’un remaniement palingéno-métasomatique considérable et d’une remobilisation du socle cristallin archéen. Ces phénomènes ont eu pour résultat la transformation profonde de la composition initiale, la modification structurale et l’apparition de vastes domaines de migmatites et de massifs granito-gneissiques. Dans la littérature, cette phase est appelée Eburnéenne.

Sur le territoire de la Guinée, les produits de l’activité magmatique du Protérozoïque précoce sont localisés dans:

- les zones axiales du rift, où ils sont représentés de préférence par des intrusions et des corps sub-volcaniques de composition basique ou acide;
- les zones périphériques des structures sédimentogènes protérozoïques précoces constituant un système (ceinture) de plutons contigus de composition granitoïde ou une série d’intrusions fis-surales, situés le long des failles marginales;
- les structures protérozoïques précoces où les produits de l’activité magmatique sont aussi repré-sentés par des intrusions granitoïdes. Leur morphologie et leurs dimensions sont pratiquement inconnues;
- les domaines de développement des roches du socle cristallin, à proximité immédiate des struc-tures protérozoïques précoces. Dans ces domaines, les massifs granitoïdes forment de longues ceintures ou de vastes terrains de granito-gneiss et de migmatites, qui, dans l’ensemble, se conforment à l’orientation générale des structures sédimentogènes.

Selon les idées des géologues russes [141], figurant sur la carte géologique au 1:500 000, la mise en place de ces intrusions et le développement de la granitisation se sont produits durant l’évolution globale des cycles tectono-magmatiques dans la succession suivante (depuis plus anciens aux plus récents):

- intrusions pré-orogéniques de composition basique-ultrabasique;
- corps subvolcaniques orogéniques précoces (?) et les dykes de composition acide et neutre;
- intrusions orogéniques de granitoïdes;
- granito-gneiss palingéno-métasomatiques et migmatites de l’orogénèse tardive;
- massifs post-orogéniques et petites intrusions de granites, dykes d’aplites, filons de pegmatites.

Le schéma proposé a été dressé sur la base d’études sur les relations entre les complexes de roches citées. Tout de même, du point de vue géologique, ce schéma manque d’arguments en ce qui concerne la datation du volcanisme acide et de l’intrusion des corps subvolcaniques.

Prenant en considération les différentes approches de levé géologique adoptées par OZGEO et le BRGM, nous présentons le schéma d’harmonisation des complexes intrusifs, subvolcaniques et palingé-no-métasomatiques, indiqués par les spécialistes du BRGM sur leurs cartes géologiques au 1:200 000, avec la légende de la carte géologique au 1:500 000 (Voir le tableau 8).

Intrusions pré-orogéniques (vPR<sub>1</sub><sup>1</sup> σPR<sub>1</sub><sup>1</sup> vPR<sub>1</sub><sup>2</sup>)

Ces intrusions sont spatialement et génétiquement liées à la mise en place des rifts à remplissage de roches terrigènes et volcanogènes. Elles sont représentées par des métagabbros, métagabbros-diabases et des amphibolites qui en dérivent. On considère que ces roches sont comagmatiques des basaltes développées dans les parties moyennes des séquences volcano-terrigenes. De petits corps de métapéri-dotites s’associent spatialement aux massifs de roches basiques.

Dans le rift de NIANDAN-KINIERO, les métagabbros et les métagabbros-diabases forment des massifs ou des corps stratoïdes (sills) de diverses dimensions, concordants avec les roches encais-santes. Le plus grand de ces massifs ainsi qu’une série de petits massifs comprenant ces metabasites (massif de Niandan) ont été cartographiés dans de la partie axiale de la chaîne de *Niandan*, sur la rive gauche de la rivière de *Banie* et au nord-est de la zone montagneuse de *Kiniéro*.

Schéma d’harmonisation des conceptions du BRGM et d’OZGEO  
concernant les complexes magmatiques et palingéno-métasomatiques du Protérozoïque précoce

Tableau 8

		Légende géologique 1:500 000	Cartes géologiques BRGM 1:200 000	Age absolu, Ma
PROTEROZOÏQUE PRECOCE	PHASE TARDIVE, PR <sub>1</sub> <sup>2</sup>	<b>Post-orogénique</b> sγ <sub>2</sub> PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Granites à microcline. Grano-syérites et syénites quartzifère (γ <sub>2</sub> εPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> ) γ <sub>1</sub> PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Granites leucocrates, porphyroïdes, granite-porphyrés. Granites à deux micas et à biotite.	γ <sup>1-2</sup> Granites à deux micas	2077±1,4* [ 26]
		<b>Tardi-orogéniques</b> γm PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Granites palingéno-métasomatiques et granodiorites gneissoïdes et massifs, parfois porphyroblastiques; migmatites	oζ Arthogneiss Falama γζm Granito-gneiss, migmatites	2093±23**[ 18] 2139±3* [25 ] 2030±13** [ 24] 2072±27** [ 18]
		<b>Orogéniques</b> γδPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Granodiorites, monzogranites, monzonites, tonalites, diorites, microjemites, syénites quartiques γPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Granites à biotite-amphibole, par endroits porphyroïdes εPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Syénites	γ <sup>4</sup> Granodiorites à pyroxène, tonalites et syénites à pyroxène 2γ <sup>2-3</sup> Monzogranites 2γ <sup>3</sup> Granites à biotite, parfois porphyroïdes σ Syénites à pyroxène τα´ρ Microjemites, monzonites	2078±3* [24] 2052±18** [20] 2073±6* [ 24] 2079±8,3* [19] 2074±5* [24] 1920±160*** и 1938±98*** [115] 2104±15* [24] 2085±2* [ 21]
		<b>Orogéniques précoces (?)</b> λPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Rhyolites subvolcaniques, liparites et rhyodacites. Porphyrites (πPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	tp Laves acides (dacites) Porphyrites	2093±2* [21] 2211±3* [26]
		<b>Anté-orogéniques</b> vPR <sub>1</sub> <sup>2</sup> Métagabbro, métagabbro-diabases, métapéridotites	2 <sup>2</sup> δθ Métagabbro, amphibolites	2037±1,4* и 2041±19*[28]
	PHASE PRE-COCE, PR <sub>1</sub> <sup>1</sup>	vPR <sub>1</sub> <sup>1</sup> Métagabbro, amphibolites σPR <sub>1</sub> <sup>1</sup> Métapyroxénites, métapéridotites	4σθ Amphibolites	Libéria, région frontalière, 2200*** [55]

Méthodes utilisées pour la détermination de l’âge absolu: \*U/Pb au zircon; \*\*Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup>; \*\*\*Rb/Sr.

Son étendue cumulée dépasse 135 km avec une largeur allant de 1,5 au 10,0-12,0 km. Ses contacts directs avec les roches encaissantes de la série BIRRIMIENNE n’ont été pas constatés. Mais, prenant en considération la configuration de ses pourtours, ils doivent être de nature cassante. Plusieurs xéno-lites de roches birrimiennes, recensés dans le massif, indiquent le caractère intrusif des contacts.

Selon le degré de transformation des roches du massif suite au métamorphisme dynamothermal et dynamique, on y distingue deux domaines séparés par une zone de grandes failles passant par la vallée de la rivière de *Banie*. Au nord-est de cette zone, dans les limites de la chaîne de *Niandan*, les métagabbroïdes du massif sont intensément foliacés suivant plusieurs directions. Les principales zones foliacées ont un azimuth de pendage de 110° avec des angles de 30<sup>0</sup>-70<sup>0</sup> et 220<sup>0</sup>-240<sup>0</sup> avec des angles de 65<sup>0</sup>-90<sup>0</sup>. Dans l’ensemble, les roches sont transformées en actinoschistes et, très rarement, on peut y observer des reliques de roches massives cristallines à structure gabbroïque.

Au sud-ouest de cette zone, dans l’interfluve de *Banie-Nono*, le massif comprend des gabbros-dia-bases ordinaires, quartzifiés, amphibolisés, épidotisés et chloritisés à différents degrés. En leur sein, les actinoschistes constituent de rares zones et lentilles peu épaisses (quelques mètres) de direction nord-ouest.



**Les métagabbros-diabases** du massif de Niandan sont des roches à grains gros et moyens, à texture massive ou tachetée, par endroits enrichies en magnétite. Leur composition primaire: plagioclase – 60-65%, pyroxène – 20-25%, magnétite – moins de 5% et apatite – environ 1%. Les minéraux secondaires sont représentés par le quartz – 5-10%, en moindre partie par la hornblende dérivant du pyroxène, la préhnite dérivant du plagioclase, l'épidote et la chlorite.

Le plagioclase – andésine № 30-40 forme de petits cristaux isomorphes prismatiques (1,0-2,0 mm), caractéristiques de la structure diabasique, il est presque entièrement pélitisé, préhnitisé et épidotisé.

Le pyroxène est représenté par l'augite vert clair, qui est fortement déformée et corrodée à la périphérie des grains par de la hornblende, l'épidote et la chlorite. La structure des roches est gabbroïque résiduelle ou gabbro-diabasique.

Dans le domaine de développement des roches du massif de Niandan, on rencontre par endroits (feuille de DINGUIRAYE) des débris éluviaux de porphyrites métadiabasiques à phénocristaux de plagioclase. Leurs relations avec les roches basiques du massif ne sont pas établies. Celles-ci pourraient être des faciès d'endocontacts ou de petits corps filoniens indépendants.

Un autre massif de métagabbros-diabases est localisé dans la partie centrale de la feuille de DINGUIRAYE, sur la rive droite de la rivière de Tinkisso. Il est de forme arrondie avec des dimensions transversales d'affleurement de 10,0×6,5 km. Dans l'ensemble, il est composé de roches similaires à celles examinées sur la rive gauche de la rivière de Banie. Seules les zones tectoniques étroites de direction nord-ouest présentent une foliation au sein des roches gabbroïdes et leur transformation en actinoschistes. Selon les travaux cartographiques, le massif pénètre les dépôts sédimentaires du terme inférieur de la série BIRRIMIENNE. A son tour, le massif est recoupé par une grande apophyse provenant d'un massif de granodiorites formé à un stade plus tardif.

Un petit massif de métagabbroïdes de forme étirée, long de près de 5 km et large de 0,8-1,5 km a été observé aux environs du village de Bagui (cours moyen de la rivière de Bafing). Il est localisé au niveau des termes inférieure et moyen du Birrimien; au sud il est recoupé par les granodiorites du massif de Bagui. Les roches de ce massif sont caractérisées par une amphibolisation intense et transformation en amphibolites et épidotites à amphibole avec des reliques de structure gabbroïque. Par endroits, on y note une pyritisation et une quartzification sous forme de veinules. Le massif est considérablement altéré suite aux mouvements tectoniques. Ses roches sont intensément foliacées en des zones d'orientation est-ouest et nord-ouest. Les minéraux primaires sont presque entièrement remplacés par des minéraux néoformés. Sur les grains prismatiques de pyroxène, se développe une actinote fibreuse pâle qui, à son tour, est corrodée par de l'amphibole verte. Les cristaux de plagioclase, ayant une forme de grosses plaquettes (3,0-5,0 mm), sont saussuritisés et épidotisés. Les plagioclases présentent parfois une zonalité résiduelle directe: au centre des grains, on trouve le labrador (№ 62) et à leurs périphéries – l'andésine (№35-37).

Les corps stratiformes (sills) de métagabbroïdes sont largement développés dans les dépôts du terme moyen du Birrimien, dans la partie centrale de la chaîne de Niandan et son prolongement nord-ouest aux environs du village d'Aifa. Ensemble avec leurs roches encaissantes (métabasaltés et dépôts terrigènes), ils sont fortement disloqués, foliacés et transformés en actinoschistes. Visuellement, ces derniers ne diffèrent pas des schistes similaires formés aux dépens des métabasaltés du terme moyen du Birrimien. La différenciation de ces roches a été faite suite à l'étude pétrographique de lames minces, en se basant sur la présence dans ces roches de reliques de structures intrusives (ophitique, gabbroïque) ou effusives (spilitique, variolitique, réticulée). Selon les données disponibles, leur épaisseur peut varier de quelques mètres à 150-200 m, leur étendue – de quelques mètres à plusieurs kilomètres. Vu leurs dimensions modestes, ils ne figurent pas sur la carte géologique au 1:500 000.

Les métapéridotites et autres roches métamorphisées de composition ultrabasique sont étroitement liées aux massifs de métagabbroïdes. Leur présence est établie dans les débris éluviaux, au sein des roches du massif de Niandan et dans le rift de MONGO. Leur composition se caractérise par la présence de métapyroxénites ouralitisées, serpentinites à talc et roches chloritiques. Leurs relations avec les métagabbros-diabases encaissants ne sont pas établies. Trois hypothèses sont possibles en ce qui concerne de telles relations: 1) ce sont des roches différenciées à partir du magma principal, formées lors de la mise en place du massif et métamorphisées ultérieurement, 2) ce sont des corps filoniens

sécants de la phase d'injection plus tardive, 3) ce sont des xénolites d'anciennes roches ultrabasiques, fréquentes au sein des complexes métamorphiques archéens, transportées par le massif au niveau actuel. C'est la première hypothèse qui a été retenue pour l'établissement de la carte au 1:500 000. Prenant en considération les modestes affleurements de ces roches, elles ne sont pas reportées sur la carte. Elles sont montrées en tant que corps géologiques indépendants uniquement dans le rift de MONGO.

**La métapyroxénite ouralitisée** a une texture massive, par endroits bréchique et une structure panidiomorphe ou nématoblastique résiduelle. Elle est composée de: ouralite – 80-85%, formant des pseudomorphoses aux dépens du pyroxène rhombique, chlorite – 10 %, reliques de pyroxène – 2-3%, magnétite – jusqu'à 2% et épidote.

**Les roches à serpentine-talc** ont une texture massive et une structure panidiomorphe résiduelle. Elles sont composées d'antigorite dérivant de l'olivine, au taux de 45-50%, talc et chlorite – 48-53%, magnétite et hydroxydes de fer – jusqu'à 3%.

**Les roches chloritiques** sont presque entièrement composées de chlorite en petites lamelles (0,1-0,4 mm) contenant des hydroxydes de fer dans une proportion de 3-4%. Ses cristaux, selon la forme des agrégats, ressemblent à l'antigorite dans les serpentinites à antigorite.

Dans les limites du rift de MONGO, les intrusions pré-orogéniques sont représentées par des corps stratiformes d'amphibolites et d'hyperbasites, concordants avec les roches encaissantes de la suite de MONGO, transformés en roches homogènes à serpentine-talc et chlorite-talc.

**Les amphibolites** forment des corps linéairement étirés, longs de 36 km et larges de 3-4 km, concordants avec les roches encaissantes. On y observe des variétés à feldspath (plus développées) et à pyroxène. Les premières sont composées d'amphibole (60-70%) et de plagioclase (30-40%), les deuxièmes se caractérisent par une teneur en pyroxène monoclinale allant jusqu'au 15%.

**Les amphibolites** sont des roches massives, parfois gneissoïdes, à grains fins et moyens, gris foncé avec une teinte verdâtre. Leur structure est nématogranoblastique. L'amphibole est représentée par de la hornblende ordinaire verte brunâtre (Ng=1,696; Np=1,680). Cette dernière constitue des cristaux bacillaires courts de 1,2-4,0 mm, à frange irrégulière, souvent remplacée par de l'actinote aciculaire, la chlorite et minéraux métallifères.

Le plagioclase-andésine-labrador (№ 46-54) forme de petits (0,5-2,0 mm) grains isométriques parfois avec un faible idiomorphisme. Le pyroxène est représenté par de petits (0,5-1,0 mm) grains d'augite, avec un pléochroïsme allant de brun rosâtre à brun clair. Il est intensément substitué par de la hornblende ouralitique avec dégagement de poussière de minéraux opaques.

**Les hyperbasites** sont liées aux amphibolites et se rencontrent sous forme de corps subconcordants d'orientation nord-ouest. Leur étendue ne dépasse pas 14 km pour une largeur d'affleurements de 1 km. Elles se localisent très souvent dans les zones de failles de direction nord-est. Les hyperbasites sont intensément métamorphisées et transformées en roches à serpentine-talc et chlorite-talc.

**Les roches à serpentine-talc et chlorite-talc** ont une couleur vert grisâtre, gris brunâtre et jaune brunâtre, et sont douces au toucher. Elles ont une structure nématolépidoblastique et granolépidoblastique. Dans leur composition, le talc prédomine (60-80%). La serpentine en moindre quantité (20-40%) est représentée par l'antigorite lamellaire ou la bastite. Pratiquement toutes les lames minces montrent des grains résiduels d'olivine. Les grains granoblastiques de dolomie et la calcite sous forme de petits agrégats sont présents dans les variétés magnésiennes.

Les amphibolites et les hyperbasites métamorphisées étudiées dans le rift de MONGO sont intensément granitisées et contiennent plusieurs injections de matériau granitique.

Dans les rifts de SIMANDOU et NIMBA, les corps d'amphibolites, associés aux zones inférieures des séquences terrigènes des roches de SIMANDOU-NIMBA, sont en relation avec les intrusions pré-orogéniques.

Les métagabbroïdes examinés se sont formés pendant les phases précoces du développement des rifts sédimentogènes. Ensemble avec leurs dépôts volcano-sédimentaires encaissants de la série BIRRIMIENNE, de la suite de Mongo et du complexe de SIMANDOU-NIMBA, les métagabbroïdes ont été resserrés en un système de plis complexes et affectés par un métamorphisme dynamothermal et dynamique superposé, au cours de phases de développement plus tardives. Ce fait démontre que ces roches ont été mise en place avant plissement et qu'il s'agit donc de formations pré-orogéniques.



### Complexe subvolcanique d'orogénèse précoce ( $\lambda PR_1^2$ )

Ce complexe s'est formé pendant des phases plus tardives dans le développement des rifts. Mais l'intervalle précis de sa formation dans la séquence générale de développement n'est pas établi et nécessite des données supplémentaires (voir plus bas).

Le complexe volcanique est représenté par des corps extrusifs et subvolcaniques de rhyodacites et rhyolites de diverses formes et dimensions et par de nombreux dykes. Ces roches sont en majeure partie localisées dans les zones de développement du terme supérieure du Birrimien où elles sont étroitement liées aux coulées de laves et aux pyroclastites. Ces roches sont également rencontrées sous forme de petits stockwerks ou de très petits dykes au sein des termes moyen et inférieur du Birrimien ainsi que dans des massifs de métagabbros-diabases pré-orogéniques. Leur présence a été constatée à la périphérie (village de *Matagan*) et au centre (gisement de calcaires de **Kouroundé**) de la zone de SIGUIRI, ainsi qu'à son extrême est (domaine de *Niani*). Il est évident que des corps subvolcaniques acides existent dans la zone de *Kiniéro*, où cependant ils n'ont pas été différenciés des coulées de volcanites de même composition.

Les plus grandes structures volcano-plutoniques sont cartographiées aux environs du village de Bagui où elles ont une forme de laccolites et dyke verticaux de configuration complexe. Ici, entre les villages de *Félé* et *Kébedou* et à l'est de cette dernière, affleurent trois grands corps porphyriques de rhyodacites, bordés de plus petits corps de dolérites mésozoïques formant ensemble des massifs en forme d'entonnoir. Il n'est pas exclu, que chacun d'entre eux soit formés par la combinaison de plusieurs petites coupoles extrusives et de corps subvolcaniques.

Dans les zones périphériques et apicales de ces massifs, les rhyodacites ont des structures aphyriques et felsitiques. Dans les zones centrales, on voit des variétés porphyriques nettes avec une matrice recristallisée.

Les particularités pétrochimiques des rhyodacites montrent qu'il s'agit des roches ordinaires à potassium-sodium avec une haute teneur en alumine.

**Les rhyodacites** contiennent jusqu'à 30-35% de quartz, la fraction restante est représentée par du plagioclase qui crée une structure micropœcilitique. Les phénocristaux de plagioclase, occupant jusqu'à 3-5% du volume de la roche, ont une forme tabulaire (0,5-1,0 mm), souvent ils constituent des agrégats glomérporphyriques de 2,5 mm, fragmentés par les fissures et faiblement peltisés. Les phénocristaux de biotite sont conservés sous forme de reliques suite au développement superficiel, à leurs dépens, de chlorite et d'oxyde de fer.

De petits corps subvolcaniques aux contours flous ont été répertoriés dans les lits de rivières de *Daoudian*, *Kamban*, *Pougou* – *Ougou*, sur la rive gauche de la rivière de *Goubambel*, dans la chaîne de Niandan et dans d'autres endroits. Certains d'entre eux ont une composition rhyolitique.

**Les rhyolites** sont représentées dans la plupart des cas par des variétés porphyriques. Le plagioclase y forme des phénocristaux de 5,0 mm. La matrice est formée de: quartz, plagioclase et biotite. La texture des rhyolites est massive, la structure – blastoporphyrrique, dans la matrice – lépidogranoblastique, mosaïque ou microlitique.

Les porphyrites, en association avec leurs brèches volcaniques, sont identifiées dans la zone volcanogène de NIANI à l'est du bassin de SIGUIRI. Ceci indique la présence de faciès de cheminé d'appareils volcaniques.

Les corps extrusifs et subvolcaniques en question et leurs roches encaissantes du terme supérieur du Birrimien, ne sont affectés que par le métamorphisme zonal et dynamique, et ne sont pas touchés par les processus dynamothermaux plus précoces. Ces derniers sont très manifestes dans les termes inférieur et moyen du Birrimien et dans les massifs de métagabbroïdes de la phase précoce de formation des rifts. En outre, ils sont génétiquement liés aux volcanites acides et séparés dans le temps, des phases précédentes de développement du rift de NIANDAN-KINIERO, par une lacune considérable, par la phase principale de plissement et par le métamorphisme dynamothermal. Tout ceci démontre que l'accumulation du terme supérieur – comprenant des roches terrigènes et des produits du volcanisme acide, y compris de corps extrusifs et subvolcaniques – a eu lieu non pas durant la période d'orogénèse précoce, comme supposé par les géologues d'OZGEO, mais dans les périodes d'orogénèse tardive ou

même postorogénique de la formation des rifts. L'âge absolu des laves acides de la région de *Kiniéro* est estimé à  $2093 \pm 2$  Ma [26], des porphyres de la zone de *Niani* –  $2211 \pm 3$  Ma [30] (U/Pb au zircon).

Au sud du village de Féllo-Fillé (cours moyen de la rivière de Bafing), les rhyodacites renferment des zones de quartzification et de propylitisation. Les échantillons ponctuels prélevés dans ces zones, ont donné des teneurs en or jusqu'à 5,0 g/t.

Les domaines de développement des laves et des corps volcaniques de composition acide sont spatialement associés aux champs aurifères de Paramangui et Kouroussa – *Kiniéro*, et les filons de quartz au gisement de *Jean Gobélé*.

### Intrusions orogéniques ( $\gamma\delta PR_1^2$ , $\gamma PR_1^2$ , $\epsilon PR_1^2$ )

Les intrusions orogéniques sont développées au sein des structures protérozoïques précoces, dans les zones de contact avec le socle archéen ou à une certaine distance de celles-ci. En fonction de leur position, elles diffèrent par les particularités morphologiques, le caractère des rapports avec les roches encaissantes et, dans une moindre mesure, par leur composition pétrographique.

Les intrusions orogéniques sont représentées essentiellement par de grands massifs et corps fissurés de compositions diverses: allant des gabbro-diorites, diorites et granodiorites, en passant par les granites, pour aboutir aux monzonites, syénites à quartz et syénites. Les transitions de faciès, dues aux processus de différenciation et de contamination du magma, ont été établies pour toutes ces roches lors de l'étude des massifs intrusifs dans le cadre du levé géologique de la feuille de DINGUIRAYE. Probablement, des relations similaires existent dans d'autres zones de développement de pareilles intrusions.

Au sein des structures protérozoïques précoces, plusieurs massifs granitoïdes ont été identifiés grâce à des études géologiques à maille lâche sur quelques éluvions de roche mère seulement; par conséquent ces massifs sont peu étudiés. Des informations relativement complètes sur les massifs de granitoïdes ont été récoltées lors du levé de la feuille de DINGUIRAYE. L'un d'eux se situe sur le flanc septentrional de la zone de SIGUIRI, au nord-est du village de Kanka – Nafadji. Le massif a une forme isométrique angulaire complexe, sa superficie d'affleurement est d'environ 170 km<sup>2</sup>. Ses parties nord-est, nord-ouest et ouest sont recouvertes de dépôts de plate-forme (Riphéen inférieur). Il n'est pas exclu qu'en allant vers l'ouest, sous les dépôts riphéens, il se joigne au massif de même nature situé en amont du bassin de la rivière de *Bakoy* sur la feuille contiguë de SIGUIRI.

Le massif se trouve au sein des dépôts de la série BIRRIMIENNE. Ses contacts directs avec les roches encaissantes n'ont pas été observés étant donné le faible niveau d'affleurement, en outre, une partie de ces contacts sont masqués par les dolérites mésozoïques. Néanmoins, selon la configuration des contours du massif, la position des corps de dolérites et la présence des champs de cornéennes, on peut voir que ses contacts sud sont assez pentus et sécants, et les pendages nord sont relativement modérés, inclinés hors massif ce qui est confirmé par une vaste zone de cornéennes.

Le massif est composé de roches essentiellement massives, assez monotones, dont la composition correspond à des granodiorites à biotite-hornblende ou syénites à quartz, ou encore à des variétés intermédiaires entre ces deux pôles.

Les variétés porphyriques allant des granodiorites-porphyrées aux syénites-porphyrées sont notées dans certaines parties apicales d'endoccontact du massif. Le trait caractéristique de ce massif est la présence constante dans ses roches de petits (quelques centimètres) xénolites de roches fortement cornéennisées du Birrimien avec des structures résiduelles entièrement recristallisées. On y observe également de plus gros (jusqu'au 10-15 cm) xénolites de cristallinoschistes à biotite-clinopyroxène-amphibole provenant des roches du socle archéen. Une autre particularité de ce massif est l'absence presque complète d'injections granitoïdes de la phase de granitisation éburnéenne et de traces de cataclase tardive.

**Granodiorites – syénites à quartz.** Macroscopiquement, ce sont des roches à grains moyens, gris verdâtre, contenant des phénocristaux isolés de feldspath sodico-potassique. Sa proportion varie de quelques % à 10-20 % du volume de la roche. La structure des roches est hypidiomorphe-grenue, granitique à caractère monzonitique.

Composition minérale: plagioclase – 50-60%, minéraux mafiques – 15-25%, quartz – 10-20%, feldspath sodico-potassique – de quelques pour-cent à 10-15%, il est présent dans la matrice et forme des



phénocristaux. Les minéraux mafiques sont représentés par la hornblende vert olive et la biotite brune. Le plagioclase en larges plaquettes correspond à de l'oligoclase (N° 18-22). Dans la plupart des cas, le feldspath sodico-potassique est représenté par le microcline non réticulaire avec  $2V=80-90^\circ$ . Dans les variétés porphyriques, les phénocristaux atteignent 7-8 mm et se présentent sous forme de larges plaquettes régulières. Les phénocristaux contiennent de petits agrégats de plagioclase, hornblende, biotite, quartz et minéral métallifère, ce qui montre l'origine magmatique tardive de leur cristallisation.

Dans le domaine de développement des roches de la série BIRRIMIENNE, sur la rive droite de la rivière de *Tinkisso*, on a identifié quelques petits stockwerks de granodiorites, se trouvant sur l'extension des structures ensevelies des roches archéennes de Boné. Probablement, ce sont les parties apicales d'un seul massif granitoïde dont témoigne la zone commune de cornéennes développées dans les exocontacts de ces amas. Un grand nombre de petits massifs de granodiorites est cartographié dans l'interfluve de *Niger-Milo* – *Fié-Dion* et dans d'autres endroits du bassin de *SIGUIRI*. En outre, dans plusieurs endroits de ce bassin, on a constaté des domaines de développement de roches cornéennes ce qui témoigne de la présence dans ces zones d'intrusions masquées. Tous ces faits montrent l'importance de ces intrusions dans l'architecture géologique du bassin de *SIGUIRI*, contrairement à ce que montre la carte géologique au 1:500 000. Etant donné que ce bassin est la principale région aurifère industrielle de la Guinée, l'étude de son magmatisme et des processus hydrothermaux qui y sont liés, devient très importante.

La majeure partie des intrusions découvertes est concentrée dans les zones de contact des structures protérozoïques précoces avec les formations du socle cristallin archéen. Ces intrusions constituent une vaste ceinture dont la longueur dépasse 220 km. On y distingue deux zones: intérieure et extérieure.

La zone intérieure est formée par un système d'intrusions qui se situent directement au contact entre les structures protérozoïques précoces et le socle archéen.

La zone extérieure est représentée par des massifs intrusifs groupés localisés à une distance considérable de ce contact ou isolés sans aucun lien apparent avec les structures protérozoïques précoces.

Les intrusions de la zone intérieure sont composées de roches granodioritiques-gabbroïques-dioritiques, elles forment de grands massifs et systèmes d'intrusions dans les zones de fissures tectoniques périphériques de direction nord-ouest et est-ouest.

Le massif intrusif le mieux étudié dans ce complexe, dont la superficie d'affleurement atteint 530-550 km<sup>2</sup>, est cartographié au sud du village de *Bagui*, sur le flanc sud-ouest du rift de *NIANDAN-KINIERO*. Il se situe dans la zone de contact des structures du rift avec le socle cristallin. Pour cette raison ses extrémités nord et nord-est sont comprises dans les dépôts de la série BIRRIMIENNE et celles sud et sud-ouest dans les formations du socle cristallin.

Au niveau de dénudation actuelle, le massif intrusif possède une forme complexe. Ses contacts nord et nord-est, localisés dans des roches volcano-sédimentaires selon les données cartographiques, sont relativement linéaires et en général répliquent les contours de la bordure du rift. Ce n'est que dans certaines zones qu'ils ont des pourtours sinueux plus complexes dus à la présence de petits satellites et apophyses partant du massif principal.

Le massif intrusif est composé de granodiorites (variétés prédominantes), diorites quartziques et gabbro-diorites. La distribution de ces roches présente une certaine régularité et zonalité, qui se manifeste par la croissance de la basicité des roches du sud au nord. Dans les roches du massif, on note la présence, en quantité variable, de xénolites de cristallinoschistes mélanocrates et de métagabbros amphibolisés. Ces xénolites, ayant des dimensions de quelques centimètres à 20-30 cm, se caractérisent par des formes tant angulaires qu'arrondies et des limites nettes. On observe également des corps plus gros (quelques mètres), linéaires et lenticulaires de roches mélanocrates à texture rubanée ou massive et à structure mosaïque (cornéenne). La plupart de xénolites étudiés sont gneissifiés ensemble avec les granitoïdes encaissants.

**Les granodiorites** gris foncé, gris verdâtre ou gris rosâtre ont une structure hipidiomorphe-grenue bien nette dans laquelle le plagioclase est toujours idiomorphe, le quartz et le feldspath sodico-potassique – xénomorphes et les minéraux mafiques – tant idiomorphes, que xénomorphes. L'assemblage

de minéraux majeurs formant les roches est toujours le même dans toutes les variétés. Ce n'est que la teneur en certains minéraux qui varie et par conséquent leur composition chimique change.

L'indice fémique s'accroît progressivement de granodiorites (10-15) à diorites quartziques (20-25) et gabbro-diorites (>30). Dans le même sens diminue la teneur en quartz de 15-20% dans les granodiorites à 5-10% dans les diorites quartziques. Le plagioclase est toujours zonal avec un noyau saussuritisé et une frange périphérique d'andésine (N° 31-38). Les minéraux mafiques sont représentés par de la biotite brun olive et de la hornblende vert brunâtre ou verte. Une fraction de ces minéraux porte des traces de cristallisation précoce (on observe des inclusions de biotite et de hornblende dans le plagioclase). Les reliques de clinopyroxène sont présentes dans les diorites à quartz et dans les gabbro-diorites. Le feldspath sodico-potassique est représenté par de la perthite en taches et filets, tant réticulaire, que non réticulaire. Le feldspath sodico-potassique non réticulaire est un minéral primaire. Il n'est présent que dans les granodiorites en quantité de 2 à 5%, où il remplit les interstices entre le plagioclase et les autres minéraux.

Le feldspath sodico-potassique réticulaire est sans aucun doute secondaire. Il corrode activement le plagioclase et sa quantité (10-20%) ne dépend pas de la teneur des roches en quartz et en minéraux mafiques. Souvent, il constitue des accrétions porphyroblastiques, créant des textures aillées.

La région du massif intrusif se caractérise par un relief montagneux assez accidenté avec au stade actuel, des entailles d'érosion d'une amplitude de 300-350 m. Dans ces entailles, on a pu suivre les particularités de sa structure dans le plan vertical. Aucune anomalie n'a été relevée sur les flancs nord et nord-est du massif, si ce n'est la présence à certaines élévations (endroits hypsométriquement les plus élevés) de variétés porphyriques hypabyssales de granodiorites avec de larges accrétions tabulaires de plagioclase mesurant 5-7 mm et occupant 50% du volume de roches. Dans les parties centrales du bassin, en amont de la rivière de *Koubi*, on constate une augmentation visible de la quantité de xénolites de cristallinoschistes et l'accroissement du degré de feldspathisation des roches de haut en bas. Sur les bordures sud et sud-est, les granitoïdes du massif n'ont été identifiés qu'au milieu ou au pied des versants. Ils descendent très rarement jusque dans la vallée de *Tinkisso* et de ses affluents gauches. Au-dessous de ce niveau, on a cartographié les migmatites et les granito-gneiss du complexe paligéno-métasomatique plus tardif. De telles relations entre les limites du massif et le relief, indiquent dans cette région le caractère subhorizontal de ses contacts. L'information récoltée permet de comprendre la structure du massif intrusif qui représente une intrusion sub-verticalen (zones nord et nord-ouest) qui passe vers le sud à un amas stratoïde sub-horizontal (fig. 46). Ces zones, appartenant à un seul massif, se seraient formées dans la zone tectonique de bordure limitant le rift au sud-ouest et dans la zone interformationnelle, à la limite entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire birrimienne. D'après sa morphologie, l'intrusion aux alentours du village de *Bagui* pourrait avoir la forme d'une harpe affectée par les déformations tectoniques plus tardives au niveau de ses endo- et exocontacts nord-est, ainsi que par la granitisation plus tardive de ses parties subhorizontales inférieures (de racine) à la suite du développement des coupoles de granito-gneiss.

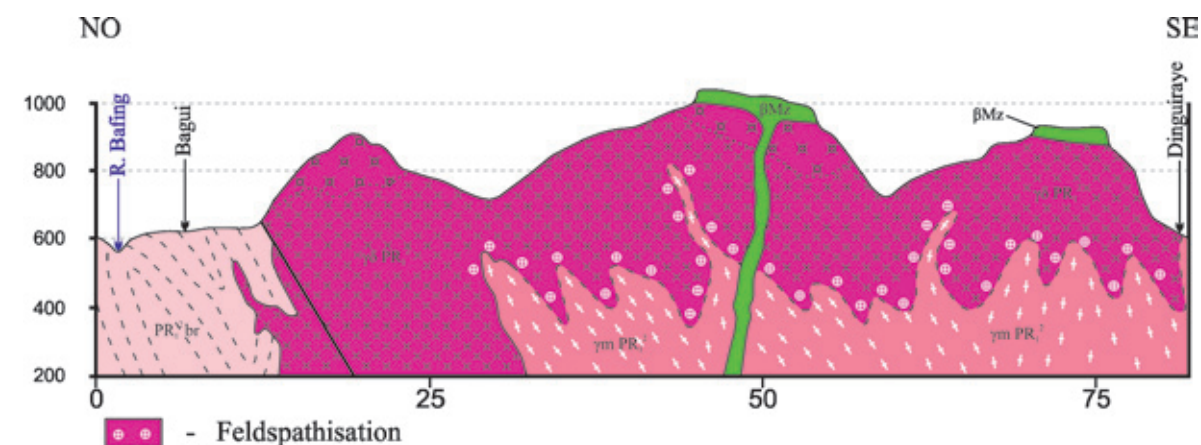


Fig. 46 Morphologie du massif "Bagui". Phase orogénique. Feuille DINGUIRAYE.



Une assez grande intrusion granodioritique a été identifiée le long du versant nord-est de l’affleurement des roches cristallines de *Boné* et de son prolongement enseveli présumé sous les roches de couverture ensevelie, sur le bord gauche de la vallée de la rivière de Banie et par endroit sur la bordure sud et sud-ouest des structures sédimentogènes birrimiennes. Ces occurrences ont toutes été localisées grâce à l’étude des débris éluviaux des granodiorites et autres roches granitoïdes, à la présence de débris de ces roches dans la cuirasse et aux résultats de quelques sondages géologiques. Pour cette raison, la morphologie des intrusions, leur structure et la composition des roches sont décrites de manière assez simplifiée.

Selon la composition pétrochimique, les granitoïdes examinés se rapportent à la série normale. Ils se caractérisent par une présence assez faible d’alumine (moins de 3,5%), une prédominance d’alcali sodique sur l’alcali potassique et un faible module sodique (moins de 0,55).

La zone extérieure des intrusions orogéniques est formée par un système de grands massifs granitoïdes (batholites) (centaines de km²), ayant une forme allongée coïncidant avec l’orientation générale des zones de contact avec les formations du socle cristallin archéen. L’étendue de cette ceinture de batholites sur le territoire de la Guinée dépasse 220 km. Les petits massifs, situés à l’intérieur de ladite ceinture, sont relativement bien étudiés au sud-est de la feuille de TOUGUE et sur le flanc sud-ouest de la feuille de DINGUIRAYE. Les intrusions orogéniques de ces régions sont intensément modifiées par la granitisation éburnéenne plus tardive et ont perdu leurs caractères originels. Dans les affleurements étudiés sur la feuille de TOUGUE, elles sont représentées par des corps résiduels de granodiorites à grains gros et moyens et de tonalites, pris dans la masse de migmatites palingéno-métasomatiques et de granito-gneiss du complexe plus tardif. Leurs limites se caractérisent par des passages progressifs et, sur la carte géologique au 1:500 000, doivent être considérées comme supposées.

La majeure partie de granitoïdes du complexe orogénique est conservée dans les zones périphériques des coupoles migmatite-granitiques où ils (les granitoïdes) forment des corps allongés, longs de dizaines kilomètres et larges de plusieurs kilomètres. La plus longue suite de ces corps de granitoïdes a été cartographiée dans le nord de la feuille de KEROUANE, dans le nord et dans l’est de la feuille de DAMARO, ainsi que sur la moitié est de la feuille de BEYLA. Conformément aux cartes géologiques au 1:200 000 établies sur ces territoires par le BRGM-DNRGH, ces corps granitoïdes sont formés de granites, granodiorites, monzogranites, syénites, ainsi que de divers granito- et granodiorito-gneiss. Ces derniers sont sans aucun doute les produits de la granitisation éburnéenne plus tardive et ont une origine palingéno-métasomatique. Leur identification sur le terrain, parmi les roches intrusives, est extrêmement difficile et ne pourra être faite que lors de travaux de bureau sur la base d’études pétrographiques.

Le trait caractéristique des granitoïdes orogéniques de la zone extérieure est l’abondance de xénolites de cristallinoschistes mélanocrates à amphibole et amphibole-biotite, ayant une forme lenticulaire, en plaque, angulaire et de diverses dimensions allant de quelques centimètres à quelques mètres. Ces xénolites ont des limites nettes et se caractérisent par une orientation de foliation de cristallisation qui diffère de l’orientation de gneissification des granitoïdes encaissants.

Dans la plupart des cas, les granitoïdes sont des roches à grains gros et moyens substantiellement mélanocrates à texture gneissique et à structure hypidiomorphe-grenue. Ils sont presque toujours spatialement liés aux granito-gneiss et migmatites et portent presque toujours des traits de granitisation superposée. Cette dernière se manifeste par:

- la blastèse de microcline réticulaire en forme de «lunette» de 1 cm, dispersée dans la roche de manière irrégulière ou formant des filonnets de 1-2 cm d’épaisseur;
- le développement de néosomes de leucogranites en forme de bandes d’épaisseurs variable aux limites estompées;
- la présence de minéraux de génération précoce et tardive.

*La génération précoce est représentée par le plagioclase, le quartz et la hornblende verte à biotite brun olive ou seulement la biotite. Parfois, on observe le microcline non réticulaire de cristallisation tardive qui, dirait-on, «s’inscrit» dans la structure hypidiomorphe-grenue précoce de la roche.*

*Le plagioclase est nettement zoné, avec des zones aux contours idiomorphes; il porte toujours des traces de déformations (plaques maclées déplacées, extinction ondulé en bloc). Les zones centrales sont composées d’andésine ou d’andésine-oligoclase (№ 28-44), dans les zones marginales, on note la présence d’oligoclase (№ 14-28).*

*La génération tardive est représentée par le microcline, le quartz finement grenu, l’oligoclase myrmékitisé et la biotite vert olive.*

Etant donné la quantité des minéraux précoces, la basicité du plagioclase, la présence de minéraux mafiques et de microcline primaire, les roches primaires pourraient être des granodiorites, tonalites, plagiogranites et, probablement, des granites.

L’étude des massifs de granitoïdes situés sur les feuilles de TOUGUE et DINGUIRAYE, montre que le groupe d’intrusions orogéniques se caractérise par:

- la prédominance de la composition granodioritique avec une certaine augmentation de basicité jusqu’aux gabbro-diorites en allant vers les parties apicales des massifs ;
- la présence des faciès porphyriques dans les zones d’endocontacts et l’abondance de xénolites de roches du socle cristallin, de métagabbroïdes pré-orogéniques et de dépôts birrimiens.
- les contacts intrusifs nets avec les dépôts de la série BIRRIMIENNE et les contacts métasomatique d’injection avec les granito-gneiss palingéno-métasomatiques et migmatites plus tardives,
- l’impact sur les roches de la série BIRRIMIENNE avec la formation des zones de cornéennes et de roches hydrothermalement altérées ;
- la présence dans les massifs de nombreuses injections et des filonnets de leucogranites, ainsi que des zones de roches feldspathisées, liées à la formation du complexe granito-gneissique ;
- le lien étroit des intrusions examinées avec le développement des structures protérozoïques précoces ce qui révèle leur âge protérozoïque précoce. Ainsi, les données disponibles permettent de postuler que la formation de ces intrusions ont eu lieu pendant le plissement et l’orogénèse au niveau des bassins de sédimentation. Pour cette raison, elles sont rattachées aux formations orogéniques ou contemporaines des plissements. Leur âge protérozoïque précoce est confirmé par plusieurs déterminations d’âge absolu, citées dans le tableau 9.

Composition minéralogique des roches ultrabasiques

Tableau 9

№ d'ordre	Région d'échantillonnage	Roches échantillonnées	Méthode de détermination de l'âge absolu	L'âge absolu, Ma	Source d'information
1	Feuille de DINGUIRAYE, massif de Bagui	Granodiorites	Rb/Sr méthode d'isochrones	1938±98	[141]
2	Feuille de SIGUIRI, massif de Maleha	Monzogranites	U/Pb au zircon	2079±8,3	[24]
3	Feuille de DAMARO	Granites à biotite	U/Pb au zircon	2074±4	[29]
4	Feuille de DAMARO	Granites à biotite	U/Pb au zircon	2078±3	[29]
5	Feuille de DAMARO	Monzogranites	U/Pb au zircon	2074±5	[29]
6	Feuille de DAMARO	Monzogranites	U/Pb au zircon	2104±15	[29]

L’argument supplémentaire, confirmant l’âge protérozoïque précoce des intrusions orogéniques, est leur recouvrement, sur une surface d’érosion profonde, par des dépôts de plate-forme de la série de SEGOU contenant à la base des stromatolithes du Riphéen inférieur.

Les principaux terrains aurifères de la Guinée (Banora – Léro, Siguiiri, Kouroussa – Kiniéro, Misamana et autres) sont spatialement et probablement génétiquement liés aux intrusions de la phase orogénique du développement des structures protérozoïques précoces.



Ces intrusions sont aussi largement développées dans la partie centrale du rift de MONGO, à la bordure du rift de SIMANDOU, ainsi que sous la forme de petits massifs au-delà de leurs limites. En outre, comme déjà mentionné, ces intrusions forment une vaste ceinture de massifs granitoïdes, reconnue depuis la moitié nord de la feuille de KEROUANE jusqu'au territoire des feuilles de DAMARO, BEYLA, et composent également de petits massifs sur la feuille de N'ZEREKORE. Il est possible que cette ceinture forme, avec les granito-gneiss palingéno-métasomatiques plus tardifs et les migmatites, les racines des structures protérozoïques précoces dont la majeure partie a été érodées. Il est également possible qu'elles renferment des reliques et blocs de roches sédimentaires du complexe de SIMANDOU-NIMBA, qui n'ont pas été découverts lors du levé géologique. Cette hypothèse permettrait d'expliquer la présence d'or dans certaines zones de cette ceinture et d'envisager la découverte de nouvelles cibles de prospection.

### Formations palingéno-métasomatiques orogéniques tardives ( $\gamma$ m PR<sub>1</sub><sup>2</sup>)

Ces formations identifiées sur le territoire de la Guinée sont considérées par les géologues russes [141] comme une seule série génétique formée à la suite de modifications palingéno-métasomatiques profondes (ultramétamorphiques) de roches primaires de composition variable et de leur transformation en granites. Elles sont composées de migmatites, granites autochtones (non déplacées) et allochtones (déplacés) qui sont liés entre eux par des passages progressifs, on y trouve également des leucogranites et des filons de pégmatoïdes, sécants par rapport aux roches encaissantes. Des formations similaires sont largement développées sur les feuilles de DABOLA, TOUGUE, DINGUIRAYE, FARANAH, KISSIDOU, KEROUANE, DAMARO et BEYLA. En outre, ces formations pourraient être présentes sur les feuilles de TOUNSI – N'ZEREKORE, au sein de la série archéenne supérieure de NANI. Les mêmes granito-gneiss et migmatites occupent de vastes espaces (milliers de km<sup>2</sup>) dans les pays limitrophes: *Mali, Côte d'Ivoire, Libéria et Sierra-Leone*. Dans la littérature géologique sur l'Afrique Occidentale, leur apparition est liée à l'époque protérozoïque précoce (éburnéenne) de granitisation du socle cristallin archéen et ce sans aucun lien établi avec le développement de sa couverture plissée formée par les dépôts volcano-terrigènes et les intrusions de diverses compositions. Les géologues russes ont émis l'hypothèse selon laquelle cette granitisation serait la conséquence de l'accumulation de puissantes assises de sédiments protérozoïques, de l'enfouissement consécutif des bassins de sédimentation et d'une grande activité tectonique et magmatique multiphasée. Ces phénomènes ont créé dans les roches du socle des conditions physico-chimiques favorables (pression lithostatique, température, concentrations de H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> et autres) pour la granitisation palingéno-métasomatique régionale et la diaphorèse de ces roches. Les processus cités ont été accompagnés d'une remobilisation de quantités importantes des minéraux initiaux et concentration de certains éléments utiles, y compris l'or. Selon les auteurs, la granitisation éburnéenne représente une phase importante dans la genèse de l'or au niveau régional avec la formation de cibles endogènes aurifères.

Les formations orogéniques tardives comptent quatre groupes de roches. Ces roches ont une composition pétrographique similaire, mais diffèrent essentiellement par des particularités texturo-structurales et le caractère des rapports entre elles. Il a été établi, qu'elles appartiennent aux divers stades du même processus de granitisation des anciennes roches mères en place. Ce processus comprend la métasomatose, la différenciation métamorphique, la fusion sélective et complète avec la formation, en fin de compte, de roches granitoïdes, capables de se déplacer et de former des intrusions et des corps filoniens indépendants. La granitisation des roches métamorphiques primaires s'est développé selon le schéma suivant: roches métamorphiques → migmatites de divers groupes morphologiques → migmatites nébulitiques → granito-gneiss et granites gneissiques → granites massifs autochtones et allochtones et formations filoniennes. Sur la carte géologique au 1:500 000 ne sont indiqués que deux groupes de roches (par des symboles spécifiques): 1 – diverses migmatites et granito-gneiss et 2) – granites massifs.

Les roches énumérées forment des structures granito-migmatitiques assez simples en forme de bourrelet ou dôme dont l'architecture est déterminée par la position des migmatites et des granites

gneissoïdes et massifs, ainsi que par l'orientation de la gneissification et de nombreux skialites et «fantômes». Dans la plupart des cas, les parties centrales de ces structures sont composées de granites relativement homogènes et massifs. Vers la périphérie, ils passent graduellement à des variétés gneissiques qui, à leur tour, sont relayées par des zones de migmatites. La plus grande structure de ce type a été étudiée dans le sud de la feuille de DINGUIRAYE. Ici, elle est formée exclusivement de granites faiblement gneissoïdes et elle possède une frange migmatitique exclusivement dans le bassin du cours supérieur de la rivière de *Kounsili*. Cette structure se prolonge vers l'ouest, vers la feuille de TOUGUE, où elle acquiert une architecture plus complexe suite à son morcellement en zones de migmatites, en plusieurs dômes de petite taille et bourrelets. Ces structures se poursuivent sur les feuilles de DABOLA, FARANAH, KISSIDOU et la moitié nord de la feuille de KEROUANE. Les particularités de leur structure interne sont présentées en tant qu'interprétation d'auteur et sous forme simplifiée, sur la carte géologique au 1:500 000. Lors de l'établissement de cette carte, l'auteur a interprété l'âge des gneiss migmatitiques rubanés (indice  $\zeta$ M) comme protérozoïque précoce (feuilles de DAMARO, BEYLA) au lieu d'archéen, puisqu'ils forment des corps lenticulaires au sein des granitoïdes protérozoïques précoces et les granitisent. En outre, dans le rift de SIMANDOU et sur son prolongement sud, les granito-gneiss et les migmatites protérozoïques précoces ont été séparés, suivant des limites approximatives, des orthogneiss, gneiss et granites migmatitiques archéens (selon la terminologie du BRGM,  $\gamma\zeta$ M). Ceci a été fait afin de montrer la base protérozoïque précoce de ce rift.

Comme indiqué auparavant, la structure de *Simandou* se prolonge loin vers le sud (chaîne de Zogota) où, dans la zone est, elle se situe dans le domaine des granito-gneiss et migmatites, qui pourraient être protérozoïques précoces (sur la carte géologique au 1:500 000 ces roches ont été laissées en majeure partie au sein de la série stratifiée archéenne supérieure de MANI). Dans ces régions, outre les contacts tectoniques établis entre les roches sédimentaires du complexe de SIMANDOU – NIMBA et les granito-gneiss et migmatites encaissants, il existe, probablement, des contacts métasomatiques d'injection ou métasomatiques d'intrusion (données préliminaires de GP). En cas de confirmation documentée de cette hypothèse, le problème des relations entre la couverture sédimentaire protérozoïque précoce et les produits de granitisation éburnéenne sera levé.

**Les migmatites** sont les plus fréquentes. Elles se trouvent en permanence au sein des roches métamorphiques des séries de DABOLA, KAMBUI, MANI et, en moindre mesure, de KASILA. Parmi elles, les variétés rubanées et les «fantômes» prédominent. On y constate également des migmatites œillées, agmatites, ptygmatisées et autres variétés qui constituent des corps de diverses formes et dimensions. La majeure partie d'entre elles sont liées aux corps de granites gneissoïdes et granito-gneiss, ont avec eux des contacts progressifs flous et se situent à leur périphérie, en créant des franges migmatitiques. Les passages progressifs similaires sont notés avec les roches métamorphiques citées et les plagiogranites archéens.

Une particularité caractéristique des migmatites est la présence permanente de «fantômes» et de skialites altérées de roches mères. La quantité de telles skialites dépasse parfois 30 pour-cent du volume de la roche, ce qui les différencie des granito-gneiss et granites gneissiques plus homogènes.

**Les migmatites** ont une composition pétrographique constante, mais diffèrent par les proportions de certains minéraux. Les leucosomes néoformés sont composés de quartz, microcline réticulaire et, parfois, de biotite. Les paléosomes conservent de l'oligoclase ou de l'andésine moyenne, hornblende bleu vert, quartz, biotite vert olive ou brune, épidote et minéraux métallifères ou accessoires. Les structures des migmatites sont blastiques, à grains fins ou hétérogranulaires, contenant des accrétions de plus gros grains ou agrégats de plagioclase déformé ou d'amphibole, qui représentent probablement les fragments de roches pré-migmatitiques cataclasées. Les structures porphyroblastiques observées dans les paléosomes montrent que les roches primaires étaient relativement grossièrement grenues, renfermaient du plagioclase et de l'amphibole cataclasés avant ou pendant la migmatisation. On peut aussi supposer que les migmatites avec un rubanement net se sont formées à la place des roches à texture orientée (probablement aux dépens de cristallo-schistes ou de gneiss), et celles massives – aux dépens roches migmatitiques homogènes.

Les migmatites se développent aux dépens de tous les groupes génétiques de roches archéennes et des granitoïdes protérozoïques précoces du complexe orogénique.



**Les granites et les granodiorites gneissiques** occupent dans les domaines de granitisation jusqu'à 50-60% du volume des formations palingéno-métasomatiques, composant de vastes zones sur les feuilles citées plus haut. Ils sont liés par des passages progressifs aux migmatites et leurs variétés massives.

*Les granites gneissoïdes sont des roches gris clair, jaune paille et gris rosâtre contenant de 3 à 15% de biotite brune. Ils ont une texture gneissoïde nette qui est due à l'orientation parallèle de la biotite et des accrétiens étirées de quartz et parfois de microcline. La structure des roches est d'habitude blastoclastique à grains fins et moyens ou hétéroganulaire, avec du quartz et du microcline, plus gros comparés aux autres minéraux, et avec de la myrmékite de réaction à la périphérie des grains de feldspath. Dans certaines zones de roches massives, on observe des traces de la structure granitique hypidiomorphe-grenue avec un idiomorphisme relatif de la biotite et du plagioclase acide par rapport au microcline réticulaire et quartz.*

*La composition minéralogique des roches correspond à des granites normaux: plagioclase non zonal, microcline réticulaire, pratiquement sans cristaux perthytiques et biotite. La composition du plagioclase correspond à l'albite ou l'oligoclase (Nº 3-20). D'habitude il est très pélitisé et séricité.*

*Dans les granodiorites gneissoïdes, on observe une augmentation de la teneur en biotite jusqu'à 30%, l'apparition de l'amphibole, due à la diminution de la teneur en quartz.*

L'origine palingéno-métasomatique des granites gneissiques est révélée par leurs structures dans lesquelles, à côté du quartz plus tardif et le microcline, on trouve toujours des grains résiduels de plagioclase primaire ou ses agrégats avec la biotite, qui peuvent être considérés comme des paléosomes. Leur proportion dans le volume des granites atteint 20-25%. Les cristaux résiduels de plagioclase portent des traces de déformations avec une granulation de leurs parties marginales et la présence de courbures et de cassures au niveau de leurs plages maclées. Cela étant, le microcline, remplissant les fissures de déformation, n'a pas de traces d'impacts dynamiques.

Comme dans le cas des migmatites, les travaux cartographiques n'ont relevé que les contacts tectoniques des granites gneissiques avec les dépôts sédimentaires ou volcano-sédimentaires protérozoïques précoces. En même temps, l'étude de la zonalité métamorphique au niveau du passage des roches de la série BIRRIMIENNE vers la base granitisée et les granites gneissiques a montré un accroissement du degré de métamorphisme de ces roches jusqu'au faciès à épidote-amphibole et amphibole en allant vers le bas de la séquence, au fur et à mesure qu'on s'approche de la base. Cette régularité est interprétée comme le résultat de l'influence des coupoles thermales, situées au-dessus des foyers de granitisation. Ceci permet de supposer l'existence entre ces complexes de contacts métasomatiques d'injection ou métasomatiques d'intrusion, dont la formation s'est réalisée en deux phases séparées dans le temps. Initialement, ces contacts étaient stratigraphiquement discordants, séparant les roches archéennes (socle) des dépôts protérozoïques précoces (couverture sédimentaire). Plus tard, elles ont servi de barrière naturelle à la granitisation protérozoïque précoce, au-dessus de laquelle ces processus ne n'ont pu avancer vu le changement brusque d'état physico-mécanique des roches de cette couverture: composition pétrographique et caractère de cristallisation, densité, conductibilité thermique, perméabilité, saturabilité en eau etc. Ces zones de transitions entre la base archéenne et la couverture protérozoïque précoce, par le biais d'une zone de granitisation, peuvent exister dans le rift de MONGO, la chaîne de Zogota (prolongation de *Simandou*), dans la vallée de la rivière de *Boudibaga* (bassin de *SIGUIRI*) ainsi que dans d'autres endroits.

**Les granites massifs** sont le produit final de la granitisation. Ils se sont cristallisés à partir de la fusion totale des roches primaires in situ. Ils occupent de vastes zones dans les parties centrales des structures granito-migmatitiques où ils sont associés aux granites gneissiques autochtones avec lesquels ils ont des passages progressifs qui ne permettent pas de voir de traces de leur déplacement. Une de ces zones occupe la partie sud-ouest de la feuille de *DINGUIRAYE* et pratiquement tout le territoire septentrional de la feuille de *FARANAH*.

Parfois, ces roches forment des intrusions indépendantes dans les affleurements de roches cristallines archéennes sur la rivière de *Bafing*. Elles ont une nature allochtone nette et composent des corps étroits (0,3-1,5 km) et longs de 6 km. Ces corps sont disposés de manière subconcordante à la foliation

de cristallisation des cristallinoschistes encaissants de la série de *DABOLA*. Leurs contacts avec les cristallinoschistes à clinopyroxène-plagioclase sont nets ou d'injection. Dans ce dernier cas, dans les exocontacts de cristallinoschistes, il se développe des roches à biotite contenant de nombreuses petites veinules lenticulaires de quartz (2-3 cm) et des phénocristaux de feldspath. L'épaisseur de telles zones d'exocontacts ne dépasse pas 0,4-0,6 m.

Dans l'affleurement de *Gombo*, les granites massifs composent des corps plus petits (1-3 km<sup>2</sup>) de forme étirée ou isométrique. Les travaux cartographiques réalisés dans les régions de développement des complexes métamorphiques et granito-gneissiques de la Guinée montrent que la majeure partie des granites massifs palingènes auraient pu être réunie avec les massifs intrusifs. Souvent les phases de leur formation n'ont pas été étudiés (est du pays). Visuellement les massifs de granites palingènes ne diffèrent pas des massifs intrusifs. Leur différenciation n'est possible que par des études pétrographiques.

*Les granites massifs ont une couleur constante rose ou gris rosâtre. Ils ont une composition hétéroganulaire ou moyennement grenue avec une structure granitique hypidiomorphe-grenue typique dans laquelle le plagioclase et la biotite sont idiomorphes par rapport au microcline et quartz.*

*Le plagioclase (Nº 4-25) présente des traces de la structure zonale précédente en forme de zones concentriques soulignées par des accumulations de séricite secondaire.*

*Le microcline est réticulaire, comme dans les granites gneissoïdes, il montre une faible quantité d'agrégats d'albite; souvent il forme des accrétiens porphyroblastiques irrégulières jusqu'à 5-7 mm de diamètre. On y observe toujours des agrégats de plagioclase, de biotite et rarement de quartz. A la limite avec le plagioclase, il corrode assez activement la bordure des cristaux et y pénètre. A la différence des granites gneissoïdes, on n'y a pas observé de traces de cataclase précoce; la teneur en microcline dans les granites dépasse toujours de 1,5-2,5 fois la teneur en plagioclase.*

*La teneur des granites en biotite ne dépasse pas 2-3%, n'atteignant que rarement 5-7%. La biotite remplit les interstices entre les grains, ou se localise à la bordure des grains de quartz et de plagioclase. Sa couleur est brune. En général, elle ne se conserve que peu dans la roche en raison d'un degré élevé de chloritisation.*

*Parmi les minéraux accessoires, on a rencontré de l'orthite, en cristaux d'assez grosse taille (jusqu'à 0,8 mm) et en quantité de quelques dizaines ppm, qui n'a pas été observée dans d'autres roches du complexe granitique.*

Les principales particularités qui différencient les granites palingènes massifs des variétés intrusives de la phase orogénique plus précoces, ainsi que des variétés plus tardives (examinées plus bas) sont:

- la présence de traces de plagioclase primaire, avec les reliques d'une structure zonale manifeste et visiblement déformé;
- la présence de microcline secondaire représenté par des variétés réticulaires avec accrétiens (reliques) de plagioclase, de biotite et rarement de quartz. Dans les variétés intrusives, le microcline de génération précoce (pour les granites orogéniques) est non réticulaire;
- l'absence d'amphibole, qui, durant la granitisation des roches, s'est transformée entièrement en biotite. Les granites intrusifs sont à amphibole ou à amphibole-biotite.

Dans les phases finales, les processus palingéno-métasomatiques de granitisation des roches s'est accompagné de formation de leucogranites, aplites et pégmatoïdes filoniens. Ces roches forment des dykes, filons et corps filoniens de petites dimensions, ayant une disposition sécante par rapport aux granites massifs et gneissoïdes encaissants. Vu leurs petites dimensions, ils n'ont été reportés sur la carte géologique au 1:500 000.

**Les leucogranites à grains fins et les aplites** ont respectivement des structures allotriomorphe-grenues et aplitiques. A la différence des granites gneissoïdes et massifs, ils contiennent du microcline non réticulaire. Les domaines de leur développement se limitent aux régions de développement des granites précités.

**Les filons pegmatoïdes** sont composés de quartz et de microcline rose. Parfois, ils contiennent une petite quantité de mica. La majeure partie se situe dans les migmatites; une faible proportion se trouve dans les schistes cristallins de l'Archéen supérieur cités plus haut. Il existe des cas où les pegmatoïdes



ont été recensés parmi les granites gneissoïdes et massifs, dans lesquels ils sont représentés par des bandes (Schlieren) et amas à configuration complexe, mesurant quelques dizaines de dm<sup>2</sup>.

D’après les données disponibles sur l’âge absolu, l’époque de granitisation éburnéenne des roches de la base cristalline du socle couvre un intervalle temporel considérable du Protérozoïque précoce: de 2150 à 1850 Ma [12]). Pour le territoire de la Guinée, l’âge absolu des roches du complexe granito-migmatitique est donné dans le tableau 10.

Age absolu des roches du complexe de granites-migmatites

Tableau 10

N° d'ordre	Région d'échantillonnage	Roches échantillonnées	Méthode de détermination de l'âge absolu	L'âge absolu, Ma	Source d'information
1	Feuille de FARANAH	Granito-gneiss	Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup>	2052±18 2024±36 2052±25	[25]
2	Feuille de FALAMA	Orthogneiss	U/Pb au zircon	2139±3	[30]
3	Feuille de KEROUANE	Granito-gneiss	Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup>	2072±27	[23]
4	Feuille de KEROUANE	Granito-gneiss	Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup>	2093±23	[23]
5	Feuille de DAMARO	Granito-gneiss	Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup>	2038±37	[29]
6	Feuille de DAMARO	Granito-gneiss	Ar <sup>40</sup> / Ar <sup>39</sup>	2030±13	[29]

Les intervalles cités englobent au moins trois phases de dislocations tectoniques, établies par les géologues du BRGM. Selon les auteurs, la granitisation a été synchrone avec ces phases et, probablement, s’est développée à la suite de ces phases. Cette hypothèse est confirmée par le développement général des structures blastoclastiques dans les granites gneissoïdes du complexe examiné et leur absence totale dans les variétés massives (palingènes). Si l’on se base sur l’âge absolu des schistes cristallins de la série de DABOLA et des granitoïdes du complexe orogénique, obtenu par méthode isochrone Pb/Sr (tabl. 9), qui reflète plutôt la période de réchauffement maximal de ces roches au moment de la granitisation, l’âge maximum possible de la granitisation doit se limiter à 1950±50 Ma, donc s’est manifestée un peu plus tard que la dernière phase de mouvements tectoniques (tectonique 3-D). Pour cette raison, la granitisation éburnéenne est considérée comme étant post-orogénique.

Intrusions post-orogéniques

On distingue deux phases dans la chronologie de leur développement. La phase précoce est représentée par des grands massifs de granites leucocrates porphyroïdes et à deux micas (γ<sub>1</sub>PR<sub>1</sub><sup>2</sup>). La phase tardive est représentée par de petites intrusions de granites à microcline (γ<sub>2</sub>PR<sub>1</sub><sup>2</sup>) et des filons de pegmatites à tourmaline.

**Les intrusions de la phase précoce** (γ<sub>1</sub>PR<sub>1</sub><sup>2</sup>) sont représentées par deux massifs. Le premier se situe aux abords de l’interfluve des rivières de *Koukoutamba et Bouka* (supérieure) à la limite des feuilles de TOUGUE et DABOLA. Il occupe une superficie de plus 950 km<sup>2</sup>. Ce massif se dispose presque entièrement dans les granito-gneiss et les migmatites protérozoïques précoces; seul le flanc ouest est en contact avec les plagiogranito-gneiss. On n’a pas remarqué de contacts directs entre les roches du massif et les formations environnantes, mais ils sont interprétés comme sécants sur la base du levé cartographique. Ainsi, dans la partie orientale, ses contacts sont subconcordants à l’orientation des migmatites gneissiques, tandis qu’au nord, nord-est et sud, ils recoupent cette gneissification. Les contacts ont des contours sinueux, alignés le long de la base de l’escarpement et de son versant abrupt, bien visibles dans le relief. Ils (les contacts) s’inscrivent nettement dans l’architecture du massif ce qui indique leur caractère incliné (500-600) avec un pendage orienté vers le massif (fig. 47).

La partie nord-ouest du massif est recouverte par des dépôts de plate-forme de la série de SEGOU d’âge Riphéen précoce. Le massif est composé de granites leucocrates qui se caractérisent par une homogénéité singulière de composition et des paramètres texturo-structuraux ce qui les distinguent des granites massifs du complexe post-orogénique. La texture porphyroïdes des granites est déterminée par des phénocristaux de feldspath sodico-potassique en grandes plaques mesurant 7-10 mm suivant le grand axe, avec une zonalité de croissance faible et irrégulière.

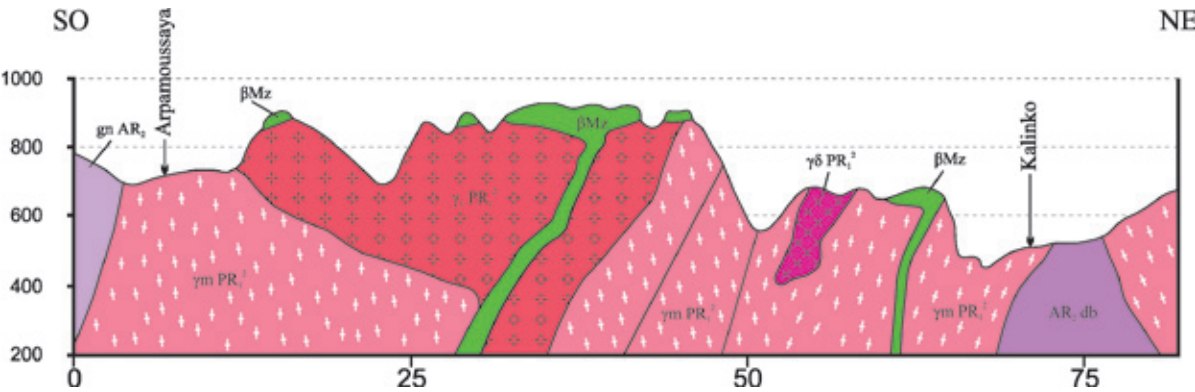


Fig. 47 Morphologie du massif “Koukoutamba-Bouka”. Phase post-orogénique, stade initial. Feuille de TOUGUE, DABOLA.

**Les granites porphyroïdes leucocrates** sont composés d’oligoclase (N° 17-23) à 25-30%, quartz – 20-30%, de feldspath sodico-potassique non réticulaire sans agrégats visibles de perthite – 35-40% et biotite entièrement ou partiellement chloritisée – 3-5%.

L’oligoclase est très pélite et chloritisé; il se caractérise par une zonalité résiduelle, accentuée par les produits péliteomorphes de désagrégation.

Le feldspath sodico-potassique est représenté par de l’orthoclase-cryptoperthite et non pas par le microcline-microperthite comme dans le cas de granitoïdes du complexe granito-gneissique d’orogénèse tardive.

La structure des roches est typiquement granitique avec un idiomorphisme net du plagioclase par rapport au quartz et au feldspath sodico-potassique.

**Les granites à grains fins et moyens** ne diffèrent pas de granites porphyroïdes, mais on y observe une nette prédominance de l’orthoclase sur l’oligoclase. Ils se caractérisent par une structure allotriomorphe-grenue avec des traces nettes de séparation précoce du quartz en forme de granules en gouttes, cimentées par du feldspath sodico-potassique.

Le deuxième massif composé de granites à deux micas (biotite à muscovite) se trouve sur la rive droite de la rivière de *Sankarani*, à la frontière du République du Mali. Le massif présente une orientation nord-sud à la différence de l’orientation est-ouest des granitoïdes, granito-gneiss et migmatites plus précoces. Sa partie occidentale longue d’environ 76 km se trouve sur le territoire guinéen. Les contacts avec les roches granites à microcline se trouvent dans les régions de développement des granitoïdes orogéniques des zones intérieure et extérieure, examinées plus haut. La plupart d’entre eux sont associés aux nœuds d’intersection de plusieurs failles ou à des zones tectoniques isolées. Pour cette raison, ces granites ont – dans un plan horizontal – une forme complexe, essentiellement étirée dans une même direction, et parfois forment dans les fissures des corps linéaires ou des dykes peu épais (quelques mètres). En général, leur position est sécante par rapport aux complexes orogéniques et orogéniques tardifs.

Les intrusions de granites à microcline ont été étudiées sur la feuille de DINGUIRAYE. Leur majeure partie se situe à la périphérie du massif de granodiorite près du village de *Bagui*, ou dans ses exo-contacts où elles forment de stockwerks ou stratoïdes en pente douce. Quelques-uns de ces corps ont été relevés dans des fissures sur la rive gauche de la rivière de Banie et dans les limites de l’affleurement des roches cristallines de Boné, ainsi que dans les zones de développement des dépôts du BIRRIMIEN dans les vallées des rivières de *Boudibaga et Kounioumi*.



Les zones d'endocontacts de ces massifs ainsi que les dykes sont composés de variétés à granulométrie fine, jusqu'aux microgranites et aplites. Les granites à grains gros et moyens et quelquefois les granites-porphyles prédominent dans les zones centrales.

Une quantité considérable d'intrusions similaires a été relevée au sud-est de la feuille de TOUGUE et sur la feuille de DABOLA. Dans ce dernier cas, elles sont localisées sous forme de stockwerks dans les formations du socle cristallin archéen.

La mise en place des corps de granites à microcline a été accompagnée dans certaines zones (au sud du village de *Kolinko*) par une métasomatose potassique, greisénisation et quartzification des roches encaissantes. Ces processus se sont largement manifestés sur la rive gauche de la rivière de *Mini*. La greisénisation y est représentée par la muscovitisation régionale irrégulière des granito-gneiss et des migmatites et le développement en leur sein de minces veinules (0,3-2,0 cm) de quartz-muscovite-tourmaline. Parfois, ces veinules se réunissent en faisceaux lenticulaires épais de 0,5 m et longs de 10 m. Dans tous les cas observés, l'orientation de ces veinules et faisceaux lenticulaires est concordante avec la gneissification des roches encaissantes.

Dans la même région, on a identifié quelques filons de pegmatites à tourmaline, qui se disposent de manière concordante ou sécante par rapport à la gneissification des granites. Ces filons sont composés de quartz semi-opaque, microcline rose et amas de muscovite et tourmaline. Ils ont une épaisseur de 0,2 à 0,8-1,0 m et une étendue de quelques dizaines de mètres.

Selon les données de l'échantillonnage géochimique, on a relevé dans les zones de développement des roches greiséenées, des concentrations élevées d'étain (0,005%), lithium (0,02%), béryllium (0,005%), niobium (0,005%), gallium (0,007%) et quelques points avec la teneur en or de 0,03 à 5,0 g/t.

**Les granites à microcline** se caractérisent par une diversité de composition minérale, qui va des granosyérites (contenant du microcline jusqu'à 50-55%) aux alaskites (contenant du quartz jusqu'à 45-50%) avec une quantité relativement stable de plagioclase (15-20%) et biotite (1-2%).

Le microcline forme de grosses plaques, avec des bourgeons d'albite qui forme une frange à la jointure des cristaux. Le plagioclase est représenté par l'albite pélitisée (N° 8-10). Ses plages sont cimentées par les agrégats hétérogènes de quartz. La biotite, souvent chloritisée, se développe à la limite des grains et se trouve en association avec la magnétite.

Les variétés porphyroïdes sont composées de plagioclase (35-40%), microcline (environ 20%), quartz (jusqu'à 30%), muscovite (environ 1%) et chlorite (1-2%). Le plagioclase est constaté tant dans la matrice que dans les plages porphyroïdes. D'habitude, il est très pélitisé. Le microcline est représenté par deux générations. La variété précoce est non réticulaire, elle se développe dans les interstices entre les grains. La variété plus tardive – réticulaire – se trouve dans les agrégats de plagioclase. Le quartz forme des grains isométriques qui cimentent, sous forme d'agrégats, les autres minéraux. La muscovite, en association avec la chlorite, se développe à la limite des minéraux plus précoces.

De petits massifs de syénites à quartz ( $\gamma\text{PR}_1^2$ ), injectés dans les dépôts protérozoïques précoces de la série de TINIKAN et les granitoïdes des complexes précédents, sont largement développés dans la moitié nord de la feuille de KEROUANE.

L'âge protérozoïque précoce de ces intrusions a été déterminé grâce à leurs contacts sécants avec les dépôts de la série BIRRIMIENNE et avec les formations des complexes intrusifs et palingéno-métasomatiques des cycles de développement précédents. Cet âge est confirmé également par les déterminations d'âge absolu citées plus haut et le fait que ces intrusions soient recouvertes par les roches sédimentaires de la série de SEGOU qui contiennent des stromatolithes du Riphéen inférieur. En ce qui concerne leur âge de mise en place, ces intrusions sont considérées comme post-orogéniques car elles ne sont pas affectées par les processus de granitisation et les mouvements tectoniques.

En même temps, il faut noter que précédemment [135], les granites leucocrates du partage des eaux des rivières de *Koukoutamba – Bouka* (supérieure) étaient considérés comme datant du Protérozoïques tardif, suite à la détermination de leur âge absolu par la méthode K/Ar. Cependant, cette méthode a démontré son inefficacité pour la datation des roches archéennes et protérozoïques précoces dans la zone de développement des trappes mésozoïques, vu la dispersion non systématique des datations allant de  $289 \pm 10$  à  $1972 \pm 40$  Ma, en raison du degré variable du réchauffement des roches.

## Métamorphisme de contact et activité hydrothermale

L'injection pluriphasée des intrusions protérozoïques précoces s'accompagne de métamorphisme de contact au niveau des roches encaissantes avec leur altération métagénétique et hydrothermale locale, y compris la formation de minéralisations aurifères.

L'activité de contact la plus intense est liée à la formation des granitoïdes orogéniques, dont les massifs se trouvent dans les domaines de développement des dépôts BIRRIMIENS. Dans ce cas, on constate l'apparition de vastes zones de cornéennes et de roches cornéennées.

La phase de granitisation tardi-orogénique des dépôts de rifts et de bassins est liée au métamorphisme dynamothermal régional de ces dépôts. (Ces processus ont été examinés plus haut, voir chapitre «Le métamorphisme des roches de la série BIRRIMIENNE»).

Avec la formation des petites intrusions du complexe post-orogénique, on note des processus locaux de greisénisation et de métasomatose du quartz dans les roches encaissantes.

Dans l'ensemble, les diverses phases de magmatisme protérozoïque précoce et de granitisation éburnéenne sont accompagnés de processus hydrothermaux dans les roches encaissantes, qui ont conduit à la formation de la majeure partie des gisements et indices endogènes d'or et respectivement de placers aurifères connus dans le pays.

Les plus vastes zones de cornéennes et de roches cornéennées sont répertoriées dans les exocontacts des massifs de *Bagui*, *Kanka-Nafadji* et *Siguiri* (*Maléha*), ainsi que dans le toit des massifs de granitoïdes dans le sud de la feuille de KANKAN et dans certains secteurs sans aucun lien établi avec ces intrusions.

Le plus grand secteur de cornéennes et de roches cornéennées est relevé dans le domaine d'exocontact du massif de granodiorites, situé dans le bassin du cours moyen de la rivière de *Tinkisso* (feuille de DINGUIRAYE). L'étendue du secteur est d'environ 36 km pour une largeur de 2 à 6 km. La zonalité et le degré du métamorphisme de contact augmentent au fur et à mesure que l'on se rapproche du massif de granodiorites: depuis l'apparition dans la roche des premiers orthosilicates (staurotide, andalousite, grenat) du subfaciès à staurotide jusqu'au faciès de cornéennes à amphibole et rarement de cornéennes à pyroxène. Ainsi, aux environs du village de *Mataganina*, il a été constaté que la biotite brune vive, ainsi que l'épidote et l'ilménite, se développent sporadiquement aux dépens des métagènes foliacés contenant des lamelles de chlorite métamorphogène précoce et de séricite. Les porphyroblastes de staurotide et de grenat sont rares. Un peu plus au sud (plus près du massif), on voit apparaître des cornéennes à biotite-pyroxène avec une structure blastopsammitique. La composition de la biotite et du ferropyrrothène permet de juger de la température de métamorphisme qui, d'après le géothermomètre à biotite-orthopyroxène, atteint les alentours de 800° C.

Les transformations similaires de roches sont observées au pied nord-est de la chaîne de *Niandan* (aux alentours du village de *Cemay*), indiquant la présence ici d'une intrusion non affleurante, et dans d'autres zones de la vallée de *Tinkisso*.

Dans les domaines d'exocontacts nord des massifs de *Bagui* et *Kanka-Nafadji* ainsi que dans la vallée de *Boudibaga*, on note dans les roches birrimiennes le développement très irrégulier de cornéennes à biotite parmi lesquels on trouve des variétés à cordiérite, andalousite-staurotide, et biotite-amphibole-clinopyroxène.

Dans le massif de *Siguiri* (*Maléha*), les cornéennes, appelées «schistes micacés» ou «paragneiss» (sur la carte du BRGM-DNRGH, ils ont l'index  $S_{18}$ ), sont indiquées sous la forme d'une frange continue bordant l'exocontact du massif ou située à l'intérieur de son toit. Ces roches sont composées de quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et muscovite. Parfois elles contiennent une petite quantité de staurotide, grenat, et sillimanite. La même composition de roches cornéennes est observée dans le sud de la feuille de KANKAN.

La greisénisation des roches est constatée sur la rive droite de *Mini* (sud-est de la feuille de TOUGUE) où elle est représentée par une muscovitisation régionale des granites gneissoïdes du complexe post-orogénique et un développement de minces filonnets (0,3-0,2 cm) de quartz-muscovite-tourma-



line. Ces derniers se réunissent parfois en faisceaux lenticulaires épais de 0,5 m et longs de 10 m. Il est évident que la greisénisation est mieux développée dans la Guinée est et sud-est.

### Spécialisation minérogénique de la phase protérozoïque précoce

Sur le territoire de la Guinée, le fer et l'or sont les principaux minéraux utiles formés durant la phase protérozoïque précoce.

L'analyse des données concernant l'activité hydrothermale et la minéralisation endogène d'or démontre la nature polygène et polychrone de cette minéralisation, qui s'est manifestée durant tous les cycles tectono-magmatiques établis de la mise en place des structures géologiques du pays.

Le cycle principal coïncide avec le Protérozoïque précoce qui comprend au moins 4 phases de formation d'or, liées:

- aux périodes finales de la mise en place des intrusions granitoïdes orogéniques;
- à la phase orogénique tardive de granitisation éburnéenne des roches cristallines de la base du socle et par conséquent au métamorphisme dynamothermal régional des roches de la couverture plissée;
- à la phase d'injection des intrusions post-orogéniques de granites à microcline et à deux micas;
- à l'activité volcano-plutonique acide dont l'intervalle temporel n'est pas établi.

Le niveau de connaissances géologiques actuelles ne permet pas de confirmer de manière sûre le schéma proposé et positionner concrètement la formation des gisements et indices d'or. Nous ne pouvons que définir les principaux critères de formation d'or, à savoir :

- **Roches magmatiques et palingéno-métasomatiques** qui déterminent les formations aurifères. Il s'agit de formations: granito-granodioritiques, granito-gneissiques et migmatitiques tardi-orogéniques, granitiques post-orogéniques, ainsi que rhyolito-liparitiques de la phase non déterminée. Parmi les formations énumérées, les deux premières sont les plus importantes.
- **Critères formationnels-lithologiques**, qui déterminent les principales formations encaissantes: carbonifères grésio-aleuroargilitiques (schistes noirs) et volcano-terrigènes. Cela étant, il est possible que la teneur initiale en or de ces roches ait été relativement élevée.
- **Critères structuraux** – domaines d'exocontacts (rarement d'endocontacts) des intrusions granitoïdes, des coupoles extrusives et des corps subvolcaniques acides, ainsi que des coupoles thermales au-dessus des intrusions non affleurantes et des zones de granitisation.
- **Critères tectoniques** – accidents disjonctifs au cours de diverses périodes du Protérozoïque précoce, avec des orientations variables, sécants par rapport au litage et à la foliation des roches encaissantes. Zones de mylonites, cataclasites et brèches. Systèmes radiaires concentriques et subparallèles de fissures dans les exocontacts d'intrusions granitoïdes, corps subvolcaniques et coupoles thermales.
- **Critères minéralo-morphologiques** – filons isolés ou systèmes de filons de quartz ou de quartz sulfuré; zones et stockwerks de filonnets de quartz ou de quartz-sulfuré et de dissémination sulfurée; secteurs linéaires ou zones de métasomatites de quartz à muscovites et de dissémination sulfurée.

Il est à noter que l'un des mécanismes importants de la redistribution de l'or est lié aux processus hypergènes de formation des croûtes latéritiques. En cas de développement aux dépens des roches mères aurifères, les croûtes latéritiques peuvent former des gisements d'infiltration y compris des minéralisations importantes avec des réserves de plus de 100 t.

**Les gisements d'or** sont représentés par un groupe de cibles endogènes (d'origine primaire) et exogènes (alluvionnaires) et par les latérites aurifères dans lesquelles les signes caractéristiques pour les deux groupes se réunissent.

Le principal type génétique des gisements endogènes est hydrothermal. Il est représenté par les formations: quartzreuse aurifère, quartzreuse aurifère sulfurée, quartzreuse aurifère barytifères et aurifère sulfurée.

Du point de vue de la morphologie des corps minéralisés, les gisements sont représentés par filons de quartz, systèmes de filons de quartz rapprochés ou croisés, stockwerks ou linéaires avec une minéralisation quartzo-filonienne ou une dissémination sulfurée, zones de sulfurisation, de quartzification et zones de métasomatites à quartz-muscovite. Les roches encaissantes de plusieurs gisements filoniens sont aussi aurifères et contiennent des concentrations industrielles de ce métal.

La minéralisation de tous les types cités est représentée par de l'or natif de diverses dimensions et des sulfures aurifères (pyrite, arsénopyrite, chalcopryrite et autres) avec de l'or fin ou dispersé.

Les cibles exogènes comprennent des anciens conglomérats aurifères stratiformes, d'intérêt purement scientifique, et des alluvions aurifères industrielles du Pliocène-Holocène de divers types génétiques et morphologiques. Présentement, la majeure partie de ces gisements sont presque épuisés par les orpailleurs ou les compagnies industrielles.

Les plus importants gisements d'or de la Guinée, dont une partie est en cours d'exploitation, se trouvent dans les latérites de certaines zones du bassin de SIGUIRI.

*Les gisements de fer* sont associés aux itabirites à magnétites, qui, sous forme de grands strates (plus de 200 m), font partie de la séquence de SIMANDOU – NIMBA et de la suite de Mongo. Les minerais hypergènes à hématite et à hématite-goethite riches en fer (>60%, gisements de la chaîne de *Simandou* et du massif de *Nimba*) se sont formés au Néogène-Quaternaire aux dépens des itabirites à magnétites dans les conditions géomorphologiques favorables.

En ce qui concerne les autres minéraux utiles, caractéristiques de la minérogénie de certaines structures protérozoïques, il faut noter la présence de roches carbonatées dans les dépôts de la série BIRRI-MIENNE, y compris des calcaires exploitables à l'échelle industrielle, et des schistes graphitiques dans le complexe de SIMANDOU-NIMBA, qui sont jusqu'à présent mal étudiés.



### A-3. STRUCTURES D'ACTIVATION PANAFRICAINNE

#### RIPHEEN SUPERIEUR-CAMBRIEN (R<sub>3</sub>-C)

Le terme «Panafricain» a été introduit dans la littérature géologique par *W. Kennedy* en 1964 [86] pour désigner les événements thermotectoniques ayant eu lieu dans certaines régions de l'Afrique Occidentale durant une période de 600 millions d'années environ. Plus tard, ce terme a été largement utilisé par divers géologues pour désigner la période de l'activation et du développement des domaines plissés se trouvant à la périphérie de la synclise de TAOUDENI et de la dépression de TOUGUE. A l'est, c'est la zone de Gourma, la dépression de Volta (Haute-Volta, Ghana) et la zone d'Atakor (Ghana, Togo, Bénin). A l'ouest, c'est la ceinture plissée Mauritano-Sénégalienne et son prolongement sud – le fossé de BASSARI-ROKEL. Ce dernier, dans sa partie centrale située sur le territoire guinéen, est recouvert par les dépôts de la couverture de plate-forme (Ordovicien) qui divisent sa structure unique en partie sud – le fossé de ROKEL et la partie nord – le fossé de BASSARI.

#### Fossé de ROKEL

Le fossé est situé dans le sud-ouest de la Guinée (feuille de SIEROUMBA) et le nord-ouest de la Sierra Léone. Il est rempli par des dépôts volcano-sédimentaires de la série de MADINA-KOUTA et de la suite de Bania. Il forme une bande continue étirée dans la direction nord-ouest (az. 330°-340°) sur une distance de 300 km. Initialement, les chercheurs ont différencié dans les limites du fossé des roches métamorphiques du Protérozoïque inférieur de la série de MARAMPA (qui étaient considérées comme analogues de la série du **Birimien**), des «grès de Taban» [49] et des dépôts volcano-sédimentaires du Protérozoïque supérieur de la série de ROKELL-RIVER (sur le territoire de la Sierra Léone) [3,4].

Le fossé représente un synclinorium à structure asymétrique bien nette. Ses flancs sont composés de roches sédimentaires et métamorphiques de la série de MADINA-KOUTA d'âge riphéen-vendien (antérieurement considéré comme suite de Kolenté du Protérozoïque supérieur), tandis que sa partie centrale – de dépôts volcano-sédimentaires de la suite de Bania (Vendien, Protérozoïque supérieur – précoce) (fig. 11).

#### Série de MADINA-KOUTA (R<sub>3</sub>-Vmk)

Le flanc E du fossé de ROKEL est composé de dépôts terrigéno-carbonatés de la série de MADINA-KOUTA dans laquelle prédominent les aleuro-argilites avec des interlits de grès à quartz et à quartz-feldspath. A la base de la séquence on trouve des conglomérats, roches carbonatées et lentilles de silex.

Les horizons basaux sont représentés par des conglomérats à galets fins, gravelites et grès polymictes (souvent arkosiques), reposant sur des granito-gneiss à porphyroblastes fortement altérés du Protérozoïque précoce (le contact est reconnu par des sondages).

Les roches du flanc E du fossé ont, en général, un pendage monoclinale des roches de 5°-15° et SO. Parfois (dans les vallées des rivières de *Kora* et de *Kolenté*) on rencontre des plis linéaires ayant une structure très complexe et des plis en auge avec des pentes très raides (jusqu'à 60°-65°) d'orientation subméridienne avec une étendue des flancs de quelques dizaines voire de plusieurs centaines de mètres. Selon leur nature et la morphologie ces dislocations sont secondaires et dues aux déplacements du socle cristallin.

Sur la feuille de KINDIA, ces dépôts, sans aucun changement au niveau de la composition lithologique et d'autres caractéristiques, sont relayés par les roches des parties inférieures des sédiments de plate-forme de la dépression de TOUGUE. Ces sédiments sont représentés par les suites de Gadalogué et de Kanta et montrés sur la carte géologique à l'échelle de 1:500 000 comme série de MADINA-KOUTA (v. «Schéma de corrélation...» sur cette carte). Ces données indiquent la sédimentation simultanée dans le fossé de ROKEL et la dépression de TOUGUE pendant les phases précoces de leur développement.

Seules les parties inférieures de la séquence du flanc E du fossé de ROKEL sont étudiées en amont de la rivière de *Kobélé* et sur le versant NO du *mont d'Engisa*.

Selon les données des sondages exécutés sur le versant gauche de la vallée de la rivière de Kobélé la séquence générale des roches de la série de MADINA-KOUTA se présente comme suit (de haut en bas):

1. A la profondeur de 117,4 m le sondage a rencontré les granits aréneux gris rosâtre sur lesquels reposent des conglomérats;
2. Alternance de conglomérats gris foncé aux noirs à galets de granite, quartz, gneiss, granito-gneiss et au ciment argilo-sableux (1,8-4,5 m) et de grès quartzeux au ciment carbonaté (0,8-1,8 m) et aleurolites calcaireuses (0,6-0,7 m).  
L'épaisseur totale du terme est de . . . . . 24,5 m;
3. Assise carbonatée formée par une alternance des calcaires sableux, parfois bréchiques (E=0,4-6,9 m.) et grès calcaireux (0,3-12,1 m.) et des interlits d'aleurolites siliceuses et pyritisées (0,5-4,1 m.) . . . . . 43,5 m;
4. Alternance d'aleurolites (0,7-4,1 m), argilites (1,4-10,2 m) et bancs (0,7 m) de grès siliceux avec des lentilles de silex (0,5 m). . . . . 38,0 m;  
Epaisseur totale de la séquence est de . . . . . 106,0 m.

Un sondage profond de 152 m exécuté à 4 km au NO de la séquence citée, a traversé les parties supérieures de cette séquence, représentées par une alternance de grès quartzeux et feldspathiques avec des lentilles de gravelites (E=0,6-2,4 m) et aleurolites et argilites (intercalations fines de 1-2 cm à 5-8 cm) avec la prédominance de ces dernières.

L'épaisseur reconnue de la séquence est de 146,7 m.

Sur le versant NO du mont d'*Engisa* affleure la partie inférieure épaisse de 360 m de la séquence dans laquelle on note une réduction brusque du matériel pélitique (argilitique) et une augmentation de la proportion des aleurolites. Dans les parties inférieures de la séquence des conglomérats et des roches carbonatées sont toujours présents.

La partie supérieure, la plus importante, de la séquence de la série de MADINA-KOUTA, est formée, à en juger selon les affleurements dans les vallées des rivières de *Kolenté* et *Kora*, par une alternance flyshoïde rythmique d'argilites, aleurolites (bancs fins de 5-15 cm) et grès (2-5 cm). En même temps on note la présence des horizons continus de grès à quartz-feldspath épais de 1-6 m.

Sur le flanc opposé O du fossé on trouve la même séquence des roches que sur le flanc E, mais avec un autre caractère de dislocations plicatives et un autre degré du métamorphisme. En allant de l'est à l'ouest, le plissement devient plus complexe, on note l'apparition des plis linéaires isoclinaux avec des pendages raides des roches sur les flancs (65°-75°), ainsi que le développement de plusieurs cassures, dislocations, zones plissées, microgauffrées et plissotées.

Cela étant, dans la même direction, en approchant le massif de granito-gneiss vendiens (ils limitent le fossé à l'ouest) on constate l'accroissement du métamorphisme des roches jusqu'au faciès à amphibole. Ainsi, dans tous les affleurements des rives et du lit de la rivière de *Kolenté* on note le passage pratiquement progressif des aleurolites non métamorphisées aux phyllites qui contiennent des écailles orientées de séricite et des structures blastiques métamorphiques. Les changements ultérieurs de la composition des roches se traduisent par l'augmentation de la taille de séricite et de sa transformation en muscovite. Cette dernière se substitue, à son tour, par la biotite avec la formation successive des schistes cristallins à muscovite, à deux micas, à biotite et à biotite-épidote. La formation de ces derniers serait liée aux processus subséquents de métamorphisme dynamique.

A proximité immédiate du massif de granito-gneiss, dans une bande de micaschistes large de 1-2 km on note l'apparition des agrégats œillés d'albite et le développement du microcline non ou peu réticulaire (2V=60°-65°). En même temps, on constate la ségrégation du quartz et, en quelque cas, le passage des micaschistes en gneiss à biotite et en migmatites.

Outre les roches citées, le flanc O du fossé abrite d'abondants quartzites monominéraux et micacés formés aux dépens des grès divers et localement des schistes à quartz-hématite à teneurs élevées en fer (plus de 50 %, le gisement de Yomboyeli).

De cette façon, sur le flanc O du fossé de ROKEL, on constate un plissement intense et une auréole métamorphique large de 10-15 km, dans laquelle on voit une succession de transformation métamorphique suivante des roches argilitiques: aleuro-argilites → phyllites → schistes micacés → schistes à



deux micas et à biotite → schistes micacés œillés → gneiss à deux micas et à biotite qui sont ensuite relayés par des migmatites et granito-gneiss. Les contacts directs avec les migmatites et les granito-gneiss n'ont pas été observés. Sur la carte géologique de la Guinée au 1:500 000 ils sont montrés comme supposés. Leur origine tectonique n'est pas exclue.

Au cours du métamorphisme les grès ont subi les transformations suivantes: grès → grès quartzitoïdes à séricite, chlorite → quartzites monominéraux ou à muscovite.

Les faits cités permettent d'envisager cette partie du fossé comme la plus mobile avec l'affaissement considérable de son fond, le développement d'ultramétamorphisme et la granitisation des roches.

Il est à noter, que même dans la zone de roches métamorphiques à proximité du contact avec les granito-gneiss, on rencontre des secteurs isolés non affectés par le métamorphisme. Notamment, sur la rivière de Kolénté à 1-2 km à l'est du contact du massif on trouve des affleurements de grès quartzeux relativement «frais» avec du ciment carbonaté.

Selon les géologues soviétiques [129] les dépôts de la série de MADINA-KOUTA dans le fossé de ROKEL ont une épaisseur de 2 500-3 000 m.

### Caractéristique pétrographique des roches

**Les aleurolites** sont des roches quartzieuses, souvent avec des débris de plagioclase et microcline, parfois de muscovite, microquartzite, silex. Les grains sont anguleux, allongés, rarement peu émoussés de 0,02-0,03 mm à 0,08-0,1 mm. Parfois on note la présence de grains sableux de quartz de 0,3-0,4 mm (jusqu'à 10%). Le ciment est basal (30-50%) à séricite, à séricite-silice, parfois carbonaté. Les changements secondaires consistent en corrosion de fragments, péliteisation et sérification du feldspath, épidotisation du ciment et quartzification du matériel siliceux. La structure est aleuritique, parfois psammoaleuritique. La texture est grenue non orientée (massive) parfois microstratifiée suite à l'orientation subparallèle des grains ou la présence de plusieurs intercalations fines de matériel psammitique.

**Les argilites** représentent une pâte carbonato-argileuse à pélites, brune avec des écailles et fibres fines (0,01-0,003 mm) de séricite, parfois avec une impureté (jusqu'à 10-15%) de grains anguleux et allongés de quartz et albite de 0,01-0,03 mm. La structure est pélite fine et grossière, parfois aleuropélite. La texture est mouchetée irrégulièrement stratifiée et orientée suite à la position subparallèle des fibres de séricite et de grains d'aleurite, parfois grâce à la présence d'interlits fins (1-2 mm) de matériel carbonaté. On observe par endroit des agrégats de forme irrégulière d'hématite et d'hydroxydes de fer.

**Grès.** Le matériel clastique des grès est représenté par du quartz (80-100 %) et une petite quantité de feldspath (jusqu'à 20 %). Parfois on y rencontre des grains de muscovite, biotite, carbonate. Les fragments sont émoussés, quelquefois légèrement émoussés et anguleux aux dimensions de 0,2-0,7 mm, voire 1-1,5 mm. Le ciment est poreux (5-7 %) ou basal (35-50 %), à séricite-quartz, argile-silice, carbonate-argile et quelquefois entièrement à carbonate. La structure des roches est psammitique, hétérogrenue (le plus souvent finement ou moyennement grenue), la texture est massive. Les changements secondaires sont identiques à ceux des aleurolites. Souvent les lames minces montrent une alternance fine (1-3 mm) de petites intercalations d'argilite, aleurolite et grès.

**Les calcaires** sont composés de grains xénomorphes, parfois idiomorphes de calcite de 0,1-0,3 mm à 1-1,5 mm. Localement on note la présence (jusqu'à 20%) de grains anguleux et émoussés de quartz, feldspath potassique, plagioclase. Les grains de microquartzite, mica et argilite sont rares. Les dimensions de fragments varient de 0,2-0,4 mm à 1-5 mm. Parfois on y observe des amas de forme irrégulière de matériel siliceux. La structure est allotriomorphe-grenue, localement hypidiomorphe-grenue, parfois mosaïque (en variétés marbrées). La texture est massive, localement bréchique, parfois finement stratifiée grâce à la présence de petits lits enrichis de matériau sableux. Les roches sont souvent traversées par des filonnets de calcite, d'aragonite fibreuse et de sulfures.

**Les silex** représentent un agrégat fin (0,01-0,05 mm) de grains dentelés de calcédoine, souvent parallèlement orientés, avec une impureté poussiéreuse et des grumeaux d'hématite et d'hydroxydes de fer. Parfois on y observe les grains de carbonate, disséminés ou groupés en petits bancs discontinus larges de 0,5-0,8 mm. La texture de silex est grenue non orientée ou microstratifiée.

**Les gravelites** présentent une prédominance des fragments de quartz émoussés ou peu arrondis aux dimensions de 1,5-4 cm, le feldspath est secondaire. La quantité de fragments dans la roche atteint 40-60%. Le ciment est représenté par des grès à quartz-feldspath, les aleurolites sont rares.

**Les phyllites** sont des roches grises, gris brunâtre finement foliacées, à l'éclat soyeux sur les plans de foliation. Elles sont composées de petits grains de quartz (0,01-0,02 mm) et d'écailles fines de séricite. La structure des roches est lépidoblastique. La texture est rubanée, due à l'alternance de petits lits enrichis en séricite et de lits à prédominance de quartz. Parfois la séricite se trouve ensemble avec une petite quantité de chlorite. La présence d'abondants agrégats ponctuels de minéral métallifère est caractéristique ce qui donne aux roches une coloration brunâtre.

**Les schistes à muscovite**, comparés aux phyllites, se distinguent par l'augmentation de la taille de grains de quartz et d'écailles de mica qui atteignent 0,05-0,1 mm. La muscovite (60-70 %) forme des écailles fines allongées, souvent à patine ocrée, ayant une orientation nette. Les grains de quartz (30-40 %) ont une forme ovale, parfois angulaire. Certaines variétés ont une teneur en hématite atteignant 10%. Parfois dans les schistes on observe des amas lenticulaires mesurant 0,5 mm de grains très fins de grenat. En outre, l'analyse minéralogique des échantillons broyés montre la présence d'amphibole, apatite, zircon, tourmaline, pyrite.

**Les schistes à deux micas** se caractérisent par la présence de la biotite à côté de la muscovite. La biotite forme des écailles de 0,05-0,08 mm de couleur brune et vert brunâtre foncé, orientées parfois à travers de la foliation des roches et corrodant la muscovite.

**Les schistes à biotite** contiennent de la biotite vert brunâtre (40-50%) et du quartz (40-50%). Les écailles orientées de biotite sont réunies en petites bandes larges de 0,5-0,1 mm alternant avec des bandes fines de quartz. La structure est granolépido-blastique.

**Les schistes à biotite-épidote** sont composés d'épidote (40%), biotite (30%), quartz (30%) et de petite quantité de sphène et magnétite. La structure des roches est granolépido-blastique. L'épidote est associée aux amas de biotite et forme avec cette dernière des bandes larges de 1-2 mm alternant avec des amas de quartz à structure granoblastique dentelée.

**Les quartzites** sont massives, ont une structure hétéroblastique dentelée, contiennent de gros grains de quartz (jusqu'à 0,08-0,2 mm) et ont une composition presque monominérale avec une quantité infime de muscovite. On y observe également des variétés schisteuses de quartzites avec de petits lits d'écailles orientées de muscovite et de chlorite dont la teneur atteint 10-15%.

**Les schistes à quartz-hématite** se rencontrent sous forme de lentilles sur la rive droite de la rivière de Kofiou. Ils sont composés de bandes alternantes à hématite et à hématite-quartz larges de 1-3 mm.

### Suite de Bania (Vbn)

La partie centrale du fossé est remplie de dépôts volcano-sédimentaires de la suite de Bania du Vendien. Dans ces dépôts on observe une alternance de spilites, porphyrites basaltiques avec passées de laves bréchiques basiques, diabases, albitophyres, tufs, jaspes, lentilles d'aleurolites et de grès. Les horizons inférieurs de spilites reposent sans discordance évidente sur des roches sous-jacentes de la série de MADINA-KOUTA.

La partie volcanogène du fossé se caractérise par le développement de plis linéaires ondulés, synclinaux et anticlinaux avec le pendage assez fort des roches sur les flancs (50°-65°) qui sont orientés en concordance avec la direction générale du fossé. Dans le massif de Bania on constate la présence des synclinaux brachyformes avec une orientation variable des axes.

Les séquences de la suite sont étudiées dans des affleurements isolés dans les lits des cours d'eau et sur la carotte des sondages. Le massif montagneux de Bania présente la séquence suivante (de haut en bas):

1. Spilites vert foncé à structure aphyrique, intensément fissurés ..... 60 m;
2. Brèches d'écoulement volcanique, composées de fragments fondus, rarement anguleux (de 0,3-0,5 cm à 6-10 cm) de diabases à petits grains vert grisâtre et de spilites finement grenues. Les fragments sont orientés subparallèlement, on y observe des lits (E=0,5-1,0 m) de porphyrites basaltiques à grains fins, verts à texture fluidale. .... 20 m;
3. Spilites, similaires à celles de la couche 1 ..... 40 m;
4. Spilites gris foncé à noirs cryptocristallines ..... 30 m;
5. Brèches d'écoulement volcanique avec des fragments de porphyrites basaltiques vert foncé (jusqu'à 1-2 cm) et, rarement, de diabases ..... 15 m;
6. Spilites, analogues à celles de la couche 1 ..... 35 m;
7. Porphyrites basaltiques finement grenues vert foncé ..... 20 m;
8. Spilites, similaires à la couche 4. .... 30 m;



9. Porphyrites basaltiques finement grenues vert clair à texture fluidale peu visible . . . . . 25 m;  
Epaisseur étudiée de la séquence . . . . . 275 m.

En général, les séquences de la suite de Bania ont des faciès très variés. Sur la rive droite de la rivière de Kolénté, les parties basses de la séquence révèlent une prédominance d'albitophyres qui alternent avec des spilites. Plus haut, prédominent des spilites avec des interlits peu puissants d'albitophyres et des lentilles de grès et de tufs. Les interlits de jaspes rouge cerise apparaissent dans les spilites en haut de la séquence. Dans le cours moyen de la rivière de Kilissi les couches supérieures de la série sont représentées par des spilites avec plusieurs interlits de grès et aleurolites et des lentilles d'albitophyres. Dans le nord de la zone du développement des dépôts de la série, aux alentours du village de Kalli, c'est une assise homogène de spilites, de porphyres basaltiques et de diabases avec des interlits rares de roches sédimentaires.

L'association typique des roches, observée constamment dans les séquences de la série – spilites, albitophyres, jaspes – permet de rattacher cet ensemble de roches à une formation à spilite-cératophyre, formée lors des épanchements sous-marins des laves basiques et acides affectés par la suite par une albitisation. En même temps, la présence des horizons de tufs et de porphyrites basaltiques, identiques aux basaltes des plateaux, témoignent de l'existence dans certaines zones des éruptions aériennes.

### Caractéristique pétrographique des roches

**Les spilites** sont des roches à grains fins, compactes, vert foncé et gris foncé à noires, parfois ayant division sphéroïdale visible et une structure aphyrique ou porphyrique. Les variétés porphyriques ont des phénocristaux (1-3 mm) de pyroxène (augite) partiellement ou entièrement épidotisée et en moindre quantité – de plagioclase albitisé ou séricitisé. Le pyroxène forme parfois des agrégats glomérporphyriques. La pâte est formée de petits Leistes (plaquettes) minces d'albite omnidirectionnels cimenté par du verre dévitrifié brun (structure spilitique). Par endroit on note une structure fibro-radiale.

Les variétés aphyriques sont composées de Leistes minces, souvent clivés d'albite, longues de 0,2-0,5 mm et de grains courts prismatiques de pyroxène altéré liés par du verre chloritisé (structure apointéristielle), rarement par de la magnétite (structure sidéronitique). La texture amygdalaire est très caractéristique des spilites. Les amygdales de 0,3-3 mm sont formées de chlorite incolore ou d'épidote à une frange chloritique, parfois de carbonate ou de quartz.

**Les porphyrites basaltiques** sont des roches finement grenues, gris verdâtre foncé, vert clair et foncé à structure porphyrique. Les phénocristaux (de quelques grains à 5-10% du volume de roches) sont représentés par des prismes courts d'augite ( $N_p=1,690$ ,  $N_g>1,700$ ) et des plaques de plagioclase basique (llabrador;  $N_2$  52) aux dimensions de 0,1-0,3 mm à 1-1,5 mm. Les grains d'hypersthène, hornblende ( $N_g=1,682$ ,  $N_p=1,660$ ; le pléochroïsme – gris vert à brun vert) et biotite vert brunâtre ( $N_m=1,645$ ) sont rares. Les pseudomorphoses isolées de chlorite aux dépens d'olivine sont très rares. Le pyroxène est d'habitude chloritisé et épidotisé, parfois il est substitué par la hornblende. La structure de la pâte est hyalopilitique ou intersertale, localement microdoléritique et hyaloophytique, rarement microlitique et vitrophyrique. La texture des roches est massive, parfois fluidale.

**Les diabases** sont des roches à petits grains, gris verdâtre. D'après leur composition elles sont similaires aux porphyrites basaltiques. De ces dernières, elles se distinguent par une structure holocristalline: ophytique, doléritique, parfois poecilophytique.

Les tufs sont des roches gris verdâtre et vert clair parmi lesquelles on distingue des variétés lithoclastiques, cristalloclastiques et vitrifiées. Les tufs litho- et cristalloclastiques ont une structure psammoaleuritique. Parmi les fragments de 0,1 mm à 1-2 mm on rencontre des porphyrites fondues, verre dévitrifié, cristaux de pyroxène, de plagioclase, de quartz. La pâte représente un agrégat microgrenu d'épidote, chlorite, séricite et quartz.

Les tufs vitrifiés sont composés de fragments falciformes et anguleux aux angles vifs de 0,1-0,2 mm. Au sein des plus gros fragments on observe des bulles arrondies. Les fragments de verre sont d'habitude bruns à patine ocrée, transparents dans la partie centrale (lors de l'étude sans analyseur). Les fragments sont noyés dans le verre dévitrifié qui se présente sous forme d'agrégat (siliceux ?) microgrenu. Les roches sont souvent recoupées de filonnets de chlorite-épidote-calcite.

Les tufs agglomérés (ou les roches proches des ignimbrites) sont observés localement. On y trouve une matrice cendreuse fondue avec une fluidité nette. La présence des fragments de verre de 1-2 mm

(suivant l'axe long) avec des bords irréguliers est caractéristique. Le verre dans les fragments est «vésiculaire». Les bulles sont aplaties et orientées conformément à la direction générale de la texture fluidale. Les bords des bulles sont entourés d'une pellicule opaque brune. Parfois le verre dans les fragments est complètement chloritisé, le plus souvent il est transformé en agrégat finement grenu, clair. A côté du verre on trouve des fragments de pyroxène épidotisé. Le verre de la matrice est partiellement dévitrifié.

**Les albitophyres** sont des roches à grains fins, compactes, grises, gris jaunâtre, gris clair. Ils sont composés de petits cristaux (0,03-0,05 mm à 1-1,5 mm) fondus d'albite et de quartz noyés dans une pâte litoïde ou microlitoïde à quartz-feldspath, localement avec une structure sphérolitique. On y constate également la présence de rares petites écailles de chlorite et séricite. Localement les roches sont colorées irrégulièrement par des hydroxydes de fer. La texture des roches est massive, parfois fluidale.

Dans certaines zones les roches effusives de la suite de Bania sont complètement modifiées, silicifiées et transformées en schistes verts. Les phénocristaux dans les laves et les fragments dans les tufs sont substitués par des minéraux secondaires (chlorite, épidote, actinolite, carbonate, séricite, albite). Le verre est dévitrifié et représente un agrégat brun de chlorite, épidote et hydroxydes de fer.

**Les jaspes** sont des roches finement grenues, compactes, dures, souvent à cassure conchoïdale, rouges, rouge cerise, rarement grises et vertes. Elles sont composées d'agrégats de grains dentelés de calcédoine à cristaux très fins (0,01-0,03 mm) et fins (0,05-0,1 mm) Par endroits on observe des zones lenticulaires et arrondies de calcédoine à structure sphérolitique, parfois groupées en microlits. Parmi les agrégats de calcédoine, se développent des secteurs saturés en hématite. L'hématite se présente en poudre et en grumeaux de forme irrégulière, parfois en interlits minces. Dans certains endroits on voit des amas de quartz avec une structure cornéenne. La texture des jaspes est massive, localement microlitée.

**Les aleurolites** sont des roches compactes, dures, gris clair, grises et gris verdâtre composées de débris de quartz, souvent avec une addition de feldspath (jusqu'à 15%), très rarement de pyroxène épidotisé. D'habitude les grains sont anguleux, parfois étirés, moins souvent semi-émoussés aux dimensions de 0,02-0,08 mm. On trouve souvent du matériau psammitique (jusqu'à 10%) (quartz, rarement plagioclase) aux dimensions de 0,2-0,3 mm. Le ciment est principalement basal, rarement de contact et poreux, sa teneur atteint 60-70%. Le ciment est composé d'argile, épidote-séricite, parfois chlorite-épidote (tufacé) et argile-carbonate. Le ciment de certaines variétés est coloré par des hydroxydes de fer. L'altération secondaire consiste en corrosion des fragments, péliteisation et séricitisation du plagioclase, chloritisation du matériau argileux et tufacé. La structure des roches est aleuritique et psammoaleuritique. La texture est massive, parfois microlitée due à la ferruginisation sélective des microlits ou la répartition irrégulière des grains de sable.

Les grès sont composés de fragments de quartz (80-90%) et de plagioclase (10-20%). Les grains sont anguleux et allongés, souvent sub-émoussés, dont la dimension varie de 0,2 à 0,6-0,7 mm. Le ciment est représenté par un agrégat microgrenu de quartz avec une addition de séricite et de particules argileuses. Le ciment est basal, rarement poreux et de contact. Les modifications secondaires: corrosion des débris, péliteisation et séricitisation du plagioclase, chloritisation du matériau argileux. La structure est psammitique, hétérogrenue; la texture est massive.

Les résultats de l'analyse chimique des roches effusives de la suite de Bania ont révélé ce qui suit:

- les porphyrites basaltiques correspondent à la composition moyenne des basaltes des plateaux;
- les spilites sont proches de basalte quartzifère ou de diabase. Elles diffèrent de ces derniers par la teneur élevée en oxydes de sodium ce qui s'explique par la présence dans la roche d'une grande quantité d'albite, caractéristique pour des spilites. En outre, ces roches ont une teneur élevée en silice, due à la quartzification des roches et une basse teneur en alumine et oxyde de calcium;
- les albitophyres, d'après leur composition, sont proches de cératophyres quartzifères, mais contrairement à ces dernières ils contiennent plus d'alumine et de fer.

L'épaisseur totale des sédiments de la suite de Bania, d'après les géologues soviétiques [129], atteint 2 500-3 000 m.

Sur la surface érodée des dépôts de la série de MADINA-KOUTA et de la suite de Bania, au sud de la ville de Kindia, reposent avec une discordance angulaire les roches détritiques grossières de la série de TABAN (Cambrien) sur la surface érodée desquelles, reposent à leur tour, les grès de la suite de Pita (Ordovicien) de la phase de développement des dépressions de BOWE et TOUGUE.



L'âge des dépôts de la série de MADINA-KOUTA dans le fossé de ROKEL est déterminé comme Riphéen supérieur-Vendien vu leur accumulation simultanée avec les sédiments de la dépression de TOUGUE dans lesquels on a trouvé des stromatolithes confirmant cet âge.

L'âge vendien des roches volcano-sédimentaires de la suite de Bania est établi grâce à la présence dans les sédiments de la série d'OUNDOU de la dépression de TOUGUE du matériau tufacé, dont l'accumulation serait liée à l'activité volcanique dans le fossé de ROKEL. L'âge des roches de cette série dans la dépression est déterminé comme vendien. En outre, les vulcanites de diverse composition appartenant à la suite de Bania, sont présentes en grande quantité dans les conglomérats basaux de la série de TABAN, dont l'âge est considéré comme cambrien.

### Fossé de BASSARI

Comparé au fossé de ROKEL, le fossé de BASSARI a une structure géologique plus complexe. On y distingue: au NO, dans la région frontalière avec la Guinée-Bissau et le Sénégal, l'anticlinorium (zone) de KOULOOUNDOU, à l'E – le synclinorium de BASSARI et le horst de BANTALA, au centre de la dépression – le synclinal de YOUKOUNKOUN. Dans l'ensemble, ces structures représentent un prolongement nord du fossé de ROKEL. Toutes ces structures font partie d'une longue ceinture plissée MAURITANO-SENEGALIENNE.

Sur le plan tectonique, les structures du fossé de BASSARI-ROKEL se sont développées suivant les zones de failles profondes d'orientation subméridionale. Ces failles, dont la présence est confirmée par le levé gravimétrique [78] grâce au gradin gravimétrique contrasté, divisent le socle en deux mégablocs.

Le mégabloc O (surélevé) se caractérise par des valeurs positives des isoanomalies de pesanteur avec un niveau moyen de (+) 5 mG et des valeurs maximales atteignant 50 mG, détectées à l'ouest de la ville de Kindia. Le mégabloc E (abaissé) a des valeurs négatives avec un niveau moyen de (-) 30 mG et des valeurs minimales de (-) 50 mG (aux alentours de la ville de Téliélé) (fig. 48).

Les gradients positifs occidentaux de la pesanteur sont dus, en général, au caractère fémique des masses perturbantes ce qui correspond à une haute position des roches cristallines du socle. A l'est, les champs négatifs sont les indices du milieu sialique formé par des termes puissants de roches sédimentaires de la couverture de plate-forme (séries de MADINA-KOUTA, OUNDOU, FALEME), remplissant la dépression de TOUGUE, ainsi que des termes volcano-sédimentaires sous-jacentes du Protérozoïque inférieur (série BIRRIMIENNE) et de divers granitoïdes.

Les calculs quantitatifs faits par N. Loutchenko [139], en prenant comme constante la densité des roches de la couverture de 2,37 g/cm<sup>3</sup> et des roches du socle de 2,7 g/cm<sup>3</sup>, ont permis de définir l'amplitude de déplacement des mégablocs, dans les limites du gradin gravimétrique, de 1,5-2,5 km ce qui coïncide avec l'épaisseur des sédiments des dépressions de TOUGUE (mégabloc abaissé) et BOWE (mégabloc surélevé), et d'établir une épaisseur possible des sédiments dans le fossé de BASSARI-ROKEL (5 000 m au moins).

La structure géologique présumée du fossé de BASSARI et des domaines contigus est montrée sur les coupes 8-8 (fig. 49) et 10-10 (fig. 50).

**L'anticlinorium (zone) de KOULOOUNTOU** n'est bien étudié sur le territoire guinéen. Il a une orientation générale sublatitudinale, qui est d'ailleurs anormale par rapport aux autres structures subméridiennes du fossé. Il se peut que ceci soit lié à la phase plus tardive (paléozoïque précoce) de son développement qui se manifeste sur le territoire de la Guinée-Bissau par des dislocations nettes au niveau des grès de la suite de Pita (Ordovicien).

L'anticlinorium est composé de schistes à séricites, chlorites à séricites, métavulcanites basiques, dacites, diverses roches tufacées et intercalations rares de grès quartzitoïdes blancs.

Lors du levé cartographique de la feuille de YOUKOUNKOUN [128], les roches similaires retrouvées sur la crête montagneuse de BASSARI, ont été rattachées à la série de BASSARI du Protérozoïque précoce. Plus tard, en étudiant le prolongement sud de cette crête, les auteurs du levé géologique des feuilles de GAOUAL [137,138] et de LABE [139] ont recensé dans cette zone des roches

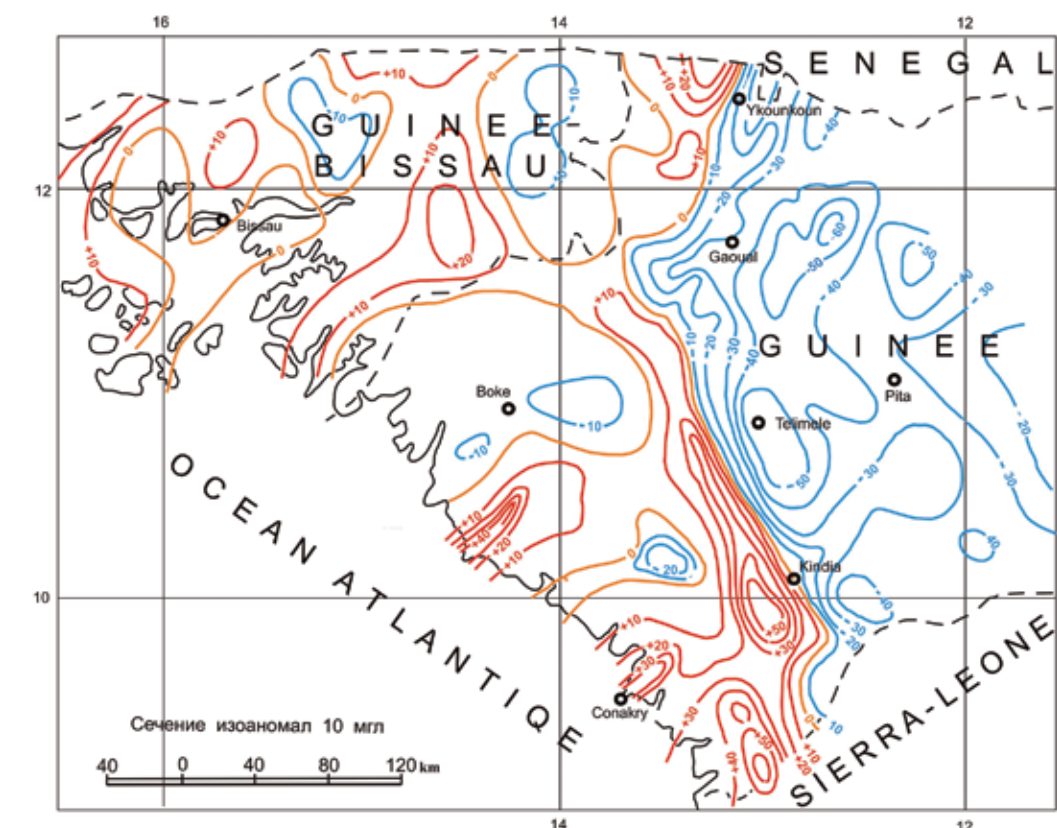


Fig. 48 Cartes des isoanomalies de la pesanteur (réduction de Bouguer).

terrigènes métamorphisées du Protérozoïque supérieur, rattachées conventionnellement à la suite de Mali (sous-suite supérieure).

En préparant la carte de la Guinée au 1:500 000 les auteurs sont arrivés à la conclusion que les roches volcano-sédimentaires de l'anticlinorium de KOULOOUNTOU ne peuvent pas être comparées aux dépôts terrigènes de la crête montagneuse de BASSARI. Par leur composition, ces roches correspondent plutôt aux dépôts de la suite de Pananpou, cartographiée dans la vallée de la rivière de Tominé et dans le horst de BANTALA.

**Le synclinorium de BASSARI et le horst de BANTALA** se situent à la limite des feuilles de YOUKOUNKOUN et KEDOUGOU, dans la crête montagneuse du même nom. Cette crête sépare les contreforts NO du plateau de Fouta-Djallon de la plaine de YOUKOUNKOUN. Le synclinorium est rempli de dépôts sablo-argileux disloqués et métamorphisés jusqu'au faciès des schistes verts, qui initialement [128] étaient rapportés à la série de BASSARI du Protérozoïque précoce en les comparant à la série de MARAMPA, développée au Sierra Leone. Les roches de cette série, à leur tour, étaient considérées comme des analogues de la série BIRRIMIENNE du Protérozoïque précoce. Plus tard [139], il a été prouvé que les dépôts terrigènes de la crête montagneuse de Bassari sont des analogues disloqués et métamorphisés des sédiments de plate-forme des suites de Kanta, Dira, et Mali (sous-suite inférieure) du Protérozoïque tardif, composant le flanc NO de la dépression de TOUGUE. Lors de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000, les roches de ces suites ont été rattachées aux séries de MADINA-KOUTA et OUNDOU (Riphéen supérieur-Vendien) et en conséquence sont montrées comme telles.

Dans l'ouest, les roches du synclinorium se trouvent en contact, à la faveur de la faille subméridienne, avec les grès à grains grossiers de la série de YOUKOUNKOUN (Cambrien). Avant, ils étaient connus sous le nom de grès «Boundou» et considérés comme protérozoïques supérieurs [128].

Sur le flanc E, dans la partie S, les roches du synclinorium sont partiellement recouvertes par des vulcanites basiques de la suite de Koubia, qui, ensemble avec les roches volcano-sédimentaires de



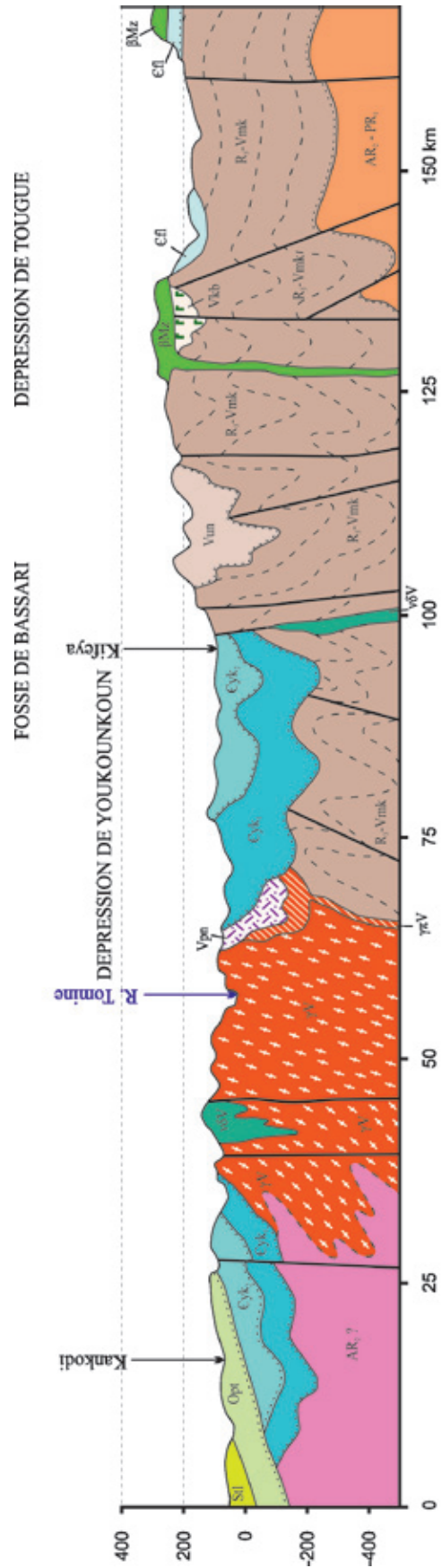


Fig. 49 Coupe suivant la ligne 8 – 8 (Kankodi – Kifeya; feuilles: YOKOUNKOUN, KEDOUGOU).

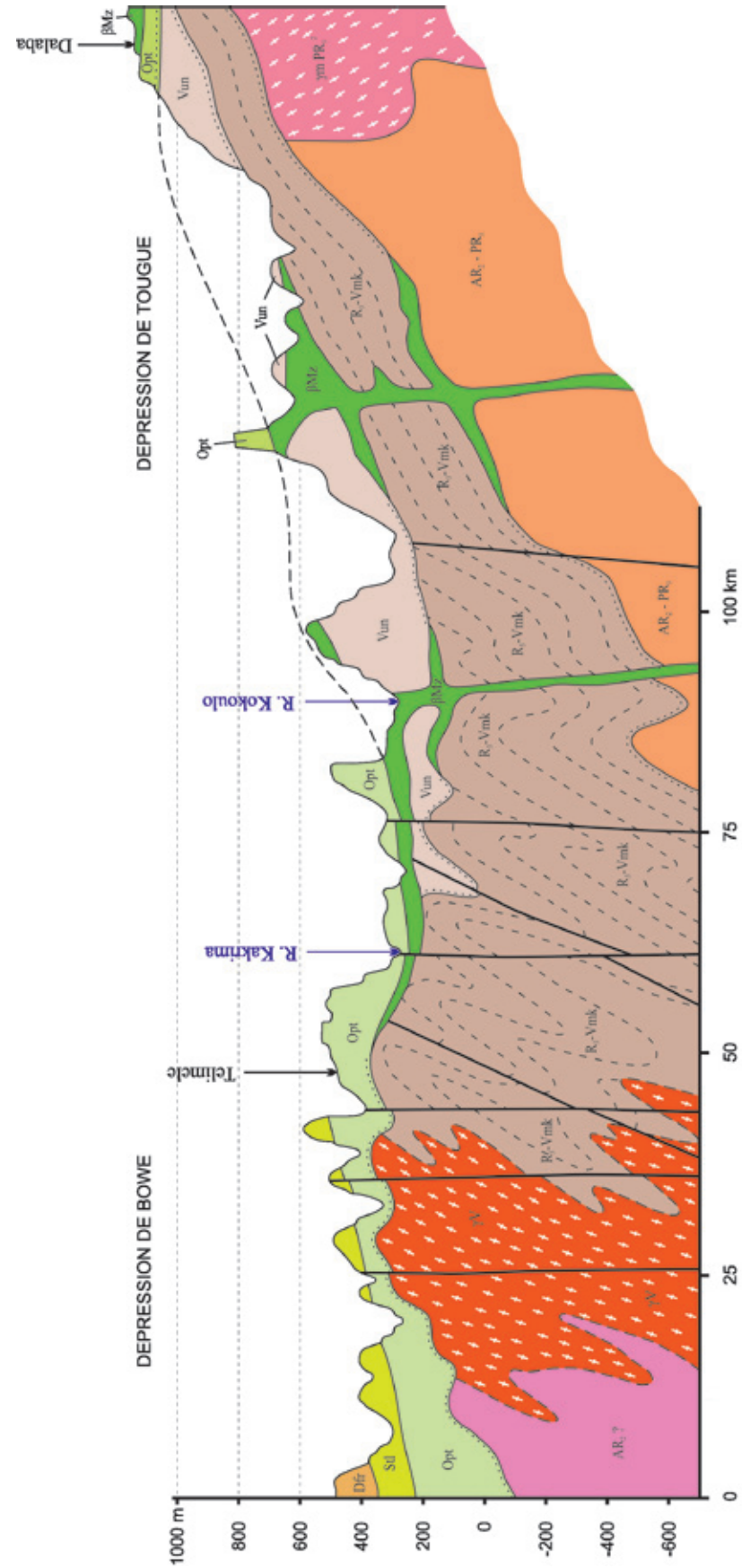


Fig. 50 Coupe suivant la ligne 10 – 10 (Telimele – Dalaba; feuilles: TELIMELE, KINDIA).



la suite de Pananpou, forment dans cette zone un horst de BANTALA, qui limite à l'est le synclinorium de BASSARI. On estime que les roches de ces suites sont des analogues contemporains de la suite de Bania (Vendien), répertoriée et étudiée dans le fossé de ROKEL [129] (v. «Schéma de corrélation...» sur la cartouche de la carte).

Dans la partie N du flanc E, les roches du synclinorium sont en contact, à travers le système de failles subméridiennes, avec les dépôts non métamorphisés de la série de MADINA-KOUTA et OUNDOU. Pour cette raison et en se basant sur les régularités établies de la mise en place du fossé de ROKEL, il est admis que l'accumulation de sédiments dans le synclinorium de BASSARI et dans la dépression de TOUGUE se faisait de manière synchrone. Ceci, à son tour, a permis de répartir sur le territoire du synclinorium les sédiments des dites séries et de préciser sa structure tectonique. Avant, cette structure était considérée comme anticlinorium [128].

Eu égard à ce qui précède, il est devenu possible d'interpréter la région de la crête montagneuse de Bassari comme une grande structure synclinale, affectée par des plis d'ordre supérieur, ainsi que par plusieurs failles, froissements, microplissements. Les flancs de cette structure sont composés par des dépôts sablo-argileux métamorphisés de la série de MADINA-KOUTA, mais sa partie centrale – par des roches, de préférence argileuses, métamorphisées de la série d'OUNDOU. Par ailleurs, les dépôts similaires à la série d'OUNDOU, ont été observés sur les versants de la vallée de la rivière de *Tominé* dans la partie sud du fossé de BASSARI, où ils sont représentés par des sédiments disloqués, pratiquement non métamorphisés.

Comme déjà dit, le versant sud-est du fossé est affecté et partiellement recouvert par des structures du horst de BANTALA, composées de roches volcano-sédimentaires de la suite de Pananpou et volcanites basiques de la suite de Koubia.

### Série de MADINA-KOUTA (R<sub>3</sub>-Vmk)

Les dépôts de cette série sont montrés sur la carte géologique au 1:500 000 dans les limites du terme supérieur répertorié antérieurement (1968) de la série de BASSARI. Ils sont représentés par un membre de grès quartzitoïdes et de quartzites avec des interlits et lentilles de schistes à séricite-quartz, séricite-chlorite-quartz et de grès quartzitoïdes ferrugineux. Toutes ces roches sont recoupées, à divers degrés, par plusieurs filonnets et filons peu épais. Selon leur composition lithologique et la position stratigraphique, elles peuvent correspondre aux suites de Kanta et Dira de sédiments de plate-forme de la dépression de TOUGUE. Ces dépôts sont resserrés en système de plis subméridiens secondaires avec des angles de pendage des roches sur les flancs atteignant 60-650 aussi bien à l'ouest (de préférence), qu'à l'est. Le plissement similaire de roches, mais sans traces de métamorphisme, est observé dans les dépôts de la couverture de plate-forme dans la zone de son contact avec le synclinorium de BASSARI et la zone volcanique (horst) de BANTALA. La largeur de la zone de ces dislocations est de 20-25 km. Il n'est pas exclu, que la majeure partie des plis de cette zone soit liée aux mouvements tectoniques qui accompagnaient la mise en place du horst. Le bord E du fossé de BASSARI n'a pas de limites naturelles établies. En vertu des faits cités, on peut considérer comme limite le contour E du développement des vulcanites des suites de Pananpou et Koubia. Comme déjà dit, les mêmes relations avec les roches de la couverture de plate-forme ont été établies sur le flanc E du fossé de ROKEL.

**Les grès quartzeux et quartzites** sont des roches compactes et dures, blanc jaunâtre, gris clair et grises, composées presque entièrement de quartz, à stratification mal exprimée, mais presque toujours foliacées à divers degrés. Outre le quartz, ils contiennent en petite proportion des écaillés de séricite, chlorite, biotite et minéraux accessoires.

Le quartz se présente en grains émoussés de 0,1-1,5 mm. Les structures des roches sont psammitiques résiduelles, crustifiées, rarement granulitiques.

**Les schistes à séricite-quartz** sont composés de grains de quartz arrondis ou peu étirés de 0,05-0,2 mm occupant 80% du volume de la roche, d'écaillés de séricite (jusqu'à 20%) et de minéraux accessoires. Le chlorite, la biotite et les hydroxydes de fer sont présents en faibles proportions.

**Les schistes à séricite-chlorite-quartz** ont une couleur caractéristique vert brunâtre. Ils diffèrent des schistes à séricite-quartz par la prédominance de chlorite sur séricite. Le chlorite se développe

sous forme d'écaillés entre les grains de quartz. Il est représenté par la pennine, rarement la diabanite.

Les structures des deux types de schistes sont lépidogranoblastiques, les textures sont souvent schisteuses.

**Les grès quartzitoïdes ferrugineux** se distinguent des grès ordinaires par la présence de la magnétite en proportion de 35-40% du volume de la roche. Ils sont presque toujours nettement stratifiés. Les structures des roches sont microblastiques, parfois porphyrogranoblastiques suite au développement de grandes plages de magnétite de 0,05-0,5 mm. La magnétite est régulièrement disséminée dans toute la masse de la roche. Parfois suite à sa concentration, elle forme de petits lits presque monominéraux, de ce fait la roche acquiert un aspect nettement rubané.

Outre le quartz et la magnétite, la roche contient des écaillés de séricite et biotite, ainsi que des amas d'hydroxydes de fer. Parfois dans les roches on distingue des pochettes minces (jusqu'à 0,8-1,2 mm) remplies d'épidote et de quartz.

L'épaisseur des dépôts de la série de MADINA-KOUTA d'après les géologues soviétiques [122] est de 1500-1600 m (région des villages de Pouniar et Doubel).

### Série d'OUNDOU (Vun)

Les dépôts de la série d'OUNDOU sont montrés sur la carte géologique au 1:500 000 dans les limites géologiques du terme inférieur de la série de BASSARI [128] individualisée antérieurement (feuille de YOUKOUNKOUN) et de la suite de Mali [139] (feuilles de GAOUAL et LABE). Ils sont représentés de préférence par des schistes à séricite-quartz et séricite-chlorite-quartz contenant de rares interlits de grès quartzitoïdes et de schistes à hématite-séricite-quartz. Les roches sont fortement disloquées et seraient resserrées en système linéaire de plis secondaires d'orientation subméridienne avec des angles de pendage des roches sur les flancs atteignant 60°.

Dans la partie sud du fossé de BASSARI, les roches de la série d'OUNDOU sont représentées par un terme à aleurolite-argilite avec les intercalations minces de grès (appelé antérieurement suite de *Mali*). Dans les régions adjacentes au synclinorium de BASSARI (rive droite de *Tominé*), notamment dans les zones de plusieurs failles, ces roches sont transformées en schistes à séricite-chlorite et séricite-chlorite-quartz, qui sont intensément quartzifiés en plusieurs endroits. L'épaisseur de ces zones dans le sud atteint 100-200 m. En approchant le synclinorium, leur épaisseur augmente progressivement, les zones se réunissent en formant des champs continus de roches métamorphisées.

Dans cette partie du fossé, les roches de la série forment une structure en V, dont la partie centrale est recouverte, après une érosion profonde, par des dépôts molassiques de la série de YOUKOUNKOUN (Cambrien). Le flanc O de cette structure est soulevé à la suite de l'injection des intrusions vendiennes. Sur le flanc E on a cartographié des corps stratifiés subconcordants avec les roches encaissantes. On y observe également un plissement isoclinal plus complexe.

**Les aleurolites** sont représentées par des variétés de quartz et de quartz à feldspath. Elles sont composées de grains peu émoussés de quartz et de plagioclase (jusqu'à 95%) de 0,01-0,04 mm. Dans la fraction détritique on distingue des variétés à gros grains (0,05-0,1 mm), à grains moyens (0,025-0,05 mm) et à grains fins (0,01-0,025 mm). La structure des roches est aleuritique, la texture est stratifiée et microstratifiée, rarement massive. Le ciment est de type basal, parfois poreux. La proportion du ciment varie de 5 à 55%. Le ciment est composé d'argile-mica avec une addition du matériau finement détritique de quartz, parfois ferrugineux.

**Les argilites** sont composées de matériau argileux peu polarisant qui contient jusqu'à 30% de grains anguleux de quartz aleuritique. Parfois on rencontre dans les argilites de petites lentilles du matériau charbonneux de 0,3 mm. La structure des roches est aleuro-pélitique, la texture est microli-tée, rarement massive.

**Les grès** sont composés de fragments peu émoussés de quartz, plagioclase acide, feldspath potassique, muscovite et biotite. La dimension des fragments varie de 0,05 à 2-3 mm. La structure des roches est psammitique, hétérogrenue. La texture est stratifiée. Le ciment est de type poreux. Il est représenté par de la séricite à écaillés fines, du chlorite et un matériau à fragments fins de quartz à feldspath.

Les grès quartzeux, dans leur partie fragmentaire, montre une prédominance de grains de quartz de 0,1 à 1-2 mm.



*Les schistes à séricite-quartz et séricite-chlorite-quartz sont plus ou moins identiques aux roches décrites dans la série de MADINA-KOUTA.*

*Les schistes à hématite-séricite-quartz, vus en surface, sont des roches schisteuses singulières, brun rougeâtre, composées à 30-60% d'agrégats d'hématite et d'hydroxydes de fer parmi lesquels sont disséminés des grains de quartz et écailles de séricite.*

Selon les géologues soviétiques [128], l'épaisseur des dépôts de la série d'OUNDOU dans le synclinorium de BASSARI atteint 4 000 m.

Au cours du levé géologique au 1:200 000 du fossé de BASSARI, les relations entre les roches des séries suscitées n'ont pas été établies de manière certaine. Mais, comme il sera montré plus bas [141], on constate dans la dépression de TOUGUE une lacune de sédimentation, une érosion partielle des roches sous-jacentes de la série de MADINA-KOUTA et une certaine restructuration de ce bassin de sédimentation. Prenant en considération le développement synchrone du fossé de BASSARI et de la dépression de TOUGUE, on peut supposer que les relations entre les roches des séries étudiées sont les mêmes, notamment une érosion des dépôts de la série de MADINA-KOUTA et l'existence dans ces dernières des dislocations plus intenses.

L'âge riphéen supérieur-vendien des dépôts de la série de MADINA-KOUTA et vendien des roches de la série d'OUNDOU a été établi en se basant sur leur similitude avec les dépôts de la dépression de TOUGUE, dans lesquels on a trouvé des stromatolites d'âge correspondant. En outre, pour les schistes à séricite-quartz de la série de MADINA-KOUTA on a obtenu les datations de l'âge absolu de 457 et 515 Ma. (méthode K/Ar) [128] qui correspondent à la moitié de l'Ordovicien et au Cambrien tardif. Les datations plus récentes de l'âge absolu, obtenues par la méthode K/Ar, sont caractéristiques pour toutes les régions de la Guinée, affectées par les processus d'activation mésozoïque et de magmatisme trappéen.

### Suite de Pananpou (Vpn)

Pour la première fois l'appellation «suite de Pananpou» a été utilisée par A. Bélaév et al, (1968) pour désigner un complexe de roches volcano-sédimentaires développées sur la feuille de YOUNKOUN dans les vallées des rivières de Tominé et Pananpou [128]. Dans cette suite il a placé des roches modérément disloquées: tufs de cendres, lithoclastiques et cristallins, porphyres quartzeux, tuffites, roches siliceuses, aleurolites, argilites et grès. Leurs relations avec les roches sous-jacentes n'ont pas été établies et leur âge a été admis comme Protérozoïque inférieur.

Plus tard, D. Diallo et al. (1976), en levant la partie NO de la feuille de LABE, a rencontré une bande de roches volcano-sédimentaires, qui ont été également rattachées à la suite de Pananpou, mais datées du Protérozoïque moyen [139].

Lors de l'étude des données géologiques, de leur synthèse et de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000, les auteurs ont récolté plusieurs données indirectes témoignant du développement synchrone des roches de cette suite et des dépôts de la suite de Bania d'âge vendien, développés dans le fossé de ROKEL. Ainsi cet âge est montré sur la carte en question.

Les dépôts volcano-sédimentaires de la suite de Pananpou sont étudiés de manière détaillée dans le NE de la feuille de LABE. Ici, ils passent sous forme d'une bande étroite (6-8 km), mais étendue (plus de 50 km) le long du versant E du horst de BANTALA, qui est représenté essentiellement par des vulcanites basiques sus-jacentes de la suite de Koubia. Ces vulcanites recouvrent les roches de la suite de Pananpou, ainsi que leur contact O avec les roches du synclinorium de BASSARI. Les résultats du levé montrent les roches de la suite recouvrent divers horizons de dépôts sous-jacents de la série de MADINA-KOUTA et d'OUNDOU, ce qui témoigne de l'existence d'une discordance stratigraphique entre ces dépôts.

La suite de Pananpou est composée de diverses roches avec une grande variabilité de. Dans sa séquence on peut observer de diverses roches terrigènes, effusives, pyroclastiques et tuffo-sédimentaires mixtes à coloration bigarrée spécifique: paille, gris, gris jaunâtre, rosâtre, violacé, bleuâtre, verdâtre, rouge et brun. Ces roches sont resserrées en système de plis linéaires subméridiens avec des angles de pendage des roches sur des flancs atteignant 50-60° qui sont, dans l'ensemble, identiques aux dislocations des roches dans le synclinorium de BASSARI.

Dans la vallée du cours inférieur de la rivière de Pananpou, les roches volcaniques de la suite sont spatialement et, peut-être, génétiquement liées aux petits corps subvolcaniques de microgranites-porphyres, porphyres quartzeux et felsites (rhyolites).

Etant donné leur dislocation complexe, la variabilité des faciès, et un mauvais niveau d'affleurement, il est impossible d'avoir une idée nette sur la succession des roches dans la série. Cependant lors de l'étude des roches et de leurs lames minces, prélevées sur des affleurements isolés et les débris éluviaux on est arrivé à différencier les roches ci-dessous:

**Les aleurolites et argilites** ont une structure pélitique et aleuropélitique et une texture tachetée. Elles sont composées de quartz cryptocristallin, particules siliceuses et argilo-péliteuses, rares écailles de séricite, moins souvent de muscovite et minéraux métallifères en poudre. Le matériau aleurolitique est représenté par de grains de quartz et plagioclases acides anguleux, aux angles vifs. L'imprégnation de la roche est secondaire et liée à une substitution sélective des minéraux par du matériau siliceux (zones claires) et des hydroxydes de fer: hématite et hydrogôthite (zones foncées). Les roches sont recoupées par de petits filonnets ramifiés à composition quartz-feldspath-calcédoine et hydrogôthite.

Les grès sont des roches finement grenues composées de grains de quartz anguleux et semi-émoussés. Le ciment est du type de contact, et représenté par du matériau argileux, agrégats de quartz broyé et amas de leucoxène. Dans les zones silicifiées on trouve du ciment siliceux, qui soude étroitement les grains de quartz, après quoi la roche acquiert l'aspect de quartzite. Les grès contiennent partout des hydroxydes de fer bruns. Leurs petites fissures sont remplies d'hydrogôthite et calcédoine.

**Les tuffoaleurolites** ont des structures pyroclastiques, aleuropélitique et aleuritique et des textures massives, vaguement rubanées, parfois pseudofluidales. Au sein de la roche prédominent de petits fragments semi-émoussés et anguleux de quartz, rarement on trouve des débris de plagioclase pélitisés et séricitisés et de feldspath potassique albitisé. Parfois on y rencontre des verres volcaniques (microfelsite), des quartzites microgrenus et des schistes argileux. Le ciment est de type basal et poreux, il est composé de matériau argileux avec addition de silice, cendre volcanique, hydroxydes de fer et flocons de titanomagnétite leucoxénisée. Le matériau argileux se transforme généralement en agrégat à séricite-chlorite en écailles fines. Dans les fissures se développent le quartz à petits grains, calcédoine et rarement l'épidote.

**Les tuffogrès** ont des structures pyroclastique, aleuropsammitique et pséphitique. Ils sont composés de fragments de quartz à divers degré d'émoussement (arrondis ou aux angles aigus), rarement de grains de plagioclase, de verre volcanique à texture hyaline et microfelsitique et de débris de roches: argilites, aleurolites, quartzites microgrenus. Le ciment est aleurito-argileux avec de la silice, éclats de cendre volcanique et de verre, poussière de minéraux métallifères et amas amorphes d'hydroxydes de fer. La pâte se substitue souvent par du chlorite à petites écailles, rarement de la séricite et actinolite. Les filonnets de la roche sont composés du quartz et albite.

**Les tuffites** ont des structures litovitroclastique, aleuritique et psammitique. Souvent, elles ont une texture tachetée due à l'alternance des zones composées de matériau sédimentaire et volcanique. Les zones foncées sont composées de quartz réparti dans la masse argilo-siliceuse et contiennent des inclusions de cendre volcanique. Les zones plus claires sont composées de pyroclasts de quartz aux angles aigus, fragments de plagioclases acides, grès et quartzites microgrenus, ainsi que de micaschistes, schistes à séricite et charbonneux et verres volcaniques. Ces fragments sont noyés dans le verre volcanique acide à structure microfelsitique, par endroit hyalinique. Les roches sont recoupées par des filonnets minces de quartz et épidote.

**Les felsites** (rhyolites) (fig. 51) sont composées de verre acide et du matériau cryptocristallin à quartz-feldspath avec des agrégats de séricite à structure rayonnée. Le verre a une structure hyaline, il est d'habitude chloritisé et contient beaucoup d'amas amorphes d'hydrogôthite.

**Les porphyres à liparite et liparite-dacite** ont une composition porphyrique et une structure microfelsitique de la matrice. De petits phénocristaux porphyriques (0,06-0,1 mm) sont représentés par du plagioclase acide fortement altéré, feldspath potassique et rarement quartz. La matrice de la roche est représentée par du verre volcanique acide avec de petits éclats (0,02-0,2 mm) de quartz, feldspath, minéral métallifère et amas en flocon de titanomagnétite leucoxénisée. Le verre est chloritisé et épidotisé. De rares amygdales sont composées de calcédoine, parfois de chlorite.

**Les tufs à liparite et liparite-dacite** sont les roches les plus fréquentes de la suite de Pananpou. Elles ont des structures pyroclastiques variées. Les fragments sont composés de felsites, porphyres à liparite et liparite-dacite, quartz, plagioclase et verres volcaniques. La majeure partie des roches sont





**Fig. 51** Felsites (rhyolites) de la suite de Pananpou (partie inférieure de la photo), recoupées par les granites à biotite-hornblende (partie supérieure). Vallée de la rivière de Baekoe, Feuille de YOUKOUNKOUN. (Photo BGR, N17).

généralement décristallisées et possèdent des structures vitreuses et felsitiques, et acquièrent parfois une texture pseudofluidale. La séricite, le chlorite et les hydroxydes de fer se développent aux dépens du verre. Plusieurs fissures sont remplies de quartz et d'albite.

Sur le territoire de la feuille de YOUKOUNKOUN, dans la vallée de la rivière de Tominé, la suite de Pananpou a des variétés litho-pétrographiques suivantes:

- diverses aleurolites et argilites souvent siliceuses;
- grès polymictes et quartzeux à gros grains et hétérogènes;
- tuffites aleurolitiques;
- tufs de cendres;
- tufs litoclastiques et cristaloclastiques.

Les roches citées se situent dans la zone de développement des gabbroïdes et granitoïdes du Vendéen, les relations avec lesquels ne sont pas établies. Pourtant, à en juger d'après la configuration des limites géologiques, elles peuvent reposer sur ces derniers, donc avoir avec eux des contacts stratigraphiques normaux. A leur tour, les roches volcano-sédimentaires de la suite, les granites et les gabbroïdes sont transgressivement recouverts par des conglomérats de base et des grès de la série de YOUKOUNKOUN (Cambrien).

**Les tufs cristaloclastiques** sont composés de cristaux et fragments de cristaux de quartz, feldspath, écaillés de biotite, grains de zircon, apatite et minéral métallifère.

**Les tufs litoclastiques** contiennent en plus des minéraux cités, des fragments de roches suivantes: porphyres quartzeux, felsites, aleuro-argilites, roches effusives à structure microlitique. La proportion du matériau détritique dans ces roches varie dans les limites de 60-75%.

La matrice de roches est composée de fragments microscopiques de verre recristallisé, dévitrifié et silicifié avec une pâte felsitique recristallisée et néoformations de minéraux d'argile, mica et chlorite. Souvent, la pâte possède une fluidité mal exprimée.

La caractéristique pétrographique d'autres roches est similaire à celle des roches déjà décrites.

Dans la même région on rencontre de petits corps subvolcaniques de microgranites- porphyres, felsites-porphyres et quartz-porphyres qui recoupent les dépôts de la suite de Pananpou et sont probablement génétiquement à eux. Ces corps se situent à la périphérie des zones de développement de roches volcano-sédimentaires. La forme des corps est isométrique, légèrement étirée dans la direction latitudinale. Leurs dimensions (en affleurements) ne dépassent pas 2,0-2,5 km<sup>2</sup> (sur la carte géologique au 1:500 000 ils sont sciemment agrandis). Quelquefois ils forment un système de dykes rapprochés de granites- porphyres et felsites-porphyres. Morphologiquement, les plus grands corps se présentent en stockwerks et ont une architecture zonée. Leurs parties centrales sont formées de granites à biotites microgrenus, tandis que les parties marginales et apicales – de granites-porphyres et felsites-porphyres.

**Les granites à biotite** sont des roches à petits grains, holocristallines, massives, parfois avec les traces visibles d'une légère cataclase. Elles ont une structure hypidiomorphe-grenue, graphique, porphyrique et une structure microplitique de la matrice.

Composition: plagioclase de la série albite-oligoclase et oligoclase – 30-40%; feldspath potassique-orthoclase – 20-30%; quartz – environ 30%; biotite – 8-10% et minéraux accessoires et métallifères.

Le plagioclase forme souvent des agrégats porphyriques de 2-3 mm. Il est souvent séricitisé et albitisé. Le feldspath se présente en cristaux subidiomorphes qui forment des phénocristaux porphyriques. D'habitude, il est fortement pélite et a une couleur brun rouge.

La biotite est représentée par de petites écailles et amas. En général, elle est très chloritisée contenant une grande quantité de minéral métallifère.

**Les granite-porphyres** (porphyres quartzeux) sont des roches holocristallines à structure porphyrique. Les agrégats porphyriques sont représentés par des cristaux prismatiques de plagioclase, cristaux largement tabulaires d'orthoclase et rares grains de quartz. Ils composent environ 10-15% du volume de roches. La pâte est composée d'agrégats finement recristallisés de plagioclase, feldspath potassique et quartz à biotite régulièrement disséminée. En général, elle est chloritisée, pélite et séricitisée.

**Les felsites-porphyres** sont de couleur rose. Elles ont une constitution vitrifiée et une structure porphyrique. Les phénocristaux porphyriques sont représentés par du feldspath potassique. La pâte microfelsitique est composée de quartz et feldspath.

L'âge vendéen des roches de la série de Pananpou est établi sur la base des données suivantes:

- sédimentation synchrone des vulcanites de la suite et des grès pyroclastiques de la série d'OUNDOU dans la dépression de TOUGUE, dont l'âge vendéen est déterminé (même argumentation que pour les roches de la suite de Bania du fossé de ROKEL);
- fait de leur recouvrement par les sédiments molassoïdes du Cambrien de la série de YOUKOUNKOUN, qui sont leur tour recouverts par les grès ordoviciens de plate-forme de la suite de Pita.

En outre, selon les données de J. Bassot, les «rhyolites de YOUKOUNKOUN» dans la vallée de la rivière de Koulountou ont l'âge absolu de 411 m.a. qui semble beaucoup trop récent.

### Suite de Koubia (Vkb)

En tant qu'unité stratigraphique, la suite de Koubia a été différenciée par A. Bélaev et al. (1968) pour désigner le complexe de formations volcaniques basiques développées dans des partages des eaux du horst de BANTALA [128]. Ensuite, les zones de leur développement ont été élargies sur NO de la feuille de LABE [139]. Les dépôts de la suite sont représentés par des coulées et nappes volcaniques, brèches d'écoulement volcanique, tufs et agglomérats de diabases, porphyres à diabase et andésites. Ces roches reposent en discordance sur les roches de la série de MADINA-KOUTA et d'OUNDOU et recouvrent les dépôts de suite de Pananpou. Elles forment une bande continue large de 20-25 km au S (vallée de la rivière de Koumba) et de 5-10 km au N (à peu près jusqu'à latitude N 12°15'). Ensuite, cette bande se scinde en secteurs isolés, occupant les plus hautes parties du relief actuel.



Les séquences de la suite sont composées de diverses roches et se distinguent par des passages des roches aux autres. Les laves et les brèches volcaniques de porphyrites diabasiques prédominent généralement à la base des roches de recouvrement et dans leurs parties médianes. Les parties supérieures sont constituées de préférence par des tufs et brèches volcaniques. Les andésites et les porphyrites andésitiques sont observées sous forme de minces interlits dans les parties inférieures de recouvrements et dans les fragments de brèches volcaniques.

Extérieurement, les laves, les brèches volcaniques, et les tufs sont difficiles à distinguer les uns des autres. Les laves diffèrent par divers degré de recristallisation de certaines zones et rarement par une division naturelle sphéroïdale et en coussinets. Les tufs ne peuvent être déterminés que par une étude microscopique des laves minces. Les brèches volcaniques se distinguent par la présence des fragments et blocs de roches allogènes. Dans ces fragments on trouve: diabases et porphyrites diabasiques, andésites et porphyrites andésitiques, ainsi que aleurolites cornéennes, argilites, divers grès et quartzites faisant partie des roches sous-jacentes.

**Les diabases et porphyrites diabasiques** sont extérieurement des roches à petits grains, compactes, massives, vert foncé dans lesquelles on ne distingue que des plages porphyriques de 0,3-3,0 mm représentées par des grains informes vert foncé de pyroxène et cristaux leistoïdes gris foncé de plagioclase ainsi que des vides et amygdales remplies de carbonate, chlorite, épidote et quartz.

Les structures des roches sont généralement porphyriques, gloméroporphyriques, diabasiques, microdiabasiques, intersertales, parfois tholéytiques. Les plages porphyriques occupent jusqu'à 15-30% du volume de roches. Elles sont représentées par le pyroxène monoclinale de la série de diopside ( $cNg=40-42^\circ$ ,  $2V=+59-61^\circ$ ) et le plagioclase transformé (albitisé, saussuritisé et carbonatisé) de la série d'andésine-labrador acide № 40-55. La matrice est composée de microlites de plagioclase de la série d'andésine et parfois d'albite à disposition désordonnée, de petits grains isométriques de pyroxène monoclinale, similaire au pyroxène de plages porphyriques, de minéral métallifère, chlorite et carbonate. Dans certains zones de la matrice on trouve des taches de verre brun foncé, parfois chloritisé.

Les roches sont plus ou moins albitisées, chloritisées, épidotisées. Quelquefois, on constate le développement intense de prehnite. La pumpellyite, minéral caractéristique des spilites, se rencontre dans les cavités et filonnets.

En cas d'albitisation et chloritisation complètes, les diabases et porphyrites diabasiques ressemblent aux spilites typiques. Ils se rapprochent de ces dernières par la présence, en plus du chlorite, d'une grande quantité de leistes d'albite, d'agrégats de sphène et leucoxène. Extérieurement ces roches ne diffèrent en rien de diabases.

**Les tufs diabasiques et porphyrites diabasiques** sont assez rares. Les roches sont composées de petits fragments (0,1-1,5 mm) de cristaux de pyroxène monoclinale et plagioclase basique et acide altéré. Les fragments de diabases et porphyrites diabasiques peu recristallisés sont rares. La pâte est représentée par un verre chloritisé, mal recristallisé ayant parfois une structure de cendres. Les structures des tufs sont cristallines et lithoclastiques.

**Les andésites et porphyrites andésitiques** diffèrent des diabases et porphyrites diabasiques par une teinte plus claire et gris verdâtre et l'absence presque complète de pyroxène monoclinale. Les roches sont composées presque entièrement de leistes de plagioclase disposés de manière chaotique de la série d'andésine (№ 30-45), dans lesquels on trouve rarement des zones de verre brunâtre, rares grains de pyroxène monoclinale et de chlorite. Le plagioclase des agrégats porphyriques est représenté par l'andésine zonée (№ 40-50). Le caractère d'altération est le même que celui des diabases.

Les dépôts de la suite occupent les hauts niveaux du relief actuel. Pour cette raison ils sont fortement érodés. Leur épaisseur maximale conservée est de 180 m max (alentours du village de Koubia).

L'âge des vulcanites de la suite de Koubia est contemporain à la sédimentation des dépôts de la suite de Bania dans le fossé de ROKEL, donc il correspondrait au Vendien. La présence des galets et des fragments de vulcanites de roches basiques, similaires à celles rencontrées dans les conglomérats de base des séries de YOKOUNKOUN et de TABAN est un argument supplémentaire confirmant cet âge. En outre, les dépôts des suites de Koubia et Bania sont recouverts après une profonde érosion par les grès de plates-formes de la suite de Pita de l'Ordovicien.

## MAGMATISME PANAFRICAIN

Les processus magmatiques et palingéno-métasomatiques ont joué un rôle important dans le développement du fossé de BASSARI-ROKEL. Il a été identifié au moins 3 principales phases qui se sont manifestées essentiellement dans la zone de contact O des structures du fossé avec les formations du socle cristallin de l'Archéen tardif. Pendant la première phase, initiale, qui aurait eu lieu au stade pré-orogénique de développement des structures du fossé, se sont formées des roches basiques. Au cours de la deuxième phase tadré-orogénique, se sont mis en place des massifs périphériques (ou un seul massif) de granites palingéno-métasomatiques et de granito-gneiss. Pendant la troisième phase post-orogénique, les roches ont été recoupées par des intrusions sous forme de petits stockwerks de granodiorites, granites à deux micas, alaskites et pégmaites à muscovite.

L'activité volcanique et l'accumulation des dépôts volcano-terrigènes des suites de Pananpou-Bania ont été accompagnés par l'injection des corps subvolcaniques de divers porphyres granitiques. Respectivement, l'âge de leur formation est contemporain à la sédimentation des dépôts des suites indiquées. A leur tour, ces vulcanites reposent sur la surface érodée de granito-gneiss de la deuxième phase ce qui permet de les considérer comme tardi-orogéniques ou même post-orogéniques.

### Intrusions de composition basique ( $\gamma\delta V$ )

Pour la première fois les intrusions basiques ont été répertoriées dans le fossé de BASSARI lors du levé de la feuille de YOKOUNKOUN [128]. Elles ont été conventionnellement rattachées aux roches protérozoïques précoces. Au sein de ces roches on a individualisé deux groupes qui diffèrent l'un de l'autre par le degré du métamorphisme. Le premier groupe est développé sur la rive gauche de la rivière du Tominé et représenté par divers gabbroïdes faiblement métamorphisés. Le deuxième est développé dans les limites de la crête montagneuse de Bassari et représenté par des diabases foliacées et métamorphisées et gabbro-diabases souvent transformés en schistes à épidote-albite-actinolite-chlorite.

Plus tard, sur la feuille de GAOUAL [140] il a été établi que les corps substratifiés de gabbro-diabases avec leurs roches encaissantes de la suite de Mali (Protérozoïque supérieur) sont resserrés en plis et métamorphisés. Ceci a permis de les considérer aussi comme protérozoïques tardifs et les rattacher à la phase pré-orogénique.

Lors de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000, l'âge vendien des intrusions citées a été admis d'après l'âge d'accumulation des roches les encaissantes des séries de MADINA-KOUTA et OUNDOU (l'argumentation de leur âge est donnée plus haut).

Les roches du premier groupe forment un assez grand massif d'environ 100 km<sup>2</sup> sur la rive gauche de la rivière de Tominé, un petit corps dans la fenêtre d'érosion dans la vallée de la rivière de Kondiouol et quelques grandes xénolites dans le massif de granito-gneiss au N du village de Kémbera.

Les relations des roches de ce groupe avec d'autres complexes plus anciens ne sont pas claires, cependant il est établi qu'elles reposent sur une surface érodée des conglomérats de la série de YOKOUNKOUN et sont recoupées par des granitoïdes d'un complexe plus récent. Dans ces derniers, elles se rencontrent sous la forme de nombreuses xénolites.

Le premier groupe de roches est représenté par des gabbros, gabbro-diorites, diorites, gabbro-norites, gabbro à amphibole entre lesquels il existe des passages de faciès.

**Les gabbros** ont une coloration vert foncé, parfois presque noire, sont composés de cristaux petits, moyens et gros. La texture est massive ou stratifiée-taxitique. La structure est gabbroïde ou granoblastique.

Composition des roches: plagioclase – 45-50%, pyroxène monoclinale, transformé en hornblende verte – 45-50%, titanomagnétite – environ 3-5% et apatite – 2%.

Le plagioclase est représenté par le labrador, qui est souvent séricitisé et saussuritisé. Parfois il est désoxydé jusqu'à l'andésine.

Le pyroxène s'est conservé sous forme de reliques dans la masse de hornblende et représenté par le diopside.

**Les gabbro-diorites** ont une structure intermédiaire entre gabbroïde et hypidiomorphe-grenue. Ils



sont composés de: labrador (50 à 65-70%) intensément saussuritisé, pyroxène monoclin (20-25% à 45%), substitué complètement par la hornblende verte. On y constate également des agrégats de chlorite et épidote (jusqu'à 10%) et des amas de minéral métallifère (3%).

**Les diorites** sont des roches de couleur grise, gris verdâtre, à texture massive et hypidiomorphe-grenue avec des éléments de structure gabbroïde. La roche est composée de grains moyens et grossiers.

Composition: andésine-labrador (environ 50%), d'habitude peu séricité et épidotisé, parfois désoxydé jusqu'à l'oligoclase ; hornblende verte (45-47%) chloritisée et minéraux accessoires (jusqu'à 2-3%).

**Dans la gabbro-norite** le plagioclase est représenté par la bytownite (№ 80-85) en proportions de 30-40%, pyroxène monoclin – 5-8%, pyroxène rhombique (hypersthène) – 50-55% et spinelle vert – jusqu'à 3-4%.

Le pyroxène monoclin est presque entièrement substitué par la hornblende. La pseudomorphose du chlorite se développe souvent aux dépens de l'hypersthène. En se désagréant, le spinelle vert passe en agrégat de minéral (non identifié) opaque finement dispersé et magnétite.

Les roches citées sont dans certaines zones très amphibolitisées. Le taux de néoformations d'amphibole dans ce cas atteint 40-45%.

Le deuxième groupe de roches basiques est développé sous forme de dykes, corps stratifiés et intrusions fissurées dans la crête montagneuse de Bassari et sur son prolongement S dans le partage des eaux des rivières de Tominé-Koumba. Tous ces corps sont composés de diabases et gabbro-diabases métamorphisés et foliacés et sont dans la plupart des cas subconcordants avec les roches métamorphisées encaissantes des séries de MADINA-KOUTA et OUNDOU. L'étendue de la majeure partie des corps varie de 10-15 m à 300 m avec 1,5 m à 30 m d'épaisseur. Pour cette raison ils ne peuvent pas être montrés sur la carte géologique au 1:500 000. Cette carte ne montre que les plus grandes intrusions situées dans la zone de faille limitant à l'ouest le domaine plissé de BASSARI et quelques grands corps (1,0×8,0-10,0 km) substratifiés sur le partage des eaux des rivières de Tominé-Koumba, où ils sont disloqués ensemble avec les roches encaissantes, et par endroits, foliacés et métamorphisés.

**Les diabases métamorphisées et gabbro-diabases** sont des roches finement grenues, foliacées, vertes et gris verdâtre, dans la pâte desquelles on ne distingue que des fibres d'amphibole vert foncé, écailles et plaquettes de chlorite et grains sporadiques arrondis d'épidote de teinte pistache. Les roches sont recoupées par plusieurs filonnets fins (jusqu'à 5 mm) de chlorite, épidote, carbonate et quartz.

Au sein des diabases et gabbro-diabases on trouve toujours de l'actinolite fibreuse, albite, chlorite et minéraux métallifères en diverses proportions. Parfois on rencontre des reliques de pyroxène monoclin et plagioclase modifié de la série d'andésine-labrador, ainsi que des plages isolées de carbonate, préhnite, quartz et agrégats de sphène-leucoxène. La structure des roches est lépidonématogranoblastique, fibreuse embrouillée, rarement blastoporphorique et blastophitique. La texture est schisteuse. Les associations minérales dans les roches examinées montrent qu'elles sont métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts. L'âge vendien de la mise en place des gabbroïdes décrits découle du fait de leur recouvrement par des dépôts cambriens de la série d'OUNDOU dont l'âge vendien est établi d'après les stromatolites (voir plus bas).

### Granites et granito-gneiss (γV)

Les granitoïdes de la deuxième phase seraient des roches interformationnelles tardi-orogéniques à en juger d'après l'âge de leur mise en place et leur position tectonique. Ils sont localisés dans la zone de contact du socle cristallin de l'Archéen tardif et du complexe de roches volcano-terrigènes remplissant le fossé de BASSARI-ROKEL. L'apparition de ces granites est due à la remobilisation métasomatique et granitisation des roches cristallines du socle, provoquées par leur constriction intense (du côté du socle), plusieurs déplacements le long des failles inclinées du type de chevauchement, et en général, par le changement des conditions physico-mécaniques de ces roches et notamment l'augmentation des pressions dynamiques, de la température, des concentrations de H<sub>2</sub>O et d'autres composants. Dans le fossé, ces processus ont été accompagnés par un plissement intense des roches, leur granitisation au niveau des contacts et le métamorphisme progressif jusqu'au faciès amphibolitique.

Les granitoïdes en question ne sont développés que sur le flanc O du fossé de BASSARI-ROKEL où ils forment un système de massifs interformationnelles et constituent une ceinture granitique unie. Dans sa partie S (secteur de ROKEL), les granitoïdes s'étendent d'une manière continue de la frontière de la Sierra Leone jusqu'à l'escarpement de grès de l'Ordovicien. Dans la partie centrale du fossé et à son N ils affleurent dans des fenêtres d'érosion éparpillées parmi les dépôts plus récents (fig. 11, 50).

Dans le secteur de ROKEL sont développés des granito-gneiss, granites à biotite et à biotite-hornblende. Dans certaines zones ils passent en granodiorites gneissiques et granites leucocrates. Ces roches y forment un massif allongé de direction NO de 360 km<sup>2</sup>. La morphologie, la structure interne de ce massif et la configuration de ses contacts épousent parfaitement la forme des roches encaissantes. Ses contacts E avec les dépôts de la série de MADINA-KOUTA sont assez nets et, en général, concordants ou légèrement sécants.

Dans la zone d'endocontact on trouve plusieurs xénolites de schistes à biotite, à biotite-hornblende, à épidote-biotite, à quartz-hématite-cummingtonite. Les schistes ont des traits caractéristiques du métamorphisme progressif du faciès amphibolitique. Dans la plupart des cas l'orientation de la foliation des xénolites concorde avec la direction de gneissification des granites, mais parfois elle est discordante. Dans la partie d'exocontact, dans les roches sédimentaires de la série de MADINA-KOUTA, on note un développement d'une zone étroite (quelques dizaines de mètres) de migmatites œillées et de gneiss à biotite (centaines de mètres) qui passent successivement et progressivement plus à l'est en schistes à biotite et à deux micas, et ensuite, en phyllites, aleurolites non altérées et argilites.

Les contacts O du massif avec les roches de l'Archéen supérieur de la série de KASILA sont progressifs – à travers une large zone (plusieurs kilomètres) de migmatites et gneiss régressivement métamorphisés dans lesquels on trouve des skialites altérés à divers degré d'amphibolites et schistes cristallins à hornblende avec des reliques de clinopyroxènes de hautes températures.

Les roches du massif ont en général des textures à foliation parallèle avec une direction dominante NO et un pendage de 20 à 800 SO. Dans la partie centrale du massif (alentours du village de Moussay) on a répertorié, d'après les paramètres de gneissification, une petite structure en dôme.

Les roches prédominantes du massif sont des granito-gneiss et granites. Moins souvent on rencontre des granodiorito-gneiss et granites leucocrates. Ces derniers forment dans les limites du massif de petites zones de 8 km<sup>2</sup> au plus et sont liés aux granito-gneiss et granodiorito-gneiss par des passages progressifs.

**Les granit t épidote.**

La hornblende se caractérise par une teinte vert brillant et se rattache à la série ferrugineuse (Ng=1,705±0,002 ; Np=1,698±0,002). Elle forme de gros grains (0,8 mm), parfois corrodant la biotite.

Comme déjà dit, dans certaines zones les granito-gneiss passent progressivement en granites leucocrates massifs. Avec cela, on observe dans les roches une augmentation des dimensions de grains des minéraux majeurs (jusqu'à 0,7-0,8 mm), le développement des structures homogrenues, allotriomorphe-grenues et textures massives et une réduction de la teneur en biotite. Il est notoire, que les granites leucocrates sont le produit final de la granitisation métasomatique des roches suite à leur refonte locale.

Dans la partie centrale du fossé, les granitoïdes de la phase en question forment du nord au sud: massif de Tandouma (amont de la rivière du même nom, affluent gauche du Tominé), massif de Donsou (au NO du village de Santou) et deux affleurements dans les fenêtres d'érosion au sein des grès de la suite de Pita (Ordovicien, régions situées à l'ouest de Téliélé et Sinta).

Selon les données des géologues soviétiques [138], le massif de Tandouma ayant une superficie d'affleurement d'environ 80 km<sup>2</sup> a des contacts tectoniques avec les roches environnantes, y compris les grès ordoviciens. Mais ces contacts n'ont pas été observés sur le terrain. Lors de l'établissement de la carte au 1:500 000, les auteurs ont trouvé possible, en se basant sur les résultats de l'interprétation des images satellitaires Landsat 7 ETM+, de montrer le contact oriental du massif comme tectonique, le contact septentrional – comme intrusif, recoupant et soulevant les dépôts de la série d'OUNDOU, et les contacts occidental et austral avec les grès ordoviciens – comme stratigraphiques. Ces derniers reposent après une profonde érosion sur les granitoïdes du massif en question.



Dans les roches du massif on distingue des granits gneissiques à biotite et amphibole-biotite, qui contiennent en abondance des skialites d'amphibolites granitisées à divers degré. En général, leur orientation est concordante avec la gneissification des granits.

**Les granites** sont des roches à grains gros et moyens de couleur gris rosâtre à texture gneissoïde bien exprimée. Ils sont composés de plagioclase (35-60%), quartz (20-25%), biotite (5-10%) et hornblende (jusqu'à 5%) en cas des variétés à biotite-amphibole. Les granites ont des structures granoblastiques, et moins souvent, allotriomotphe-grenues avec un idiomorphisme de plagioclase mal exprimé. Les granites portent toujours des traces visibles de cataclase et blastèse superposées.

Le plagioclase est représenté par l'andésine (N° 35-45%) de forme tabulaire. Sa teneur dans la roche est variable et dépend de la quantité de microcline qui le substitue. Dans les variétés cataclastiques il est substitué par la muscovite et la séricite.

Le feldspath potassique est représenté par le microcline. Souvent, il secondaire et forme des plages xénomorphes dont la taille atteint 3 mm. Il est toujours réticulaire et a une structure perthitique.

Le quartz est toujours granoblastique avec une extinction ondulée bien prononcée.

La biotite, avec la taille des feuilletés de 1 mm, forme des bandes et dispose du pléochroïsme en teinte vert brunâtre. Elle se substitue souvent par le chlorite et l'épidote.

La hornblende, de couleur vert foncé, se présente en grains de 1,5 mm. L'angle d'extinction est de  $Ng=12-14^\circ$ . D'habitude elle contient des inclusions de quartz, apatite et minéral métallifère. Parfois on y distingue des reliques de pyroxène monoclin. Souvent elle est substituée par l'actinolite et le chlorite.

Le massif de Donsou affleure dans la vallée de Tominé au sein des dépôts de la série de YOU-KOUNKOUN (Cambrien) et des grès de la suite de Pita (Ordovicien). Deux autres affleurements de granites sont répertoriés dans les fenêtres d'érosion à l'ouest de Télimélé et Sinta. Ils sont composés de granites similaires au massif de Tandouma.

Dans la partie N du fossé, secteur de BASSARI, sur la rive gauche du Tominé et dans sa vallée on a cartographié un massif granitoïde avec une superficie cumulée des affleurements de 220-230 km<sup>2</sup>. Ici, les granitoïdes du massif sont recouverts, avec une érosion profonde, par les conglomérats et les grès de la série de YOUKOUNKOUN (fig. 10, 49).

Le massif a des contacts intrusifs (cassants) avec les gabbroïdes encaissants décrits plus haut de la première phase de formation. Ces contacts sont assez nets, mais dans certaines zones ils sont accompagnés du développement dans les gabbroïdes de minces veinules formées de matériau de quartz-microcline, ou la formation des amas porphyroblastiques de feldspath potassique rose.

Dans les zones d'endocontacts, les granites contiennent une grande quantité de xénolites partiellement assimilées et kalispatisées de gabbros, gabbro-amphibolites, schistes cristallins et quartzites. Le plus souvent ces xénolites se disposent sous forme de chaînons linéairement étirés, orientés parallèlement à la gneissification des granites.

Parmi les granitoïdes du massif on distingue deux groupes de roches: 1) granite à biotite et à biotite-hornblende et granito-gneiss, et 2) granite leucocrate, alaskite, granite à syénite, syénite quartzifère. Les relations entre les variétés citées ne sont pas établies étant donné un mauvais niveau d'affleurement des roches du massif.

**Les granites et granito-gneiss** à biotite et à biotite-hornblende sont les plus fréquents dans le massif. Ce sont des roches à grains gros et moyens, parfois porphyroïdes roses et gris rosâtres. En général, les roches sont plus ou moins gneissifiées et cataclastées ce qui conduit à l'apparition des textures gneissoïdes et cataclastiques. La structure des roches est hypidiomorphe-grenue, granoblastique, lépidogranoblastique, cataclastique, blastobétonnée, parfois passant d'un type à l'autre.

Les roches sont composées de: feldspath potassique (45-75%), dont les dimensions des cristaux dans les phénocristaux porphyriques atteignent 1,5-2,0 cm. D'habitude, il est intensément péliteisé et souvent substitué à la périphérie par l'albite quadrillée;

Le plagioclase (20-35%) est représenté par l'oligoclase et très séricité;

Le quartz (20-30%) est composé de grains dentelés et se caractérise par l'extinction ondulée;

La biotite (jusqu'à 15%) formes des écailles sporadiques et se substitue pratiquement toujours par le chlorite;

La hornblende (jusqu'à 10%) se présente en cristaux prismatiques ou irréguliers intensément chloritisés.

Dans les zones de granites et de granito-gneiss en question on trouve des secteurs isolés, formés de plagiogranito-gneiss dans lesquels la quantité de plagioclase (oligoclase) atteint 60-65% et le feldspath est pratiquement absent.

Les granites leucocrates, alaskites, granosyénites et syénites à quartz forment dans le massif de petits champs (de 100×200 à 200×500 m) avec le passage des faciès en principales variétés de granitoïdes. Il n'est pas exclu qu'ils forment des corps sécants et appartiennent à la phase terminale du développement du fossé.

**Les granites leucocrates et alaskites** sont des roches à grains petits et moyens, roses et massives. La particularité de ces granites est la présence de quartz blanc laiteux qui prédomine sur le quartz transparent. La structure des roches est hypidiomorphe-grenue, blastogranitique.

Composition: feldspath potassique (60-70%), quartz (environ 30%), et rarement oligoclase et biotite (au total 3-5% max.). Le feldspath potassique est brun, fortement péliteisé et contient des grains de quartz isométriques et de petits cristaux d'oligoclase. Cette dernière est substituée à la périphérie par une frange mince d'albite. La biotite est totalement chloritisée.

**Les granosyénites et syénites quartzifères** se situent dans les mêmes zones que les granites leucocrates avec lesquels elles seraient liées par des passages de faciès et macroscopiquement il est difficile de les distinguer des granites.

Les roches sont composées de gros cristaux (jusqu'à 1,5 cm) de feldspath potassiques intensément péliteisés occupant 60-70% du volume de roche, plagioclase acide (15 à 20-25%), d'habitude albitisé et séricité, hornblende verte et biotite (environ de 15-20%), ainsi que de quartz (5-7% pour les syénites quartzifères et jusqu'à 15% pour les granosyénites).

Le complexe de granitoïdes est recoupé par plusieurs filonnets de quartz et épidote épais de 3 cm. Les filonnets de quartz forment parfois des systèmes rapprochés de stockwerks dans lesquels des veinules isolées sont orientées suivant les azimuts 70-80° et 290-300°. Le quartz dans les filonnets est semi-transparent. Souvent on y observe de petites géodes avec des cristaux semi-transparents de quartz de 2-3 mm. Le quartz contient une fine dissémination de pyrite et se caractérise par l'absence d'or.

Les filonnets d'épidote sont orientés suivant l'azimut de 35-400 et recourent la minéralisation quartzéuse. Leur étendue est de 2-3 m maximum et d'après les données des analyses spectrales ils ont une teneur en titan de 0,4%.

### Granodiorites, granites à deux micas (γIV)

Ces granitoïdes de la phase terminale de la formation sont spatialement liés aux grands accidents tectoniques NO répertoriés sur le flanc ouest du fossé de ROKEL. Ils ont été identifiés aux environs des villages de Moussay, Dar es Salam, dans la zone du cours inférieur de la rivière de Kolénté, à la frontière avec la Sierra Leone (feuille de SIEROUMBA) et à l'ouest de la ville de Kindia. Les massifs sont composés de granodiorites ou de granites, passant parfois en alaskites. Ils recourent les formations métamorphiques de la série de KASILA, les granito-gneiss et les migmatites, ainsi que les granitoïdes de la phase précédente. En plan, les massifs ont une forme isométrique avec des superficies d'affleurement de 3 à 50 km<sup>2</sup>. Leurs contacts avec les roches encaissantes sont nets, intrusifs ou tectoniques avec le développement de vastes zones de mylonites. Le massif situé sur la rivière de Kolénté est recouvert dans sa partie SE par des conglomérats de la série de TABAN (Cambrien). Conformément au tracé des limites géologiques du massif aux alentours de Kindia, ils ont des relations disjonctives avec les dépôts des séries d'OUNDOU, vulcanites de la suite de Bania (Vendien) et gabbroïdes de la phase précédente. A leur tour, ses roches sont recouvertes par des grès de la suite de Pita (Ordovicien).

Le levé géologique au 1:200 000 [127] a identifié aux alentours des villages de Maneyah – Mangata (feuille de CONAKRY) un massif de granites à deux micas relativement «frais». Ces granites ont été rattachés, sur la base de la détermination de l'âge absolu par la méthode K/Ar (585 m.a.), à la phase de formation du Protérozoïque supérieur. Ce massif est connu dans la littérature sous le nom de «granites de Maneyah». Il est représenté par trois affleurements isolés de forme isométrique avec une superficie totale d'environ 300 km<sup>2</sup>. Evidemment, ces affleurements représentent les parties apicales du même massif, qui n'a pas été mis à découvert par l'érosion actuelle. Les roches de ce massif recourent les



granites porphyroblastiques, granito-gneiss et migmatites du Protérozoïque précocé et ont avec eux des contacts sécants nets avec des apophyses. Plusieurs filons de pegmatites à muscovite ont été reconnus dans les zones d'affaissement du toit aux alentours du village de *Koyah*. Dans les zones d'exocontacts du massif on voit de petites xénolites (jusqu'à 20-40 cm de diamètre) de schistes cristallins et des filons peu épais d'aprites et quartz. La partie septentrionale du massif est recouverte par des grès de la suite de Pita (Ordovicien), tandis que son contact nord-ouest avec le massif de Kaloum de roches basiques-ultrabasiques (Mésozoïque) est représenté par une zone tectonique.

Lors de l'établissement de la carte géologique au 1:500 000, ce massif de granites à deux micas a été rattaché à la phase terminale du magmatisme Panafricain.

Aux alentours des villages de *Tabékouré* et *Kaméléya* (feuille de SIEROUMBA) [129] on a répertorié des dykes de granitoporphyes, porphyre-granites, granosyérite-porphyes et porphyres dioritiques au pendage raide. Ils ont une épaisseur de 5-7 m, une étendue de quelques centaines de mètres et se caractérisent par une orientation dominante subméridienne et NO. Les contacts directs de ces dykes avec les roches encaissantes n'ont pas été établis. Mais ces dykes se situent à l'intérieur des zones de développement des granites ce qui peut témoigner de leurs contacts sécants. En outre, certains dykes de porphyre-granites abritent de petites xénolites de granites gneissoïdes.

Probablement, les dykes en question sont des roches de la série filonienne de la phase terminale du magmatisme Panafricain.

Selon leur origine, les granodiorites et granites de la phase terminale (deuxième phase) sont des formations magmatiques typiques. Les principaux arguments de cette conclusion sont:

- contacts intrusifs nets avec les roches encaissantes et présence des xénolites de ces roches;
- forme isométrique ou ovale des massifs témoignant de la forme en stockwerk des corps;
- composition minéralogique régulière des massifs;
- présence des structures intrusives démontrant la cristallisation des minéraux à partir de la masse fondue;
- structure zonée des plagioclases à la différence des plagioclases nonzonés des granitoïdes palinogéno-métasomatiques;
- présence de la série filonienne de roches finissant l'activité intrusive.

La caractéristique pétrographique des granitoïdes de la phase terminale est donnée ci-dessous.

**Les granodiorites** sont des roches gris foncé. La structure des roches est allotriomorphe-grenue avec des éléments d'une structure hypidiomorphe-grenue et monzonitique, localement cataclastique.

Composition: plagioclase – 40-50%, microcline – 5-10%, quartz – jusqu'à 20%, hornblende ~ 30%.

Le plagioclase est représenté par l'andésine (№ 30-35). Il forme de larges tableaux zonés, souvent saussuritisés. Le microcline forme des grains irréguliers contenant des reliques de plagioclase. Il est souvent pélitisé.

Le quartz corrode souvent le plagioclase et la hornblende. Son extinction est ondulée ou mosaïque. La hornblende se présente en gros grains irréguliers, avec du pléochroïsme en teinte verte. Souvent, il est remplacé par la pennine avec la formation de la magnétite.

Au sein des massifs de granodiorites on trouve souvent des zones isolées composées de granites à biotites. Les mêmes roches forment de petits massifs aux alentours du village de Moussaya (vallée de la rivière de Kolénté).

**Les granites à biotite** se caractérisent par une couleur gris clair et une constitution à grains moyens. Leur structure est hypidiomorphe-grenue, localement monzonitique, parfois cataclastique.

Composition: plagioclase – 30-35% représenté par l'oligoclase (№ 29) à la périphérie et l'andésine (№ 45) au centre des grains; microcline – non réticulaire ou à réticule vague, l'angle  $2V=66-71^\circ$ , faiblement pélitisé; quartz – 30-35% à l'extinction ondulée ou mosaïque. La biotite (jusqu'à 10 %) se présente en écailles allongées, avec du pléochroïsme allant de gris à brun foncé.

**Les granites à deux micas** (granites Maneyah) sont des roches «fraîches» gris rosâtre massives, à grains moyens, parfois peu porphyroïdes.

Composition: plagioclase – 35-42%, microcline – 25-30%, quartz – 25-28%, biotite – 3% max., muscovite – 2-7%, accessoires – 0,5% max. Certaines variétés ont une teneur élevée en plagioclase,

dans ce cas les roches passent en plagiogranites. La structure des roches est granitique, hypidiomorphe-grenue, localement monzonitique.

Le plagioclase est représenté par l'oligoclase (№ 25) idiomorphe; il forme des cristaux prismatiques de 3-4 mm. Souvent on constate une zonalité discontinue (nombre de zones – 4-6). Il a des macles fins polysynthétiques. Le minéral est peu pélitisé et séricitisé. Parfois, on rencontre de grosses variétés de plagioclase (0,8-1,0 cm). Dans ce cas, la roche peut acquérir une structure faiblement porphyroïde.

Le microcline forme des grains xénomorphes non réticulés. L'angle  $2V$  varie de  $70$  à  $87^\circ$ . Comparé au plagioclase il a un aspect «frais».

Le quartz se représente en grains xénomorphes à extinction ondulée.

La biotite /Ng=1,637-1,643; f=42-49/ forme des écailles idiomorphes, souvent chloritisées. Son pléochroïsme varie de brun rougeâtre foncé (Ng) à jaune verdâtre clair (Np).

La muscovite est agglomérée à la biotite. Elle forme également des grains isolés ou leurs amas.

**Les granites-porphyes** sont des roches gris clair dans lesquelles la pâte finement grenue renferme des grains aciculaires de hornblende (0,3-0,5 cm) et des tablettes de plagioclase zoné (0,2-0,5 cm). La composition de ce dernier varie de l'andésine (№ 31) au centre des grains à l'oligoclase (№ 20) à la périphérie. Dans la pâte, ayant une structure microgranitique, on trouve du quartz, feldspath potassique, plagioclase et une petite quantité de hornblende. D'habitude, le plagioclase est très séricitisé et la hornblende – chloritisée.

**Les granosyérite-porphyes** sont des roches finement grenues rosâtres avec une structure porphyrique et une texture pœcilitique, hypidiomorphe-grenue ou granophyro-sphérolitique de la pâte. Dans des phénocristaux on trouve du plagioclase à zonalité nette (№ 20 – au centre et № 5 – à la périphérie) et de la hornblende brune. La pâte contient du feldspath potassique pélitisé, plagioclase zoné et dans les interstices entre les grains – du quartz.

**Les porphyrites dioritiques** sont des roches gris foncé avec des plages aciculaires de hornblende et des phénocristaux de plagioclase (№ 30). La pâte a une structure pilotaxitique et contient des microlites omnidirectionnels de plagioclase, grains étirés de hornblende et taches de minéral métallifère.

L'âge vendien des granitoïdes cités est établi sur la base des faits suivants:

- les granito-gneiss et granites de la phase tadré-orogénique (I-ère phase de formation) d'origine palinogéno-métasomatique, granitisent les dépôts terrigènes de la série de MADINA-KOUTA dont l'âge riphéen supérieur-vendien est déterminé grâce aux découvertes de stromatolites (voir plus bas);
- ces granitoïdes contiennent beaucoup de xénolites de roches de cette série, progressivement métamorphisées dans les conditions du faciès à amphibole;
- dans le fossé de BASSARI ces granites sont recouverts par les conglomérats de la série de YOU-KOUNKOUN, dont l'âge est considéré comme cambrien;
- les granites de la deuxième phase terminale recoupent les granitoïdes de la I-ère phase, les dépôts de la série d'OUNDOU (Vendien) et sont recouverts par des grès de l'Ordovicien (suite de Pita);
- une grande quantité de blocs et galets de granites de la II-ème phase se trouvent dans les conglomérats de la série de TABAN du Cambrien recouvrant ces granites;
- les résultats des déterminations de l'âge absolu sont résumés dans le tableau 11 ci-dessous.

Les valeurs obtenues montrent l'intervalle d'âge allant du Vendien supérieur à l'Ordovicien moyen. Comme dans tous les cas examinés plus haut, les roches semblent être «rajeunies» à divers degrés, ce qui s'explique par le magmatisme trappéen subséquent du Mésozoïque.

Il est à noter, que la mise en place du fossé de ROKEL influe sur l'activation des domaines occidentaux adjacents, où dans les assises archéennes de la série de KASILA on constate un «rajeunissement» radiologique général des roches jusqu'à l'âge 730-641 Ma.

## PHASE TERMINALE D'ACTIVATION PANAFRICAIN

La mise en place des granitoïdes vendiens a été accompagnée de l'orogénèse, l'inversion du fossé de BASSARI-ROKEL et de sa consolidation partielle. Durant la phase terminale cambrienne, des dépressions marginales et intermontagneuses se sont formées le long des zones tectoniques affaiblies dans lesquelles s'accumulaient des dépôts terrigènes grâce à l'érosion des domaines montagneux.



Tableau №11

Zones échantillonnée	Phases de formation des granites	Noms des roches	Méthode de détermination	L'âge absolu, Ma	Source d'information
Feuille de CONAKRI	II	Granite porphyroïde	Méthode K/Ar, global	460	[127]
Feuille de CONAKRI	II	Granite à deux micas	Méthode K/Ar, global	585	[127]
Feuille de CONAKRI	Série filonienne	Muscovite du filon de pegmatites	Méthode K/Ar à la muscovite	589	[127]
Feuille de SIEROUMBA	I	Granito-gneiss	Méthode K/Ar, global	511	[129]
Feuille de SIEROUMBA	II	Granodiorite	Méthode K/Ar, global	472	[129]

Série de TABAN (Ctb)

Dans la partie S du fossé (secteur de ROKEL), les dépressions suscitées représentent en fait des grabens-synclinaux limités sur les côtés par des failles NO [36] et remplis de dépôts terrigènes de la série de TABAN. Ces roches reposent avec discordance angulaire sur les surfaces érodées des roches de la série de MADINA-KOUTA, suite de Bania, les schistes cristallins de la série de KASILA et les divers granitoïdes du Précambrien. Dans les limites de ces grabens-synclinaux, les roches de la série de TABAN sont resserrées en système de plis brachyformes NO. Dans leurs parties périphériques on observe une complication brusque du plissement avec la formation des structures linéaires ondulées en pente raide (75-85°), orientées parallèlement à la direction des failles. Ici, on constate dans les roches un clivage intense, une mylonitisation, et parfois, le basculement des couches. Morphologiquement, ces dislocations sont des structures typiques bordant les failles.

Les dépôts de la série de TABAN sont étudiés dans quelques affleurements isolés et dans des sondages géologiques de reconnaissance. Les séquences de la série sont composées de conglomérats à gros galets et blocs, gravelites, grès arkosiques polymictes à grauwacke, aleurolites et argilites. Dans les grès on constate partout une stratification oblique de type fluvial et la présence de gravier et galets de quartz disséminés. Lors du levé des feuilles de CONAKRY-SIEROUMBA [127, 129], on a différencié dans la série de TABAN (de bas en haut): Suite de Bofon – grès arkosiques, gravelites; Suite de Sansanyi – aleurolites, argilites, grès polymictes et à grauwacke ; Suite de Bassya – conglomérats à gros galets et blocs, grès arkosiques. Antérieurement toutes ces roches étaient considérées comme protérozoïques supérieures. L’épaisseur des dépôts de la série de TABAN est estimée à 1000-1500 m.

Série de YOUKOUNKOUN (Cyk)

Dans la partie septentrionale du fossé (secteur de BASSARI), la phase terminale de son développement a été marqué par l’accumulation de puissants termes de dépôts terrigènes essentiellement d’origine continentale qui ont rempli la vaste dépression de YOUKOUNKOUN, (fig. 49), située entre la zone de BASSARI, à l’E, la zone de KOULOUNTOU au NO et les escarpements de grès de la suite de Pita au SO.

J. Bassot [11] a considéré en 1966 ces dépôts comme une seule série de YOUKOUNKOUN et a inclus dans sa composition (de bas en haut):

- vulcanites acides;
- pélites et aleurolites;
- grès à feldspath-quartz rouges;
- grès quartzeux blancs.

Lors du levé au 1:200 000 de la feuille de YOUKOUNKOUN, Bélaev A.et al. [128] ont substantiellement précisé la structure de cette séquence. Notamment, il a été établi que:

– les vulcanites acides doivent être considérées à part, elles sont séparées des dépôts sus-jacents par une érosion et une discordance stratigraphique. Elles ont été incluses dans la suite de Pananpou, examinée plus haut;

– les grès blancs quartzeux sont identiques à ceux de la suite de Pita (Ordovicien);

Dans la série de Youkounkoun, on n’a laissé que de deux termes moyens différenciés par J. Bassot.

Selon la position dans la séquence et la composition minéralogique, on a individualisé dans ces termes trois suites (de bas en haut): Suite de Loumbouloumbito – roches grossièrement clastiques, Suite de Batapa – argilites, aleurolites et Suite de Boundou – puissant complexe de grès bariolés. Tous ces dépôts ont été datés du Protérozoïque supérieur. Leur épaisseur totale a été estimée à 5500-5700 m [128].

Pendant l’établissement de la carte géologique au 1:500 000, les auteurs ont conservé les paramètres et le nom de la série de YOUKOUNKOUN, l’ayant divisée en deux parties. Les dépôts des suites de Loumbouloumbito et Batapa ont été rattachés à la partie inférieure, et les grès bariolés de la suite de Boundou – à la partie supérieure. L’âge d’accumulation de sédiments de cette série a été changé en cambrien.

La partie inférieure (Cyk<sub>1</sub>) comprend deux membres. A la base se trouve un horizon de roches détritiques grossières (150 m) recouvert d’un épais terme (1500 m au moins) d’argilites-aleurolites.

Les dépôts de cette partie de la séquence entourent de tous les côtés sous forme d’une bande une saillie d’anciennes roches (village de Sarangaika) sur la rive gauche de la rivière de Tominé. Leur contact avec les roches sous-jacentes est observé dans le lit de la rivière de Tominé, à 8 km en amont de l’embouchure de la rivière de Kalandi. Ici, les conglomérats grossiers, ayant un pendage net de 10-15° NE reposent sur les tufs de cendres altérés clairs de la suite de Pananpou avec un pendage de 30° SO.

Dans l’horizon basal on trouve des conglomérats composés de gros galets et blocs, gravelites et grès grossièrement classés. Dans la vallée de la rivière de Loumbouloumbito cette partie de la séquence est formée de conglomérats massifs à galets de composition variée, cimentés par une substance quartzofeldspathique. Les fragments sont représentés par des granites gneissoïdes, roches basiques, dacites et porphyres à quartz, tufs, quartzites, quartz. Leurs dimensions varient de 1-2 à 20-25 cm; la forme est émoussée, souvent semi-émoussée ou angulaire.

Dans la vallée de la rivière de Tominé, les conglomérats grossiers sont relayés par des conglomérats à petit galet stratifiés avec des débris de même composition de 1-5 cm de diamètre.

A l’ouest de ces affleurements, dans la rivière de Loumbaloumbito, les conglomérats sont relayés par des grès arkosiques mal classés, gris rosâtre dans lesquels le feldspath occupe plus de 50-60%, quartz – environ 30% et les débris de diverses roches – 10% au plus. Le ciment des grès est silicio-argileux; les débris sont mal émoussés.

Les grès arkosiques et polymictes, de composition proche, sont traversés par des sondages géologiques dans la gorge de Vendou-Batapa, dans la vallée de la rivière de Doussoussou et au S du village de Tabadian.

Le terme sus-jacent de roches argilito-aleurolitiques encadre sous forme d’une large bande les affleurements de l’horizon grossier décrit plus haut. Leur contact est concordant. La base du terme est observée dans la carotte d’un sondage exécuté sur la rive droite de Tominé, dans la gorge de Vendou- Batapa. Ici, à la profondeur de 45,7 m, au-dessus des grès polymictes gris de l’horizon basal, repose sans aucune trace d’érosion, une assise d’argilites relayée plus haut par des aleurolites à minces interlits (quelques centimètres au plus) de grès polymictes, à petits grains, contenant de rares galets de quartz, granite-porphyre et quartzites.

L’assise a une composition homogène. Elle est composée d’aleurolites gris bleuâtre et d’argilites à structure aleuro-pélitique. Les roches sont nettement stratifiées. L’épaisseur de certains interlits varie de quelques millimètres à quelques centimètres. Le matériau détritique est représenté principalement par des grains de quartz, rarement de feldspath, écailles de mica et fragments de roches de 0,1 mm, moins souvent de 0,2 mm. Les grains sont généralement semi-émoussés isométriques ou allongés. La glauconite en petits grains isométriques est rare, par contre la pyrite est abondante. Certaines variétés de roches ont une impureté de matériau organique.



Dans les aleuro-argilites on rencontre souvent des interlits de calcaires argileux gris, aleurolites à calcaire et argilites de quelques centimètres d'épaisseur.

Les dépôts de la partie inférieure de la série de YOUKOUNKOUN sont identiques par leur composition, conditions et âge de formation à la série de Taban du secteur de ROKEL, décrite plus haut.

**La partie supérieure** (Cyk<sub>2</sub>) de la série est formée d'un terme puissant (environ 3800 m) de grès arkosiques et polymictes rouges appelés par *H. Huberti* (1916) «grès Boundou». Ces grès remplissent la dépression de YOUKOUNKOUN, et sous forme d'un coin descendent la vallée de la rivière de *Tominé* jusqu'à la feuille de GAOUAL. Le volume de cette partie de la séquence correspond à la suite de Boundou, identifiée par *Bélaév et al.* (1969). La suite a été divisée par les auteurs en deux sous-suites: inférieure (grès polymictes avec des interlits d'aleuro-argilites) et supérieure (grès arkosiques avec des galets disséminés).

Le passage des aleuro-argilites de la partie «inférieure» aux grès «supérieurs» est nettement concordant. Cependant le levé a permis d'établir que les grès «supérieurs» reposent sur divers horizons d'aleuro-argilites «inférieurs», dépôts de la série d'ONDOU et gabbroïdes vendiens. Ceci témoigne d'une importante érosion des roches sous-jacentes, et respectivement, d'une lacune dans la sédimentation. Le passage entre ces roches a été observé dans la carotte d'un sondage exécuté sur la rive droite de la rivière de *Tominé*, dans la zone de *Bowal-Bannnedji*. Ce sondage a présenté la séquence suivante (de haut en bas):

1. Eluvions de grès hétérogrenus . . . . . -3,1 m;
2. Grès polymictes hétérogrenus gris rosâtre à lilas . . . . . -2,8 m;
3. Contact entre les grès et les aleurolites à la profondeur de 5,9 m. Le contact est net avec des traces d'érosion des aleurolites.
4. Aleurolites massives, fissurées, de couleur paille avec de fins interlits d'argilites. . . . . -0,7 m;
5. Aleurolites à stratification parallèle et oblique avec des passées d'argilites et de grès arkosiques finement grenus` . . . . . -4,0 m;
6. Argilites massives de teinte paille. . . . . -3,0 m;
7. Argilites massives brunes . . . . . -7,2m;
- Epaisseur reconnue . . . . . -20,8 m.

Les plus hautes parties de la séquence sont composées de grès à stratification parallèle et oblique, polymictes, brun rougeâtre, à petits grains, parfois à grains grossiers jusqu'à graveleux. Le degré émoussement du matériau détritique est divers. La composition de la fraction détritique est variée. On y distingue des quartzites, roches siliceuses, schistes séricitisés, feldspath, quartz, micas, épidote, magnétite. Le ciment des grès est de type pelliculaire et poreux, à silice-séricite, à séricite, parfois avec une addition de carbonates.

Les argilites et aleurolites formant des interlits de 10 à 15 cm d'épaisseur au sein des grès ont une coloration rouge brunâtre. Leur structure est pélitique, aleuro-pélitique, aleurolitique. La texture est vaguement stratifiée.

Le matériau clastique est représenté par du quartz, feldspath, débris de diverses roches.

Dans les parties inférieures des séquences adjacentes à l'élévation de *Bassari* on trouve une assise de grès polymictes grossièrement classés avec de nombreux cailloutis de roches métamorphiques de 5 cm de diamètre. Vers l'ouest, cette assise diminue progressivement et est relayée par des grès polymictes ordinaires.

Les parties supérieures de la série de YOUKOUNKOUN sont composées de grès arkosiques homogènes, contenant des amas ou des galets isolés de roches de diverse composition.

Les grès à grains grossiers et moyens ont une couleur rose ou gris rosâtre. Les galets sont en général bien émoussés. La taille des galets varie de 2-3 cm à 8-9 cm. Ils sont formés de quartzites, roches siliceuses, granitoïdes, gabbro, tufs, porphyres quartzzeuses, quartz et schistes à silice-séricite. Les grès sont des roches à stratification parallèle et oblique, ils ont rarement une texture massive. La stratification oblique est de type fluvial. Le ciment de grès est argileux-ferrugineux, mais parfois on y constate la présence de carbonate pélitomorphe.

Dans plusieurs zones (aval de la rivière de Panini, alentours des villages de Sambaïlo et Sarébodyo) on trouve au sein des grès arkosiques des interlits de grès quartzeux bien lavés à grains grossiers et moyens de 10-15 cm d'épaisseur.

L'accumulation des sédiments de la série de YOUKOUNKOUN a eu lieu dans les conditions continentales parallèlement aux processus orogéniques et grâce à l'érosion des roches locales. Selon le mode de leur mise en place, ces sédiments peuvent être considérés comme une mollasse intermontagneuse continentale.

L'âge cambrien des sédiments des séries de TABAN et de YOUKOUNKOUN se base sur les données suivantes:

1. Les dépôts de ces séries recouvrent les roches déjà caractérisées par la faune de la série de MADINA-KOUTA (Riphéen supérieur-Vendien), dépôts vendiens de la série d'OUNDOU et de la suite de Pananpou, ainsi que les massifs vendiens de gabbroïdes et granitoïdes. Les galets des formations citées sont présents dans les conglomérats basaux de ces séries. Ils se rencontrent en état «flottant» dans les grès sur toute leur épaisseur.
2. On estime que l'accumulation de sédiments de ces séries est contemporaine à la formation des dépôts de la série de FALEME, dans la dépression de TOUGUE, dont l'âge cambrien est argumenté par les datations de l'âge absolu et les découvertes de la faune cambrienne (voir plus bas).
3. Sur les surfaces profondément érodées des dépôts des séries en question reposent en discordance les grès de la suite de Pita dans les couches supérieures desquels, dans les interlits d'argilites, on a trouvé des Graptolithes d'aspect Llandeilien précoce (Ordovicien moyen) (voir plus bas). Si on se base sur ces données, la période d'accumulation de sédiments dans les parties supérieures séquence de la série de YOUKOUNKOUN («grès Boundou») peut être élargie jusqu'à l'Ordovicien inférieur.

Les données récoltées sur le cadre géologique du fossé de BASSARI-ROKEL permettent de tirer les conclusions suivantes sur sa mise en place:

1. Le fossé a pris naissance et s'est développé sur le socle consolidé archéen et protérozoïque précoce, donc à l'intérieur du craton ancien (plate-forme).
2. La disposition du fossé est contrôlée par un système de failles profondes NO, orientées parallèlement à la direction des structures plicatives de l'Archéen. Les mouvements suivant ces failles ont amené à la formation dans le socle d'un gradin tectonique et gravitationnel avec un rejet de 1,5-2,5 km, qui a conditionné le développement de deux zones d'accumulation de sédiments, d'âge différent. La zone orientale, affaissée, est représentée par le fossé riphéen-cambrienne de BASSARI-ROKEL et la dépression de TOUGUE, qui se sont développés de manière synchrone. La zone occidentale, élevée, comprend la dépression ordovicienne-dévonienne de BOWE (dans la partie guinéenne). Le gradin a été détecté le levé gravimétrique [78] (fig. 48).
3. Le fossé a une largeur de 20-40 km et une longueur dépassant 500 km (sur le territoire guinéen et sierra-léonais), ce qui souligne une fois de plus son origine du type rift.
4. L'accumulation de sédiments argilo-gréseux du type flysch est caractéristique pour la phase précoce du développement du fossé. La phase subséquente tardive est marquée par des épanchements intenses de laves acides ou basiques et une intrusion possible des massifs de roches basiques. Il est à noter que la composition des formations terrigènes du fossé est proche des sédiments contemporains de la couverture de plate-forme de la dépression de TOUGUE.
5. Dans la chronologie de la formation du fossé on constate nettement une phase d'inversion accompagnée de plissement et de métamorphisme des roches jusqu'aux faciès des schistes verts et partiellement amphiboliques. Ces processus ont été provoqués par la compression unilatérale du côté du bloc occidental rigide composé de roches cristallines de l'Archéen.
6. Il est possible que les phases de compression aient provoqué une remobilisation des roches cristallines du socle avec la formation dans la zone frontalière de haute pression, d'un massif interformationnel de granito-gneiss palingéno-métasomatiques. Plus tard, il y aurait eu lieu une injection des intrusions granitoïdes depuis les foyers profonds de granitisation et de fusion des roches.



7. L'orogénèse au niveau du fossé s'est achevée par l'accumulation dans les dépressions inter-montagneuses et marginales de dépôts molassiques continentaux et marins. L'achèvement des mouvements tectoniques et la cessation de l'apport du matériau détritique ont été suivi par une consolidation complète des structures du fossé et l'apparition des conditions de plate-forme.
8. La formation du fossé de BASSARI-ROKEL a provoqué une activation des territoires occidentaux limitrophes, où les formations archéennes de la série de KASILA et les granito-gneiss protérozoïques précoces ont été «rajeunis» selon les mesures radiologiques des roches jusqu'à l'âge de 730-641 Ma. [36]. Ces zones activées sont considérées comme le soubassement ou les racines du flanc occidental du fossé, mis à découvert par l'érosion actuelle. Ce fossé se poursuivait jusqu'à la zone littorale de la Guinée et de Sierra Leone.

### Spécialisation minérogénique de la phase Panafricaine

En se basant sur les résultats des travaux de recherche géologiques au 1:200 000 on peut constater ce qui suit:

1. Dans certaines parties du fossé de BASSARI-ROKEL il existait des conditions favorables à l'accumulation des sédiments ferrugineux, qui ont été métamorphisés et transformés en schistes à hématite. On connaît en Guinée un petit gisement de Yomboyeli et quelques indices de ces roches. Dans des cas pareils, les minerais latéritiques développés au-dessus des schistes à hématite pourraient être intéressants. Cependant compte tenu de la présence en Guinée des minerais de fer dans la chaîne de *Simandou* et le massif montagneux de *Nimba*, ainsi que la présence des quartzites ferrugineux dans les séries archéennes de KASILA et CAMBUI, il est peu probable que ce type minéralisation ferrugineuse puisse présenter un intérêt industriel vu les petites dimensions de la minéralisation.
  2. Dans les grès de la série de YOUKOUNKOUN il a été localement établi la présence d'une dissémination des sulfures, et dans les zones de broyage – des filons de quartz à chalcopryrite (teneur en cuivre dans des échantillons ponctuels – 300-9000 ppm). On suppose que la minéralisation cuprifère dans ces grès est synégétique, tandis que dans les filons de quartz elle s'est formée à la suite des transformations diagénétiques des roches encaissantes, ayant des concentrations élevées en cuivre.
- En outre, la minéralisation cuprifère a été établie dans:
- les vulcanites de la suite de Bania (dans les zones de broyage on voit une patine intense de malachite et dans les andésites – une dissémination de chalcopryrite);
  - les gabbroïdes de la rive gauche de la rivière de *Tominé*, (système de filons de quartz à chalcopryrite et dissémination sulfurée);
  - les dépôts de recouvrement, développés au-dessus des effusives de la suite de Pananpou (anomalies géochimiques aréolaires de cuivre).
3. Dans les massifs des gabbroïdes, outre la minéralisation cuprifère, on a établi la présence de: chrome – 10 000 ppm, nickel – 600 ppm max et cobalt – 200 ppm max. Ainsi, ces massifs peuvent être métallifères et avoir une minéralisation complexe ou monominérale de Cu, Ni, Co, Cr et Ti et probablement contenir du platine et du palladium.
  4. Dans les structures du fossé de BASSARI-ROKEL on connaît quelques indices et un seul gisement d'or endogène mis en sommeil dans les filons de quartz, ainsi que quelques indices dans les zones de broyage. En outre, l'or sous forme de traces sporadiques a été trouvé dans plusieurs échantillons à la batée, prélevés dans les dépôts de lit mineur et majeur des rivières actuelles, drainant les structures du fossé.

Dans l'ensemble, le potentiel aurifère de la phase examinée peut être lié aux processus hydrothermaux provoqués par le volcanisme acide et la formation des massifs d'intrusions granitoïdes.

Selon les données géologiques, la phase Panafricaine est susceptible de générer une minéralisation aurifère et les structures correspondantes peuvent être avoir de l'or endogène.

## B. COUVERTURE DE LA PLATE-FORME AFRICAINE

En Guinée, les dépôts de la couverture de la Plate-forme africaine forment trois structures sédimentaires indépendantes:

1. Dans l'extrême nord du pays, à l'E de la vallée de la rivière de *Bafing*, se trouve le flanc O de la synclise de TAOUDENI (sa majeure partie est située en République du Mali) formé de sédiments du Riphéen inférieur, à savoir:

- dépôts continentaux de la série de Segou;
- faciès côtiers-marins et deltaïques de la suite de Dabatou;
- sédiments argilo-carbonatés des bassins intracontinentaux de la suite de Balé;

Des lacunes considérables dans l'accumulation de sédiments et des discordances stratigraphiques sont constatées entre tous ces complexes de roches de genèses différentes.

L'âge d'accumulation des dépôts de la série de SEGOU est établi grâce à la découverte de stromatolithes dans la suite de Dabatou et par la présence des roches similaires à la base du gradin de Tambaoura (R. du Mali), dont les niveaux moyens et supérieurs sont composés de dépôts du Riphéen supérieur-Vendien. L'âge des dépôts de la suite de Balé n'est pas connu. La carte géologique au 1:2 000 000, établie par J. Milési (BRGM, 1989) «West African gold deposits...» montre des roches crétacées surmontant les dépôts des suites mentionnées ci-dessus.

2. Au centre du pays, au NO de la vallée de la rivière de *Bafing*, s'étend la dépression de Tougue, dont les structures ont été affectées sur le flanc occidental par l'activation tectono-magmatique pan-africaine avec la formation d'un domaine plissé au niveau du fossé de Bassari-Rokel, décrite plus haut. Dans l'histoire du développement de cette dépression, quatre phases principales de sédimentation ont été établies. Ces phases ont été séparées les unes des autres par des lacunes temporelles considérables, l'érosion des roches sous-jacentes et, dans quelques cas, par des modifications structurales.

La phase initiale riphéenne précoce est caractérisée surtout par l'accumulation des dépôts continentaux de la série de SEGOU, qui reposent en une discordance angulaire sur les roches birrimiennes et les granitoïdes du Protérozoïque précoce. Ces dépôts ont été épargnés par l'érosion uniquement dans la partie orientale de la dépression de Tougue et sur le flanc SO de la synclise de Taoudeni. Ils sont présents localement dans les zones affaissées de l'ancien relief.

La deuxième phase du Riphéen tardif-Vendien est séparée de la phase précédente par une érosion profonde des roches sous-jacentes, y compris des dépôts de la série de SEGOU. Elle est représentée par les formations terrigènes et terrigènes-carbonatées marines de la série de MADINA-KOUTA, développées à la bordure de la dépression de Tougue. A l'E, elles encadrent le fossé de Bassari-Rokel.

La troisième phase – vendienne – est représentée par l'accumulation de sédiments marins d'eaux peu profondes, essentiellement argileux, avec des interlits et séquences de grès finement grenus, parfois tuffogènes, réunis par les géologues soviétiques dans la série d'OUNDOU [141]. Leur accumulation a eu lieu sur une surface d'érosion, mais sans discordance angulaire ou changement visible de la structure générale du bassin de sédimentation. Il a été établi qu'à l'E de la dépression, les horizons inférieurs de la série d'OUNDOU recouvrent les diverses séquences de la série de MADINA-KOUTA.

La quatrième phase – cambrienne – est aussi séparée des phases précédentes par une surface d'érosion profonde. Elle est formée par l'accumulation des sédiments marins de la série de Faleme avec un horizon de roches détritiques et de tillites à la base. Ces sédiments reposent sur les divers horizons des séries de MADINA-KOUTA et d'OUNDOU. Ils forment une structure indépendante subméridienne qui est emboîtée dans la dépression de Tougue.

3. La partie SO de la Guinée comprend la dépression paléozoïque de Bowe, remplie de sédiments terrigènes marins des suites de Pita (Ordovicien), Télimélé (Silurien) et Faro (Dévonien) dont l'âge est déterminé sur la base de leur faune. Sur le flanc oriental de cette dépression, les dépôts indiqués recouvrent les zones centrales du fossé de Bassari-Rokel, où la suite inférieure de Pita montre une forte réduction de puissance. Ici, les roches de la suite se répandent sur la partie occidentale de la dépression de TOUGUE et se développent aux alentours des villes de *Labé* et Pita. Sur le territoire de la Guinée-



Bissau, les structures de la dépression paléozoïque de BOWE sont recouvertes par des sédiments méso-cénozoïques de la dépression péri-océanique Sénégal-Guinéenne.

Dans l'E du pays, dans la vallée de la rivière de *Milo*, se développent localement des grès, graviers et conglomérats de préférence quartzeux macro-granulaires, réunis dans la suite de Lékaro. D'après leur gisement et leur minéralogie, ces roches sont similaires aux dépôts de la suite de Dabatou et pour cette raison sont considérées comme étant leurs équivalents temporels.

**RIPHEEN INFERIEUR (R<sub>1</sub>)**

Les dépôts de ce niveau stratigraphique se sont formés pendant les phases précoces de la mise en place des structures sédimentaires de la couverture de plate-forme de la dépression de TOUGUE et du flanc SO de la synéclyse de Taoudeni. Ils ont été datés par les géologues soviétiques [141] grâce aux stromatolithes découverts à la base de la séquence de la dépression de TOUGUE et la faune de leur couverture sédimentaire qui est caractéristique du Riphéen supérieur.

Dans ces structures, les zones inférieures des sédiments de couverture de plate-forme ont été attribuées à la série de SEGOU du Riphéen inférieur. Les dépôts sus-jacents des suites de Dabatou et Balé de la synéclyse de Taoudeni datent du même âge.

**Série de SEGOU (R<sub>1sg</sub>)**

Cette série a été différenciée pour la première fois par les géologues français *Arnoud M., Ayme J., Guillaume R.*, [7] sur la feuille de KEDOUGOU à la base des sédiments de plate-forme de la dépression de Tougue et attribuée à l'Infracambrien. Plus tard, *J. Bassot* l'a réunie aux roches sus-jacentes de la série de MADINA-KOUTA pour former une seule série de SEGOU-MADINA-KOUTA [11]. Les résultats des travaux des géologues soviétiques menés sur les feuilles de TOUGUE et DINGUIRAYE [141] ont démontré que cette réunion était erronée et ont permis de rétablir le statut indépendant de cette série, de préciser son âge et confirmer sa présence dans la synéclyse de Taoudeni.

Les dépôts de la série de SEGOU forment la base de la couverture sédimentaire à la périphérie de la dépression de Tougue et de la synéclyse de Taoudeni, constituant un système de lentilles isolées ou des zones de configuration complexe.

A la bordure NE de la dépression de Tougue, les dépôts de la série ont été observés dans deux affleurements qui comportent un horizon de graviers – conglomérats «tout-venant» de 6-8 m d'épaisseur avec des débris modérément émoussés de roches de nature variable provenant du socle. Cet horizon repose sur les phyllites de la série du BIRRIMIEN avec une discordance angulaire de 30-35°. Plus haut, ledit horizon est relayé, après une courte lacune d'observation, par des argilites rouge-cire à petits bancs (0,2-0,5 m) de grès polymictes mal classés de la même couleur. L'épaisseur apparente de cette séquence atteint 20 m.

Les séquences les plus complètes de cette série ont été reconnues par des sondages carottants exécutés par la compagnie COGEMA [47].

Dans le bassin de la rivière de *Bitari* (feuille de KENIEBA), au-dessus des granites du Protérozoïque précoce reposent:

1. Des grès à arkoses-graviers avec un ciment argilo-aréneux. . . . . 17 m
  2. Des argilites, aleurolites rouges à interlits de grès polymictes à gravier et gypse. . . . . 60,7 m
  3. Des grès polymictes, graveleux avec des lits d'argilites rouges et tufo-argilites . . . . . 104,3 m
  4. Des argilites calcaires, rouge brique, avec des bancs de grès quartzeux. A la base de la séquence – interlits de brèche sédimentaire avec des fragments de stromatolithes . . . . . 81,6 m
- Epaisseur totale de la séquence . . . . . 263, m

Une couche de grès à quartz graveleux (suite de Cadalougé), reposant sur une surface d'érosion à la base de la série de MADINA-KOUTA, recouvre les argilites du membre 4.

Des séquences similaires ont été reconnues par sondages sur la rive gauche de la rivière de *Domou*. Leur étude a démontré une réduction brusque de l'épaisseur de la série d'ouest en est, jusqu'à sa disparition complète.

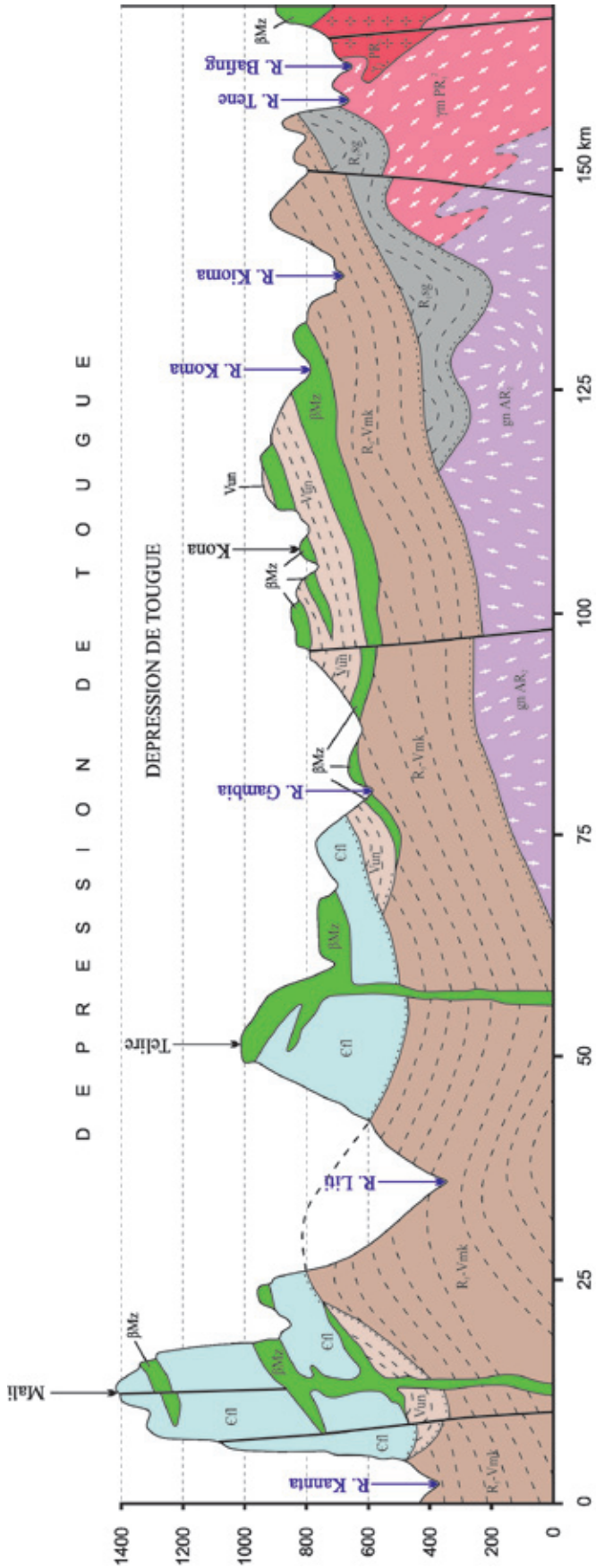


Fig. 52 Coupe suivant la ligne 9 – 9 (Mali – Telire – Kona; feuilles: MALI, LABE, TOUGUE).





Fig. 54 Affleurements des argilites, aleurolites et grès arkosiques à une distance de 8-10 m de la base de la série de SEGOU. Vallée de la rivière de Bafing aux alentours du village de Fouta Sessé. Feuille de DINGUIRAYE

A la bordure E de la dépression de TOUGUE, les dépôts de la série se présentent sous la forme d'une bande étroite discontinue. Ici, ils reposent sur les roches birrimiennes ou les granitoïdes du Protérozoïque précoce. A leur base, on signale un horizon de conglomérats, conglomérats-brèches et graviers de 5 m d'épaisseur. La composition des galets est essentiellement quartzeuse, le ciment est gréseux, polymicte (fig. 40).

Plus haut, viennent des argilites grises, gris verdâtre, avec des lits de grès à feldspath-quartz, contenant des lentilles de conglomérats quartzeux à ciment arkosique. Quelques craquelures de dessiccation apparaissent à la surface des strates d'argilites.

Dans cette région, L'épaisseur totale de la série de SEGOU ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. Les séquences les plus représentatives de cette série ont été étudiées dans la vallée de la rivière de Bafing et de ses affluents droits (fig. 52).

Sur le flanc SE de la dépression, les roches de la série se développent d'une manière fragmentaire. Ici, elles reposent systématiquement sur les roches archéennes du socle cristallin ou les granitoïdes du Protérozoïque précoce. Leurs séquences se caractérisent par des lithofacies les plus divers (fig. 53). Ainsi, dans la vallée de la rivière de Téné, on ne trouve que la partie inférieure (8-15 m d'épaisseur) de la séquence, représentée par des arènes granitiques qui sont difficiles à distinguer visuellement des granites sous-jacents. Ce n'est qu'à 5-6 m de sa base que l'on voit apparaître des signes de stratification. Ces roches passent successivement à des grès arkosiques quartzeux à gros grains qui sont surmontés à leur tour par des conglomérats quartzeux et grès de la série de MADINA-KOUTA.

Sur la rive gauche de la rivière de Koukoutamba, l'horizon similaire d'arène granitique, avec à sa base de gros blocs et débris granitiques, a une épaisseur de 12 m environ. Plus haut, il est relayé par des conglomérats et graviers de 10-25 m d'épaisseur dans lesquels on note un passage graduel des galets peu émoussés aux galets bien émoussés. Il est surmonté par des grès à lentilles de graviers et conglomérats. Des interlits d'aleurolites apparaissent vers le sommet de la séquence. L'épaisseur apparente de cette séquence est de 50-55 m.

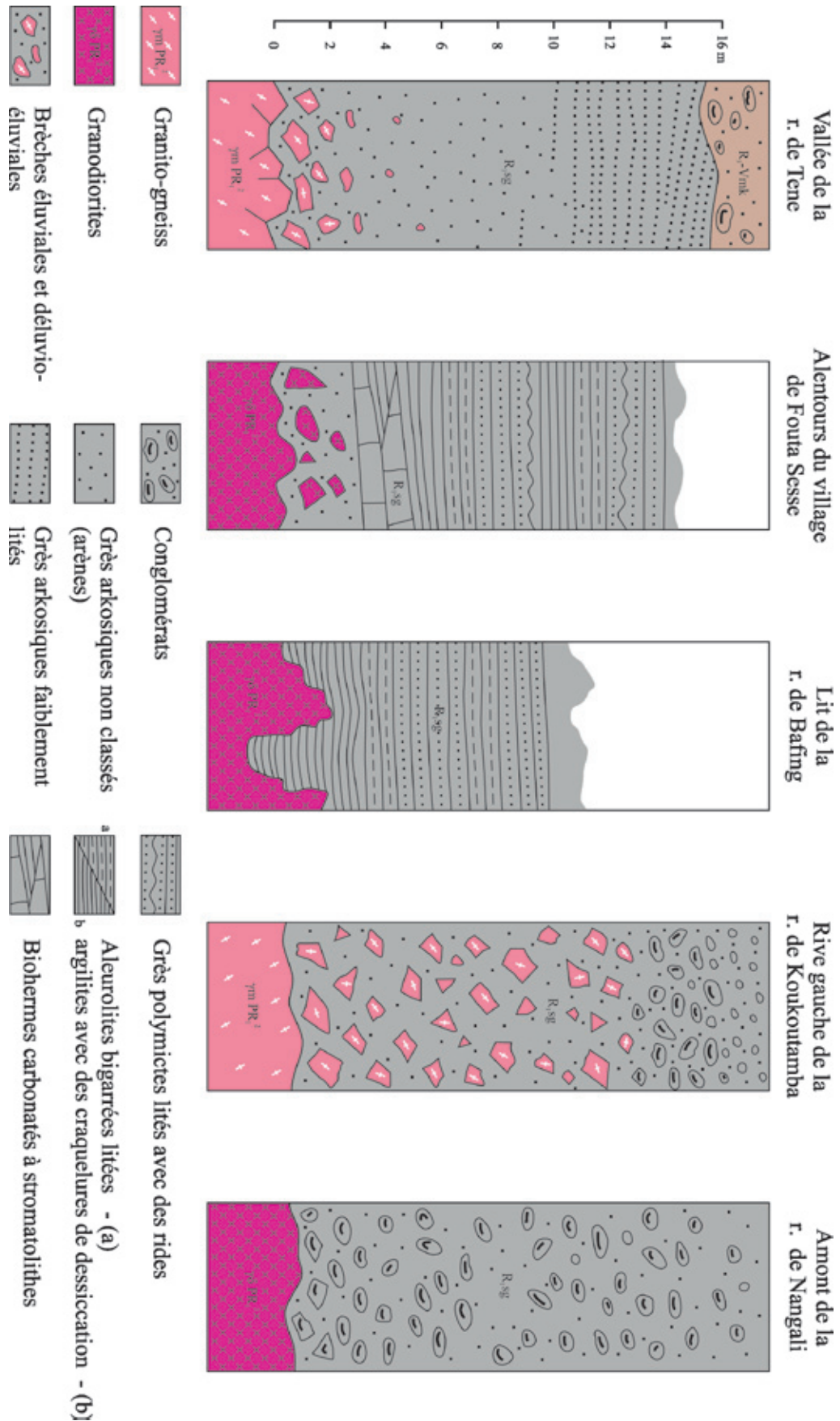


Fig. 53 Caractères des relations entre les dépôts de la série de SEGOU et les roches sus-jacentes



En amont de la rivière de *Nangali*, on trouve une séquence d'environ 150 m d'épaisseur, représentée essentiellement par des conglomérats.

Les séquences les plus représentatives de la série ont été étudiées dans la vallée de *Bafing* et sur ses affluents droits (fig. 52).

La succession suivante d'accumulation sédimentaire a été établie aux environs du village de Fouta-Séssé. La base est représentée par des granites du Protérozoïque précocé, au-dessus desquels, on trouve:

1. Des brèches composées de gros blocs et débris de granites avec un remplissage de grès et cailloutis. Au sommet, parmi les gros blocs, apparaissent des constructions de stromatolithes *Rahaella aff. Katrensis (Raha) Thussagetaceae Vlasov*, formant un bioherme de près de 2 m d'épaisseur et de quelques dizaines de mètres de longueur.

Epaisseur totale de l'horizon ..... 8 m

2. Une couche d'argilites, aleurolites et grès arkosiques alternants (fig. 54). Au toit des passées d'argilites, on trouve des craquelures de dessiccation, remplies de gravier sableux ; de petites rides sont identifiées au toit des grès. Les roches sont colorées en teintes bariolées.

Epaisseur ..... 30 m

3. Des alternances rythmiques de graviers arkosiques, grès hétérogranulaires, aleurolites et argilites rouges ..... 40 m

4. Des grès arkosiques hétérogranulaires à graviers, avec des lits de conglomérats et graviers essentiellement quartzeux ..... 20 m

5. Des argilites massives avec des interlits de grès arkosiques, parfois à stratification oblique . 25 m;

Epaisseur reconnue de la séquence ..... 140-160 m

Plus haut viennent les conglomérats de la série de MADINA – KOUTA avec des galets de composition variable provenant des roches sous-jacentes, parmi lesquelles on note des aleurolites et argilites de la série de SEGOU. Sur le flanc SE de la dépression, l'épaisseur de la série de SEGOU augmente en allant du SO au NE. On constate une modification latérale de faciès plus nette avec une part considérable de roches grossièrement détritiques et la présence à la base de certaines séquences des dépôts éluviaux et éluvio-déluviaux de couverture (débris granitiques dans les arènes).

Les dépôts de plate-forme du Riphéen précocé forment également les parties SO et S de la synclise de Taoudeni. Lors des travaux cartographiques au 1:200 000, on a établi dans la chronologie de leur accumulation 3 phases distinctes [141], ce qui a permis de différencier trois suites (de bas en haut): Baniré, Dabatou et Balé qui ont été incluses dans la série de BAQLINCO du Riphéen précocé. Parmi celles-ci, seuls les dépôts de la suite de Baniré sont considérés comme analogues aux sédiments de la série de SEGOU. Cette conclusion se base sur des faits réellement établis, à savoir:

- la même position stratigraphique de ces unités, situées à la base des structures de plate-forme indiquées;
- les conditions continentales similaires de sédimentation développée sur un relief assez accidenté et du même type;
- le même caractère terrigène des séquences et la variabilité nette et considérable de la composition lithologiques des roches;
- la composition locale du matériel détritique, le même degré de classement et du remaniement sur de courtes distances de transport;
- la proximité spatiale des domaines d'accumulation des dépôts de la série de SEGOU et de la suite de Baniré et le caractère similaire de l'hypsométrie des cotes de la base (lit) de leurs séquences, indiquant l'unicité du bassin de sédimentation.

Les faits suscités ont permis de considérer les dépôts de la suite de Baniré comme analogues, du point de vue stratigraphique et temporel, à ceux de la série de SEGOU et de les attribuer au Riphéen précocé. Pour cette raison, les dépôts de cette suite ont été rattachés sur la carte géologique au 1:500 000 à la série de SEGOU, et indiqués par la couleur et le symbole correspondants.

En ce qui concerne les dépôts sus-jacents des suites de Dabatou et Balé, leur âge d'accumulation n'est pas précisé et nécessite une étude ultérieure. Le seul fait connu est que leur formation a été précédée par des périodes d'érosion profonde des roches sous-jacentes.

Les dépôts de la série de SEGOU (appelée antérieurement «suite de Baniré») ont été pour la première fois différenciés sur le flanc S de la synclise de TAOUDENI par les géologues soviétiques lors de la cartographie des feuilles de DINGUIRAYE et BAFING – MAKANA [141]. Ils ont été identifiés à la périphérie des roches de la suite sus-jacente de Dabatou. Ici, ils constituent un système de lentilles isolées ou affleurent dans les fenêtres d'érosion au sein des dépôts de cette suite. Dans tous les cas, les dépôts de la série reposent, suite à une érosion profonde et en discordance angulaire, sur diverses formations du socle archéen, des roches birrimiennes et des granitoïdes protérozoïques précoces, y compris sur la croûte d'altération formée aux dépens de ces roches.

La mise en place des roches a eu lieu sur le relief assez accidenté et selon un régime variable de sédimentation, ce qui se reflète dans la composition lithologique assez hétérogène des roches et dans la structure de leurs séquences.

Ainsi, aux environs du village de Baniré (la partie SO de la synclise), la croûte altérée, argilo-aleurolitique lithifiée, à texture bréchique et contenant jusqu'à 5% de débris d'apatite finement cristalline, repose sur des métagrès birrimiens.

Les roches de cette croûte altérée remplissent des «poches» profondes de 2 m ou constituent des lentilles peu épaisses (0,1-0,2 m) et peu étendues (jusque 20 m).

Au-dessus de la croûte altérée, on observe:

1. Conglomérats fins, polymictes, avec de petits galets (1-3 cm) subangulaires de quartz. Le contact avec la croûte altérée est net. Le ciment des conglomérats contient 5% max. d'apatite détritique. .... 0,1-0,25 m
2. Grès polymictes à grains fins à grossiers, minces interlits avec des galets «flottants» ..... 0,5
3. Alternance de grès arkosiques et d'aleurolites et argilites noires, traces de craquelures de dessiccation des sédiments ..... 4,0 m
4. Aleurolites massives gris violacé avec des traces de craquelures de dessiccation des sédiments et intercalations de grès quartzeux à grains fins ..... 16,0 m
5. Alternance de grès avec d'aleurolites identiques aux couches 3 et 4. .... 3,0 m
6. Grès quartzeux blancs, à grains moyens, à stratification lenticulaire. .... 2,0 m
7. Grès quartzeux, à grains petits et moyens, avec des passées d'aleurolites et d'argilites épaisses de 0,2-0,5 m ..... 45,0 m

L'épaisseur totale de la séquence est estimée à ..... 80,0 m

A 3 km au nord de cette séquence, sur le versant opposé à la ligne de partage des eaux, la succession lithologique de la suite change de manière nette. Ici, toute la partie inférieure, à partir du pied, est composée de grès quartzeux et arkosiques lenticulaires-stratifiés qui probablement correspondent aux couches 1-3 de la séquence montrées sur la photo (fig. 55). Plus haut, dans des affleurements isolés et tors, on trouve des roches analogues à celles des couches 4-7. L'épaisseur cumulée est estimée à 100-110 m.

A 26 km au N du village de Baniré, en amont de la rivière de *Gando* sur les roches effusives du Birrimien, on trouve la séquence suivante (le contact avec les roches sous-jacentes est absent):

1. Aleurolites gréseuses, grises, finement litées à des passées lenticulaires centimétriques d'argilites noires, parfois à texture bréchique. .... 8 m
2. Alternance de grès arkosiques à grains fins, de 5 m épaisseur, et d'aleurolites, avec des traces de sédiments turbides de 0,3 m d'épaisseur. .... 20 m
3. Grès polymictes et quartzeux à stratification parallèle et oblique parfois contenant d'abondantes sphérules d'aleurolites gris foncé. .... 43 m
4. Grès à quartz et à quartz-feldspath avec des passées (5 cm max.) d'aleurolites et d'argilites. Dans la partie inférieure des grès, on trouve des débris d'aleurolites et d'argilites noires et rouges ..... 20 m
5. Grès à quartz, parfois avec traces de rides de ressac et sphérules d'argilites ..... 25 m
6. Argilites massives, grises et noires avec des interlits de grès à stratification parallèle macrogranulaires. .... 22 m
7. Aleurolites gréseuses, massives, noires ..... 6 m
8. Grès à quartz et à quartz-feldspath à grains moyens, à stratification parallèle oblique gris et lilas ..... 26 m

Epaisseur totale visible de la séquence. .... 170 m





**Fig. 55** Grès lenticulaires lités de la partie inférieure de la série de SEGOU.  
Alentours du village de Banire. Feuille de DINGUIRAYE.

Dans les zones d'érosion de la vallée de la rivière de *Balinco* et de ses affluents (partie centrale du flanc SO de la synclise), la composition lithologique des roches de la série de SEGOU, selon les études de tors et de quelques affleurements isolés, est identique à celles des séquences décrites. La succession d'accumulation des sédiments est en général identique également.

En résumant ce qui est dit plus haut, on peut tirer les principales conclusions suivantes:

- les dépôts de la série de SEGOU se développent sporadiquement sous forme de petites zones et lentilles qui, au niveau actuel d'érosion, se situent à la périphérie de la base des roches sous-jacentes;
- ils reposent sur les roches sous-jacentes érodées, ont divers rapports avec elles, se caractérisent par une variabilité de faciès nette et, par conséquent, une composition lithologique variable.
- leur matériel détritique se distingue par une grande variabilité ; il est mal classé et peu roulé;
- à la base des séquences, on constate une prédominance de grès arkosiques et la présence de mica clastogène ; le pied est représenté quelquefois par une arène granitique et des reliques de l'ancienne croûte d'altération;
- dans certains horizons de grès, on note une fine stratification oblique et ondulée, ainsi que des ripple-marks; des sédiments argileux ont des craquelures de dessiccation et petits encroûtements;
- la sédimentation a eu lieu sur un relief assez accidenté, dont les dénivellations atteignaient 200 m, et dans des conditions où les roches sous-jacentes étaient affectées essentiellement par l'altération physique. Les matériaux, sans être transportés sur de longues distances et sans remaniement prolongé en milieu aquatique, se sont déposés dans les dépressions de l'ancien relief.

Ces données témoignent de conditions continentales de sédimentation, les roches de la série de Segou formant dans de petits bassins isolés, situés à des différents niveaux hypsométriques, des remplissages de vallées isolées, cuvettes et éventuellement de plus grandes dépressions. Les horizons de grès relativement bien calibrés, parfois à stratification oblique et avec des traces de ripple-marks doivent être considérés comme faciès alluvionnaires, deltaïques et lacustres de l'ancien réseau hydrographique.

L'âge riphéen inférieur des dépôts de la série de SEGOU dans la dépression de TOUGUE est confirmé par les faits suivants:

- les dépôts de la série reposent sur diverses formations archéennes et protérozoïques inférieures profondément érodées;
- les stromatolithes *Rahaella aff., Katrensis (Raha) Thussagetaceae Vlasov*, récoltés à la base de la série aux environs du village de Fouta Sessé, qui selon *M.E. Raaben* (Institut géologique de l'Académie des sciences de la Russie, Moscou) sont caractéristiques du Riphéen précoce;
- les dépôts de la série sont recouverts, après une discontinuité due à une surface d'érosion profonde, par les sédiments de la série de MADINA-KOUTA comprenant des stromatolithes du Riphéen tardif.

Cela étant, il est à souligner que *J. Bassot* [11], en étudiant un échantillon prélevé au Sénégal dans des argilites grises de la base de la série de Segou-Madina-Kouta, a mesuré un âge absolu de 1022 M.a par la méthode de K/Ar, ce qui correspond au sommet du Riphéen moyen ou à la base du Riphéen supérieur. Prenant en considération la position stratigraphique incertaine des argilites de cette série, la détermination de l'âge sur la base de stromatolithes semble être la plus sûre.

Dans la synclise de Taoudeni, l'âge protérozoïque inférieur des sédiments, attribués à la série de SEGOU, est admis en se basant sur l'hypothèse, formulée plus haut.

### Suite de Dabatou (R<sub>1</sub>db)

Cette suite a été différenciée par les géologues soviétiques [141] au niveau du village de *Dabatou* et sur les versants des collines à l'E de ce village (feuille de DINGUIRAYE). Ensuite, les travaux du levé géologique au 1:200 000 ont permis de la localiser au centre et dans le N de la feuille de DINGUIRAYE, dans le N de la feuille de SEGOU et dans le S des feuilles de BAFING-MAKANA et SIRAKORO.

La suite est composée essentiellement de grès quartzeux monotones blancs, gris et gris rosâtre, avec des quantités variables de lentilles et lits de nature arkosique, (fig. 56), ainsi que d'argilites et aleuro-lites à mica. De puissants horizons de conglomérats, parfois de blocs à galet très émoussés sont observés à divers niveaux de la moitié inférieure des séquences. (fig. 57).



**Fig. 56** Grès de la suite de Dabatou, recouverts d'un sill de dolérites mésozoïques.  
Affleurement situé à l'ouest du village de Malea. Feuille de SIGUIRI (Photo BGR, N17)





**Fig. 57** Echantillon de conglomérats intraformationnels de la suite de Dabatou, situés à l'ouest du village de Kanka-Nafadji. Feuille de DINGUIRAYE (Photo BGR,N 17)

Dans certaines zones, des brèches sédimentaires et des conglomérats-brèches sont constatés à la base de la suite.

Les dépôts de la suite reposent, en discontinuité sur une surface d'érosion profonde et en discordance angulaire, sur les diverses roches du socle et les dépôts de la série de SEGOU. Dans la majeure partie des cas, sa base est formée de grès quartzeux avec des lentilles peu épaisses (1-3 cm) d'aleurolites à arène-galets et d'argilites, faisant partie de la série de SEGOU.

Dans les vallées des rivières de *Balinko* et *Bafing*, la partie inférieure de la suite est composée de brèches sédimentaires ou rarement de conglomérats à galets fortement roulés de grès quartzitoïdes, quartzites, quartz filonien, gneiss et granitoïdes.

La base de la suite se situe à divers niveaux hypsométriques allant de 300 à 600 m. Cette observation, considérant l'absence de dislocations tectoniques significatives, indique la présence d'un relief assez accidenté à l'époque pré-Dabatou. Ce relief a été recouvert successivement et transgressivement par les roches de la suite de Dabatou.

Dans l'interfluve des rivières de BAFING-BOUKA et MAËL-BALINKO, la suite remplit une grande dépression (80×30 km) en auge, appelée «cuvette de Dabatou». Elle est encastrée dans les roches du socle et orientée NE avec un plongement centripète (centriclinal) des flancs de 6 à 15°, rarement jusqu'à 30°. Cela étant, sa partie centrale (axiale) reste subhorizontale (fig. 40).

Dans le NE de la feuille de DINGUIRAYE et probablement dans le NO de la feuille de SIGUIRI, les roches de la suite forment une structure monoclinale avec un pendage généralement modéré (3-5° à 15° N). Les bords sud de cette structure sont légèrement affectés par un plissement sédimentogène (fig. 41). Probablement, la même architecture se prolonge sur la feuille de SIRAKOKO, où l'allure des roches de cette suite n'a pas été étudiée.

Dans le bassin des rivières de *Maél* et *Balinko*, entre la cuvette de Dabatou et le monoclinale mentionné ci-dessus, on a identifié un soulèvement du fond du bassin de sédimentation, formé des roches du socle et des granitoïdes, appelé «éminence de Maél». Dans cette zone, les roches de la suite reposent transgressivement sur les versants assez raides (15° max.) de cette éminence. Elles sont représentées

par des faciès détritiques grossiers de zone littorale (marginale): brèches, conglomérats et produits de glissements sédimentogènes.

A l'extrême nord de la feuille de DINGUIRAYE et au sud de la feuille de BAFING-MAKANA, les structures de la cuvette de Dabatou et du monoclinale constituent une seule entité. Mais dans le prolongement de l'éminence de Maél, on constate un soulèvement anticlinal avec le développement des roches détritiques grossières, identiques à celles développées dans la zone même de l'éminence.

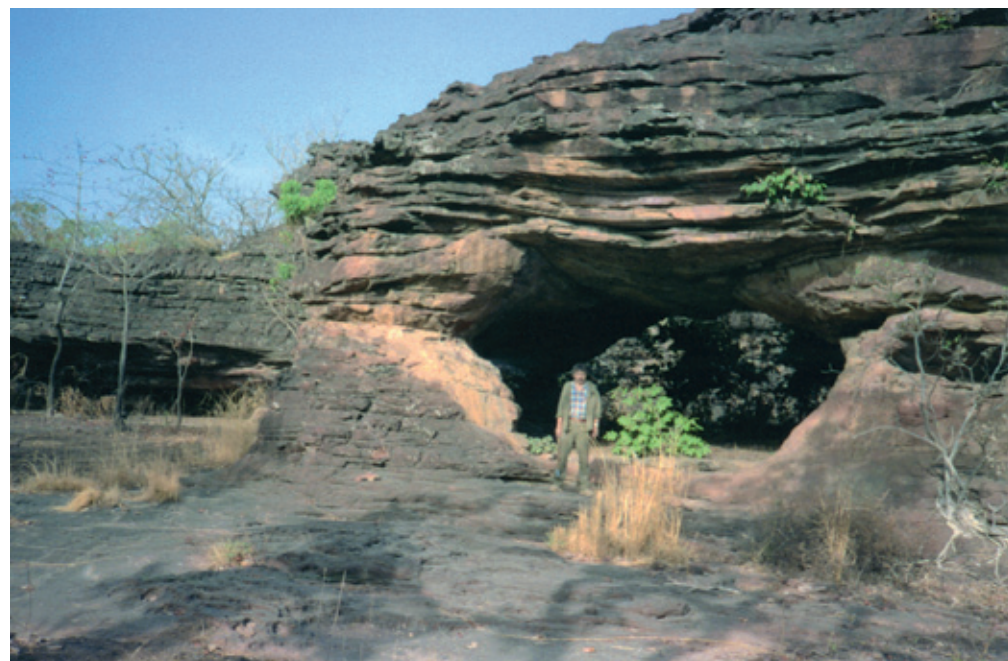
Dans le bord O de la cuvette de Dabatou, aux environs des villages de *Dabatou* et *Diatiféré*, la séquence reconstituée de la suite se présente comme suit (le contact direct avec les roches du socle (de la base) est absent):

1. Grès quartzeux à grains gros et moyens, parfois arkosiques, massifs et grossièrement stratifiés. . . . . 1,2 m
2. Conglomérats bréchiques grossièrement détritiques (2-20 cm) composés de grès à quartzites peu ou non émoussés (95%) et galets émoussés de quartz compris dans un ciment de grès arkosique. . . . . 1,3 m
3. Grès identiques à la couche 1 . . . . . 0,8 m
4. Conglomérats bréchiques identiques à la couche 2 . . . . . 2,0 m
- Lacunes d'observations . . . . . 5,0 m
5. Grès quartzeux et arkosiques à grains gros et moyens, massifs et grossièrement stratifiés avec des lentilles et interlits (jusque 0,5 m) de graviers et conglomérats à galets bien roulés de grès quartzitoïdes, quartzites et quartz. Azimut de pendage – 1500, angle – 20-250 . . . . . 15,0 m
6. Grès quartzeux, hétérogranulaires, grossièrement granulaires, l'épaisseur des couches à stratification oblique est de 0,5-2,0 m. Ils renferment trois horizons de conglomérats bréchiques épais de 0,5 m similaires à la couche 2 (fig. 58) . . . . . 25 m
7. Grès quartzeux à grains gros et moyens, à stratification parallèle et grossièrement oblique, L'épaisseur des couches est de 2,0 m . . . . . 45 m
8. Des grès quartzeux et feldspath-quartzeux avec des intercalations de variétés finement grenues et stratification oblique, et à rares lentilles de conglomérats bréchiques épais de 0,3 m. . . . . 110,0 m
9. Conglomérats bréchiques identiques à la couche 2 . . . . . 1,0 m
10. Grès quartzeux et feldspath-quartzeux, hétérogranulaires, avec des galets «flottants» de quartz. Dans les parties inférieures et supérieures on trouve des horizons de conglomérats de 10 m d'épaisseur avec des galets bien émoussés. Au centre – interlits et lentilles d'aleurolites rouge-brun de 0,5 m d'épaisseur. . . . . 110,0 m
- Epaisseur possible de la suite dans ces régions y compris les lacunes d'observations . . . 520-550 m.

Dans l'ensemble, ce type de séquences est propre à tout le territoire du flanc O et aux parties centrales de la cuvette de Dabatou. Seules, la position dans les séquences et l'épaisseur des horizons de conglomérats-brèches, conglomérats et interlits d'aleurolites, changent de manière insignifiante. D'autres séquences types de la suite de Dabatou ont été observées sur le flanc E de la cuvette, aux environs de l'éminence de Maél, en bordure de laquelle il y a eu accumulation de faciès côtiers. Dans ces régions, sur un soubassement birrimien ou granitoïde reposent:

1. Brèches à débris gros et moyens, parfois blocs (dimension de débris – 1,5 m max.). Les débris sont composés de granites, gneiss, roches birrimiennes métamorphisées. Le ciment des brèches est mal classé, arkosique, gréseux avec de petits gravillons de quartz, cristaux de feldspath potassique et diverses roches. . . . . 3-15 m
2. Conglomérats avec des galets essentiellement de quartz moyennement émoussés dans un ciment arkosique quartzeux ou gréseux. . . . . 1-5 m
3. Grès quartzeux et arkosiques à gros grains, massifs (épaisseur des couches – 10 m) ou à stratification grossière ou oblique (épaisseur des lits – 2 à 3 m) . . . . . 10-30 m
4. Brèches à débris gros et moyens, parfois blocs. Les débris sont composés de: grès, argilites et aleurolites stratifiées mesurant jusqu'à 1,5 m de diamètre, de forme angulaire. Les débris de roches argileuses présentent des traces de déformations plastiques avec un plissement fin. Souvent on rencontre du gravier et des galets bien roulés. Les débris sont disposés de manière chaotique dans un ciment arkosique, quartzeux ou gréso-argileux . . . . . 1-15 m





**Fig 58.** Affleurement de grès quartzeux de la suite de Dabatou au Nord du village de Diatifere.  
Feuille de DINGUIRAYE

5. Alternance des grès quartzeux et des grès arkosiques, à grains gros et moyens, massifs ou à stratification oblique avec des galets « flottants » et gravier. Les grès contiennent des lentilles et interlits peu épais de conglomérats et de graviers. . . . . 250 m  
L'épaisseur totale de la séquence dans cette région est estimée à . . . . . 265-315 m

La particularité de la suite sur le flanc E de la cuvette de Dabatou est la présence dans les niveaux inférieurs de brèches, conglomérats à débris différemment émoussés, ainsi que des éboulis de pente et roches érodées intraformationnelles (fig. 59).

Les puissants horizons de conglomérats, y compris avec des blocs et galets bien émoussés, sont observés dans les niveaux moyens. Ces niveaux sont reconnus sous la forme d'une bande pratiquement continue sur plus de 50 km le long de la bordure E de la cuvette. Ils se situent sur trois niveaux stratigraphiques: le premier, inférieur, se trouve à 10-15 m du mur de la suite, le deuxième – à 40-50 m et le troisième – à 150-200 m. Avec cela, la cote de la base se situe à environ 500 m au S et descend jusqu'à 300 m au N.

Au sommet des séquences, dominant les grès quartzeux, habituellement à stratification oblique et contenant des lentilles peu puissantes d'aleurolites et argilites.

L'épaisseur cumulée de la suite sur le flanc E de la cuvette de Dabatou atteint 350-400 m.

Dans les régions sud de la cuvette, sur la base de quelques affleurements et débris éluviaux, on ne trouve que des grès à quartz et feldspath-quartz, à stratification parallèle et oblique, hétérogranulaires, parfois contenant des galets « flottants » de quartz.

Dans les zones monoclinales de la suite, situées à l'ouest de l'éminence de Maél, on trouve une architecture plus simple, bien illustrée par la séquence située à 3 km au sud du village de Siguirini. Ici, sur les méta-aleurolites du Birrimien reposent en discordance angulaire:

1. Des grès quartzeux très compacts, à grains fins à grossiers, parfois graveleux, avec de petits galets « flottants » à la base de la séquence. Les roches sont massives dans les parties inférieure et supérieure, avec une stratification lenticulaire ou finement oblique et des traces de ripple-marks . . . . . 30 m
2. Des grès à quartz-feldspath, graveleux, avec des interlits de graviers, à stratification parallèle et grossièrement oblique (les lits obliques mesurent 0,0 à 2,0 m). Les galets très émoussés sont formés de grès quartzitoïdes et de quartzites . . . . . 8 m



**Fig. 59** Erosion intraformationnelle des grès de la suite de Dabatou.  
En bas – grès lités érodés, en haut – grès massifs. Feuille de DINGUIRAYE.

3. Des grès identiques à la couche 2, mais avec une stratification oblique nette. Les galets et le gravier se trouvent à la périphérie des couches à stratification oblique . . . . . 15 m
4. Des grès similaires à la couche 2, mais massifs, alternant avec des grès à stratification grossière et oblique . . . . . 18 m
5. Des grès à quartz-feldspath à grains gros et moyens, blancs, à stratification vague . . . . . 20 m
6. Une alternance des grès à quartz-feldspath à grains gros et moyens (0,5-3,0 m), des graviers (0,3 m max.) et des grès à grains fins (0,1 m), à stratification parallèle et oblique . . . . . 45 m  
L'épaisseur cumulée de la séquence est estimée à environ . . . . . 135 m

Plus au SO de cette séquence, aux environs des villages Tombani et Léro, apparaissent d'épais horizons (20 m max.) de conglomérats à galets bien émoussés et blocs (jusqu'à 40 cm) de grès quartzitoïdes et rarement de quartz. Plus au N, dans le bassin de la rivière de *Ningira*, le caractère de la séquence change: le grain des roches devient plus fin, les roches ne renferment pas de conglomérats et on retrouve de rares lentilles peu puissantes (0,3 m max.) d'aleurolites. Le caractère de stratification change aussi. Au sud, elle devient grossière, parallèle et au nord oblique et ondulée avec de fines alternances de lits (0,1-0,2 m). Dans la même direction, les grès substantiellement quartzeux sont relayés par des grès à quartz-feldspath avec l'apparition de variétés arkosiques.

L'épaisseur totale de la suite dans cette zone (alentours du village de Nora) dépasse 450 m.

Sur le bord droit de la vallée de Balinko, sur le flanc O du monoclin (à la cote de *Kabéli Kourou*), des horizons puissants de conglomérats se rencontrent dans les zones inférieures de la séquence. Ces horizons, en descendant la vallée de la rivière, passent sur sa rive gauche et se réunissent aux conglomérats du flanc E de la cuvette de Dabatou, constituant un seul niveau stratigraphique.

Les données citées sur la composition lithologique des roches de la suite de Dabatou, les particularités de leurs structures et la régularité de composition démontrent que l'accumulation de sédiments a eu lieu tant dans des conditions continentales que marines littorales. Les domaines S de la cuvette de Dabatou représentent probablement le bassin d'une grande rivière à écoulement NE, où se sont accumulés des faciès alluvionnaires de sables classés sans horizons de galets. Plus loin, dans la direction NE, cette rivière a formé un delta d'abord continental, ensuite un vaste delta marin sous-aquatique qui se développe loin au N, sur le territoire de la feuille de BAFING-MAKANA. Ce delta, sur son flanc



E, a été limité par un versant littoral assez abrupt (20-25°). Dans sa partie immergée, la sédimentation s’est accompagnée de phénomènes de glissement, d’apport de matériel déluvio-torrentiel continental par des affluents latéraux, ainsi que d’abrasion des rives avec une sédimentation rapide du matériel détritique. Ce n’est que par ces processus que l’on peut expliquer les changements brusques d’interlits de conglomérats à galets bien roulés et de brèches sédimentaires de roches locales qui s’observent à divers niveaux stratigraphiques dans les zones basales des séquences. Selon cette hypothèse, les conglomérats (parfois à gros blocs) avec des galets parfaitement roulés, localisés sur le bord E de la cuvette, pourraient être des formations de plages mises en place suite à l’activité des vagues et du res-sac, à l’abrasion des rives et de matériel détritique entraîné du continent par les affluents latéraux. La désagrégation pourrait toucher les grès quartzitoïdes provenant des parties inférieures de la série de BIRRIM ou d’autres roches pré-Dabatou qui ont été complètement érodés.

Le bord O de la cuvette est dépourvu d’horizons continus de conglomérats. Il est possible qu’il se soit formé dans les conditions d’un relief modéré sur terre ferme et aux dépens des plages sableuses des zones côtières. Il n’est pas exclu que les dépôts du bord O de la cuvette aient été érodés lors des processus ultérieurs.

Les régions de roches monoclinales de la suite de Dabatou, représentent probablement un plateau lit-toral épicontinental. A cet égard, les couches de conglomérats aux alentours du village de *Léro* peuvent être considérées comme une éventuelle limite S du bassin de sédimentation pendant l’une des phases de son développement. Les grès fins avec des ripple-marks, situés beaucoup plus au nord de ces conglo-mérats, peuvent être considérés comme des bancs de sable situés à une certaine distance de la berge.

Il n’y a pas de données sûres relatives à l’âge de sédimentation de la suite de Dabatou. Les opinions sur cette question sont assez contradictoires. Ainsi, *Goloubinov R.* considère les «grès et conglomérats de Siguirini» comme faisant partie de la série de BIRRIM. Les géologues de COGEMA [47] com-parent les grès quartzeux et les conglomérats, inclus dans la suite de Dabatou, aux grès de la suite de Pita de l’Ordovicien.

Sur sa carte géologique au 1 :2 000 000, *J. Milési* a montré les zones de développement des roches de la suite de Dabatou comme appartenant au Crétacé [115].

Les géologues soviétiques ont daté les roches de la suite du Riphéen inférieur, leur argumentation sera donnée plus bas, après l’examen de la suite sus-jacente de Balé.

Suite de Balé ( R<sub>1</sub>bl)

Cette suite a été différenciée pour la première fois par les géologues soviétiques [141] dans le bas-sin de la rivière de *Balé* et dans la vallée de la rivière de *Bafing* en amont de son embouchure. Ici, elle occupe une bande, large de 10-30 km, située le long de la frontière guinéo-malienne sur la feuille de BAFING-MAKANA (fig. 41). Afin d’harmoniser la géologie de cette feuille avec la feuille contiguë est de *Sirakoro*, elle a été reportée dans des limites conventionnelles sur le territoire de cette feuille.

Les dépôts de la suite ont été divisés, selon leurs particularités lithologiques, en deux parties – in-férieure et supérieure (sur la carte géologique au 1:500 000 ces dépôts sont réunis en une seule unité).

**La partie inférieure de la suite** se développe au S du territoire de la feuille de BAFING-MAKANA et est représentée par deux types structuraux. A l’ouest de la crête de *Kaladé*, située sur le prolongement N de l’éminence de Maél, prédominant des sédiments argilo-gréseux avec quelques horizons peu épais de calcaires. A l’E de cette crête, sont surtout développés des dépôts argilo-dolomitiques à interlits de grès.

Dans le domaine occidental, les dépôts de la partie inférieure de la suite de Balé reposent d’une manière transgressive sur divers horizons stratigraphiques sous-jacents des grès de la suite de Dabatou, remplissant les inégalités du relief assez accidenté post-Dabatou. Dans ce domaine, les contacts entre les roches à stratification subhorizontale de la suite de Dabatou et les argilites de la partie inférieure de la séquence ont un pendage allant jusqu’à 25-30° avec la moyenne de 15°. Sur ces versants abrupts, on observe souvent à la base des séquences des sédiments portant les marques typiques de glissement et d’éboulement. Quelquefois, ces phénomènes amènent à la formation de grands blocs érodés prove-nant de la suite de Dabatou, et emprisonnés dans une masse d’argilites. Dans ces cas dans la zone de

contact, les argilites encaissantes sont très déformées et montrent de petits plis de glissement de forme complexe et sont parfois intensément bréchifiées.

La séquence la plus complète de la partie inférieure a été reconnue dans les affleurements et les éboulis sur la rive gauche de *Balinko* et sur le versant N du mont de Bara Kédi-Ko. Ici, sur les grès et les conglomérats de la suite de Dabatou reposent, selon un contact oblique (jusque 15°) incliné au N:

- 1. Des brèches, composées de fragments et de blocs (< 3 m) omnidirectionnels de grès et de conglomérats, blocs et galets de roches sous-jacentes ainsi que débris d’aleurolites et d’argilites avec des traces nettes de déformations plastiques des roches qu’ils renferment. . . 2-5 m
  - 2. Des grès arkosiques finement grenus, compactes, ferrugineux . . . . . 1,5 m
  - 3. Des aleurolites gris violacé et gris, micacés, finement stratifiés . . . . . 0,8 m
  - 4. Des argilites et aleurolites grises, violacées, finement stratifiées. Dans la partie inférieure, on voit plusieurs traces de glissement de sédiments, déformations plastiques, parfois avec une rupture de continuité des couches . . . . . 6 m
  - 5. Des aleurolites, rouge brun, avec des traces de cassures dans les sédiments et de glissement de blocs . . . . . 5 m
  - 6. Des aleurolites gris violacé, massives, gréseuses avec de petits galets disséminés, gravier et débris de feldspath . . . . . 4 m
  - 7. Des grès arkosiques hétérogranulaires avec gravier semi-roulé disséminé . . . . . 3 m
  - 8. Des aleurolites rouge violacé, compactes, massives avec du sable disséminé. . . . . 3,5 m
  - 9. Des grès quartzeux micacés . . . . . 8 m
  - 10. Des argilites, aleurolites gris violacé avec des traces de glissement et des interlits de grès argileux. . . . . 30 m
- L’épaisseur étud.iée de la séquence est d’environ . . . . . 67 m

Les plus hauts horizons de cette séquence sont signalés sur les versants O de la crête de *Koladé* et dans la vallée de la rivière de *Balé*. Plusieurs affleurements dans ces régions font apparaître des argi-lites gris verdâtre, gris, olives, habituellement finement litées (1-5 mm) avec un mica abondant sur les plans de litage. A différents niveaux, ils alternent avec des bancs de grès à grains fins, épais de 20 m, dans lesquels on distingue bien le litage granoclassé et les traces de glissement. Parfois on rencontre des lentilles peu épaisses (20-30 cm) de calcaires à texture bréchique et des horizons de grès quartzeux avec du ciment calcaireux ou dolomitique.

L’épaisseur totale de la partie inférieure de la séquence dans ces régions est estimée à plus de 320 m.

Comme déjà mentionné, à l’E de la crête de *Koladé*, les séquences de la partie inférieure de la suite de Balé changent peu. Dans cette région, elles sont représentées par des argilites micacées, souvent dolomitiques ou dolomies de couleur cire rouge ou rosâtres avec de rares passées d’aleurolites, de grès quartzeux et arkosiques. La biotite clastogène est toujours présente dans les roches.

Sur le versant E de la crête de *Koladé*, les conglomérats à petits galets de quartz cassés et angulaires de 3 cm reposent sans discordance visible sur les grès de la suite de Dabatou. Le ciment des conglo-mérats est composé de grès quartzeux ou arkosiques. L’épaisseur de cet horizon est de 0,4-0,6 m, au-dessus duquel reposent:

- 1. Des aleurolites et argilites (1-10 cm) finement litées, ondulées, parfois dolomitiques alternant avec des dolomies argileuses et gréseuses (jusqu’à 10 cm) . . . . . 8 m
  - 2. Des dolomies gris rosâtre, souvent à texture bréchique, parfois silicifiées . . . . . 5 m
  - 3. Des grès à grains fins alternant avec des aleurolites finement stratifiés, feuilletés . . . . . 45 m
  - 4. Des dolomies, gris rosâtre voire teinte de cire, alternant avec des variétés sableuses et gréseuses. Au sommet, repose un horizon d’argilites. Dans toute la séquence, on note plusieurs traces de bréchification, de cassure et de déformation plastique des sédiments . . 70 m
  - 5. Des argilites finement stratifiées avec des passées centimétriques d’aleurolites et de grès finement grenus . . . . . 55 m
- Plus à l’E, cette séquence serait relayée dans le canyon de la rivière de Balé par:
- 6. Des grès quartzeux, finement grenus, gris et violacés, à rares interlits (0,5 m) d’aleurolites, d’argilites (jusqu’à 0,1 m) micacées. . . . . 13 m
  - 7. Des argilites et aleurolites à stratification ondulée avec des passées (jusqu’à 10 cm) de dolomies gréseuses. . . . . 15 m



8. Une alternance d’argilites dolomitiques, de dolomies et d’aleurolites micacées . . . . . 15 m  
9. Des grès gris, lilas, violets, finement grenus, massifs et lités, micacés . . . . . 5 m  
10. Des dolomies roses, argileuses avec des traces de déformations plastiques des sédiments . . . 6 m  
L’épaisseur totale de la séquence est d’environ . . . . . 180 m

Les mêmes séquences de la partie inférieure de la suite de *Balé* se rencontrent dans toutes les zones à l’E de la crête de *Koladé*.

**La partie supérieure de la séquence** de la suite de Balé a été identifiée dans l’interfluve des rivières de *Nétémanfara* et *Ningira-Balé* dans le SE de la feuille de BAFING-MAKANA. Au sud, dans le bassin de la rivière de *Balé*, elle forme quelques petits affleurements isolés et est composée essentiellement de grès ayant jusqu’à 10 % de biotite clastogène. Ces grès reposent de manière transgressive tant sur les roches de la suite de Dabatou, que sur les dépôts de la partie inférieure de la suite de *Balé*. Leurs contacts avec les roches sous-jacentes s’observent dans le canyon de la rivière de *Balé*, où sur les dolomies de la partie inférieure reposent:

1. Des grès à grains petits et fins, quartzeux et à feldspath-quartz, micacés, à stratification parallèle et ondulée, avec des intercalations d’aleurolites (jusqu’à 30 cm) . . . . . 10 m  
2. Des grès massifs à stratification ondulée, finement grenus, quartzeux.  
Dans la partie inférieure – rares intercalations d’aleurolites . . . . . 10 m  
3. Des grès arkosiques à petits grains avec un litage complexe dû au glissement des sédiments . . . . . 3-5 m  
4. Des aleurolites, grès arkosiques, argilites finement litées . . . . . 15 m  
L’épaisseur maximale de la partie supérieure de la séquence dans cette région ne dépasse pas. . . . . 60-80 m

Plus au sud, dans la vallée de la rivière de *Nematanfara*, les grès deviennent plus grossiers, acquièrent une teinte brune et violet foncé. Les aleurolites et les argilites se rencontrent moins souvent, l’épaisseur de leurs intercalations se réduit à 5 cm.

Dans le SO de la feuille de BAFING-MAKANA, la partie supérieure de la séquence est composée de grès monotones à petits grains, quartzeux, en plaques, micacés.

Les dépôts de la partie inférieure de la suite de Balé se seraient mis en place sur le territoire guinéen dans les conditions de transgression active avec une immersion rapide de vastes espaces et, par conséquent, sans abrasion visible et nivellement des côtes. De ce fait, la sédimentation s’est faite sur des escarpements immergés assez abrupts et accidentés, composés de grès de la suite de Dabatou, à leurs pieds et dans des zones plus distantes. Ceci a prédéterminé le développement sur les pentes de glissements et éboulements avec la formation des roches décrites plus haut. Au pied des pentes, se sont accumulés des dépôts de courants boueux, à stratification granoclassée, à texture enchevêtrée et à déformation de sédiment. A une certaine distance du pied, se sont formés des dépôts terrigènes au litage parallèle et dans les endroits plus profonds – des roches carbonatées.

L’accumulation de sédiments dans la partie supérieure de la suite de Balé s’est produite dans les conditions d’un élargissement de la transgression et d’une augmentation de l’érosion continentale (sur terre ferme). Ceci se reflète dans la composition essentiellement gréseuse des sédiments. La présence constante dans les séquences de matériel arkosique et de biotite détritique indique la proximité des sources d’érosion.

Les conditions de sédimentation énumérées sont typiques de bassins intracontinentaux fermés, dont l’apparition dans la plupart des cas est conditionnée par la tectonique en association avec des facteurs climatiques favorables.

L’âge de l’accumulation des sédiments de la suite de Balé est basé sur la présence dans les argilites de la partie inférieure de la séquence des acritarches *Macroptycha sp.*, *Protospaeridium sp.*, *Archaeotrichion sp.*, et *Leitricoides sp.*, qui selon A. F. Veisse (Institut géologique de l’Académie des Sciences de la Russie), couvrent un large intervalle stratigraphique – du Protérozoïque inférieur au Riphéen inférieur inclus. Etant donné, qu’à la base de la suite de Dabatou, on trouve les dépôts de la série de SEGOU, contenant des stromatolithes du Riphéen inférieur, son âge et celui de la suite de Balé est attribué au Riphéen inférieur.

Dans les régions frontalières de la République du Mali, dans les bassins des rivières de Bafing et Balé limitrophes de la Guinée, la carte géologique au 1 :500 000 montre la formation de FALEA, adjacente à la partie inférieure de la suite de Balé, et les grès sus-jacents de la formation de TAMBAOURA dont les contours épousent ceux de la série de SEGOU, la suite de Dabatou et de la partie supérieure de la suite de Balé. L’âge de ces formations est daté du Précambrien «A» (1100 + 200 Ma, *J. Bassot*, [11]), ce qui correspond au Riphéen moyen.

**Suite de Lékoro (R<sub>1</sub>lk)**

Les dépôts de la suite de Lékoro ont été différenciés par les géologues soviétiques en 1962 lors de recherches de diamants dans la vallée de la rivière de *Milo* et aux alentours du village de *Lékoro*. Les dépôts sont composés de grès polymictes et quartzeux, hétérogranulaires, avec de petites quantités de gravier et galets. La dimension des grains varie de 0,1 à 1,0-1,5 mm. Le quartz constitue 60-80% de la fraction sableuse et est représenté par des grains angulaires et subangulaires, souvent corrodés. Les graviers et conglomérats contiennent, outre le quartz, une quantité notable de fragments de roches effusives basiques et acides altérées, similaires extérieurement aux roches effusives de la série de BIR-RIM, ainsi que de roches pélitisées et intensément séricitisées dérivant de divers schistes verts. On y observe en abondance des débris de microcline, d’oligoclase, de quartzites, de quartz en agrégat et très rarement des écailles de muscovite.

Le ciment des roches est argilo-sériciteux, de remplissage de pores. Parfois dans le ciment, on rencontre de grosses écailles de muscovite secondaire. Le ciment de certaines séquences de conglomérats est calcaireux, poecilitique.

Aux environs du village de Lékoro, les roches de la suite de Lékoro ont une direction NE et des pentages de 10°-40°, rarement de 60° NO. Dans la même région, les conglomérats de la suite sont recoupés par un sill de dolérites du Mésozoïque.

Il se peut, que les roches de la suite soient un analogue temporel de la suite de Dabatou du Riphéen précoce. Pourtant, il n’est pas exclu, que ces dépôts pourraient avoir un âge plus récent.

**RIPHEEN SUPERIEUR-VENDIEN (R<sub>3</sub>-V)**

Les dépôts de cet âge forment la majeure partie des roches de la dépression de Tougue. Ils sont représentés essentiellement par des formations terrigènes marines d’eaux peu profondes et dans une moindre proportion par des roches terrigéno-carbonatées des séries de MADINA-KOUTA et OUNDOU. Entre les phases de la mise en place de ces séries, il existe une lacune considérable de sédimentation et une érosion partielle de la série inférieure.

Les dépôts de ce type n’ont pas été observés sur le flanc S de la synécise de Taoudeni sur le territoire de la Guinée. Leurs analogues contemporains sont présents dans les séquences du plateau *Madingo* (République du Mali), où ils se développent au-dessus des roches de la formation de Tambaoura.

**Série de MADINA-KOUTA (R<sub>3</sub> – V mk)**

Les dépôts de cette série constituent à peu près la moitié de l’épaisseur des sédiments compris dans de la dépression de Tougue. Ces roches, situées à l’E du fossé de Bassari-Rokel, occupent de vastes espaces dans le centre et le nord de la Guinée (fig. 40, 50, 52). Au niveau d’érosion actuel, la limite N de la dépression se trouve sur le territoire du Sénégal approximativement à 0,5-0,8 km de la frontière guinéenne. A l’E, elle est limitée par une saillie du socle cristallin mis à découvert par l’érosion provoquée par la rivière de *Bafing*. Sur le flanc SE, la limite de la dépression se déplace doucement vers le SO sur les bords gauches des rivières de *Bafing* et *Téné* (la partie inférieure), ensuite elle passe en amont du bassin de la rivière de *Konkouré*. Plus loin, elle pointe brusquement vers le sud et passe au niveau des villages de Bouliwél, Konkouré et Madina-Woula à la frontière sierra léonaise. Dans cette dernière région, on note des dislocations plicatives dans les dépôts de la série, dues au développement du fossé de Bassari-Rokel.

A l’ouest, les structures de la dépression sont reliées, à travers la zone plissée et les failles NS, aux structures de même âge observées dans le fossé de Bassari-Rokel. Ici, elles sont recouvertes en discordance par les dépôts de la série de Faleme (Cambrien) et de la suite de Pita (Ordovicien).



La série de MADINA-KOUTA a été différenciée pour la première fois par *Arnold M., Ayme J. Guillaume R.* [7] dans le N de la Guinée, au niveau des villages du même nom. Cette série comprend trois assises – «argilites inférieures», «grès supérieurs» et «argilites supérieures». Lors du levé géologique au 1:200 000 (1968-1976), les géologues soviétiques n’ont pas utilisé ces appellations et ont cartographié ces assises sous leurs noms locaux, en tant que suites. Ainsi, sur la feuille de SIEROUMBA, ils ont identifié et étudié la suite de Kolénté, située à la base des dépôts de la couverture sédimentaire [129]. Plus tard, cette suite a été étendue aux territoires des feuilles de KINDIA et DABOLA avec pour conséquence une augmentation considérable de son épaisseur et une différenciation en trois sous-suites [134].

Dans les régions septentrionales de la partie occidentale de la dépression de Tougue, les géologues ont identifié les suites de Gadalougé, Kannta, Dira [128] et la suite de Mali [139] sans repères géologiques et stratigraphiques nets. Pour cette raison, leur position dans la séquence des sédiments de plate-forme de la dépression de Tougue reste incertaine. En outre, les feuilles de LABE et KINDIA n’ont pas été harmonisées en ce qui concerne la nomenclature des suites et les dimensions de leurs séquences (Mali – au nord, Kolénté – au sud).

Lors de la cartographie du territoire de la feuille de TOUGUE [141] on a pu observer et étudier pour la première fois la séquence complète de sédiments de plate-forme à partir de leur base jusqu’aux dépôts sus-jacents du Cambrien et de l’Ordovicien. Lors de l’établissement de la carte géologique au 1:500 000, cette séquence a été prise comme référence. De plus, son âge a été confirmé, pour la première fois, par la découverte de stromatolithes.

Les principaux résultats des travaux sur la feuille de TOUGUE se résument comme suit:

- le statut de la série de MADINA-KOUTA composée des suites de Gadalougé Kannta, Dira et Baléforiah a été rétabli;
- une nouvelle série de roches d’Oundou, reposant après érosion sur les dépôts de la série précédente, a été identifiée;
- la présence dans la dépression de Tougue de dépôts cambriens de la série de Faleme avec des tillites à sa base a été confirmée.

Lors de l’établissement de la carte géologique au 1:500 000, les données acquises pour la feuille de Tougue ont été étendues aux feuilles contiguës ouest et sud-ouest ce qui a permis d’harmoniser les séries sur toutes les zones de développement des dépôts de plate-forme de la dépression de Tougue (v. «schéma de corrélation ...» sur la cartouche de la carte géologique au 1:500 000).

Dans la structure des dépôts de la série de MADINA-KOUTA, on distingue quatre phases de sédimentation qui ont amené à la formation des suites de Gadalougé, Kannta, Dira et Baléforiah. Sur la carte géologique au 1:500 000, les zones de leur développement ne sont pas indiquées vu l’impossibilité de porter leurs limites géologiques sur les feuilles contiguës de LABE, KINDIA et SIEROUMBA. (Sur ces feuilles, l’étude géologique a été conduite en utilisant d’autres principes de différenciation stratigraphique des roches).

La suite de Gadalougé est développée à la bordure NE, E et SE de la dépression de Tougue, formant une bande relativement étroite (quelques kilomètres). Ses horizons de base reposent, en discontinuité due à une érosion profonde, sur les dépôts de la série de SEGOU et les différentes formations du socle.

Sur le flanc NE de la dépression, en amont du bassin de la rivière de *Koila* (feuille de KENIEBA), le sondage Bit-24 [47] a recoupé au-dessus des argilites calcareuses de la série de SEGOU les roches suivantes:

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Grès graveleux et gravelites .....   | 2 m    |
| 2. Argilites gréseuses rouges, grès quartzeux contenant des biohermes de calcaires à stromatolithes et des lentilles de brèches carbonatées .....   | 12 m   |
| 3. Argilites gréseuses avec des passées isolées de grès quartzeux à petits grains .....   | 43,6 m |
| 4. Grès quartzeux .....   | 4 m    |
| 5. Argilites, parfois calcareuses avec des lentilles et interlits de grès quartzeux à petits grains. Dans le membre inférieur on trouve quatre biohermes stromatolithiques épais de 0,5 m max chacun, séparés par des interlits de calcaires bréchiques. .... | 79,6 m |

L’épaisseur de la séquence dans ce sondage est d’environ ..... 140 m  
Plus haut viennent les grès quartzeux de la suite de Kannta.

D’ouest en est, on constate une diminution de l’épaisseur de la suite, de 150 m à 60-50 m, en raison de l’érosion des termes supérieures. Dans la même direction on constate une modification de sa lithologie: la quantité de grès s’accroît à la base des séquences et on voit apparaître des lentilles, puis d’épais horizons de conglomérats formés essentiellement de galets de quartz et de grès quartzitoïdes.

Ces conglomérats contiennent de l’or, cassitérite, monazite, zircon et autres minéraux lourds, en concentrations élevées. En effet, dans l’interfluve de *Domou-Kassay* à la base de la séquence, on a mis en évidence deux horizons de ces conglomérats épais de 10 m chacun, séparés par une assise (8-10 m) de grès à grains blancs à stratification oblique. Au-dessus des conglomérats reposent des grès quartzeux à grains petits et moyens à stratification parallèle, épais de 10-12 m, qui sont recouverts à leur tour par une séquence d’argilites gris verdâtre, parfois calcareuses, avec des biohermes de stromatolithes de *Jurasania alta Bertr-Sarf*, *Kotuikania Komar.*, *Parmites Raab.*, *Neterostylia Raab*, et *Phub*. L’épaisseur apparente de cette séquence est de 30 m.

Une érosion considérable de la partie supérieure de la séquence et l’absence d’argilites sont notées dans le NE de la dépression. Ici, on constate une augmentation de l’épaisseur des conglomérats qui se réunissent en un seul horizon et forment en se dégradant de vastes chaos de blocs.

Sur les flancs S et SE de la dépression de TOUGUE, les roches de la suite reposent sur divers horizons de la série de SEGOU et sur les granitoïdes du socle. La séquence générale de la suite dans ces régions, établie d’après des éboulis et affleurements isolés, est représentée par:

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Conglomérats quartzeux alternants en forme de lentilles avec du ciment à sable- aleurolites .....  | 0,3-4,5 m |
| 2. Grès quartzeux et oligomictes hétérogranulaires, parfois à stratification oblique .....  | 10-25 m   |
| 3. Argilites, aleurolites avec des interlits de grès quartzeux. L’épaisseur de la séquence d’argilites et d’aleurolites est de 20 m max. Sur leurs surfaces de stratification, on voit les traces de craquelures de dessiccation. L’épaisseur de grès est de quelques mètres. Parfois on y observe des intercalations à une stratification deltaïque oblique. ... | 150 m     |
| L’épaisseur totale de la séquence est estimée à .....   | 160-180 m |

Sur le flanc E de la dépression de Tougue, la suite est formée essentiellement de grès à grains fins à grossiers, parfois graveleux, quartzeux avec du ciment secondaire (de régénération), moins souvent avec des reliques de ciment argileux de pores. Au sommet des séquences apparaissent des interlits d’argilites, gris foncé et rouge cerise, parfois calcareuses. Des lentilles de conglomérats quartzeux et de gravelites, épaisses de 3 m, se rencontrent à la base de la suite (fig. 60).

Au SE, dans le bassin d’affluents gauches de la rivière de *Bafing*, la suite est représentée essentiellement par une assise de grès quartzeux, épaisse de 120-130 m. Dans cette région, elle repose, après érosion, directement sur la base cristalline archéenne.

Dans les régions SO de la dépression, les roches de la suite de Gadalougé sont probablement érodées ou incluses dans la suite de Kolénté, à la base de laquelle, localement (aux environs des villages de Madina-Woula, Amaraya), on rencontre des dépôts à composition lithologique variée (conglomérats, gravelites, grès, argilites, calcaires), répondant aux caractéristiques de la suite de Gadalougé, identifiée à la base des flancs NE et E de la dépression de Tougue.

L’âge de l’accumulation des sédiments a été déterminé grâce à la découverte de stromatolithes dans la vallée de la rivière de *Domou*, citée plus haut, qui, selon *M.E. Raaben* (Institut géologique de l’Académie des Sciences de l’URSS, Moscou), se rapportent au Riphéen tardif. Avec cela, il est à noter, que les stromatolithes de type *Jurasania alta Bertr-Sart* se rencontrent aussi dans la série d’ATAR, sur le flanc NO de la synclise de Taoudeni, dont l’âge absolu est de 700-950 Ma ce qui correspond aussi au Riphéen tardif.

En outre, comme il a été déjà noté, les dépôts de la suite recouvrent, après une érosion profonde et en discordance, les sédiments de la série de Segou du Riphéen inférieur, examinés plus haut, dont l’âge a été déterminé par la faune.





**Fig. 60** Conglomérats basaux de la suite de Gadalouge, reposant sur les amphibolites archéennes dans la vallée de la rivière de *Bafing*. Feuille de DINGUIRAYE.

### La suite de Kannta

La suite de Kannta est développée sur les flancs de la dépression de Tougue et comprend une assise de grès quartzeux et feldspath-quartzeux à interlits d'argilites.

Sur le flanc N de la dépression, les dépôts de la suite se présentent sous la forme d'une bande étirée de direction EO et large de 4-6 km, qui affleure le long de la frontière sénégalaise. En outre, ces dépôts affleurent dans le noyau du pli brachianticlinale sur la rive droite de la rivière de *Gambie* et dans la vallée de la rivière de *Kannta*. Dans les secteurs O et central de ce territoire, les roches de la suite recouvrent en concordance les argilites sous-jacentes de la suite de Gadalougé. A l'E, en amont des affluents gauches de la rivière de *Domou*, elles «cisaillent» les argilites au sommet de la suite de Gadalougé et reposent directement sur les grès de l'assise inférieure.

Les grès de la suite forment des assises de 50 m d'épaisseur. Ils sont composés de grains fins et moyens et de ciment secondaire (de régénération). Leur matériel gréseux est bien classé et semi-roulé. Certains interlits présentent une stratification oblique. Sur les plans de stratification on trouve des rides de courant.

Les interlits et assises d'argilites (puissants de 20 m max) sont rares dans les affleurements en place et sont généralement recouverts d'éboulis de grès.

La séquence complète de la suite a été étudiée par le sondage Bifa-24 [47] qui a reconnu trois assises.

L'assise inférieure, épaisse de 43,7 m, est représentée par des grès quartzeux rouges avec des interlits peu épais d'argilites gréseuses rouges.

L'assise médiane se distingue par la prédominance des argilites sur les grès. Au sein de ces derniers on trouve des variétés graveleuses. Un des interlits contient des oolithes calcareuses. L'épaisseur des argilites atteint 20 m, tandis que celle des grès ne dépasse pas 5 m. L'épaisseur de l'assise médiane est à peu près de 125 m.

L'assise supérieure est formée essentiellement de grès quartzeux hétérogranulaires avec du ciment secondaire (de régénération), qui renferment des interlits d'argilites gréseuses. A la base de cette assise, on note des traces d'érosion des roches sous-jacentes et la présence des lentilles de conglomérats quartzeux à petits galets de 1 m d'épaisseur. L'épaisseur de l'assise supérieure est de 125 m.

L'épaisseur cumulée de la séquence, reconnu par le sondage est de 293,7 m.

Dans l'ensemble, les régions septentrionales des dépôts de la suite de Kannta se distinguent par la continuité des séquences avec quelques variations d'épaisseur.

Dans l'E de la dépression, les dépôts de la suite sont représentés par une assise de grès quartzeux, rosâtres, en grosses plaquettes, avec des intercalations peu épaisses (jusque 0,3 m) d'argilites. Son épaisseur dans cette région atteint environ 250 m.

Dans le SE de la dépression, les dépôts de la suite de Kannta se présentent sous forme d'une bande large de 10 km sur les versants gauches des vallées des rivières de *Bafing* et *Téné*. Ici, ils sont représentés essentiellement par des grès quartzeux, feldspath-quartzeux, violets, rosâtres et gris-clair à stratification horizontale, à grains petits et moyens, bien classés et semi-roulés.

Certaines couches présentent une stratification oblique et leurs plans de stratification portent les traces des rides de courant. Au sein des grès on rencontre des interlits d'aleurolites et d'argilites grises, grise cerise, compactes, de 10 cm d'épaisseur. La partie supérieure renferme une assise d'argilites et d'aleurolites bariolées de 25 m d'épaisseur, avec de rares lentilles peu puissantes (0,25 m) de grès quartzeux.

Aux environs du ruisseau de *Vérésso* (affluent gauche de la rivière de *Bafing*), l'épaisseur apparente des dépôts de la suite diminue jusqu'à 60-80 m. Plus au NE, ils se perdent complètement parmi les intrusions de dolérites.

Dans le SO de la feuille de TOUGUE, les dépôts de la suite passent sur les feuilles contiguës où ils sont cartographiés comme suite de Kolénté (NO de la feuille de Dabola), sous-suites inférieures de la suite de Mali (SE de la feuille de Labé) ou comme suite de Kolénté (feuilles de KINDIA, SIEROUMBA). Sur ces territoires, la composition lithologique et la structure des séquences sont à peu près similaires à celles décrites sur la feuille de Tougue avec une prédominance de grès quartz-feldspathiques (fig. 61).

Dans les parties centrales des feuilles de KINDIA et SIEROUMBA, les dépôts de la suite de Kannta (antérieurement suite de Kolénté) sont affectés par les dislocations plicatives dues au développement du fossé de Bassari-Rokel. En fait, ces dépôts pourraient être considérés comme le flanc E dudit fossé et en faire partie. Ces roches disloquées s'étendent dans la direction sud jusqu'à la frontière sierra-léonaise et se poursuivent sur le territoire de ce pays encore sur 60-80 km. Le cadre géologique de ce domaine a été donné plus haut lors de la description dudit fossé.

Comme il a été déjà noté, sur le flanc NE de la dépression de Tougue, les roches de la suite de Kannta reposent, après érosion, sur les roches Riphéennes tardives de la suite de Gadalougé, et à leur tour, sont recouverts en concordance par les dépôts de la suite de Dira, contenant des stromatolithes



**Fig 61.** Lit de la rivière de *Kolénté* aux alentours du village de *Tassen*. Fin de la saison «sèche». Affleurements du lit et des rives, formés par les grès de la suite de Kannta (antérieurement suite de *Kolénté*). Feuille de SIEROUMBA.



vendiens (voir plus bas). Pour cette raison, on peut parler d’un seul cycle de sédimentation et considérer l’âge de formation des dépôts de la suite de Kannta comme Vendien.

Suite de Dira

Le trait caractéristique de cette suite est la présence de roches carbonatées à sa base. Il n’est pas exclu que dans diverses parties de la dépression, le premier horizon des roches carbonatées ne corresponde pas au même niveau stratigraphique; il pourrait avoir une position différente dans les séquences et constitué ainsi une limite lithologique.

Les dépôts de la suite se développent sur les flancs N et SE de la dépression de Tougue. Dans la partie centrale et sur son flanc E, ils sont recouverts par les dépôts de la série d’OUNDOU, sans discordance oblique visible mais en discontinuité due à une érosion profonde.

Dans le N de la dépression, les roches de la suite se présentent sous forme d’une large bande, qui se poursuit d’ouest en est, depuis l’amont de la rivière de *Kannta* le long des affluents droits de la rivière de *Gambia* et de la vallée des rivières de *Bitari* et *Domou*, jusqu’à l’embouchure de cette dernière.

Les dépôts de la suite présentent un bon niveau affleurement en amont de la rivière de *Kannta* et sur d’autres affluents gauches de la rivière de *Gambia*. En outre, ils ont été recoupés par les sondages de la compagnie COGEMA [47].

A la base de la suite repose un horizon de grès quartzeux avec du ciment carbonaté contenant des interlits de gypse. L’épaisseur de cet horizon est de 3-5 m. Cet horizon est recouvert d’une assise (épaisse de 80 m) d’argilites calcareuses possédant quelques intercalations (1-3 m) de grès quartzeux hétérogranulaires à ciment carbonaté et des lentilles peu puissantes de gypse.

La partie supérieure de la suite, épaisse de 90 m max, est formée essentiellement d’argilites calcareuses avec des interlits (5-30 cm) de grès calcareux à grains petits et moyens.

L’étude comparative de plusieurs séquences de la suite sur le bord N de la dépression de TOUGUE montre une régularité relative de sa composition lithologique et de son épaisseur – 160-180 m.

Sur le flanc NE de la dépression, on a rattaché à la suite de Dira une assise d’argilites reposant en concordance sur les grès de la suite de Kannta. Son épaisseur est estimée à 180 m.

Sur le flanc SE de la dépression de Tougue, les dépôts de la suite forment une bande large de 6 km. Cette bande longe la rive droite de la rivière de Kaloun du SO au NE, ensuite elle passe par la vallée de la rivière de Kioma et le bord gauche de la vallée de la rivière de Bafing jusqu’à son affluent – le ruisseau de Véréso.

Dans l’extrême SO de la feuille de TOUGUE, au N du village de DANTABA, le sondage TC-1 à la profondeur de 79,25 m (au-dessous des dépôts de la série de Faleme) a reconnu la séquence suivante (de haut en bas):

- 1. Alternance de grès à ciment dolomitique et de dolomies très gréseuses. Ces roches ont des interlits (1-7 cm) d’argilites noires et d’aleurolites avec nids de gypse . . . . . 16,2 m
  - 2. Dolomies calcareuses, gréseuses . . . . . 7,7 m
  - 3. Grès quartzeux au ciment dolomitique. . . . . 0,8 m
  - 4. Dolomies calcareuses, argileuses ayant dans la partie inférieure des interlits de grès. . . . . 3,5 m
  - 5. Alternance de grès quartzeux et oligomictes, de dolomies et d’argilites . . . . . 1,25 m
  - 6. Dolomies calcareuses avec des intercalations de baryte dans la partie inférieure, plus haut on observe deux interlits (0,4-1,0 m) à stromatolithes dolomitiques . . . . . 14,45 m
  - 7. Alternance de dolomies et de grès quartzeux renfermant des passées de tufo-grès. . . . . 8,7 m
  - 8. Calcaires oncolithes, dolomitisés avec des passées d’argilites. . . . . 5,4 m
- L’épaisseur reconnue de la suite est de 55,0 m.

Le sondage TC-3, exécuté à 25 km au NE du sondage TC-1 dans la vallée de la rivière de *Kaloun* a reconnu les parties supérieure et moyenne de la suite, représentées par les mêmes variétés lithologiques que celles observées dans le sondage TC-1, mais on trouve au sommet de la séquence une épaisse couche (20 m. max.) de dolomies gréseuses à nodules rouges, rouge lilas et gris lilas. L’épaisseur reconnue de la suite est de 87 m.

A l’E, dans la vallée de la rivière de *Kioma*, à 4 km en aval du village d’Idia, la séquence suivante a été reconnue (de bas en haut):

- 1. Calcaires argileux . . . . . 1,5 m
- 2. Calcaires à stromatolithes. . . . . 0,5 m
- 3. Calcaires à oncolithes . . . . . 1,5 m
- 4. Calcaires à stromatolithes. . . . . 0,75 m
- 5. Calcaires à stromatolithes marmorisés . . . . . 0,75 m
- 6. Calcaires à oncolithes. . . . . 1,8 m
- 7. Tufo-grès bariolés. . . . . 3,4 m
- 8. Alternance fine (1,0-1,5 cm) de grès clairs et de grès peu dolomitiques et sableux. . . . . 1,8 m
- 9. Calcaires à oncolithes et stromatolithes . . . . . 2,0 m
- 10. Calcaires à oncolithes avec des passées fines (4,0-5,0 cm) d’argilites . . . . . 0,75 m
- 11. Argilites tufacées jaspoïdes. . . . . 0,75 m
- 12. Calcaires à stromatolithes. . . . . 0,25 m
- 13. Alternance de calcaires et de dolomies ayant des interlits de variétés à oncolithes . . . . . 2,4 m
- 14. Calcaires monolithiques . . . . . 0,5 m
- 15. Alternance de calcaires et de roches tufacées à stratification oblique . . . . . 4,0-5,0 m
- 16. Argilites tufacées jaspoïdes bigarrés. . . . . 3,0 m
- 17. Eboulis de calcaires, dolomies et grès à ciment carbonaté dans l’intervalle de . . . . . 22,0 m
- 18. Argilites violacées. . . . . 1,0 m
- Lacune d’observations . . . . . 4,0 m
- 19. Calcaires à stromatolithes, violacés, en haut – oolithiques.  
    Stromatolithes: *Tungussia cf unna Walt* . . . . . 4,0 m
- 20. Argilites noires avec des craquelures de dessiccation sur les plans de stratification . . . . . 7,0 m
- 21. Calcaires à oncolithes avec des interlits à stromatolithes.  
    Stromatolithes: *Nimbophyton aff Fungiformis Shmitt* . . . . . 10,0 m
- 22. Calcaires à biohermes, stromatolithes relayés par les calcaires à oncolithes;  
    Stromatolithes: *Nimbophyton aff Fungiformis Shmitt* . . . . . 2,5-3,0 m

Les argilites et les grès de la suite sus-jacente de Baléforia reposent sur des calcaires à biohermes.

Une autre séquence de la suite est reconnue plus au NE, dans les vallées des affluents gauches de la rivière de *Bafing* – ruisseaux de *Fangan*, *Dakoro*, *Kolivolon* et *Véréso* et dans plusieurs affleurements fragmentaires. Ici, prédominant des argilites calcareuses, alternant avec des calcaires, y compris à oncolithes et des variétés à stromatolithes.

La vallée du ruisseau de *Véréso* représente la limite E du développement des roches carbonatées de la suite de Dira. Plus loin, dans la vallée du ruisseau de *Kokoun*, on n’observe que des argilites calcareuses et des grès peu épais (jusque 30 m) qui, après une érosion profonde, sont «cisailés» par les dépôts sus-jacents de la série d’Oundou.

Dans les régions O et NO de la dépression de Tougue, les dépôts de la suite de Dira ont été différenciés pour la première fois en 1969 [128] sur le territoire de la feuille de KEDOUGOU. Cette différenciation a été faite sans connaître la base des sédiments de plate-forme de cette dépression. Lors de ces travaux cartographiques, le niveau stratigraphique situé au-dessus des grès de la suite de Kannta a été étudié. Ce niveau comprend en quelques endroits de très puissantes assises (plus de 250 m) d’aleuroargilites, situées au-dessus des tillites. Par la suite, il a été prouvé, que ces assises indiquent la phase initiale du cycle de sédimentation spécifique des roches cambriennes situées sur le flanc E du fossé de Bassari-Rokel.

Lors du levé géologique du territoire de la feuille de LABE, les dépôts situés au-dessus des tillites ont été aussi partiellement inclus dans la suite de Dira [139].

Sur les feuilles de KINDIA et SIEROUMBA, les dépôts de la suite de Dira n’ont pas fait l’objet d’identification. Comme il s’est révélé plus tard, les dépôts de cette séquence auraient été inclus complètement ou partiellement dans la sous-suite médiane de la suite de Kolénté.

Ces circonstances sont la cause d’incohérence dans l’interprétation géologique des régions occidentale et orientale de la dépression de Tougue, ce qui a obligé les auteurs de la carte géologique au 1:500 000 à reconsidérer les limites de certaines suites et de les inclure dans les séries de Madina-Kouta et d’Oundou.



Sur le territoire de la feuille de LABE, la séquence suivante, reconnue sur les affluents gauches de la rivière de *Liti* aux environs des villages de *Donghol – Sigon*, a été incluse dans la suite de Dira (de bas en haut):

- 1. Alternance fine d’argilites rouges et lilas, d’aleurolites et d’aleurolites siliceuses avec des interlits fins de grès quartzeux roses . . . . . 15,0 m
  - 2. Grès quartzeux finement grenus avec des passées d’argilites, aleurolites et dolomies calcaires. . . . . 35,0 m
  - 3. Aleurolites à stratification fine avec des interlits d’argilites et de grès quartzeux à grains fins. . . . . 35,0 m
  - 4. Alternance fine d’aleurolites lilas et d’argilites rouges. . . . . 15,0 m
- Ladite séquence est relayée par une séquence située aux environs du village de *Bodi* et étudiée par les sondages LC-16 et LC-17:
- 5. Grès dolomitiques avec des intercalations de dolomies gréseuses et de grès quartzeux . . 12,0 m
  - 6. Grès quartzitoïdes avec des interlits de variétés dolomitiques . . . . . 11,0 m
  - 7. Grès dolomitiques, dolomies gréseuses, interlits de grès quartzitoïdes . . . . . 32,0 m
  - 8. Dolomies et dolomies gréseuses avec des passées d’aleurolites noires et de grès dolomitiques. . . . . 6,0 m
  - 9. Alternance de grès quartzeux, de grès dolomitiques et de dolomies gréseuses . . . . . 21,0 m
  - 10. Grès quartzitoïdes avec interlits de grès dolomitiques, localement obliques . . . . . 9,0 m
  - 11. Grès feldspath-quartzeux avec des interlits (1-10 cm) de grès dolomitiques. . . . . 6,0 m
  - 12. Grès quartzitoïdes, feldspath-quartzeux, dolomitiques avec des interlits d’aleurolites dolomitiques et dolomies gréseuses. . . . . 5,0 m
- L’épaisseur totale de la séquence étudiée est de . . . . . 203 m.

Au-dessus de cette séquence se situe une assise d’argilites violacées et rouges ayant de rares interlits de grès quartzeux. A la base de cette assise, on observe une couche peu puissante marneuse, tandis qu’au toit, au niveau du village de *Fello-Gueriyabe* – un horizon épais de tillites (jusqu’à 50 m) de la série de Faleme. L’épaisseur de cette assise (sans tillites) est près de 80 m.

L’épaisseur cumulée des dépôts de la suite de Dira à l’E de la dépression de Tougue est de 120-150 m, tandis qu’au centre et à l’ouest elle est de 250-280 m. De pareilles variations de puissances seraient liées à l’érosion de ses dépôts, préalablement à l’accumulation de la série d’OUNDOU.

L’âge de sédimentation des dépôts de la suite de Dira est établi sur la base de découvertes de stromatolithes des formes précitées qui, selon *M.E. Raaben*, sont typiques du Vendien, mais certaines d’entre-elles se rencontrent aussi dans le Cambrien inférieur. Etant donné que les dépôts de la suite de Dira appartiennent à un seul cycle de sédimentation, commencé dans le Riphéen supérieur (suite de Gadalougé), l’âge de formation des dépôts de la suite est considéré comme Vendien.

La suite de Baléforia

La suite de Baléforia a été identifiée pour la première fois sur la feuille de TOUGUE [141], il s’agit d’argilites et aleurolites rouges lilas, moins souvent grises, en plaquettes fines, à stratification horizontale, ayant des interlits peu épais de grès feldspath-quartzeux, facilement reconnaissables sur le terrain. Les dépôts de la suite reposent partout en concordance sur les roches sous-jacentes de la suite de Dira.

Sur le flanc N de la partie orientale de la dépression, les dépôts se présentent sous la forme d’une bande large de 15 km qui s’étend en direction EO. En outre, ils affleurent sur les flancs du pli brachyantoclinal dans la vallée de la rivière de *Gambia*. Dans la vallée de la rivière de *Baléforia*, affluent droit de la rivière de *Gambia*, on trouve, dans plusieurs affleurements fragmentaires, des argilites homogènes en plaques, parfois calcareuses et ayant des interlits de grès feldspath-quartzeux et quartzeux, rarement avec du ciment carbonaté. Les interlits de grès ont l’épaisseur de 5-15 cm et constituent 10% max de l’épaisseur totale de la suite. Leur couleur est rose ou violacé. Les interlits d’argilites, épais de 0,2-1,5 m se caractérisent par une couleur cire rouge ou rouge lilas. Parfois, on note dans les grès des bandes obliques et de rares galets d’argilites rouges. L’épaisseur de la suite dans cette région est estimée à 250-270 m.

Sur le flanc SE de la dépression, les dépôts de la suite ont été reconnus en allant vers l’E et le NE, le long des flancs gauches des vallées des rivières de *Koloun* et *Bafing* jusqu’au ruisseau de *Bouta*. A la

différence des régions septentrionales, les roches de la suite y présentent un très mauvais niveau d’affleurement. Dans le SO de la feuille de TOUGUE, elles ont été reconnues par quelques sondages à vis qui ont fournis des argilites en plaquettes fines et rarement des grès quartzeux finement grenus. Au NE de ces sondages, les dépôts de la suite affleurent d’une manière sporadique dans les lits d’affluents gauches des rivières de *Kioma* et *Bafing*. Dans ces affleurements, on constate une diminution progressive de la proportion des argilites et une augmentation de celle des grès. L’épaisseur des dépôts de la suite dans cette région est estimée à 200-240 m. Plus au NE, elle diminue nettement et elle disparaît complètement dans la vallée du ruisseau de *Véréso*, probablement «cisailée» par les dépôts de la série de Tougue.

Dans les régions occidentales limitrophes à la feuille de TOUGUE, les dépôts de la suite sont probablement présents, dans les parties supérieures de la suite de Dira. Mais, dans la majorité des cas, ils ont été érodés durant la période précédant à l’accumulation des sédiments du cycle suivant (série d’OUNDOU).

L’âge vendien des dépôts de la suite de Baléforia est déterminé par sa position stratigraphique dans la séquence générale de la couverture de la dépression de TOUGUE. La suite repose en concordance sur les dépôts vendiens de la suite de Dira et, comme il sera décrit plus bas, est recouverte à son tour, après érosion, par des roches de la série d’Oundou de même âge (vendien) et des dépôts cambriens de la série de FALEME.

Série d’OUNDOU (Vun)

Les dépôts de la série d’OUNDOU ont été différenciés par les géologues russes lors des travaux cartographiques menés dans les zones centrales et orientales de la dépression de Tougue [141]. Ils sont représentés par un complexe puissant rythmique de sédiments argilo-gréseux, appartenant à un seul grand cycle de sédimentation. Dans le N et le SO de la partie centrale de cette dépression, les dépôts de la suite reposent sans discordance visible sur les roches sous-jacentes de la suite de Baléforia, tandis qu’à la périphérie orientale ils reposent, après érosion, sur les roches des suites de Dira, Kannta, Gadalougé et de la série de SEGOU (fig. 40, 50, 52).

Lors de l’établissement de la carte géologique au 1:500 000, les dépôts de la série ont été prolongés sur les parties occidentales de la dépression de Tougue, y compris les domaines du fossé de Bassari-Rokel. Les dépôts de la sous-suite supérieure de la suite de Kolénté (feuille de KINDIA, [134]) et les parties inférieures de la suite de Mali (feuille de LABE, [139]), dépourvues de niveau-repère de tillites ont été également attribués à la série d’OUNDOU. Pendant ces travaux, nous avons utilisé les données, récoltées sur la feuille contiguë de TOUGUE et des paramètres topographiques (à l’ouest du territoire de la feuille de TOUGUE, les dépôts de la série de SEGOU formes des strates horizontales). Ces extrapolations ne peuvent pas être considérées comme irréprochables, ainsi la limite inférieure sur les feuilles indiquées doit être considérée comme supposée.

Les séquences les plus complètes de la série d’OUNDOU ont été étudiées sur plusieurs affleurements situés dans la vallée de la rivière *d’Oundou*, grand affluent droit de la rivière de *Gambia*. Ici, ont été observés quatre cycles transgressifs de sédimentation avec un passage progressifs des grès aux argilites et la formation de quatre termes correspondants.

- Le premier terme (inférieur), reposant sur des argilites de la suite de Baléforia, comprend:
- 1. Grès quartzeux, à grains moyens et ciment secondaire. Quelques interlits renfermes des oolites calcaires . . . . . 30,0 m
  - 2. Argilites aleurolitiques, parfois dolomitiques avec de rares lits peu puissants de grès quartzeux . . . . . 40,0 m
  - 3. Argilites dolomitiques rouge lilas, violet foncé, avec des taches de décoloration et de rares bancs peu épais de grès quartzeux . . . . . 280,0 m

Le deuxième terme est formé, dans sa partie inférieure, de grès quartzeux à ciment secondaire. Les grès ont une stratification régulière, rarement oblique. On y observe des passées d’argilites épaisses de 0,2-0,5 m. Les couches de grès sont de 0,5-5,0 m d’épaisseur, parfois de 20 m. L’épaisseur de la partie inférieure est de 270 m. La partie supérieure est composée d’argilites avec des lits de grès quartzeux. Au sommet



du terme, les argilites deviennent plus dolomitiques et les grès renferment des débris de roches effusives altérées. L'épaisseur du deuxième terme est d'environ 450,0 m.

Le troisième terme se caractérise par la présence d'argilites rouge brique et de grès calcaires avec des oncolithes. Sa séquence se présente comme suit:

1. Grès à grains gros et moyens, à stratification oblique et litage ondulé. Au sein de ces grès, on observe des bancs peu épais (0,2-1,0 m) d'argilites et aleurolites, souvent à des craquelures de dessiccation et des rides dans le toit des couches ..... 100,0 m
2. Grès quartzeux avec une abondance d'oncolithes calcaires (jusqu'à calcaires oncolithiques) et souvent avec un litage oblique. Les grès présentent des interlits peu épais (1-2 m) 'argilites..... 75,0 m
3. Argilites, parfois certaines couches renferment des aleurolites en abondance ..... 25,0 m
4. Grès quartzeux, parfois au litage oblique, ayant de rares débris d'argilite non émoussés ..... 200,0 m
5. Argilites bigarrées avec de minces bancs (1-2 m) de grès quartzeux. .... 290,0 m

L'épaisseur maximale des dépôts de la série d'OUNDOU est estimée à 1900-2000 m. Elle est observée dans les régions occidentales de la feuille de TOUGUE, qui représente le domaine central de la dépression de Tougue. Ici, on trouve la séquence riphéenne-vendienne la plus complète de la couverture de plate-forme de cette structure, avec une épaisseur totale de 2750-2900 m. Cette épaisseur se trouve en parfaite concordance avec les chiffres obtenus par les mesures gravimétriques.

Selon ces données [78], la dépression de Tougue se caractérise par des valeurs négatives du champ de gravité de (-) 40 mGl à (-) 50 mGl. Ces valeurs correspondent à la densité suivante des roches: argilites, aleurolites, grès, roches carbonatées – 2,57-2,60 g/cm<sup>3</sup>, dolérites – 2,9 – 3,0 g/cm<sup>3</sup>. Lorsque la quantité de ces roches dans la séquence atteint 25%, la densité moyenne correspond à 2,68 g/cm<sup>3</sup>. Avec ces valeurs prises comme moyennes, on peut individualiser des anomalies négatives (– 70 mGl max) et positives (– 20-30 mGl). Ces valeurs permettent de supposer la présence d'irrégularités importantes du relief du toit du socle. Les anomalies négatives correspondent aux parties affaissées (profondes), tandis les anomalies positives correspondent aux différents corps doléritiques et à leurs canaux nourriciers se trouvant dans les dépôts de la couverture.

Des calculs mathématiques montrent que l'anomalie résiduelle du champ gravitationnel disparaît lorsque l'épaisseur de la croûte terrestre dans la dépression de Tougue avoisine 39-40 km, alors l'épaisseur maximale des sédiments de la couverture est d'environ 3000 m (région située au N de la ville de Koubia, feuille de TOUGUE, où se trouve la partie la plus affaissée de la dépression).

L'âge de la série d'OUNDOU est déterminé par sa position stratigraphique entre les sédiments de la série de MADINA-KOUTA du Riphéen tardif-Vendien et les roches cambriennes de la série de Faleme. Vu que la mise en place de cette dernière a été précédée par un important remaniement et une érosion profonde des roches sous-jacentes, l'âge d'accumulation des sédiments de la série d'OUNDOU est considéré comme Vendien.

CAMBRIEN (C)

Le Cambrien est représenté par les dépôts de la série de FALEME (Cf). Ces dépôts ont été étudiés pour la première fois dans le N de la Guinée par *Arnould M.* et *Aymé J.* en 1960, où ils étaient appelés «schistes de Mali» et rattachés au Cambrien [7]. Au-dessous de ces schistes, toujours au sein des dépôts cambriens, ils ont différencié la série de VALIDIALA, composée d'argilites, aleurolites, grès, calcaires à baryte et jaspes. Des lentilles et horizons de tillites ont été observés à la base de cette séquence.

Plus tard, *J.P. Bassot* [11] a décrit au *Sénégal oriental* les dépôts identiques au sein de la série de FALEME attribuée au Cambrien. Ensuite, ces dépôts ont été étendus sur les régions septentrionales de la Guinée où on a différencié en leur sein les suites de Validiala et Mali également d'âge cambrien. Ce principe de différenciation stratigraphique de la série de Faleme a été repris par *A. Bélyaev* et al. (1969) et *D. Diallo* et al. (1973) lors du levé cartographique au 1:200 000 des feuilles de KEDOUGOU et LABE, mais en remplaçant l'âge de sédimentation par le Protérozoïque supérieur.

En 1991, *Y. Boufféev* et al. après avoir étudié la séquence complète des sédiments de plate-forme de la feuille de TOUGUE, ont constaté qu'une importante modification du bassin de sédimentation et une érosion profonde des roches sous-jacentes, y compris celles de la série d'OUNDOU du Vendien, ont précédé à la période de sédimentation.

Ceci a permis de revenir à l'hypothèse initiale d'âge cambrien pour la mise en place des roches de la série de FALEME et de préciser la nature des roches et les zones de leur développement. Il a été établi, que les dépôts de la série remplissent une dépression marginale superposée, située sur le flanc oriental du domaine montagneux de *Bassari*. Son axe est disposé à peu près parallèlement à la direction générale du fossé de Bassari-Rokel donc presque transversalement à la direction des structures de la dépression de Tougue, orientés EO. Les dépôts de la série peuvent être considérés comme une molasse marine de piémont, dont l'accumulation s'est faite en même temps que la formation des molasses continentales intramontagneuses des séries de YOUKOUNKOUN et TABAN dans le fossé de Bassari-Rokel.

Les dépôts de la série de FALEME sont très fréquents sur les feuilles de KEDOUGOU et LABE où ils reposent horizontalement ou subhorizontalement avec des angles de pendage de 2-5°, rarement 10° max, suite à leur transgression sur divers horizons de roches appartenant aux séries de MADINA-KOUTA et OUNDOU (fig. 52).

Les zones inférieures de la série ont été étudiées dans un des affluents supérieurs gauches de la rivière de *Kannta* au niveau du village de *Sonbiméré* [146]. Ici, sur une assise d'argilites rouge cramoisi et aleurolites gris lilas de la suite de Dira, reposent les roches suivantes (le contact direct n'affleure pas):

1. Tillites – roches lilas foncé, gris verdâtre ou à coloration tachetée avec du ciment argileux ou argilo-carbonaté dans lequel sont dispersés d'une manière irrégulière des grains non classés (2-5 mm) de quartz, microcline, plagioclase, schiste séricito-argileux, quartzite, granite, liparite, porphyre quartzeux et de roche effusive basique. Dans cette masse, sont disséminés des débris angulaires ou bien roulés (2-3 à 10-15 cm), des blocs de grès quartzitoïdes (30-50 cm), et en moindre quantité, des fragments de porphyres à quartz, granite, aleurolite siliceuse et argilite plus ou moins émoussés. .... 2,0 m
  2. Argilites, gris-jaunâtre, verdâtre foliacées, en plaquettes fines, avec des bancs d'aleurolites contenant des grains émoussés de tourmaline ..... 6,0-7,0 m
  3. Grès quartzeux à grains petits et moyens, massifs ..... 12,0-15,0 m
  4. Schistes siliceux au litage fin ..... 3,0 m
  5. Argilites gris verdâtre et lilas foncé avec des interlits de roches jaspoïdes grises . . 15,0-18,0 m
  6. Argilites grises avec des passées de calcaires pélitomorphes épaisses de 0,5 m . . . 30,0-40,0 m
  7. Argilites gris foncé, parfois noires, schistifiées ..... 7,0 m
  8. Alternance d'aleurolites et argilites, finement stratifiées ..... 140,0 m
- Epaisseur cumulée de la séquence ..... 210,0-230,0 m

Les parties supérieures de la série ont été étudiées en amont de la rivière de Kannta et sur le versant N d'un relief à la cote 1384 m. Ici, on note (de bas en haut):

1. Alternance d'aleurolites et argilites finement litées en plaques. En se cassant, elles forment de minces plaquettes solides. .... 120,0 m
- Lacune d'observation dans l'intervalle de ..... 40,0-50,0 m
2. Argilites rouge foncée. .... 5,0-7,0 m
3. Calcaires gris, rosâtres, souvent bréchoïdes avec de fins bancs d'aleurolites lilas et contenant parfois de la chalcopryrite et pyrite finement disséminées. L'épaisseur de l'assise près du village de Lébékéré est d'environ. .... 40,0 m
- Plus au N, on constate une diminution de l'épaisseur des calcaires jusqu'à 5 m.
4. Aleurolites gris foncé finement stratifiées en plaquettes fines, à structure aleuritique. . . 380,0 m
5. Conglomérats à petits galets et grès quartzeux gris clair. Les conglomérats sont composés essentiellement de galets quartzeux et cimentés avec du matériel gréseux ..... 15,0-20,0 m

L'épaisseur cumulée de la série de FALEME sur la feuille de KEDOUGOU atteint environ 800 m. Dans l'ensemble, elle se distingue par une grande régularité lithologique à l'exception de sa partie inférieure et de l'horizon de tillites. Ces dernières se biseautent souvent, formant des lentilles de di-



verse étendue sur différents niveaux hypsométriques. Dans l’extrême est de la feuille, elles se situent aux cotes de 600 m, plus à l’ouest (aux environs du village de *Sonbiméré*) – à la cote de 430 m et à l’extrême ouest (village de *Touba*) – à 200 m. Selon *J.P. Bassot* [11], l’abaissement hypsométrique du niveau de tillites de 600 à 200 serait lié aussi bien aux irrégularités et à l’inclinaison d’est en ouest du fond du bassin de sédimentation, qu’à la pénétration de puissants sills mésozoïques ayant soulevé les tillites à des hauteurs différentes.

En présence des tillites, la limite inférieure des dépôts de la série de FALEME est tracée directement au niveau de leur mur. En leur absence, il est très difficile de différencier les aleuro-argilites de la série des roches identiques sous-jacentes de la série d’OUNDOU, surtout sur les terrains séparés par des sills (trappes). C’est la raison pour laquelle, la limite géologique inférieure de la série, montrée sur la carte au 1:500 000 au centre de la feuille de LABE, a été tracée par la méthode d’extrapolation graphique, en présumant une disposition horizontale des roches. Dans les régions septentrionales, la limite inférieure est marquée par la base de l’horizon de tillites.

Dans la région du village de Ymbéring, la séquence se présente comme suit:

1. Conglomérats-brèches (tillites) gris violacés et lilas foncé. La pâte est constituée de pélite-aleurolite-psammite dans laquelle on observe des fragments disséminés, angulaires et roulés (10 cm max.), de grès quartzeux gris, roses et jaunes ..... 5,0 m
2. Argilites gris foncé et gris rosâtre. .... 6,0 m
3. Aleurolites siliceuses, finement stratifiées ..... 5,0 m
4. Aleurolites gris foncé et cerise foncé avec des bancs peu puissants (1,0-3,0 cm) de calcaires ..... 3,0 m
5. Grès quartzeux finement lités ..... 2,0 m
6. Aleurolites en plaquettes ..... 4,0 m
7. Grès quartzeux lités ..... 8,0 m
8. Aleurolites en plaquettes finement litées ..... 3,0 m
9. Argilites en plaquettes finement litées, noires ..... 20,0 m
10. Argilites noires et gris foncé, au litage vague, en grosses plaquettes ..... 40,0 m
11. Argilites noires, parfois siliceuses, avec des interlits d’aleurolites à stratification vague. .... 40,0 m

Les parties supérieures sont ensevelies sous des blocs de dolérites.

L’épaisseur étudiée est d’environ ..... 140,0 m.

Au-dessus de cette séquence, après une lacune d’observation de 100 m, on trouve sur le versant quelques affleurements et tors isolés d’aleurolites gris et gris rosâtre avec des bancs de grès à grains fins et argilites gris foncé.

Dans le lit de l’affluent droit de la rivière de *Lakata*, sur les argilites noires de la zone inférieure, reposent en concordance (de bas en haut):

1. Aleurolites grises avec du matériau gréseux disséminé ..... 25,0 m
  2. Alternance de grès quartzeux et d’aleurolites avec du matériel gréseux disséminé. .... 10,0 m
  3. Grès quartzitoïdes avec des bancs d’aleurolites ..... 16,0 m
  4. Grès quartzeux. .... 11,0 m
  5. Grès feldspath-quartzeux bariolés ..... 7,0 m
  6. Aleurolites tachetées vaguement stratifiées ..... 15,0 m
- L’épaisseur de ce fragment de séquence est de ..... 84,0 m

Plus haut vient une assise de 130-150 m d’épaisseur d’aleurolites gris foncé et noires alternant avec les argilites noires, formant des «paquets» épais de 20-35 cm, qui sont relayés par des grès oligomictes et quartzeux avec des bancs d’aleurolites et d’argilites.

Selon *D. Diallo et al.* [139], l’épaisseur des dépôts de la série de Faleme sur la feuille de LABE atteint 700 m dans les séquences les plus complètes.

Les dépôts de la série de FALEME ont un développement restreint sur la feuille de TOUGUE. Ces dépôts apparaissent à l’ouest et au sud-ouest de cette région où ils ont été étudiés sur la base de quelques affleurements et sondages. La zone inférieure de cette série diffère modérément des séquences déjà examinées dans ces régions. Le contact direct de la série avec les roches sous-jacentes n’a

pas été observé, mais d’après les données cartographiques, ces dépôts recouvrent successivement les limites d’affleurements de roches des suites de Kannta, Dira et Baléforia, ce qui témoigne de l’érosion profonde de ces roches.

A la base de la séquence on trouve des grès arkosiques avec des interlits peu épais et des lentilles de gravelites contenant des débris de cristaux de feldspath, argilites et quartz, ainsi que de rares minces bancs (0,5 m) d’aleurolites rouges. Les grès arkosiques contiennent en abondance des galets «flottants» de granites, granito-gneiss et quartz filonien. Les galets sont bien émoussés et mesurent 3-5 cm. Au-dessus des grès vient un horizon de brèches de grès, épais de 10 m, avec du ciment barytique, recouvert de grès arkosiques d’une épaisseur (dans un intervalle) de 5-8 m.

Au NE, à 1,0 km du village de Gobiré, un horizon de tillites de 2-4 m d’épaisseur repose sur les grès arkosiques portant des traces d’érosion.

*Les tillites sont une roche détritique gris foncé ou vert grisâtre, formée d’une pâte argilo-gréseuse avec d’abondants galets «flottants» et de blocs de roches diverses. Parmi ces roches on a identifié: calcaires gréseux, grès feldspath-quartzeux, arkosique et quartzeux, granites à microcline et leucocrate, granito-gneiss et rarement quartz filonien. La quantité totale de ces débris atteint 10-15% du volume de la roche. Les galets et les blocs sont semi-roulés, rarement bien émoussés.*

L’horizon de tillites est recouvert d’argilites aleurolitiques, finement litée, gris foncé, avec de rares grains de la taille de sable et gravier composés de granite et de feldspath rouge. L’épaisseur de l’assise argilo-aleurolitique est de 10 m. Plus haut, vient une alternance d’argilites roses et gris lilas, d’aleurolites et de grès quartzeux ayant, d’après des données de sondages, deux interlits de dolomies. L’épaisseur des dépôts de la série sur la feuille de TOUGUE est de 100 m au maximum.

Concernant les caractéristiques de formation des dépôts de la série de FALEME, il faut noter ce qui suit:

1. Les dépôts de la série remplissent l’avant-rift (foredeep) du système de bassins intra-montagneux de Bassari, emboîtée dans les structures vendiennes-riphéennes de plate-forme, plus anciennes.
2. Selon leur mise en place, ils peuvent être attribués à la molasse marine et dans certains endroits à la molasse continentale avec des lentilles et horizons de tillites à la base. Ces derniers témoignent de conditions climatiques spécifiques lors de l’accumulation de ces sédiments.
3. La mise en place des roches de la série est séparée des phases de sédimentation précédentes par une lacune importante et une érosion profonde des roches sous-jacentes comprenant les séries d’OUNDOU du Vendien et MADINA-KOUTA du Riphéen tardif-Vendien.
4. Les relations susmentionnées entre ces roches permettent de partager les opinions des chercheurs précédents (*Arnould M., Aymé J., Bassot J. et al.*) sur l’âge cambrien d’accumulation des sédiments de la série de FALEME. Ces dernières années, cette opinion a été confortée par la découverte dans les régions contiguës de la Guinée de spicules cambriennes dans les zones inférieures de la série, ainsi que d’algues aiguilles et de microfossiles cambriens dans la série toute entière. Comme il sera montré ci-dessous, les dépôts de la série de Faleme sont recouverts, après une érosion profonde, par des grès de la suite de Pita de l’Ordovicien.

Pour conclure, il est nécessaire d’attirer l’attention sur les particularités les plus importantes concernant la formation des sédiments de plate-forme du flanc SO de la synéclyse de Taoudeni et de la dépression de Tougue, et de s’arrêter sur certaines questions controversées.

Dans l’histoire du développement des structures mentionnées, on a pu différencier les cycles de sédimentation successifs, séparés les uns des autres par des lacunes temporelles, l’érosion des roches sous-jacentes avec parfois des modifications structurales considérables.

1. **Le Riphéen précoce** est marqué par l’accumulation des roches continentales de la série de Segou, des dépôts côtiers-marins et deltaïques de la suite de Dabatou et des sédiments des bassins intracontinentaux de la suite de Balé.

L’âge Riphéen précoce d’accumulation des dépôts de la série de SEGOU est confirmé par la découverte de stromatolithes. Celui des suites de Dabatou et Balé est basé sur le fait qu’ils se trouvent au-dessous des séquences de l’escarpement de Tambaoura, situé sur le territoire de la



République du Mali, composées des roches du Riphéen tardif-Vendien.

2. **Le Riphéen tardif-Vendien** est séparé du Riphéen précoce par une érosion profonde des roches sous-jacentes de la série de SEGOU et des formations du socle cristallin. Ce cycle de sédimentation est représenté par des formations terrigène-marines (surtout en eaux peu profondes) et carbonato-terrigenes de la série de MADINA-KOUTA comportant deux étages établis sur la base de stromatolithes: le Riphéen tardif représenté par la suite de Gadalougé et le Vendien représenté par la suite de Dira. Les découvertes de stromatolithes permettent de dater d'une manière certaine la mise en place des roches de cette série.
  3. **Le Vendien** s'est développé sur le flanc E de la dépression de Tougue à partir d'une érosion partielle des roches sous-jacentes de la série de MADINA-KOUTA, mais sans changements visibles au niveau du bassin de sédimentation. Ce cycle se caractérise par l'accumulation en eaux peu profondes, d'épaisses assises, de préférence marines, de sédiments attribués à la série d'OUNDOU. Son âge n'est pas établi de manière sûre. Il est déterminé sur la base de sa position stratigraphique dans la séquence générale de la couverture de la plate-forme africaine. Dans l'avenir, il est possible que des traces organiques (stromatolithes) soient découvertes au sein des roches carbonatées et que son âge soit déterminé de manière plus précise.
  4. **Le Cambrien** est représenté essentiellement par une molasse argileuse marine de la série de Faleme avec des horizons de grès arkosiques et de tillites dans les parties inférieures de la séquence. Ils forment un avant-rift de direction NS emboîtée dans les structures sublatitudinales de la dépression de Tougue. On suppose, que l'accumulation de molasse marine dans cette fosse a été synchrone avec la formation des dépôts de la molasse continentale des séries de YOU-KOUNKOUN et TABAN dans les bassins inter-montagneux du fossé de Bassari-Rokel.
- Prenant en considérations les relations entre les roches de cette série et les dépôts sous- et sus-jacents, son âge d'accumulation est considéré comme Cambrien.

#### PALEOZOÏQUE (PZ)

##### Ordovicien, suite de Pita (Opt)

Antérieurement, les dépôts en question étaient appelés «grès de Pita». Ils ont été différenciés en tant que suite par *Y. Boufféev* et al. *A. Belaev* et al. (1969) sur les feuilles de CONAKRY et KEDOUGOU. Plus tard, ce nom a été utilisé lors de travaux cartographiques dans d'autres régions de la Guinée.

Les dépôts de la suite de Pita composent les zones inférieures de la dépression de BOWE couvrant les régions ouest et sud-ouest du pays. Ces dépôts recouvrent, après érosion profonde, les roches cristallines archéennes et protérozoïques précoces, les zones centrales Riphéennes supérieures-cambriennes du fossé de Bassari-Rokel, les parties occidentales de la dépression Riphéenne-vendienne de Tougue et les sédiments cambriens de la série de Faleme, remplissant l'avant-rift du pays montagneux de Bassari (fig. 49, 50).

Plus au N de la ville de *Forecariah* (feuille de CONAKRY), la base de la dépression de BOWE, et respectivement de la suite de Pita, est située aux cotes de 80-100 m. Vers le NO, elle s'enfonce graduellement et à la longitude de 14° elle est immergée sous les eaux de l'Océan Atlantique. Par contre en allant vers le N-NE, on observe un soulèvement graduel de sa base jusqu'aux cotes de 1000-1100 m (région de la ville de *Pita*). Au niveau de la frontière bissau-guinéenne, la base de la dépression se situe aux cotes de 60-80 m, et au-dessus des roches du fossé de Bassari-Rokel – aux cotes de 150-250 m. Une telle disposition des cotes de la base du bassin de sédimentation, en l'absence d'évidences d'importants mouvements tectoniques, peut indiquer un soulèvement général différentiel du territoire, en forme de dôme, avec une amplitude maximale selon une ligne passant par les villes de *Mali – Labé – Pita – Mamou*. Il n'est pas exclu, que les faits indiqués puissent être en partie expliqués par le caractère transgressif de sédimentation de la suite de Pita, dans des conditions de grandes irrégularités du fond du bassin et de son élargissement graduel. En outre, le soulèvement du territoire pourrait être dû à la pénétration dans les roches sous-jacentes d'importantes intrusions trappéennes du Mésozoïque qui sont très développées dans les régions de soulèvements maximaux (massifs doléritiques des régions de *Mali, Doughol-Sigon, Bantinel, Kima, Dilétouni* et autres). Grâce à ces processus, les roches sous-jacentes ont été disjointes

et écartées, ce qui a conduit à l'augmentation de leur épaisseur cumulée et au soulèvement du toit des sédiments paléozoïques qui se sont retrouvés à différentes hauteurs.

Les dépôts de la suite sont représentés par une assise de grès quartzeux, renfermant, à divers niveaux stratigraphiques, des lentilles et horizons de gravelites quartzeux et conglomérats à petits galets, ainsi que des passées de grès feldspath-quartzeux et au sommet – des aleurolites. L'épaisseur de l'assise varie de 950-1000 m au SE de la dépression (au N de la ville de *Forécariah*) à 500-550 m sur la feuille de LABE et à 80-100 m sur le flanc N de la dépression (vallée de la rivière de *Tominé*) et au-dessus des escarpements de granite du fossé de BASSARI – ROKEL (à l'ouest de la ville de *Sinta*, feuille de TELIMELE) (fig. 50). Une diversité pareille peut être expliquée, comme il a été déjà noté, par la mise en place transgressive de la suite et, localement, d'une importante érosion des roches sous-jacentes avant la phase d'accumulation des sédiments de la suite de Téli-mélé. Cette hypothèse a été émise lors de l'étude du cadre géologique général des zones recouvertes par les dépôts de la suite de Pita. Le levé cartographique au 1:200 000 n'a pu constater cette variabilité étant donné les variations de l'épaisseur insignifiantes dans les limites d'une seule feuille.

Le trait caractéristique des sédiments de la suite de Pita est la régularité étonnante de leur composition lithologique dans tout le périmètre du bassin de sédimentation avec une prédominance de grès quartzeux avec du matériau détritique mal émoussé et mal classé ce qui montre qu'il n'a pas été déplacé. Les zones centrales de développement de ces dépôts sont recouvertes de roches de la suite sus-jacente de Téli-mélé et se caractérisent par une composition lithologique spécifique.

Les autres particularités des séquences de la suite de Pita dans les limites de la dépression de BOWE se résument à ce qui suit:

- présence d'un nombre considérable de lentilles ou d'horizons de gravelites quartzeux et conglomérats à petits galets ainsi que des passées de grès à feldspath-quartz;
- disposition des roches citées à divers niveaux stratigraphiques;
- aspect extérieur des grès et leur granulométrie, qui varie de gros à petits grains, présence de galets quartzeux «flottants» (Grès grossièrement grenus mal classés);
- particularités texturales et caractère du litage des grès : massifs, au litage grossier et parallèle, parfois grossièrement oblique et oblique, ou encore en plaquettes pour les variétés finement grenues;
- couleur bigarrée des grès: blanche, grise, jaunâtre, rosâtre, cerise, brune en diverses combinaisons. La coloration bigarrée s'explique par la présence de quantités variables d'oxydes et d'hydroxydes de fer.

Au début du levé cartographique (1967-1969) des dépôts de la suite dans le SE de la dépression de BOWE, où ses épaisseurs atteignent 1000 m, il y a eu des tentatives de diviser la suite en cinq sous-suites [127, 129]. Chaque sous-suite correspondait à un cycle transgressif indépendant de sédimentation, commençant par des roches grossièrement détritiques (gravelites, conglomérats) et se terminant par des grès finement grenus. Plus tard, en étudiant les autres régions de la dépression, ce principe de différenciation s'est révélé inapproprié. Il a été établi, que dans ces régions, les horizons de roches grossièrement détritiques se situent sur d'autres niveaux stratigraphiques ou même sont absents. Ces circonstances ont obligé les géologues de réunir les sous-suites en différentes unités. En outre, on a constaté une réduction considérable de l'épaisseur de la suite au-dessus des structures du fossé de Bassari-Rokel et sur le flanc N de la dépression ce qui témoigne d'une possible érosion. De ce fait, les dépôts de la suite sont montrés sur la carte géologique au 1:500 000 comme des sédiments non différenciés.

L'âge d'accumulation des dépôts de la suite de Pita est établi sur la base des données suivantes:

- ils recouvrent, après une érosion profonde, toutes les formations plus anciennes, y compris les dépôts de la série de Faleme, dont l'âge est déterminé comme Cambrien;
- les interlits d'argilites situés au sein des grès dans les parties supérieures de la suite renferment des Graptolithes: *Jlyptograptus sp. et Diplograptus (s. e.) sp.*, qui, selon R.F. Sobolevskaja (Institut de recherches géologiques de l'Arctique – NIIGA), sont typiques pour l'étage Llandovérien précoce (Silurien inférieur) quoiqu'on ne puisse pas exclure leur âge ordovicien tardif.



*T.N.Koren* (Institut géologique national – VSEGEI) estime que ces Graptolithes sont représentés par les Diplograptides et appartiennent au sommet de l’Ordovicien, ou à la base du Silurien;

- les dépôts de la suite se situent au-dessous des sédiments siluriens de la suite de Télimélé, caractérisés par sa faune spécifique (v. plus bas).

De cette façon, l’âge d’accumulation des roches de la suite de Pita est retenu comme ordovicien, en même temps il n’est pas exclu que les parties supérieures datent du Silurien précoce (Llandovérien).

Silurien, suite de Télimélé (Stl)

Les dépôts de la suite de Télimélé sont composés d’aleuro-argilites avec des bancs et des lentilles de grès quartzeux à grains fins. Le mur de la suite a été déterminé lors du levé au 1:200 000 grâce à l’apparition dans la séquence d’une épaisse assise d’aleurolites et argilites, qui, sans discordance visible, reposent sur les grès quartzeux de la suite de Pita. Comme il a été déjà souligné, on trouve dans les zones supérieures de cette suite des interlits d’argilites à Graptolithes du Silurien précoce (Llandovérien). Pour cette raison, la limite entre les suites de Pita et Télimélé adoptée à des fins cartographiques est en réalité lithologique, alors que la limite stratigraphique ou chronologique se trouve plus bas, dans les zones supérieures de la suite de Pita. Prenant en considération l’érosion éventuelle des roches sous-jacentes de la suite de Pita, la période silurienne de sédimentation pourrait représenter un cycle accumulatif indépendant ayant débuté par l’accumulation de sédiments sablo-argileux, relayés ensuite par des dépôts essentiellement argileux.

Dans l’extrême SE de la dépression de Bowe (feuille de SIEROUMBA), les dépôts de la suite sont développés sur le partage des eaux du plateau de *Fouta Djalón* à la cote 1000 m. Ici, ils sont séparés des roches sous-jacentes de la suite de Pita par un sill puissant de dolérite (150-200 m); le mur de la suite se situe aux cotes de 950-1000 m. Au NO, elle redescend aux cotes de 450-500 m (bowal de *Débélé* au N de la retenue d’eau de la station électrique de Grande Chute) et ensuite dans la vallée de la rivière de *Konkouré* elle baisse jusqu’aux cotes de 200-250 m. Dans la région de *Cap Vérga* où les dépôts de la suite forment un synclinal en sillon, son mur s’immerge sous les eaux de l’Océan Atlantique et ensuite réapparaît en surface sur le flanc O de ce pli. Plus au NO du *Cap Vérga*, le mur de la suite se situe aux cotes de 0-80 m et disparaît plusieurs fois sous les eaux de l’océan dans les estuaires de *Rio Nunes* et *Rio Komponi*.

En allant vers le NE, la base de la suite se situe aux cotes de 300-400 m (alentours de la ville de *Télimélé*), elle descend ensuite à 80-100 m sur le flanc N de la dépression de Bowe (frontière avec la Guinée-Bissau).

Dans l’ensemble, sur le plan régional, les dépôts de la suite de Télimélé forment une grande structure monoclinale affectée par des plis brachyformes doux d’ordre supérieur. Cette structure est inclinée d’une manière générale vers l’ouest et le sud-ouest, ce qui correspond à l’inclinaison du mur de la suite sous-jacente de Pita.

Dans l’extrême SE de la dépression de Bowe, les dépôts de la suite sont représentés par une alternance fine d’aleurolites et d’argilites gris verdâtre, gris rosâtre, violacées, jaunâtres, et blanches, essentiellement à stratification parallèle, rarement lenticulaire, entrecroisée-ondulée. Leur stratification est due à l’alternance de bancs et petites lentilles, épais de 0,1 à 1,0 cm, de diverses granulométries et couleurs, ainsi qu’à l’accumulation d’amas de matériel micacé sur les plans de stratification. Ces derniers renferment parfois des sulfures disséminés.

L’épaisseur conservée des dépôts de la suite dans cette région ne dépasse pas 50-70 m. Sur le flanc S de la dépression de Bowe, les aleurolites quartzеuses à stratification parallèle, finement ondulée, parfois avec nodosité prédominant. Leur couleur est gris clair, gris foncé à noire, parfois brun-lilas et framboise. A différents niveaux, on trouve dans les aleurolites des lentilles et bancs épais de 0,1-0,5 m de grès quartzeux gris à grains fins et d’argilites noires.

L’épaisseur maximale de dépôts, atteignant 700-750 m, a été constatée dans le massif montagneux situé au nord de la retenue d’eau de *Grande Chute*. A l’ouest de cet endroit, l’épaisseur de la suite baisse à 300-400 m et ensuite à 150-200 m. Dans l’extrême ouest de la dépression (estuaire de *Rio Komponi*), elle se réduit à quelques dizaines de mètres.

Dans les régions septentrionales de la dépression, on note une grande quantité de bancs d’argilites. Une séquence particulière, relevée aux environs du village de *Fossou*, se présente comme suit (de bas en haut):

- A la base – grès quartzеux de la suite de Pita.
- 1. Argilites noires à teinte verdâtre avec interlits (1 m) d’aleurolites à grains fins brunes . . . 50 m
- 2. Aleurolites compactes gris foncé, finement litées avec des bancs (0,1-1,2 m) d’argilites noires . . . . . 40 m
- 3. Argilites gris foncé au litage fin avec des bancs d’aleurolites en plaquettes fines . . . . . 50 m
- 4. Grès quartzеux finement grenus, grises . . . . . 10 m
- 5. Aleurolites ferrugineuses finement stratifiées avec des bancs (0,5 m max) de grès quartzitoïdes gris foncé . . . . . 60 m
- L’épaisseur totale de la séquence est d’environ . . . . . 210 m.

L’épaisseur des dépôts de la suite au sud du village de *Foulamori* (frontière avec la *Guinée-Bissau*) se réduit à 40-60 m.

A la périphérie orientale de la dépression de Bowe, où les dépôts de l’Ordovicien-Dévonien «se déversent» sur des structures de la dépression de Tougue, les dépôts de la suite de Télimélé occupent quelques sommets aplatis en amonts des rivières de *Kakrima-Tominé*. Dans cette zone, les séquences complètes de la suite ne sont conservées qu’au niveau des hauts bowé (plateaux) de *Bougoumé* et sur des élévations situées au sud de ces derniers. Ici, dans la suite, on distingue 4 assises de roches (de bas en haut):

La première se caractérise par une alternance d’argilites et d’aleurolites avec des bancs peu épais de grès quartzеux finement grenus. L’épaisseur de cette assise est de 60-70 m.

La deuxième est représentée par des grès quartzеux monotones à petits grains, gris et gris foncé, épais d’environ 50 m.

La troisième est composée essentiellement d’aleurolites avec un peu de grès quartzеux à petits grains. Aux environs du village de *Nassal*, un sondage carottant, ayant traversé cette séquence, a reconnu deux interlits de minerais à hématite épais de 0,2-0,5 m.

L’épaisseur de cette assise est de 120-130 m.

La quatrième montre une prédominance de grès quartzеux à grains fins avec des passées d’aleurolites, grès quartzеux à grains moyens et la présence de trois horizons de minerais à hématite épais de 0,6 m. L’épaisseur de cette séquence est de 80-90 m.

L’épaisseur totale des dépôts de la suite de Télimélé dans les séquences atteint 300-320 m.

*Les minerais à hématite ont une structure massive, cryptocristalline ou oolithique. La pâte à hématite comprend des particules argileuses, écailles de séricite, chlorite et petits grains de quartz. Les oolithes ont une forme arrondie et ellipsoïdale à structure concentrique-coquillière. Leurs dimensions atteignent 0,06-0,1 cm. Les oolithes sont composées de pâte à hématite. Le ciment est cryptocristallin silico-sériciteux, saturé en hydroxydes de fer.*

Les dépôts de la suite ont une épaisseur variable: de 700-750 m à 40-60 m, ce qui ne peut être expliqué uniquement par différentes vitesses de sédimentation en divers endroits du bassin. Cette variabilité pourrait être liée à l’érosion des roches dans certains secteurs. Il est à noter que dans ces mêmes secteurs, les grès sous-jacents de la suite de Pita seraient également érodés.

L’âge des dépôts décrits est établi grâce à plusieurs découvertes de faune dans diverses régions. En effet, dans le bassin de la rivière de *Fatala*, dans les couches intermédiaires d’argilites, situées entre les grès de la suite de Pita et les aleuro-argilites de la suite de Télimélé, on a trouvé des Graptolithes suivants:

Jliptograptus sp. et Diplograptus (s.e.) sp, qui appartiennent aux parties supérieures de l’Ordovicien ou aux parties inférieures du Silurien. Dans les parties supérieures de la suite, on a trouvé des Graptolithes de Monograptus priodon Born. (Wenlockien) – dans la région de la ville de Télimélé; Monograptus priodon Born ensemble avec les Brachiopodes de Orthoceras, Cardiola intervepta (Wenlockien) – aux environs du village de Tomboy; Graptolithes diprionides et Petalograptus ct. palmeus – aux alentours du village de Onassondou, qui, selon Chetelat [45], appartiendraient aux zones inférieures du Silurien. Sur le territoire des feuilles de KANDIFARA et KOUMBIA ont été récoltés: Pseudoplogmatograptus ex gr. Obecus (Lapw.), Petalograptus ex gr. Palmeus (Barr.); Petalograptus giganteus Boucek et Munch; Monograptus (Stretograptus) sp. indet.; Monograptus (Spirograptus) sp.; Monograptus ex



gr. Flexilis Elles. Selon T.N. Koren (VSEGEI), la faune citée correspond au Llandovérien et Wenlockien (Silurien inférieur).

### Dévonien, suite de Faro (Dfr)

Les dépôts de la suite de Faro remplissent la partie centrale de la dépression de Bowe et partiellement la partie ouest de la dépression de Tougue où ils occupent les lignes de faîtes aplanies des bowé de *Bougoumé*. Sur ces terrains, les roches de la suite reposent sans discordance visible et probablement après érosion sur les différents horizons de dépôts sous-jacents de la suite de Télimélé. Lors des travaux cartographiques, la base de la suite de Faro a été tracée au vu de la première séquence épaisse (plusieurs dizaines de mètres) de grès finement grenus. Cependant à cette époque, l'assise n'a pas été étudiée de manière satisfaisante sur l'ensemble du bassin de sédimentation en tant qu'horizon-repère. Il est possible que cette assise se situe à différents niveaux de la séquence générale reconstituée et en réalité représente une limite lithologique locale, reflétant les traits spécifiques des séquences particulières. De ce fait, la limite géologique entre ces deux suites de différents âges, reportée sur la carte géologique au 1:500 000, est conventionnelle car les premières découvertes de faune du Dévonien moyen et supérieur ont été faites beaucoup plus haut que cet horizon de grès.

Sur les feuilles de KANDIFARA et KOUMBIA, la séquence de la suite de Faro est composée de trois membres. Sa partie inférieure, épaisse de 70-80 m, est représentée par des grès quartzeux compacts avec des bancs de 5 m d'aleurolites compacts, en plaquettes fines, souvent ferrugineuses. Les grès présentent des empreintes de brachiopodes mal conservés.

La partie moyenne de la suite est représentée par une alternance d'aleurolites et d'argilites en plaquettes fines, grises et brunes, parfois avec de la pyrite. On y observe quelques lentilles et interlits peu puissants (1,0 m) de grès quartzeux finement grenus. Les aleurolites montrent une grande quantité d'empreintes de Brachiopodes, Crinoïdes et Bryozoaires. L'épaisseur de la séquence moyenne est d'environ 100 m.

La partie supérieure de la séquence de la suite de Faro est représentée par des grès quartzeux à petits grains et en plaquettes fines, bariolés. On y observe, en petites quantités, des bancs (1,0-1,5 m) d'aleurolites compacts brunes, grises et argilites foncées. L'épaisseur de cette séquence supérieure dépasse 150 m.

L'épaisseur cumulée des dépôts de la suite sur ces territoires atteint 320 m.

La même architecture comprenant trois membres se poursuit sur la feuille de TELIMELE, avec des épaisseurs atteignant 450-470 m.

Dans les régions orientales (feuille de LABE), les dépôts de la suite ne sont présents que sur certains hauts plateaux. Ils sont représentés par des aleurolites, argilites et grès à petits grains. Les dépôts se caractérisent par une stratification parallèle fine avec la présence des couches à litage ondulé et lenticulaire. En ce qui concerne la lithologie, on y distingue une séquence inférieure essentiellement gréseuse et une séquence supérieure aleuro-argilitique qui sont les analogues des séquences inférieure et moyenne individualisées dans la partie principale de la dépression de Bowe.

L'âge de ces dépôts a été déterminé par la présence de Brachiopodes de l'étage Siegénien (Pragien) du Dévonien inférieur: *Manispirifer ef. gosseleti* (Beclard); *Fimbrispirifer ef. trigeri* (Vern); *Acrospirifer ex gr. primaevus* (Steinig); *Isorthis* (*Tyersella*?) *sp. indet.*; «*Leiorhynchus*» *aff. bodenbenderi* (Kayser); *Australocoelia* (?) *sp.*

Dans l'ouest et dans le nord-ouest de la dépression de BOWE, on a recueilli des fossiles de Brachiopodes, Crinoïdes, Bryozoaires et Trilobites, mal conservés. Parmi les Crinoïdes, A. I. Podozhikhina (PIN de l'Académie des Sciences de l'URSS) a identifié une forme de *Hexacrinites biconcavus Jelt et Dubat*, qui est caractéristique pour les dépôts givétiens et frasniens (sommets du Dévonien moyen et base du Dévonien supérieur). Parmi les Brachiopodes ont été identifiés: *Longispina* (?), *Pustulata sp.*, *Spinocyrtia* (?) *sp. ind. qui*, selon M.V. Martynova (PIN de l'Académie des Sciences de l'URSS) sont typiques pour les dépôts givétiens et frasniens.

De cette façon, l'âge dévonien d'accumulation des sédiments de la suite de Faro est prouvé de manière certaine. L'absence d'horizons avec des fossiles émsiens et eiféliens peut s'expliquer par l'étude incomplète de la suite.

En résumant tout ce qui précède, il faut souligner les traits particuliers du développement de la dépression de Bowe.

Le bassin principal de sédimentation se trouve à l'ouest du fossé de Bassari-Rokel. Ce domaine se caractérise par des valeurs positives des iso-anomalies de gravité jusqu'à (+) 25 mG, ce qui correspond à une position élevée du socle de la couverture de la plate-forme. Cela signifie, que la dépression s'est développée sur le socle cristallin composé de roches essentiellement basiques et ultrabasiques (fig. 48).

En même temps, on rencontre des domaines négatifs jusqu'à (-) 10-20 mG, qui correspondent aux épaisseurs maximales des dépôts ordoviciens-dévonien. Dans les limites de cette zone on note, aussi des anomalies positives jusqu'à (+) 50 mG qui seraient liées aux intrusions mésozoïques basiques (*Cap Vérga*, presque île de *Kaloum*) ou aux affleurements des roches cristallines du socle (région de la ville de *Forécariah*).

Les dépôts de la dépression de Bowe recouvrent les roches cristallines archéennes, les dépôts du fossé de Bassari-Rokel et de la dépression de Tougue, ainsi que les molasses cambriennes faisant partie de ce fossé. Ceci témoigne d'une profonde érosion pré-ordovicienne des roches sous-jacentes et d'une lacune temporelle considérable de sédimentation.

La composition lithologique des sédiments basaux de la suite de Pita (prédominance de grès quartzeux à gros grains avec des lentilles et interlits de gravelites et conglomérats), la présence d'un litage grossier et de grandes séries obliques, témoignent de conditions de sédimentation côtières-marines en eaux peu profondes, y compris de deltas sous-marins. La prédominance du matériel quartzeux détritique indique une érosion des croûtes d'altération latéritiques à la surface d'un relief assez accidenté. Le faible degré d'arrondi de ce matériel témoigne d'une faible distance de transport. L'uniformité de la composition lithologique des roches et le caractère de leur stratification indiquent la proximité des zones érodées (côtes de la terre ferme). Vu les grandes dimensions du bassin de sédimentation (dizaines de milliers de km<sup>2</sup>), les paramètres cités ne sont possibles qu'en présence à l'intérieur même du bassin de grands secteurs de terre ferme ou d'une sédimentation à caractère transgressif avec élargissement progressif des zones d'accumulation. En effet, il existe une hypothèse selon laquelle des conditions continentales ont persisté durant une longue période suite au comblement du fossé de Bassari-Rokel. Ce domaine, intensément érodé, aurait servi de source de matériel détritique. Ce n'est qu'aux stades finaux de la sédimentation ordovicienne que ce domaine se serait immergé, ce qui est confirmé par les épaisseurs nettement réduites des dépôts de la suite de Pita au-dessus des structures de ce fossé. Il n'est pas exclu, que dans certaines zones, les dépôts de la suite de Pita aient aussi subi une érosion partielle. Ainsi, il y aurait eu une lacune de sédimentation avant la mise en place de la suite de Télimélé.

Les dépôts des suites de Télimélé et Faro se sont accumulés dans un vaste bassin marin durant le Silurien inférieur-Dévonien supérieur (étages Llandovérien – Frasnien) avec une lacune possible de sédimentation et une érosion partielle durant le Silurien supérieur (étages Ludlovien et Pridolién) et le Dévonien inférieur (étage Lohkovien). Cette lacune est confirmée par les changements d'épaisseurs des sédiments siluriens, cités plus haut, et l'absence en leur sein d'horizons de roches contenant la faune correspondante.

### Spécialisation minérogénique des roches de la couverture de plate-forme africaine

La spécialisation minérogénique des dépôts de la couverture de plate-forme est déterminée par la présence en leur sein des roches carbonatées qui peuvent être utilisées comme matière première pour la production de différents types de ciment, chaux, farine carbonatée et pour d'autres besoins.

Actuellement il a été établi que trois niveaux stratigraphiques comportent des calcaires et des dolomies:

- le Riphéen inférieur, représenté essentiellement par des dolomies et localisé dans les parties inférieures de la suite de Balé;
- le Riphéen supérieur-Vendien, localisé dans les parties inférieures de la série de MADINA-KOUTA (suite de Dira). Des indices de roches carbonatées et un gisement de calcaires (**Amaraya**) se trouvent sur le flanc SE de la dépression de TOUGUE (feuille de TOUGUE) et sur le flanc O de la fosse de ROKEL (feuilles de KINDIA et SIEROUMBA);
- le Cambrien – dans les dépôts de la série de FALEME (base de la séquence), représenté par le gisement de calcaires de **Lébékéré** ainsi qu’un seul indice.

Parmi les niveaux stratigraphiques cités, le Riphéen-Vendien présente le plus grand intérêt économique. Il est situé à la base de la série de MADINA-KOUTA dans la zone allant de la frontière sierraléonaise vers le nord sur une distance de 80-85 km. Vu la position géographique et économique de cette région, elle peut être pour la Guinée la principale source de matière première carbonatée.

C. ACTIVATION GONDWANINNE DE LA PLATE-FORME

A la fin du Paléozoïque, au Mésozoïque, l’Afrique occidentale a connu une grande activation tectono-magmatique liée au morcellement du continent de Gondwana et à l’ouverture de l’Atlantique. Sur le continent, cette activation a été marquée par la formation d’un système de failles transformantes profondes et de plusieurs accidents secondaires, par lesquels ont pénétré des intrusions trapéennes et dans certaines régions – des kimberlites du manteau. De telles conditions sont typiques de la phase initiale et du développement de rifts avec écartement ultérieur des plaques du continent morcelé et formation de crêtes médianes océaniques.

Sur le territoire de la Guinée, les failles transformantes ont une direction NE. Elles se localisent essentiellement dans les régions du Cap Vérga, la presqu’île de Kaloum et son prolongement dans la vallée de la rivière de *Bafing* (failles mésozoïques), ainsi que dans les régions de Guékédou – Manfran, Diani – Milo et ailleurs (anciens accidents, réactivés au Mésozoïque). A ces failles s’associent des failles secondaires et des zones de fissures parmi lesquelles les structures est-ouest et nord-ouest sont les plus fréquentes. Elles ont créé un système complexe de canaux nourriciers et des zones perméables qui ont conditionné la formation de vastes régions d’intrusions trapéennes et, dans certains secteurs, des cheminées subvolcaniques et dykes de kimberlites provenant du manteau. Dans un cas, il a été recensé une intrusion circulaire de syénites à néphéline.

MAGMATISME TRAPPEEN

Les intrusions trapéennes comprennent:

1. Basaltoïdes tholéiitiques continentaux normaux, représentés par diverses variétés de dolérites et gabbro-dolérites;
2. Roches cumulatives ultrabasiqes du magma trappéen – péridotites et pyroxénites formant les parties inférieures (fond) de certains massifs de gabbro-dolérites ou des corps intrusifs isolés.
3. Produits acides du fractionnement du magma trappéen – granodiorites, granophyres, granites constituant les parties supérieures des massifs ou des corps filoniens peu puissants.



Fig 62. Affluent de la rivière de *Badi*. Rapide sur un sill doléritique. Feuille de CONAKRY.





**Fig 63.** Chute de Kamarato sur la rivière de Baoulé à la fin de la saison «sèche». Le gradin de la chute est formé par une épaisse intrusion de gabbro-dolérites du Mésozoïque. Feuille de KEROUANE.

La majeure partie des intrusions trapéennes sont localisées au sein des assises stratifiées de plate-forme des dépressions de TOUGUE et BOWE. Ici, elles forment plusieurs sills concordants ou légèrement sécants ou des corps stratoïdes. Leur épaisseur varie de quelques mètres à 350-400 m avec une étendue de quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres. En raison de leur résistance relative à l'érosion, se forment sur les versants des vallées et les lignes de faîtes des escarpements pratiquement verticaux. Dans les rivières cela conduit à la formation des rapides et des chutes (fig. 62, 63). On note des cas, où les sills on passé d'un niveau stratigraphique donné à un niveau supérieur et même se sont scindés en deux ou plusieurs corps distincts. Ces intrusions possèdent souvent des embranchements subverticaux (dykes) qui coupent les roches encaissantes et jouent le rôle de canaux nourriciers. Les sills les plus épais et étendus ont évidemment une forme de laccolite. Probablement, de tels massifs forment les domaines intrusifs les plus vastes dans les régions de Mali, Fougou, Donghol-Sigon, Lafou, Bantinel, Sannou, Woundou, Tougué et ailleurs. Il n'est pas exclu que dans ces régions, il existe des intrusions discordantes formées à la faveur de fissures, aux pendages forts ou verticaux. En témoignent leurs rapports cassants avec les roches encaissantes, la présence dans les endocontacts de nombreux xénolites cornéennes et dans les exocontacts – de cornéennes et métagénites.

#### **Sills, dykes, corps fissurés à composition basique-ultrabasique ( $\beta$ Mz- $\sigma$ Mz).**

Les intrusions trapéennes sont présentes pratiquement dans toutes les séquences sédimentaires des dépressions de BOWE et TOUGUE où leur part dépasse souvent 50 %. Elles sont moins fréquentes dans des dépôts gréseux de la synécise de Taoudéni et de la suite de Pita. Le maximum de telles intrusions est signalé dans des zones interformationnelles situées à la limite des roches de couverture/socle et à la base de la suite de Pita. Dans le modèle actuel, ces intrusions bardent souvent les surfaces d'aplanissement et forment dans les rivières les rapides (fig. 62) et les chutes (fig. 63).

L'injection du magma trappéen s'est fait à maintes reprises durant plusieurs cycles de renouvellement des mouvements tectoniques avec la formation de nouveaux canaux nourriciers ou la reprise des anciens. Plusieurs faits d'entrecroisements de ces intrusions en sont la preuve.

Tous les sills et les corps sans exception présentent une zonalité verticale due aux différentes conditions de cristallisation du magma dans les parties de pré-contacts et centrales des massifs. Les parties de pré-contacts se caractérisent par une composition micro et finement cristalline. Elles sont représen-

tées essentiellement par des microdolérites à pâte semi-vitreuse juste près du contact. En allant vers le centre, on observe, suivant l'épaisseur des sills, une augmentation de la granularité des roches et le passage aux dolérites, konga-dolérites, gabbro-dolérites et gabbros (dans les corps les plus épais).

Certains corps épais se distinguent par un fractionnement du magma plus poussé et l'apparition dans les parties sommitales des massifs de dolérites à granophyres, granodiorites, granites à granophyres et granites. Ces derniers forment parfois des filons sécants peu épais (quelques dizaines de cm.) et longs de plusieurs dizaines de mètres ou des schlierens de 30 cm. Dans certains sills épais, les granophyres ont une étendue de 5-7 km et une épaisseur de 50 m.

Au fond de certains massifs épais apparaissent des péridotites, pyroxénites, olivinites à magnétites, qui graduellement, mais assez rapidement relaient les dolérites et gabbro-dolérites, formant des lentilles et amas de fond de considérables étendue (dizaines de km) et épaisseur (60-80 m). De même, des relations d'un autre type ont été établies entre les roches basiques et ultrabasiques lorsque les dolérites relaient, à l'horizontale, les péridotites dans des limites d'un même corps et même niveau hypsométrique. Ces relations se développent lorsque le magma ultrabasique s'injecte postérieurement à partir de foyers locaux de fractionnement des roches en fusion. De tels corps sont fréquents dans le cours inférieur de la rivière de *Kioma* (feuille de TOUGUE), en amont du bassin de la rivière de *Bafing* (feuille de KINDIA, DABOLA) et dans le massif de dolérites de la région de *Lafon* (feuille de LABE).

La majeure partie des intrusions trappéennes se trouvent dans des dépôts à dislocation complexe de la série BIRRIMIENNE du Protérozoïque précoce et dans divers granitoïdes. Ils se rencontrent également dans des roches cristallines du socle de l'Archéen supérieur. Ici, elles se trouvent à la bordure SE de la dépression de TOUGUE, dans des zones des mouvements tectoniques intenses des régions de *Mamou*, *Dabola*, *Banankoro*, *Sidikidou* et dans les zones tectoniques de *Balé*, *Baradou*, *Mandala*, *Guekedou-Manfran*, *Loffa-Avili* et autres. Malgré une composition différente des roches encaissantes desdites régions, la plupart des intrusions trapéennes conserve leur forme en nappes subhorizontales sur les lignes de faîtes et de certains sommets des montagnes. Ces phénomènes permettent de supposer que dans la plupart des cas, ces intrusions sont des reliques des corps interformationnels qui se trouvaient initialement dans la zone de contact couverture sédimentaire/socle et qui sont actuellement mis à découvert par l'érosion avec la destruction complète des sédiments de la couverture. Il n'est pas exclu qu'une partie de telles intrusions aient été contrôlées, lors de leur injection, par des failles et fissures subhorizontales.

Outre les massifs en nappes, on a constaté dans ces mêmes régions des corps circulaires. D'habitude, ils ont, en plan, une forme polygonale arrondie de 5 à 25 km de diamètre, voire 40 km et l'épaisseur des parois de 50-300 m. La plupart d'entre eux forment des corps en entonnoir (lopolithoïdes) avec l'inclinaison des parois de 5°-15° à 75°. La plus grande intrusion à structure complexe de ce type est le massif situé à 10 km au S du village de *Kalinko* (feuille de TOUGUE). Il se trouve dans la zone de développement des granites du Protérozoïque précoce et a une forme circulaire au rayon de 20 km. Ses contacts avec les granites encaissants se caractérisent par un plongement centriclinal de 5°-15°. L'épaisseur de l'intrusion (parois de l'entonnoir) dépasse 300 m. En plan, l'anneau du massif est morcelé en quelques segments qui pourraient appartenir à des corps indépendants, mais situés dans les limites d'une seule structure tectonique annulaire. Le massif est composé de préférence de dolérites de la lignée normale, mais dans les parties intérieures de l'entonnoir on trouve souvent des granophyres et à l'extérieur – des péridotites.

Les massifs de forme similaire ont été signalés à maintes reprises sur les feuilles de TOUGUE et DINGUIRAYE, ils existent probablement dans d'autres régions.

La nature de la mise en place de massifs de telle forme n'est pas connue.

Sur le territoire de la Guinée, on constate dans les dépôts de la couverture de plate-forme et dans les régions affectées par une intense tectonique une multitude de dykes et de corps sécants développés à la faveur de fissures. Les dykes de certaines régions (interfluve de *Niger – Fie – Dion*, zones de *Baradou*, *Beyla* et autres) forment des ceintures de dykes de direction NO (az. d'extension 290°-300°) et EO, longues de quelques dizaines de km et avec une épaisseur de 400-600 m pour certains corps.

A ce même groupe morphologique d'intrusions fissurales s'associe le massif de Kaloum, situé dans la zone littorale de la Guinée. Il est représenté par une intrusion litée dans laquelle on trouve une gamme complète de produits de fractionnement du magma trappéen depuis le gabbro leucocrate jusqu'à la dunite. Le massif transperce toutes les anciennes roches y compris les sills de dolérites. Sa position est contrôlée par une zone de failles transformantes NE. Dans la même zone se situe une intrusion annulaire de syénites à néphéline. Selon l'âge de formation, ce massif est la manifestation la plus tardive du magmatisme trappéen sur le territoire de l'Afrique Occidentale. Des intrusions identiques sont connues en Sierra Leone (massif de Freetown) et au Sénégal (massif de Dakar).

La caractéristique du massif de Kaloum composé de roches basiques et ultrabasiques sera donnée plus bas.

Parmi les roches trappéennes, on distingue plusieurs variétés pétrographiques qui selon leur chimisme correspondent à la lignée continue depuis les péridotites et pyroxénites en passant par les gabbro-dolérites et dolérites jusqu'aux granophyres et granites leucocrates. La caractéristique pétrographique de ces roches est donnée ci-dessous.

**Les péridotites** s'associent aux plus grands et puissants massifs de trapps dans lesquels elles forment leurs parties de fond. En outre, elles forment de petits dykes isolés inclinés (400 à 800) et épais de 50 m, sécant les roches encaissantes.

*Les péridotites sont des roches à gros grains, gris verdâtre à noires, à structure à cumulats. Elles sont composées d'olivines (30-90%), pyroxène (20-50%), plagioclase (10-15 %, rarement 20%), biotite (5% max.) et minéraux métallifères – magnétite et titanomagnétite (quelques grains). En fonction des rapports entre ces minéraux, on y distingue des harzburgites à plagioclase, lherzolites (prédominant) et wehrlites.*

*L'olivine est représentée par la forstérite C+2V 85°-90°. Elle se rencontre sous forme d'un germe poecilitique dans le pyroxène monoclinale et rhombique, ainsi que dans le plagioclase.*

*Le pyroxène est représenté par le diopside et l'hypersthène. Il contient plusieurs germes d'olivine et de plagioclase. La composition de plagioclase va de la bytownite (№ 70-83) à l'anorthite pure.*

*La biotite se développe aux dépens du pyroxène et forme des couronnes réactionnelles autour des grains du minéral ferromagnésien.*

Lors de l'étude de lames minces d'échantillons prélevés dans divers massifs, il a été différencié trois variétés de roches, à savoir: les péridotites proprement dites, les péridotites à essexites et olivinites à magnétites. Elles ont des structures panidiomorphes et poecilitiques. Les différentes compositions des variétés identifiées figurent dans le tableau 12 ci-dessous.

La formation des péridotites reflète le stade initial de l'évolution de la masse en fusion tholéitique après son injection dans des roches encaissantes. Ce stade comprend le fractionnement de la masse en fusion et la cristallisation des phases ferromagnésiennes les plus précoces.

**Les pyroxénites** sont aussi présentes au fond de certains sills puissants ou elles forment des schlierens.

*Les pyroxénites sont des roches massives serpentinisées, vert foncé, à structure réticulée typique. Les roches sont composées de pyroxène monoclinale et rhombique, chrysotile, iddingsite et petits grains de chromite. Le pyroxène rhombique est représenté par l'enstatite, rarement l'hypersthène et celui monoclinale – par le diopside.*

*La chrysotile, parfois avec l'iddingstite, se développe aux dépens de pyroxène remplissant les fissures dans la roche ou substituant des secteurs entiers.*

Composition minéralogique des roches ultrabasiques

Tableau 12

Nom de la roche	Composition minérale, %					Observation
	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Biotite	Magnétite	
Péridotite	60-65	15-25	5-10	0-5	5-10	Pyroxène monoclinale+ rhombique
Péridotite à essexite	50-55	10-15	15-25	5-15	5	Pyroxène monoclinale, y compris titano-augite
Olivinite à magnétite	75-80	5-10			15	Pyroxène rhombique

*Les grains de chromite ont des dimensions de 0,15×0,1 mm à 1,5 –1,2 mm.*

Les péridotites et les pyroxénites ont, avec les roches de contact, des passages progressifs mais rapides et ce dans l'intervalle de quelques centimètres.

**Les gabbro-dolérites** sont les roches les plus développées de la formation trappéenne. Ils composent la majeure partie des plus grandes et puissantes intrusions. Les roches sont formées de pyroxènes et plagioclases en différentes proportions et contiennent de petites quantités d'olivine, quartz, biotite, feldspath potassique et cristaux métallifères. Les roches se caractérisent par une granulométrie variable, la taille des grains varie de fine à moyenne et grande. On y observe souvent des variétés porphyroïdes. Selon la proportion des composants minéraux, on y distingue: gabbro-dolérites, gabbro-dolérites à quartz, konga-gabbro-dolérites et konga-gabbro-dolérites à olivine.

*Les gabbro-dolérites ont d'habitude une structure porphyroïde. Les phénocristaux sont représentés par le pyroxène, rarement le plagioclase. La structure de la pâte est gabbro-doléritique, gabbro-ophitique, par endroits – poecilitique.*

*La roche est composée de: pyroxène monoclinale (augite, diopside, rarement – diallage) – 20-30%; pyroxène rhombique (hypersthène – 10-20%; plagioclase (labrador) – 50-55%. Outre ces minéraux, on y observe parfois des grains d'olivine, biotite (1-5%) et magnétite (5-7%). L'ouralite, la chlorite et la saussurite sont des minéraux accessoires.*

*Les gabbro-dolérites à olivine diffèrent des gabbro-dolérites par la teneur élevée en olivine (de 5 à 10 %), qui se rencontre tant dans les phénocristaux, que dans la pâte. D'habitude, l'olivine est substituée par le pyroxène et le talc.*

*Les gabbro-diorites à quartz contiennent 5 % max de quartz qui est présent, sous forme de grains xénomorphes, avec la biotite et les minéraux métallifères, dans les interstices entre de gros cristaux de pyroxène et plagioclase.*

*Les konga-gabbro-dolérites se caractérisent par la présence dans la pâte d'agrégats pégmatoïdes de quartz et de feldspath potassique en quantité de 3% à 15%. De grosses (jusqu'à 1 cm) plages porphyriques de pyroxène et de plagioclase sont typiques pour ces roches. Au sein de ces plages, on rencontre des grains isolés de gabbro-pegmatite (2-3 cm) avec des phénocristaux. Très souvent, elles passent progressivement en gabbro-dolérites ordinaires.*

*Les konga-gabbro-dolérites à olivine ont une structure doléritique et oxybasiphitique. La quantité d'olivine dans ces roches atteint 7-10%, l'olivine avec des grains de quartz et de micropegmatites se localise dans des interstices entre les gros cristaux de plagioclase.*

**Les dolérites** composent la majeure partie des sills et dykes peu épais, ainsi que des parties périphériques de certaines intrusions plus puissantes. On y rencontre des roches homogrenues, hétérogrenues et porphyriques. Selon la composition pétrographique, il s'agit de dolérites, dolérites à quartz avec la teneur en quartz libre jusqu'à 7% et konga-dolérites qui possèdent des agrégats de micropegmatites de quartz et de feldspath potassique au taux de 3%.

*Les dolérites, vues au microscope, se caractérisent par une structure ophitique, doléritique ou gabbroïque. Elles sont formées de pyroxène rhombique et/ou monoclinale – 30-60%; plagioclase – 20-50%; olivine – jusqu'à 15%; biotite – 5% max et minéraux métallifères – 1-7%. Le plagioclase est toujours zoné: le noyau est souvent composé de labrador (№ 55 à № 75), parfois de bytownite (№ 80-№ 85), la zone périphérique – d'oligoclase (№ 25-27). Le pyroxène est aussi zoné: la teneur en fer et en titane augmente en allant du centre à la périphérie. Il est représenté par l'augite (30%) et l'enstatite (5%). Par altération, il est substitué par la biotite ferrugineuse, parfois la hornblende. Les minéraux métallifères sont formés de magnétite et de titanomagnétite. Les micropegmatites de quartz et de feldspath potassique se développent dans des interstices entre le plagioclase et le pyroxène.*

**Les microdolérites** ne se rencontrent que dans les parties apicales dans certaines intrusions et dykes peu épais.

*Les microdolérites se distinguent par une structure tholéitique et la présence des zones de verre volcanique non cristallisé. Ce dernier est parfois dévitrifié et par cristallisation il est substitué par la bowlingite, iddingstite, serpentine, talc et chlorite.*

Les produits de différenciation acides du magma trappéen sont développés uniquement dans les parties supérieures de certaines couches relativement épaisses ou ils forment des amas ou des corps filoniens sécants. Les principales variétés sont représentées par des granodiorites, granophyres et granites.



**Les granodiorites** ont une structure hypidiomorphe-grenue ou monzonitique. Elles sont composées de gros ( $1 \times 3$  mm) grains idiomorphes tabulaires de plagioclase (Nº 40-42), en moindre quantité de grains xénomorphes de feldspath potassique et de quartz, formant de gros agrégats de micropertithe. Des grains prismatiques de pyroxène monoclin (diallage) et de magnétite, biotite et hornblende sont rares.

**Les granophyres** se caractérisent par une grande variété de structures: eutectoïde, micrographique, de réaction, radiaire.

Comparée aux dolérites, la composition minérale, diffère par des teneurs élevées en minéraux de titane (jusqu'à 7-10%), agrégats micropegmatitiques (30% et plus) et apatite aciculaire abondante.

Le plagioclase dans les granophyres est nettement zoné. Le noyau est d'habitude composé de labrador (Nº 55-75), rarement de bytownite, minéral plus basique (Nº 85-88). La zone extérieure est composée d'andésite (Nº 38-46) avec une frange extérieure d'oligoclase.

Le clinopyroxène est aussi zoné: la teneur en fer et titane augmente en allant du centre à la périphérie.

La hornblende est d'habitude brun olive, parfois bleu vert, à faible angle  $2V$ , typique pour la hastingsite. La biotite est sporadique.

**Les granophyres ultra-acides** sont des roches leucocrates, parfois à fluidité peu marquée et structure sphérolitique. Elles contiennent plus de 20-30% de quartz. Leurs grains cimentent le feldspath potassique et les agrégats de quartz-feldspath.

**Les granites** se rencontrent localement. Ils ont une structure hypidiomorphe-grenue, aplitique, parfois granophyrique. Ils sont composés d'orthoclase sous forme de gros cristaux tabulaires, germés par le quartz micropegmatitiques, d'albite-oligoclase fraîche; l'andésine et le quartz sont rares. En outre, on y observe de grosses disséminations en plaquettes de biotite, de rares grains de pyroxène monoclin, de magnétite et d'ilménite.

Des variétés pégmatoïdes, ayant une structure allotriomorphe-grenue graphique, parfois avec des éléments lépidogranoblastiques, s'associent souvent à ces granites.

Les minéraux accessoires typiques sont: tourmaline, topaze, xénotime, monazite et thorite, qui ne se rencontrent pratiquement jamais dans des intrusions doléritiques.

### Massifs lités de roches basiques-ultrabasiques (vMz-σMz)

**Massif de Kaloum.** Ce massif de roches basiques-ultrabasiques est représenté par une intrusion complexe fractionnée dans laquelle on distingue une lignée continue de roches depuis les dunites jusqu'aux gabbros leucocrates ou norites. Le massif occupe toute la presqu'île de *Kaloum* aux cotes de 0 à 118 m et s'étend sur le continent en direction NE où il forme le Mont de Kakoulima avec le sommet à la cote de 1007 m. La majeure partie SO et centrale du massif se situent dans le domaine des roches cristallines du socle, tandis que la partie NE – au sein des grès de l'Ordovicien (suite de Pita), contenant des sills de dolérites. Avec ces grès et ces corps de dolérites, les roches du massif ont des contacts sécants et contiennent des xénolites de ces roches, tandis qu'avec les formations du socle, les contacts sont aussi bien intrusifs que tectoniques. Le contact intrusif avec les granites cornéens du massif de *Maneah* est établi dans le sondage carottant exécuté aux environs du village de *Frigadi*. Le contact a un pendage abrupt (60-70%) qui disparaît sous le massif.

Du point de vue morphologique, le massif représente une intrusion fissurale à fort pendage, épaisse de 5-8 km, et une étendue de 51 km pour la partie mise à découvert. Selon le levé magnétométrique, les roches du massif, identifiées par des anomalies positives, se trouvent sous les grès de la suite de Pita et se poursuivent encore sur 20-25 km dans la direction NE. Dans la région du Mont de Kakoulima, l'intrusion acquiert une forme de laccolite en raison de son injection dans la zone interformationnelle affaiblie du contact couverture/socle. Ici, dans des dépôts de la couverture, on constate un changement de l'allure des grès et l'apparition en leur sein de vastes zones de quartzites secondaires (cornéennes).

La mise en place du massif est contrôlée par un système de failles transformantes NE. Dans ces mêmes zones de failles, on trouve une intrusion annulaire de syénites à néphéline, située sur l'archipel des îles de Loos, en océan Atlantique, à 5 km au SO du massif de Kaloum.

Dans la région du Mont de Kakoulima et de ses piémonts, le litage des roches du massif est maximal. Les plus profondes parties du massif ont été recensées sur la presqu'île de *Kaloum*. Ici, au-dessous de

l'épaisse (40-60 m) croûte latéritique, les sondages hydrogéologiques ne rencontrent que les dunites, qui se poursuivent jusqu'au pied du Mont en question. Dans cette région, les sondages carottants ont reconnu au-dessus des dunites des péridotites et pyroxénites épaisses de 100-150 m. Dans les pyroxénites de la base du versant du Mont, on constate l'apparition de cristaux de plagioclase. Ces roches passent progressivement en gabbro-norites mélanocrates à olivine. Ensuite, sur les versants du Mont, on a identifié dans plusieurs affleurements 4 zones de fractionnements de roches, épaisses de 200-250 m chacune. Les parties inférieures de ces zones sont composées de gabbros-norites mélanocrates à olivine à grains moyens, au-dessus desquelles viennent les gabbros-norites leucocrates à olivine et gabbro. Les variétés porphyriques de gabbroïdes sont fixées dans la partie apicale de la zone supérieure.

Le rubanement primaire du massif démontre la position subhorizontale des zones de fractionnement dans la laccolite.

Dans certains endroits du fond avec des roches à pendage doux, on constate la présence des minerais sulfurés de liquation (disséminés ou massifs) et des amas avec chromites disséminées. Notamment, près du piémont SO du Mont de Kakoulima, les sondages exécutés sur la superficie de  $100 \times 100$  m ont reconnu dans les pyroxénites un horizon de minerais sulfurés massifs épais de 0,51 à 1,35 m à teneurs suivantes: 1,94-4,72% Ni, 0,69-1,51% Cu, 0,1-0,22% Co, 0,1-0,34 g/t Pt, 0,24-1,86 g/t Pd. Les sulfures sont représentés par la pyrrhotine, la pentlandite, la chalcopryrite et une petite quantité de bornite et pyrite. Dans la même région, 4 sondages carottants, exécutés dans les dunites et péridotites, ont reconnus à diverses profondeurs (jusqu'à 535 m) des intervalles (plurimétriques) de sulfures disséminées (quantité de sulfures – 3-10%), contenant des platinoïdes (Pt+Pd) de 0,15 g/t à 0,5 g/t. Les concentrations des platinoïdes dans certains intervalles atteignent: 0,74 g/t sur 5 m; 3,7 g/t sur 1,0 m et 17,5 g/t sur 0,2 m.

Une dissémination sulfurée similaire a été établie dans les sondages exécutés aux environs de la station du chemin de fer de Kakoulima. Des amas peu épais (0,4-1,1 m) de minerais de chrompicotite disséminés à teneur en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de 34,0 à 42,0% sont notés au sein des dunites serpentinisées qui se localisent sur le flanc N du massif de Kaloum.

La coupe géologique transversale du Mont de Kakoulima, est montrée sur la fig. 64 et celle longitudinale – sur la fig. 65.

La caractéristique pétrographique des roches du massif est donnée ci-dessous.

Les dunites sont des roches compactes, massives, à grains moyens, parfois porphyroïdes, vert foncé ou noires. Elles sont souvent foliacées et fissurées, localement très serpentinisées. Les variétés fraîches montrent une prédominance de la structure panidiomorphe-grenue, tandis que les variétés serpentinisées présentent une structure réticulée.

**Les dunites** sont composées d'olivine (90-97%) avec la taille des grains de 0,2-0,5 mm, rarement de 1,0 mm. L'indice de réfraction de  $N_m=1,67$ , l'angle  $2V=800$ , ce qui correspond à la molécule fayalitique (20-23 %) et à la molécule forstéritique (77-80%).

La serpentine se trouve en diverses quantités (50-60%) et se développe aux dépens de l'olivine.

Dans certaines variétés de dunites, on note la présence de plagioclase xénomorphe (bytownite Nº 73) en quantité de 3-7 % et de gros grains porphyroblastiques de bronzite ( $2V=72-750$ ). Dans la serpentine, on observe des grains d'augite ( $N_g=1,7$ ;  $N_p=1,58$ ).

Parmi des minéraux secondaires on peut citer: carbonates, chlorite, magnétite. Les minéraux accessoires sont représentés par la chromite, magnétite, ilménite, pentlandite, chalcopryrite et pyrite.

**Dans les péridotites**, outre l'olivine, on rencontre les grains de pyroxène – diallage et bronzite. En fonction de leurs quantités, les roches se rapportent aux harzburgites ou aux werhlites.

**Les pyroxénites** sont des roches à grains moyens, massives, sombres, brun verdâtre, à structure poecilitique.

Composition: olivine – 20% max, bronzite – 50%, diallage – 25%, bytownite – 5%. En fonction de leur teneur en pyroxène rhombique et monoclin, ces roches correspondent aux bronzitites ou aux webstérites.

**Les gabbros-norites mélanocrates à olivine** sont des roches à grains moyens ou de taille variable, gris foncé, composées d'olivine (30-45%), bronzite (20-30%), diallage (10% max.) et plagioclase (30%). La structure des roches est allotriomorphe-grenue ou poecilitique.







Fig. 65 Panorama du Mont Kakoulima (A), coupe géologique schématique (B).

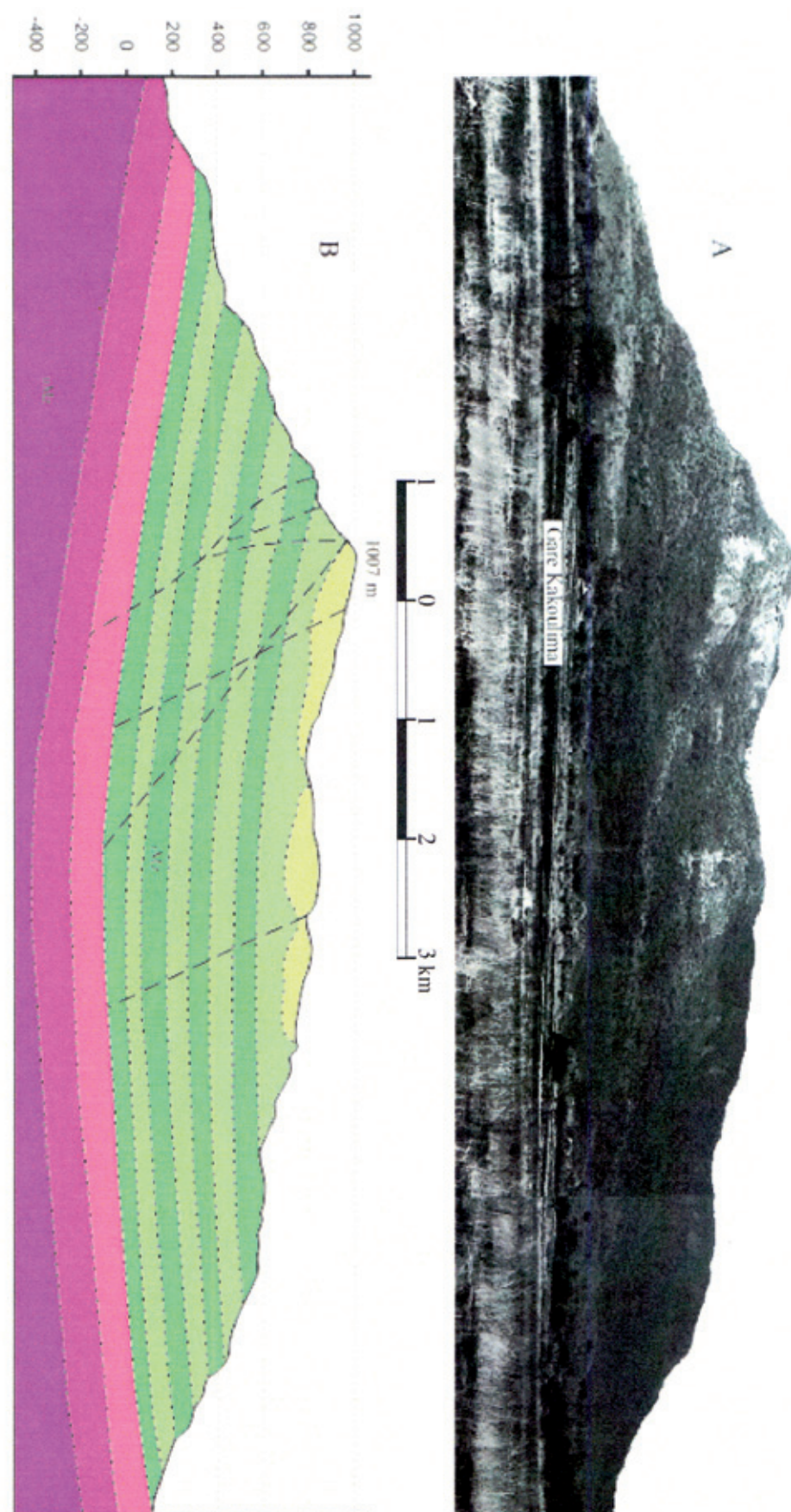


Fig. 66 Affleurements des syénites néphéliniques sur l'île de Roum.  
A l'horizon – l'île de Tamara. Feuille de CONAKRY.

**Les syénites néphéliniques à ægyrine** se rencontrent pratiquement sur toutes les îles de l'archipel.

Macroscopiquement, ce sont des roches à grains moyens, moins souvent à gros grains, gris clair, à texture massive. La structure des roches est hypidiomorphe-grenue, agpaïtique avec des éléments de la structure dactylitique. Les roches sont composées de: néphéline (jusqu'à 15-20%), sodalite (10-40%), orthoclase albitisée (de 5 à 40%) et minéraux foncés (jusqu'à 10-15%), représentés essentiellement par de l'ægyrine. Elle forme des disséminations xénomorphes aciculaires de 0,5-0,6, rarement de 1,2 mm. L'ægyrine est de couleur vert herbe et possède un fort pléochroïsme. Des minéraux accessoires sont très divers et représentés par: arfvedsonite, biotite, willémitte, fluorite, pyrochlore, eudialite et zircon. Certaines variétés contiennent le darwinite et l'astrophyllite qui constituent parfois la moitié de tous les minéraux sombres.

Les syénites néphéliniques à amphibole sont présentées par:

- les variétés à barkévikite, constituant une partie considérable de l'île de Tamara;
- les syénites néphéliniques à hastingsite, développées sur l'île de Tamara et la moitié sud de l'île de Kassa.

Les petites îles de Korel, Poule et Fousse sont composées de syénites à haiïne avec hastingsite et barkévikite.

Les variétés citées sont des roches à grains gros et moyens, mélanocrates avec une texture massive. La couleur est grise, gris clair, la structure – agpaïtique. Composition : néphéline, orthoclase, haiïne, sodalite, barkévikite et hastingsite, rarement – ægyrine-augite et biotite.

Accessoires : sphène, titanomagnétite, apatite, fluorite.

La néphéline se trouve en grande quantité dans toutes les roches où elle est représentée par des cristaux idiomorphes frais.

L'orthoclase est d'habitude fortement albitisé.

La sodalite est rare. Son indice de réfraction est de 1,483.

L'haiïne constitue de gros grains arrondis qui se développent aux dépens de la néphéline, et en règle générale, contient des inclusions d'orthoclase et de magnétite.

Les amphiboles se rencontrent dans les roches en diverses proportions.

La hastingsite s'associe d'habitude à l'ægyrine-augite et la biotite. Parfois à la bordure, elle est substituée par la barkévikite. L'allongement des deux amphiboles est positif.

Les roches filoniennes sont très diverses dans le massif, et on y rencontre entre autres: pulaskite, microsyénites à néphéline, aplites à néphéline, tingaïte, microshonkinite, micromonzonite, topsailite, camptonite et monchiquite.

**Les pulaskites** sont des roches finement grenues grises ou rosâtres, composées d'orthoclase avec une petite quantité d'ægyrine, d'augite et d'amphibole.



**Les microsyénites à néphéline** contiennent d’habitude une petite quantité de biotite. La texture est porphyroïde. La pâte est finement grenue, formée de néphéline, biotite et titanomagnétite. Les phénocristaux sont représentés par l’orthoclase.

**Les aplites à néphéline** sont des roches à grains fins, grises ou blanches avec la structure granulitique. Elles sont composées d’orthoclase, néphéline, sodalite, augite, biotite et sphène.

**Les tingaites** sont des roches à grains fins, verdâtres, composées d’orthoclase, d’ægyrine et de gros cristaux de sodalite.

**Les microshonkinites** sont des roches finement grenues, noires, dans lesquelles on trouve l’amphibole, l’orthoclase, la néphéline et les phénocristaux de pyroxène.

**Les micromonzonites** à augite et biotite sont des roches porphyroïdes avec des phénocristaux d’andésine. La pâte est représentée par l’orthoclase, oligoclase, biotite, amphibole, augite. Accessoires: sphène, titanomagnétite, pyrite.

**Les topsailites** sont des roches lamprophyriques contenant 40-42% de phénocristaux d’andésine-labrador, 16% d’augite, 8% d’apatite et titanomagnétite dans la pâte, 14% de microcline, 8% de néphéline, 12% de biotite, barkévikite, d’augite et de sphène.

Les camptonites sont composées d’une pâte à microcline avec barkévikite, hornblende, labrador et analcime, renfermant des phénocristaux disséminés d’augite violacée.

Les monchiquites sont des roches leucocrates avec des phénocristaux d’olivine.

Le magmatisme trappéen est largement développé sur le Continent africain et embrasse un grand intervalle d’âges.

Initialement, dans la littérature, les intrusions trappéennes étaient appelées «dolérites de Karroo». Elles comprenaient un large éventail de roches doléritiques de composition intermédiaire à ultrabasique. A ce même complexe on rattachait les intrusions de roches alcalines de l’archipel de Loss et de l’Afrique australe.

Les premiers renseignements sur l’âge des dolérites de l’Afrique australe sont notés dans les œuvres de A. du Toit ([165], qui estimait qu’elles s’étaient formées durant une longue période depuis le Trias jusqu’à la fin du Jurassique. Il indiquait un âge Mésozoïque supérieur pour l’injection des intrusions alcalines de cette région.

Pour ce qui est des intrusions trappéennes de la Guinée, elles correspondent, d’après leur composition chimique et les conditions de formation, aux trappes du Maroc, de la Mauritanie, du Sénégal et du Mali, pour lesquelles il y a plusieurs datations d’âge absolu, qui s’inscrivent dans un intervalle de 180-200 Ma [141].

Pour le territoire de la Guinée, il y a plusieurs déterminations d’âge absolu, citées dans le tableau 13 ci-dessous.

Les chiffres indiqués embrassent un large intervalle d’âge de formation des intrusions trapéennes – depuis le Carbonifère supérieur jusqu’au Jurassique supérieur. Ces chiffres ne sont pas trop précis en valeurs absolues, mais soulignent la mise en place échelonnée des intrusions trappéennes qui se seraient injectées aux différentes périodes du développement de la zone du rift de l’Atlantique central.

Age absolu des intrusions trappéennes

Nº	Régions	Roches échantillonnées	Méthode de détermination	L’âge en Ma. (sous-système)	Source d’information
1.	Youkounkoun	Konga-dolérite	K/Ar global	157 (Jurassique supérieur)	[128]
2.	Labé	Granodiorite du faciès apical	K/Ar global	215 (Trias supérieur)	[139]
3.	Dabola	Dolérite	K/Ar global	290 (Carbonifère supérieur)	[135]
4.	Kindia	Dolérite	K/Ar global	280 (Permien inférieur)	[134]
5.	Conakry	Massif de Kaloum	Ar <sup>40</sup> /Ar <sup>39</sup> à la biotite	200,4±0,2 (Jurassique inférieur)	[32]
6.	Conakry	Syénites néphéliniques	K/Ar global	178 (Jurassique moyen)	[127]
7.	Plateau de Fouta-Djallon	Dolérites	Ar <sup>40</sup> /Ar <sup>39</sup> à la biotite	194,9±0,5 (Jurassique inférieur)	[32]

Tableau 13

En se basant sur les datations d’âge pour les régions contiguës, l’âge de la mise en place des intrusions trappéennes de la Guinée est admis comme Mésozoïque.

MAGMATISME KIMBERLITIQUE

Selon l’état des connaissances en 2008, tous les gisements primaires et indices de diamants connus en Guinée s’associent aux corps de kimberlites (cheminées et dykes), qui se localisent exclusivement dans les régions SE du pays (feuilles de KEROUANE, MACENTA). Les placers de diamants se trouvent à peu près dans les mêmes régions. Des découvertes de quelques cristaux sont signalées pratiquement dans tous les complexes géologiques du pays, y compris dans les roches de la couverture de plate-forme (à l’exception de l’extrême ouest). Ceci témoigne d’un large développement en Guinée des sources primaires de diamants aussi bien kimberlitiques que probablement non kimberlitiques.

Pipes et dykes kimberlitiques subvolcaniques (kMz)

Le premier dyke de kimberlites en Guinée a été découvert aux alentours du village de Fénaria par le géologue anglais Hagart en 1952. Plus tard, les dykes similaires ont été localisés dans la vallée de la rivière de *Banankoro* lors de l’exploitation du placer diamantifère (SE de la feuille de KEROUANE).

Durant la période de 1961 à 1967, les spécialistes soviétiques de l’entreprise publique EGED<sup>1</sup> ont découvert 20 cheminées de kimberlites diamantifères et environs 100 dykes de roches similaires [52-58]. Plus tard, lors des travaux exécutés aussi par les pailleteurs, ont été trouvés 3 (?) pipes et quelques dykes.

Du point de vue géologique, on constate dans la zone de développement des kimberlites une jonction complexe du flanc NE du massif cristallin Leono-Libérien de l’Archéen tardif avec les structures sédimentaires de la chaîne de *Simandou* et les complexes palingènes-intrusifs de la chaîne de *Fourou Dialéta* du Protérozoïque précoce. Le contact entre ces entités est marqué par un système de failles régionales manifestées par d’épaisses zones (centaines de mètres) de mylonites et cataclasites. A l’E, c’est la zone tectonique des failles de Milo-Diani et au N et NE – la zone de Balé-Magba. Les zones indiquées sont accompagnées d’un système de failles transversales et de fissures secondaires de direction essentiellement NE, EO et moins souvent NO. Durant leur longue période de développement, elles ont joué à maintes reprises, mais leur activation importante et profonde avec la formation de nouvelles fractures dans la croûte terrestre aurait eu lieu à la fin du Paléozoïque et au Mésozoïque en relation avec morcellement du continent de Gondwana et la formation du rift Atlantique. Cette période est marquée par l’injection, aux stades précoces (l’intervalle d’âge de 290-195 Ma.), de plusieurs intrusions de trapps pratiquement sur tout le territoire du pays. Lors des stades plus tardifs (175-92 Ma.), on constate l’apparition des cheminées et des dykes de kimberlites diamantifères dans les secteurs les plus favorables.

Tous les corps kimberlitiques connus présentement se localisent dans les roches cristallines du massif Leono-Libérien de l’Archéen tardif, localement granitisées durant le Protérozoïque précoce. Les dykes sont contrôlés par des failles profondes de différentes directions, les cheminées – par les nœuds d’intersection de ces failles. D’après Mikhailov B. M. [112] et les géologues de la compagnie d’ARETOR [5], le domaine en question se caractérise par un long soulèvement, lent et stable, et une réduction respective de la puissance de la croûte terrestre, ce qui est un facteur favorable pour l’injection des roches du manteau dans des horizons supérieurs de la croûte terrestre.

Dans le SE de la Guinée, on connaît des champs, des zones et des nœuds du magmatisme kimberlitique (du nord au sud): le nœud de Férouba, le champ de Banankoro, la zone de Fénaria, la zone de Mandala et le nœud de Bounouda.

**Le nœud de Férouba** est représenté par une seule pipe (Nº 14) et 13 dykes. Sa position tectonique n’est pas bien claire. Il est possible, qu’il se situe dans la zone sublatitudinale, qui, à l’ouest, se prolonge jusqu’en amont de la rivière de *Kessako*, à l’est, traverse la vallée de la rivière de *Tougarako* et ensuite passe dans la vallée de la rivière de *Bohono* (affluent gauche de la rivière de *Baoulé*). Dans ce cas, son étendue pourrait atteindre 12 km. On ne peut pas exclure non plus, le rôle contrôlant de la zone

<sup>1</sup> EGED – Enterprise de la Géologie et de l’Exploitation du Diamant, République de Guinée



tectonique NE abritant les dykes kimberlitiques de même direction, et à son extrémité SO – la pipe d’Antochka; ici cette zone se conjugue avec la zone principale du champ kimberlitique de *Banankoro*.

La pipe № 14 est composée de kimberlites bréchiques; elle a une superficie de 8750 m<sup>2</sup>, l’épaisseur de la croûte latéritique atteint 40 m et la teneur moyenne en diamant est de 1,15 c-t/m<sup>3</sup>. Le poids moyen d’un cristal est de 0,1 carats, le taux de pierre de joaillerie – 19,0%, les octaèdres avec la structure polycyclique des cristaux prédominent (50,1%).

Les dykes ne sont pas bien étudiés. On sait seulement qu’ils furent trouvés sur une superficie de 18,0 ha. Ces dykes ont une épaisseur de 0,5 à 5,0 m et se caractérisent par une teneur dans leur partie éluviale de 0,2 à 2,0 carats/m<sup>3</sup> et plus. Ces dykes sont marqués par une nette prédominance de picroilménite (99,9%) sur le pyrope. La proportion de ce dernier varie entre l’absence totale et 3,5%.

**Le champ de Banankoro** est formé par un système de zones sublatitudinales, dont la zone principale (Banankoro, au sens strict) couvre une superficie de 300 km<sup>2</sup> comprenant 12 cheminées kimberlitiques, une grande quantité de dykes et 1 sill. Les principaux paramètres et les caractéristiques des cheminées kimberlitiques sont donnés dans le tableau 14.

Caractéristique des cheminées kimberlitiques du champ de Banankoro

Tableau 14

Nom ou № de la pipe	Superficie de la pipe, m <sup>2</sup>	Épaisseur de la croûte altérée	Teneur en diamants, carat/m <sup>3</sup>	Taux de diamants de joaillerie, %	Caractéristique de la kimberlite, Principaux satellites paragenétiques	Caractéristique des diamants
Antochka	95 000	Jusqu’à 30	0,16	21,8	Kimberlite basaltoïde à structure porphyroïde, picroilménite, pyrope	Rhombododécaèdres avec des facettes lisses, convexes et traces de structure stratifiée
1	4 200	20	0,42	59,7	Kimberlites bréchiques composées à 40-70% de débris de granitoïdes, gneiss, rarement dolérites, schistes cristallins, pyroxénites à grenats et olivinites. Picroilménite, pyrope;	Rhombododécaèdres et cristaux avec des facettes arrondies, en gradins
2	7 830	45	0,3	44,0		Prédominance de cristaux corrodés à surface caverneuse
3	9 900	18	0,2	23,3		Rhombododécaèdres
4	16 090	25	0,12	52,0		Rhombododécaèdres déformés avec une sculpture en blocs
5	4 910	49	Non échantillonnée		Kimberlite basaltoïde à structure porphyrique	Cristaux de forme indéterminée et à petites facettes triangulaires
6	20 170		0,13		Kimberlite basaltoïde à structure porphyrique	Rhombododécaèdres. Cristaux à constitution laminaire fine
7	Non échantillonnée				Kimberlite basaltoïde à structure porphyrique	Rhombododécaèdres
9	10 500		0,1-0,72; moyen 0,15	13,0	Kimberlite basaltoïde.	Octaèdres à faces aiguës composés de lamelles trigonales
11	8 000		0,11-0,22		Picroilménite – 95%, Pyrope – 5%.	
19	10 800		0,2	21,0		
K-21 (sill)		25	0,3	24,0		
K-22	5 200	Pas de renseignements				

L’étendue reconnue de la zone principale est de 20-23 km pour une largeur de 5 km. Parallèlement, on trouve d’autres occurrences au nord et au sud qui, ensemble avec la zone principale, forment le champ kimberlitique de Banankoro.

Les dykes de kimberlites de cette zone sont associés à des failles selon trois directions: 55°, 85° et 130°.

Les dykes sublatitudinaux (85°) sont les plus nombreux. Ils ont une étendue de 1500 m et une épaisseur moyenne de 1,5 m et dans les élargissements – de 10 à 12 m. La teneur moyenne en diamants est de 1,5 c-t/m<sup>3</sup>. Les diamants sont grands, le taux des diamants de joaillerie atteint 58%. L’épaisseur de la croûte latéritique au-dessus de ces dykes est de 20-30 m. Souvent, elle est déjà épuisée ou exploitée par les artisans jusqu’à la profondeur de 15-20 m.

Les dykes de la zone de Kongo-Magni avec une étendue de 200-500 m et une épaisseur de 0,5-1,5 m, ont une direction sublatitudinale. Le teneur en diamant est de 0,2 à 1,5 c-t/m<sup>3</sup>. La qualité des diamants est variable. Les dykes NE (55°) relient les cheminées kimberlitiques. Leur épaisseur est de 0,2-0,8 m, leur étendue – 100 à 800 m. La teneur en diamants de joaillerie varie entre 0,1 et 0,8 c-t/m<sup>3</sup>.

La troisième direction SE (180°) est représentée par quelques dykes sporadiques. Leur épaisseur est de 1,0-1,5 m pour une étendue allant jusqu’à 70 m. La teneur en diamants ne dépasse pas 0,1 c-t/m<sup>3</sup>.

Toutes les cheminées kimberlitiques de ladite région se localisent dans les nœuds d’intersection des failles NE et EO. Dans la majeure partie des cas, elles sont de petites tailles et ont, en plan, une forme isométrique irrégulière ou allongée.

**La zone de Fénaria** a été reconnue dans la direction sublatitudinale (az. 85°-90°) sur 35 km au moins. Elle se poursuit d’ouest en est, à partir de la vallée de la rivière de *Vaou* (village de Fondoya) jusqu’à la source de la rivière de *Makona* (village de Baradou) et passe ensuite par la vallée de l’affluent droit de la rivière de *Baoulé* jusqu’au village de Fénaria. Probablement, elle se poursuit encore vers l’est sur 25-28 km, avec une direction 75°-80° jusqu’à dans les vallées des rivières de *Foya* et *Bouloumba* (village de Gbanikoro), et ensuite dans la vallée de la rivière de Milo (village de Toumanou). La zone est formée par un système de failles subparallèles dans une bande large de 5,0-6,0 km. Au jour d’aujourd’hui, c’est la structure connue la plus étendue (plus de 60 km) contrôlant la répartition des kimberlites diamantifères. Dans la limite de cette bande, il a été recensé 8 cheminées et un grand nombre de dykes (plus de 30). La plupart d’entre eux sont localisés dans la zone de 30 km comprise entre les villages de Baradou et Fénaria, sur une superficie de 100 km<sup>2</sup> maximum. Les autres tronçons de la zone ne sont pratiquement pas étudiés.

Les paramètres et les caractéristiques des cheminées kimberlitiques de la zone de Fénaria sont récapitulés dans le tableau 15.

Les cheminées indiquées dans ce tableau sont situées aux environs du village de Baradou. Elles ont une forme allongée-ovale, étirée de direction EO. Elles forment une structure en bouquet et sont souvent reliées entre elles par de petits dykes peu épais. Les contacts des cheminées avec les roches encaissantes sont abrupts (angles de 67°-87°) et nets. Le métamorphisme exomorphe de contact est insignifiant et se manifeste par une faible serpentinitisation et phlogopitisation des granitoïdes et schistes cristallins, encaissants.

Dans la même région, 15 dykes et 1 stockwerk de corps kimberlitiques (système de dykes rapprochés de différente orientation) ont été cartographiés.

L’étendue de certains dykes est de 1 km et plus et leur l’épaisseur – 2,0-3,0 m. La teneur en diamants dans les éluvions de dykes est de 0,08-0,34 c-t/m<sup>3</sup>, rarement elle atteint 1,0 c-t/m<sup>3</sup>. Le poids moyen d’un cristal est de 0,85 carats. Les diamants sont essentiellement industriels et plus rarement de joaillerie.

Dans la région du village de Fénaria, l’étendue cumulée de tous les dykes connus est de 6,0 km. Certains dykes ont été reconnus par des galeries ou excavations sur 200 m. Ils ont une épaisseur de 2,0-4,0 m, et l’angle de pendage de 80°-85°. Les kimberlites formant les dykes se rattachent au type basaltoïde porphyroïde. La teneur moyenne en diamants des dépôts déluviaux à proximité des dykes est de 0,87 c-t/m<sup>3</sup>, celle des kimberlites en place – 8,46 c-t/m<sup>3</sup> Quelques échantillons ont présenté des teneurs de 20-25 c-t/m<sup>3</sup>. Les diamants sont, en majeure partie, de qualité industrielle.

Caractéristique des cheminées kimberlitiques de la zone de Fénaria

Tableau 15

Nom ou № de la pipe	Superficie de la pipe, m <sup>2</sup>	Épaisseur de la croûte altérée	Teneur en diamants, carat/m <sup>3</sup>	Taux de diamants de joaillerie, %	Caractéristique de la kimberlite, Principales satellites paragéné- tiques	Caractéristique des dia- mants
<b>Leons 10</b>	26 400	20	0,2	5,7	Brèche kimberlitique éruptive gris foncé. Gros picroilménites (2-4 cm), pyropes, chromdiop- sides.	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>12</b>	3 600	25	0,1	16,5	Brèche kimberlitique à des débris de granites, gneiss et roches tufacées.  Picroilménites, pyrope	
<b>13</b>	1 760	15	0,1	6,2	Kimberlites de type basaltoïde. Picroilménites (90-95 %),  Pyropes (1-2 %).	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>15</b>	11 025	25	0,15	18,0	Kimberlites de type basal- toïde. Picroilménites, Pyropes, Chromdiopsides	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>16</b>	8 000	30	0,15	41,0	Kimberlite bréchique. Xénolites présentent des effusives, roches tufacées et porphyrites incon- nues dans la région. Picroilmé- nites, pyropes	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>17</b>	4 800	20	0,1	18,0	Kimberlites de type basaltoïde. Picroilménite avec les grains de 1-2 cm.	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>18</b>	6 400	30	0,16	32,0	Identique au № 16.  Picroilménites, Pyropes,  Chromdiopsides	Rhombododécaèdres, rarement octaèdres avec des traces de déformation plastique
<b>Debsam</b>	3000	Les résultats de l'étude ne sont pas publiés				
N.B. Contours des pipes №№ 10, 12, 13, 15-18 sont déterminés par les méthodes géophysiques et sondages manuels.						

Le trait caractéristique des kimberlites de la région de Fénaria est leur teneur très élevée en diamants industrielle, la présence de picroilménites et l’absence presque totale de pyropes.

**La zone de Mandala.** Un fragment de cette zone est étudié dans le cours supérieur de la rivière de Mandala. Ici, dans un intervalle de 35 km, il a été recensé plus de 20 dykes de kimberlites de direction sublatitudinale, épais de 0,5-1,5 m. La largeur de la zone est de 2 km. La teneur en diamants des dykes varie de 0,2 à 7,5 c-t/m³. Le taux de diamants de joaillerie dans certains dykes atteint 35-40%. Les pierres sont, en majeure partie, grandes et représentées par des rhombododécaèdres. Les kimberlites contiennent en abondance des grains de picroilménites, pyropes, chromdiopsides.

L’étendue totale de la zone peut atteindre 80-85 km. Son potentiel est très élevé, mais le niveau des connaissances est extrêmement bas. Les parties éluviales de certains dykes sont intensément exploitées par les artisans.

**Le nœud de Bounoudou.** Il est représenté par la pipe de **Droujba** et plus de 20 dykes. La pipe de **Droujba** est située aux environs du village de *Bounoudou* au point de l’intersection de la zone sublatitudinale (az. 1000) et de la zone subméridienne (az. 180°) de Milo – Diani. Elle est composée à 40-45% de kimberlites basaltoïdes avec une structure porphyroïde massive, contenant quelques en claves angulaires de roches étrangères. La partie restante (55-60%) est remplie d’une brèche de roches

encaissantes à ciment kimberlitique. Cette partie de la pipe affleure en surface et forme le principal corps kimberlitique en ellipse dont la superficie atteint 8470 m². Vers l’ouest, on trouve un autre corps kimberlitique, appelé dyke № 3.

Le corps principal est limité à sa base par une zone tectonique subhorizontale (chevauchement), incliné vers l’ouest avec un angle d’environ 11°. Le sondage, exécuté sur le flanc occidental de ce corps, a traversé cette zone à la profondeur de 53,6 m et a pénétré dans des kimberlites porphyroïdes massives qui se sont poursuivies jusqu’à la fin du forage (132,0 m).

Selon la prospection détaillée, la teneur moyenne en diamants des kimberlites meubles (éluvio-latéritiques) est de 1,8 c-t/m³, tandis que d’après les résultats d’exploitation, elle est de 0,9 c-t/m³. Les diamants industriels, représentés par des rhombododécaèdres déformés et des cristaux à l’habitus de transition, prédominant (98,4%). Dans les kimberlites, on note la prédominance de picroilménites.

Dans la zone de la pipe, on a recensé 9 dykes et un corps de forme complexe appelé **Katcha**.

Le dyke № 3 a une forme allongée, souvent avec des élargissements et ramifications. Sa superficie est de 2 000 m² environ, la teneur moyenne en diamants est de 2,04 c-t/m³. Les pierres industrielles prédominant (98%).

Les 8 autres dykes se caractérisent essentiellement par une direction NE. Leur étendue est de 100-550 m, leur épaisseur – de 0,1 à 0,4 m et leur teneur en diamants – de 1,8 à 14,08 c-t/m³. Dans la plupart des cas, les diamants sont de catégorie industrielle.

Le corps de **Katcha**, ayant une superficie de 4 900 m², se localise aux points d’intersection de dykes de différentes directions. La teneur moyenne en diamants industriels est de 2,0 c-t/m³.

Dans le cours inférieur de la rivière *d’Avili* (affluent droit de la rivière de *Diani*), il a été découvert 2 dykes sublatitudinaux avec une teneur moyenne en diamants de 1,9-2,1 c-t/m³. Une zone sublatitudinale de dykes kimberlitiques, large de 200-300 m et longue de 2 km se localise dans le bassin de la rivière de *Gourbarako*, à 3 km à l’ouest de la pipe de **Droujba**. Dans les limites de cette zone, l’épaisseur de la plupart des dykes atteint 0,4-1,3 m, l’étendue - 150-200 m ; le pendage est vertical. La teneur en diamants industriels varie de 0,3 à 7,0-10,0 c-t/m³. Un diamant industriel a atteint le poids de 247 carats.

Outre les champs, les zones et les nœuds kimberlitiques examinés, des dykes de kimberlites ont été identifiés:

- sur la rive gauche de la rivière de *Baoulé* et le partage des eaux des rivières de *Baoulé-Bouloumba* où ils constituent un système de corps de direction sublatitudinale (75-80°) (au sud du village de Banankoro 7-8 km);
- sur les secteurs de *Férédou-Kabaradou* et dans la vallée de la rivière de *Miniko* avec une teneur moyenne en diamants de 1,25 c-t/m³ ; les diamants sont représentés par les pierres de joaillerie et les pierres industrielles;
- dans la vallée de la rivière de *Koufanko* – dykes avec des teneurs en diamants de joaillerie de 0,5 à 1,0 c-t/m³;
- dans la région de l’interfluve de *Baoulé – Mira* et en amont de l’affluent gauche de la rivière de *Milo* sur l’escarpement du relief ; dans ce dernier cas, des artisans exploitent avec succès la partie supérieure (latéritique) du dyke sublatitudinal; l’étendue des tranchées est de 150-200 m, la profondeur des ouvrages miniers atteint 30 m.

L’état des connaissances extrêmement irrégulier et pour la majeure partie insuffisant du territoire de la Guinée forestière permet de pronostiquer les découvertes de nouveaux corps kimberlitiques tant dans des zones diamantifères déjà connues, que dans d’autres régions du pays.

Caractéristique pétrographique des kimberlites

Comme il a été déjà dit, les corps kimberlitiques de la Guinée forestière sont représentés par deux variétés: les kimberlites porphyriques basaltoïdes et les brèches kimberlitiques.

**La kimberlite porphyrique** est une roche gris foncé, parfois presque noire avec une faible teinte verdâtre. Sur le fond foncé de la pâte, on voit nettement les disséminations porphyriques d’olivine, les gros grains de picroilménite, rarement de pyrope et de phlogopite.



Les xénolites ne sont pas fréquentes et se rencontrent en petite quantité. Leur forme est d'habitude angulaire, fondue. Souvent les xénolites sont entourées d'une « chemise » fine de couleur plus foncée.

*Vue au microscope, la roche a une structure porphyrique. Les phénocristaux porphyriques sont représentés presque exclusivement par l'olivine. Leur taux dans la roche varie entre 25 à 70 % et leur taille de 0,3 à 3,0 mm. Les gros phénocristaux (1-3 mm) ont d'habitude une forme à angles arrondis et se rattachent probablement à une génération plus précoce. Les petits grains (0,3-1,0) ont des facettes cristallines. Les grains d'olivine sont d'habitude serpentinisés et ont une structure interne nodulaire ou fibreuse. Le coefficient de réfraction d'olivine est de  $N_g=1,698$ ,  $N_p=1,666$ . La pâte de la roche est holocristalline et composée d'accrétions fines de grains de serpentine, phlogopite, carbonate, minéraux métallifères, plus rarement d'opale, chlorite, pérovskite, pyrope, sphène et pyroxène (rhombique et monoclinale).*

*La pâte est composée de: serpentine – 40%, phlogopite – 25%, carbonate – 20%, minéraux métallifères – 15% et autres environ 5%.*

Les kimberlites, composant les dykes, sont des roches finement grenues ou porphyroïdes de couleur grise ou gris foncé. Dans la zone d'endocontacts, on rencontre rarement de petits débris de kimberlites porphyriques décrits plus haut.

*La kimberlite est composée d'olivine serpentinisée, phlogopite, serpentine, magnétite et agrégats de carbonates. De petits grains d'apatite sont disséminés dans la roche.*

*La taille des grains d'olivine serpentinisée varie de quelques dixièmes à 3,0 – 5,0 mm. Très souvent au sein des cristaux on observe des petits grains de magnétite disséminés.*

*La phlogopite se rencontre sous forme d'écailles allongées-prismatiques disposées d'habitude parallèlement aux facettes cristallographiques de l'olivine. Souvent, on observe du mica incolore secondaire. L'apatite est abondante et représentée par des cristaux allongés-prismatiques, disséminés dans la roche.*

La kimberlite des dykes est généralement magnétique suite à sa teneur élevée en magnétite (10% max.), mais lors des travaux à l'échelle moyenne (1:25 000 – 1:100 000), la prospection magnétique ne la détecte pas en raison de sa masse magnétique insignifiante (faible épaisseur des corps kimberlitiques).

**La brèche kimberlitique** est une roche grise et gris verdâtre, formée de débris de composition diverse, cimentés par une pâte kimberlitique. Cette roche est présente dans plusieurs pipes et localement dans certains dykes. D'habitude, le taux de débris dépasse 50% (jusqu'à 70-80%) du volume de la roche. Ils sont composés de:

- kimberlites micacées, gris foncé, de générations de cristallisation plus précoces;
- diverses roches de composition granitique, dont des granito-gneiss, migmatites et gneiss;
- roches métamorphiques ultrabasiques et roches métamorphiques du faciès à éclogite;
- roches exotiques inconnues dans les zones du magmatisme kimberlitique.

La dimension des débris varie considérablement: de quelques millimètres à 10-15 cm. Parfois, la taille de xénolites isolés peut atteindre quelques mètres (pipe de **Droujba**). Toutes les xénolites ont des contours semi-arrondis fondus et leurs surfaces sont couvertes d'une « chemise » de kimberlites compactes, finement grenues, gris foncé.

Taux moyen des débris dans les brèches kimberlitiques: kimberlites porphyroïdes des générations précoces, ayant d'habitude une grande quantité de phlogopite – 60-70%, granitoïdes et gneiss – 15-25%, roches de formation doléritique – jusqu'à 10%, roches ultrabasiques et roches du faciès à éclogite – 6-8%, roches exotiques – 2% max dans certains corps.

La présence des xénolites de roches exotiques est une information intéressante qui pourrait aider à préciser le cadre géologique des zones du magmatisme kimberlitique. Certains xénolites trouvés dans les pipes (№ 12, 16) sont composées de: divers schistes verts, vulcanites amygdaloïdes, porphyrites et roches tufacées. Les affleurements de ces roches ne sont pas connus au voisinage des corps kimberlitiques. Mais, de telles roches sont largement développées dans les structures birrimiennes du Protérozoïque précoce. Cette circonstance permet de supposer la présence dans les régions du magmatisme kimberlitique, au sein de divers granitoïdes palingènes-métasomatiques, de blocs isolés ou de reliques de grande taille de roches du Protérozoïque précoce. Ceci permet de considérer le flanc NE du massif

cristallin Leono-Libérien non pas comme une région archéenne tardive stable mais comme une zone mobile considérablement remaniée au cours du Protérozoïque précoce.

**Les minéraux typiques des kimberlites**, satellites paragénétiques des diamants, sont: pyropes, picroilménites, chromdiopsides, phlogopites.

**Le pyrope** de la famille des grenats se rencontre dans toutes les pipes kimberlitiques connues et dans plusieurs dykes. D'habitude, il a des grains à angles vifs et de forme irrégulière. En général ses dimensions ne dépassent pas 1-2 mm. Sa couleur est rouge orange, orange, lilas, rose. Ce qu'il y a de particulier, c'est que dans certains corps kimberlitiques on note la prédominance d'une seule ou rarement de deux couleurs. Certains grains de pyrope lilas changent de couleur qui va de rougeâtre (à la lumière électrique d'une ampoule à incandescence) à verdâtre (à la lumière du soleil). Les pyropes lilas foncé ont une teneur élevée (plus de 3 %) en chrome et scandium (jusqu'à 0,01 %). La teneur en chrome dans les variétés orange rougeâtre et oranges baisse jusqu'à 1,4-0,01 %. Le coefficient de réfraction varie de 1,730 à 1,767, y compris dans les variétés lilas de 1,730-1,767. Le poids spécifique des pyropes lilas varie de 3,703 à 3,723 g/cm<sup>3</sup>, des pyropes rouge orange - de 3,755 g/m<sup>3</sup>.

**La picroilménite** est un minéral lourd très fréquent dans les corps kimberlitiques diamantifères où sa teneur, dans les échantillons broyés, varie de quelques à plusieurs ppm (135 kg/m<sup>3</sup> – pipe de Droujba).

Les grains ont des dimensions très variées, mais en général, ce minéral se rencontre dans les sources primaires sous forme de gros grains aplatis, arrondis (1,0-4,0 cm) (fig. 67). La taille des grains peut atteindre 10,0-12,0 cm (fig. 68).

Quelquefois, elle constitue des cristaux lamellaires bien taillés de 3,0-5,0 mm. A sa surface, le minéral est généralement leucoxénisé, de couleur jaune brunâtre ou gris foncé. En cassure fraîche, la picroilménite a une couleur noir goudron et un éclat métallique. L'analyse spectrale montre toujours dans la picroilménite une teneur élevée en chrome (de 1,0 à 3,0% et plus) et magnésium (3,0-10%).

**Le chromdiopside** se trouve sous forme de grains sporadiques dans les échantillons broyés de kimberlites. D'après sa forme le chromdiopside est identique au diopside, mais en diffère par sa couleur émeraude vive. Le coefficient de réfraction du chromdiopside est inférieur à celui du diopside :  $N_g=1,706-1,696$  ;  $N_p=1,680-1,676$ . Le chromdiopside contient les éléments suivants :

Cr – 0,05-0,28% ; Ni – 0,02-0,1% ; TiO<sub>2</sub> – 0,08-0,12%.

La présence de ces minéraux dans les échantillons à la batée est un indice direct de l'érosion des corps primaires kimberlitiques.

**La phlogopite** se rencontre sous forme de cristaux lamellaires bruns et brun verdâtre uniquement dans les corps kimberlitiques ou les argiles latéritiques formées aux dépens de kimberlites primaires. Elle contient les éléments suivant: Cr – 1,8%, Ni – 0,1%, Ti – 0,4%, Ba – 0,24%. Le corindon, étant le satellite dynamique des diamants, se trouve toujours à côté des pyropes et des picroilménites dans des placers. Les pailleteurs utilisent ce minéral comme un indice montrant la présence éventuelle de diamants dans les roches alluvionnaires.

En ce qui concerne l'âge des kimberlites, on n'a pas d'opinion univoque sur ce problème. On connaît seulement que les kimberlites sont spatialement associées aux intrusions trappéennes. Parfois ces intrusions sont recoupées par les dykes de kimberlites. Pourtant, ceci ne témoigne pas d'une parenté génétique entre ces roches, car les foyers de formation du magma primaire ont des profondeurs très différentes: les dolérites se forment au niveau de la couche basaltique de la croûte terrestre (au-dessus de la surface de Mohorovicic) et les kimberlites – dans des horizons supérieurs du manteau (au-dessous de la surface de Mohorovicic). Théoriquement, ces foyers auraient pu affleurer à divers stades d'activation de Gondwana. Mais leur développement maximal avec formation de failles profondes, de fissures et cheminées d'explosion aurait lieu après la mise en place des principales intrusions trappéennes.

L'âge absolu de kimberlites – 375 Ma. (K/Ar à la phlogopite) [112], la région de Banankoro; 175 Ma. (Rb/Sr à la phlogopite, 1999), la pipe de **Droujba** et 92 Ma. (K/Ar à la phlogopite), les kimberlites de Koïdu, Libéria [27].

Prenant en considération le large éventail des données sur l'âge absolu, les corps kimberlitiques montrés sur la carte géologique au 1:500 000 sont datés du Mésozoïque.



Spécialisation minérogénique de l'activation gondwanienne de plate-forme

La spécialisation minérogénique des intrusions trappéennes est déterminée par la présence dans les intrusions litées basiques-ultrabasiques de minerais sulfurés de nickel, cuivre et cobalt, de minerais contenant des platinoïdes, ainsi que de minerais de chrome et titane. Cette minéralisation est signalée dans le massif de Kaloum, décrit plus haut. Des massifs identiques pourraient être mis en évidence dans d'autres régions de la Guinée.

Le magmatisme kimberlitique mésozoïque du stade d'activation de la Plate-forme africaine se caractérise par la mise en place de pipes et dykes diamantifères subvolcaniques qui, pour le moment, sont connus uniquement en Guinée Forestière. Mais, tenant compte des découvertes de diamants dans d'autres régions du pays, on peut supposer la présence du magmatisme kimberlitique ou d'autres sources de diamants dans ces régions. En premier lieu cette conclusion concerne les bassins des rivières de *Makona – Doffé – Loffé* et *Domou – Fadoulou* et les domaines de développement des grès continentaux de l'Ordovicien, situés au sud et au nord-ouest de la ville de Kindia (régions des villages de Bangouya – Friguiyagbé).



Fig. 67 Picroilménites provenant de l'éluvion du dyke kimberlitiques. Alentours du village de Bounoudou. Feuille de KÉROUANÉ.



Fig. 68 Gros monocristal de picroilménite provenant de la pipe kimberlitique Droujba. Feuille de KÉROUANÉ



## D. STADE CENOZOIQUE (KZ)

Malgré la présence assez limitée des dépôts de cet âge en Guinée, le stade Cénozoïque du développement géologique et géomorphologique est très important.

Ce stade a eu pour résultat la formation de principales morphostructures qui déterminent les traits actuels du relief et la division du pays en zones géomorphologiques. Les particularités climatiques, tectoniques, géomorphologiques et géologiques du Cénozoïque et leur combinaison ont amené à la formation dans la région d'une province bauxitique, la plus importante au monde. La majeure partie de cette province et, par conséquent, des gisements de bauxite liés aux croûtes d'altération latéritique, se trouvent sur le territoire de la Guinée. Au stade cénozoïque est également liée la formation des minerais latéritiques riches en fer, dont le potentiel est énorme. Les processus hypergènes d'altération latéritique ont aussi joué un rôle positif dans la valorisation des gisements primaires d'or. L'altération chimique importante a favorisé, dans les conditions du climat tropical, la désintégration des roches primaires, la séparation de l'or et des diamants lors du remaniement des roches suite à leur érosion et la formation des gisements alluvionnaires. On peut dire sans exagérer que le principal potentiel des matières premières du pays s'est formé pendant le stade cénozoïque.

Sur le territoire de la Guinée, de manière généralisée, il existe plusieurs zones géomorphologiques distinctes, qui peuvent être considérées comme des morphostructures principales. Elles diffèrent aussi par leurs caractéristiques topographiques et climatiques. Ce sont d'ouest en est (fig. 69):

- la Plaine littorale disposée le long de la côte échancrée de l'Océan Atlantique avec des cotes de 0 à 120 m;
- le Plateau de Fouta Djallon-Mandingo, formé par des surfaces aplanies multi-étages, multi-cotes (de 150-200 m à 1500 m), hétérochrones, découpées par plusieurs vallées en massifs de montagnes tabulaires et buttes-témoins isolés aux sommets plats ou en gradins doux;
- l'Élévation guinéenne – zones montagneuses accidentées, à des hauteurs moyennes (800-1200 m), situées dans le sud-est du pays, dans les bassins des rivières de *Mongo*, *Ouaou*, *Doffé*, *Makona*, *Loffé*, *Diani* et en amont des rivières de *Baoulé*, *Milo* et *Dion* dominé par les massifs isolés et crêtes de *Simandou* et *Nimba* avec des cotes maximales de 1656-1752 m; sur les crêtes et les massifs, on observe parfois des fragments de surfaces faiblement ondulées et aplanies;
- la Plaine interne, essentiellement d'érosion-dénudation avec des secteurs à genèse accumulative, du bassin du *Niger* et de ses affluents – *Tinkisso*, *Niandan*, *Milo*, *Sankarani* avec des cotes de 380-490 m, situé entre la morphostructure de Fouta Djallon-Mandingo et la principale partie de l'Élévation guinéenne.

Dans toutes ces zones, parmi les formations de couverture, les croûtes latéritiques sont les plus développées (elles seront décrites plus bas dans une section spéciale). Les formations continentales des versants sont généralement représentées par une couverture discontinue peu puissante déluviale, proluviale et colluviale dont l'épaisseur augmente vers la base, créant parfois des glacis et de grands cônes de déjection. Les dépôts alluviaux, déluvio-alluviaux, proluvio-alluviaux des vallées et des terrasses marines sont les plus fréquents sur la Plaine littorale.

Vu l'échelle de la carte géologique (1:500 000), on n'y a montré que les sédiments des terrasses marines, les alluvions des grandes rivières, quelques grands glacis déluviaux et cônes de déjection, ainsi que tous les sédiments miocènes et pliocènes qu'il a été possible de montrer à l'échelle de la carte.

L'âge de formation de tous ces dépôts continentaux et côtiers n'est pas certain. Vu les conditions climatiques peu variables durant le stade cénozoïque, les méthodes palynologiques de datation se sont révélées inapplicables.

Pour déterminer l'âge de l'évolution du relief et dater les dépôts cénozoïques conservés on a utilisé la corrélation de ces dépôts avec les sédiments côtiers confirmés par la faune de la partie marginale (sur le territoire de la Guinée-Bissau) de la dépression péri-océanique Sénégal-Guinéenne.

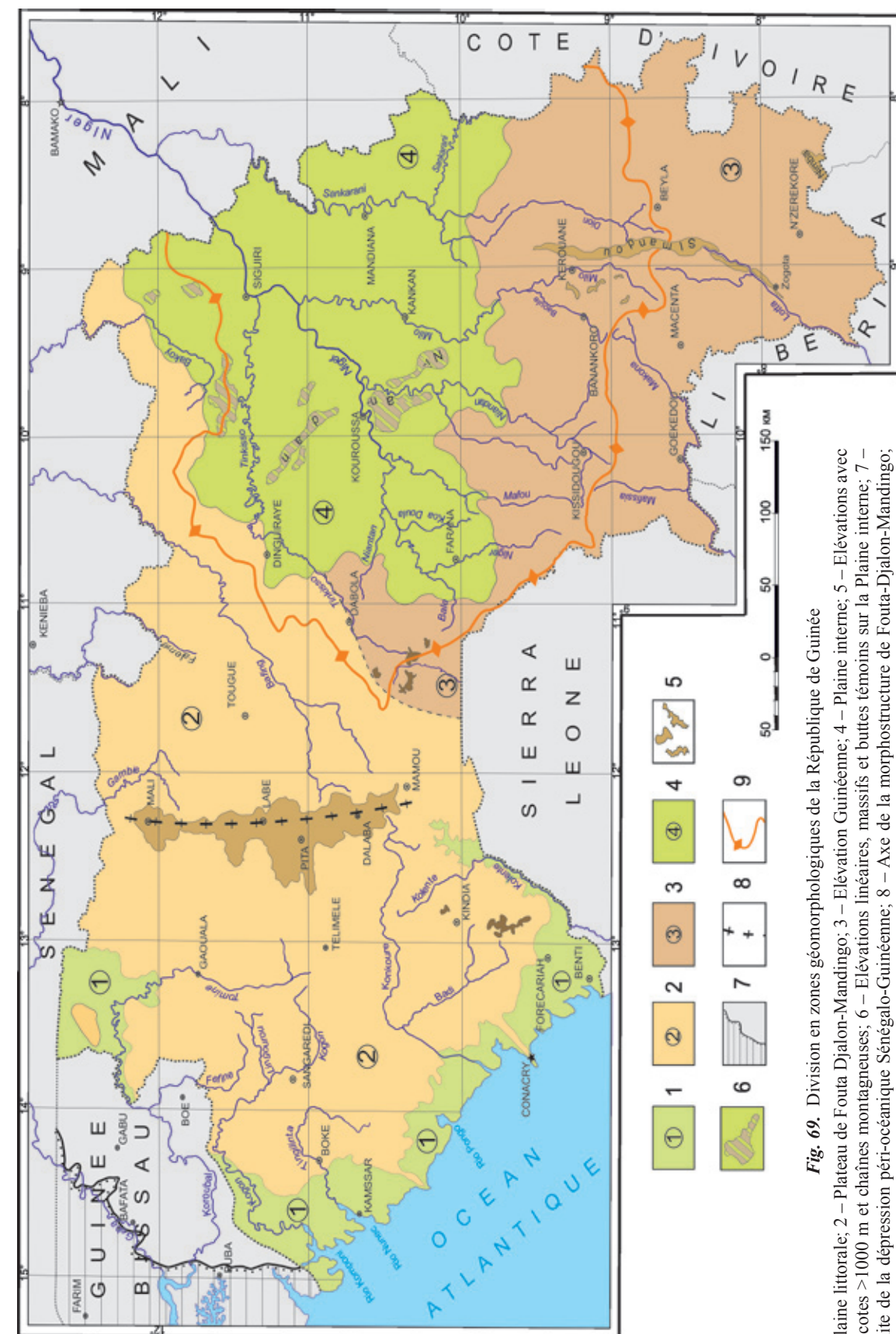


Fig. 69. Division en zones géomorphologiques de la République de Guinée

1. Plaine littorale; 2 – Plateau de Fouta Djallon-Mandingo; 3 – Élévation Guinéenne; 4 – Plaine interne; 5 – Élévations avec des cotes > 1000 m et chaînes montagneuses; 6 – Élévations linéaires, massifs et buttes témoins sur la Plaine interne; 7 – Limite de la dépression péri-océanique Sénégal-Guinéenne; 8 – Axe de la morphostructure de Fouta-Djallon-Mandingo; 9 – Ligne de partage des eaux des rivières se jetant dans l'océan Atlantique et dans le fleuve de Niger.

## STADES DU DEVELOPPEMENT GEOMORPHOLOGIQUE DU TERRITOIRE GUINEEN DANS LE CENOZOIQUE

Dans le nord-ouest de la Guinée, les contreforts de la morphostructure positive de *Fouta Djallon* pénètrent à quelques dizaines de kilomètres sur le territoire de la Guinée-Bissau où ils confinent à la Plaine littorale.

A 50-70 km des contreforts de *Fouta Djallon*, sur la partie continentale de la Guinée-Bissau, on trouve des dépôts du Maastrichtien. En allant vers l'ouest, ces dépôts sont successivement relayés par les dépôts paléocènes et éocènes moyens, ensuite oligocènes et miocènes inférieurs et, enfin, miocènes moyen et supérieur. Il s'agit de la partie marginale orientale du bassin péri-océanique mésozoïque-cénozoïque Sénégal-Guinéen, dont les dépôts sont relativement bien étudiés grâce aux recherches de pétrole, effectuées durant les années 1950-1960 [102, 164]. Les changements, avec le temps, de la composition lithologique des dépôts, surtout dans la partie marginale du bassin, reflètent les conditions climatiques et le changement des mouvements tectoniques, ainsi que le degré d'implication des processus d'érosion-dénudation sur la terre ferme contiguë. La figure 70 présente: cycles du développement géomorphologique du relief graduel du *Fouta-Djallon* (A) et composition lithologique des dépôts de la partie marginale de la dépression Sénégal-Guinéenne de la période commençant par le Crétacé précoce (B).

Les plus anciens dépôts mésozoïques sont établis par les sondages profonds et les travaux géophysiques sur le plateau continental et son versant. Ils sont représentés par des évaporites trias-jurassiques et une assise du Jurassique moyen et supérieur formée d'une alternance d'argilites calcaires, de grès, calcaires et dolomies avec des interlits d'anhydrites et gypse dont la quantité et l'épaisseur diminuent vers le toit de la séquence. Dans l'ensemble, les changements dans la séquence à partir du Trias jusqu'à la fin du Jurassique reflètent le passage d'un climat aride à un climat doux et humide, l'approfondissement général du bassin et la différenciation des mouvements tectoniques dans les zones côtières de l'Afrique de l'Ouest.

La plupart des chercheurs ayant étudié le développement géomorphologique du territoire guinéen ont considéré que les plus hautes surfaces aplanies se sont formées durant les périodes post-gondwaniennes et crétacées [67, 95, 107, 111, 159, 160].

Par conséquent, les fragments de surfaces aplanies conservés le long de l'axe de la morphostructure de *Fouta Djallon-Mandingo* sur des cotes supérieures à 1150-1200 m, ont été attribués au relief post-gondwanien et crétacé tardif.

La surface suivante d'aplanissement dite Africaine, largement présente dans la région du plateau de *Fouta Djallon-Mandingo*, est observée entre les cotes de 700 m à la périphérie et 1000-1100 m à proximité de la partie axiale de la morphostructure. Plusieurs chercheurs ont daté cette surface de l'Eocène [95, 111, 158, 159]. Si l'on considère que la mise en place des vastes surfaces d'aplanissement résulte, en absence d'importants mouvements tectoniques, uniquement d'une longue érosion latérale (la plus active dans les conditions du climat tropical), alors la formation de la Surface africaine aurait nécessité une période plus durable.

La formation d'une puissante assise de sables quartzeux maastrichtiens témoigne d'une érosion active des roches profondément altérées sur la terre ferme voisine. En même temps, un escarpement (avec une dénivellation dans certaines zones de 100 m) séparant la Surface africaine de celle crétacée tardive se met probablement en place.

L'invariabilité prolongée des conditions tectoniques (du Paléocène à la fin de l'Eocène moyen), marquée par l'accumulation dans la dépression péri-océanique attenante de dépôts carbonatés et carbonato-argileux avec une minéralisation à phosphates et glauconite, a eu pour résultat la formation de la Surface africaine, largement développée dans cette région.

Il existe toutes les raisons de supposer que, suite à la montée de la base d'érosion au Paléogène, les dépôts continentaux ont pu s'accumuler dans les limites de la Surface africaine. Il n'est pas exclu, que les galets de bauxites oolithiques, remarqués dans les niveaux de base des dépôts continentaux du

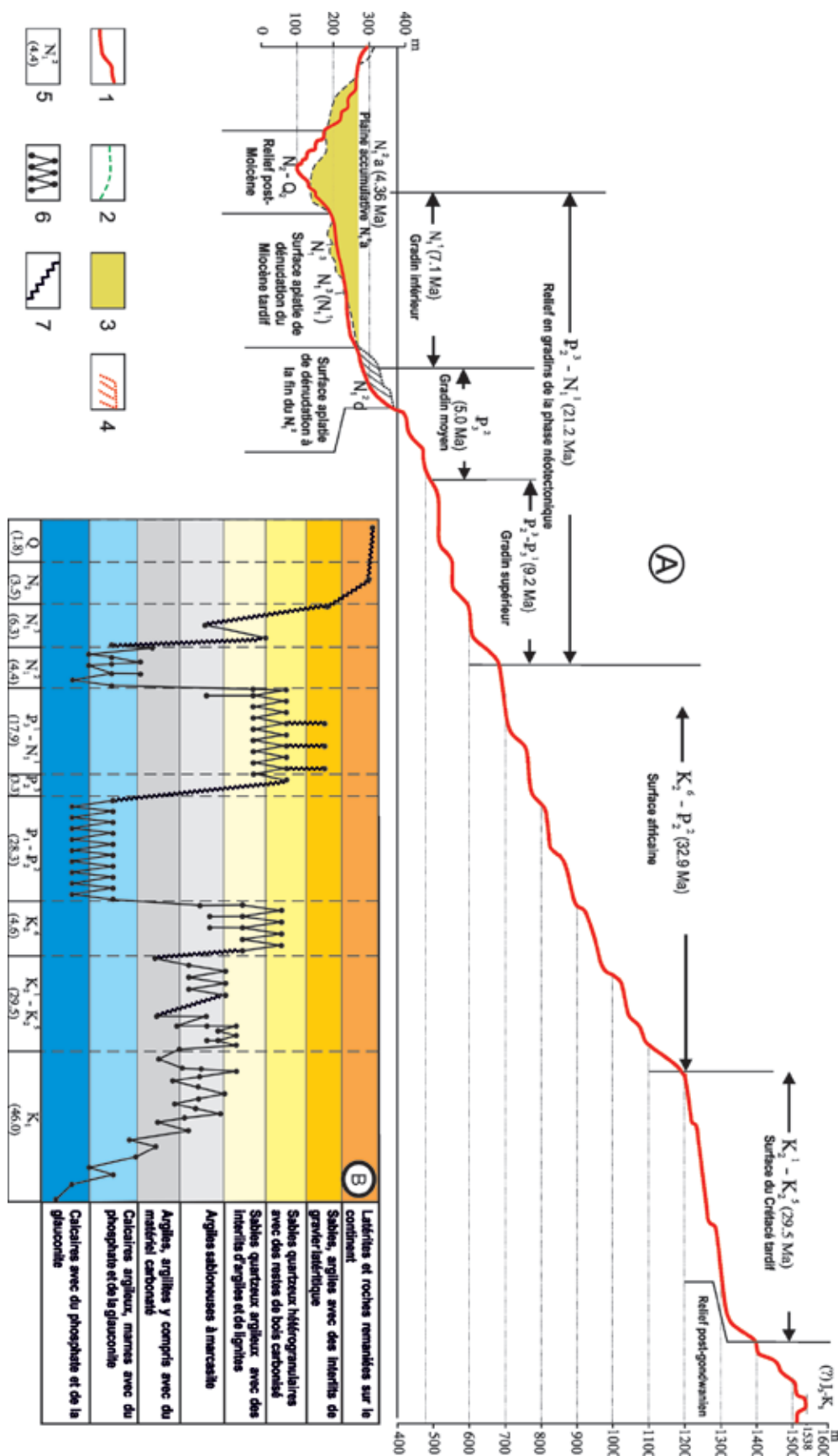


Fig. 70. Schéma de développement géomorphologique du versant occidental de la morphostructure de Fouta-Djallon-Mandingo (A) et types lithologiques des dépôts dans la partie contiguë (marginale) de la dépression péri-océanique Sénégal-Guinéenne (B):

1 – Contour du relief actuel; 2 – Contour du relief à la fin du  $N_1$ ; 3 – Dépôts alluvionnaires et alluvio-lacustres du Miocène moyen de la série de Sangarédi; 4 – Incisions de la surface de dénudation du Miocène moyen dans le relief de l'Oligocène tardif; 5 – Durée en Ma; 6 – Types lithologiques prédominants des dépôts de diverses subdivisions chronologiques; 7 – Périodes d'activation de soulèvement de la terre ferme contiguë et d'érosion des croûtes d'altération.



Miocène moyen de la série de Sangarédi, se soient formés à la suite de la désagrégation et du remaniement des roches continentales paléogènes. Les dépôts eux-mêmes ne se sont pas conservés et n'ont pu se conserver vu l'élévation subséquente du territoire et l'activité des processus d'érosion-dénudation. De ce fait, la Surface africaine a été, sans doute, polygénétique, réunissant des zones de dénudation et d'accumulation. Pourtant, la dénudation prolongée (37 Ma depuis l'Eocène tardif) a pratiquement détruit (érodé) les dépôts continentaux paléocènes-éocènes moyens dans les limites du plateau de Fouta Djallon-Mandingo.

La phase éocène tardif-miocène précoce du développement de la terre ferme a été marquée par la reprise d'un soulèvement saccadé et d'érosion active des roches, qui ont conduit à la formation des surfaces aplanies en gradins, déterminant le relief en escalier typique de cette région. Durant la même période, dans la partie marginale de la dépression Sénégal-Guinéenne (sur le territoire de la Guinée-Bissau) se sont accumulés des sables de quartz pratiquement oligomictes comportant des restes carbonisés de bois à lignites, des inclusions organo-marcasiteuses syngénétiques et des passées lenticulaires de gravier ferrugineux latéritique (fig. 70B). Ils recouvrent sur une surface d'érosion les dépôts du Paléogène et du Maastrichtien. La mobilisation du matériel sur la terre ferme a sans aucun doute fait suite à la désagrégation de croûtes latéritiques dans les conditions d'un climat tropical avec une végétation abondante.

Le Miocène moyen est marqué par une remontée considérable de la base d'érosion sur la terre ferme suite au renversement des mouvements tectoniques (ou eustatiques?) et à une accumulation de dépôts alluviaux et alluvio-lacustres continentaux réunis dans la série de Sangarédi. Le levé géologique détaillé [66, 67, 106], menée dans les bassins des rivières de *Kogon*, *Tinguilinta* et *Tominé*, dans le nord-ouest du pays, a permis d'établir l'épaisseur de ces dépôts continentaux (140 m au minimum), suivant l'axe de principaux systèmes de drainage. Compte tenu de la dénudation ayant détruit la partie supérieure de ces dépôts, leur puissance devait être encore plus importante.

Il a été également établi que les dépôts de la série de Sangarédi ont enseveli les gradins inférieurs du relief pré-miocène moyen (fig. 70A). Il s'est formé une vaste surface polygénétique miocène moyenne, comportant des secteurs d'accumulation, alternant avec les secteurs de dénudation. Cette surface a été accolée au relief plus ancien avec des hauts plateaux isolés et partages des eaux locaux. La carte paléogéographique de la région de l'interfluve *Tinguilinta-Kogon-Tominé*, correspondante à la fin du Miocène moyen, est montrée sur la figure 71. Les dépôts de cette série ont été également rencontrés sur le territoire de la Guinée-Bissau, dans la région bauxitifère de Boé.

La composition lithologique et la structure interne de ce membre seront décrites en détails dans le chapitre «Dépôts miocènes» et lors de la description des bauxites sédimentaires-latéritiques. Ici, on notera seulement, que les roches dures (latérites et bauxites) des croûtes latéritiques prédominaient essentiellement dans la partie détritique des dépôts de la série de Sangarédi. Ce n'est que dans la vallée de la rivière de *Tominé*, où les grès quartzueux, gravelites-et conglomérats de la suite de Pita de l'Ordovicien ont été mis à découvert au Miocène moyen par l'érosion, que les dépôts de la série de Sangarédi sont composés (de 5% à 30%) de sable de quartz grossier, de gravier quartzueux et rarement de galets.

Les lignites retrouvés dans les argiles conservées dans le gisement de Sangarédi montrent que dans le Miocène moyen le climat était aussi tropical, humide et chaud. L'accumulation des sédiments s'est effectuée dans des conditions géochimiques de gley (désoxydation) ce qui a amené le départ massif du fer.

A la différence des cycles antérieurs du développement géomorphologique, la phase miocène moyenne contient des reliques géologiques évidentes sous la forme des dépôts conservés de la série de SANGARÉDI. Les dépôts carbonatés et argilo-carbonatés marins à minéralisation phosphatée, connus sur le territoire de la Guinée-Bissau, sont l'équivalent chronologique de cette série. Leur âge miocène moyen est établi paléontologiquement [62, 118]. Ces dépôts ont été rencontrés à 30 km au nord-est de la ville de Bissau sur des cotes de 15 m [102].

L'élévation du territoire commencée dans le Miocène tardif s'est poursuivie de manière discontinue jusqu'à nos jours. Il est évident que durant la période post-miocène moyenne, le climat dans cette région fut tropical. En témoigne le fait que les sédiments continentaux de la série de SANGARÉDI, après le démembrement des plaines alluvio-lacustres et leur apparition dans la zone d'aération (au-dessus du

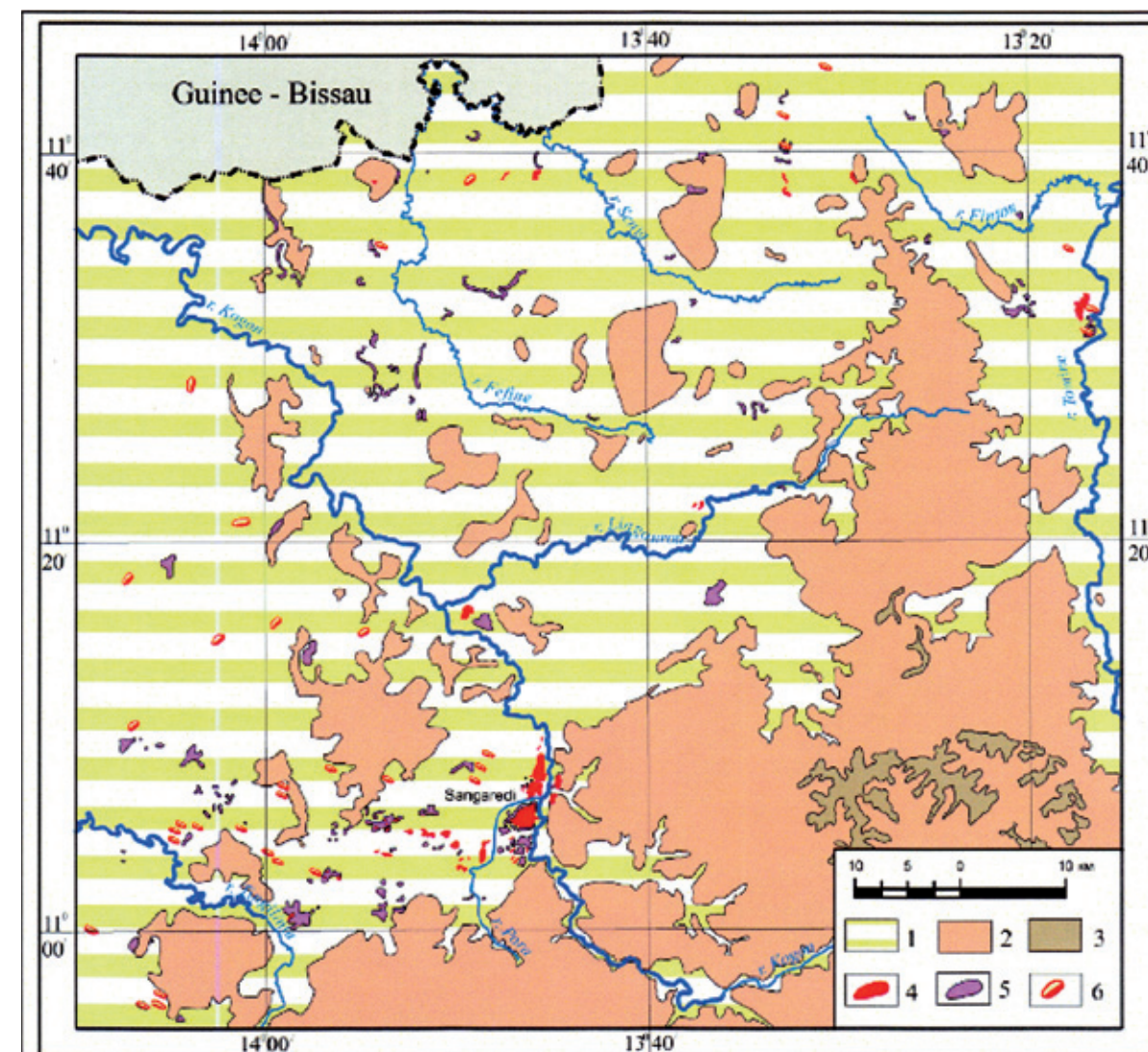


Fig. 71. Schéma paléogéographique de l'interfluve de *Tinguilinta-Kogon-Tominé* à la fin du Miocène moyen:

1 – développement éventuel de la plaine d'accumulation alluvio-lacustre (dépôts de la série de Sangarédi); 2 – surfaces d'aplanissement anté-miocènes moyennes – Eocène tardif et Oligocène; 3 – fragments de la Surface africaine; 4 – dépôts conservés de la série de Sangarédi (bauxitisés); 5 – bauxites géomorphes dérivant des roches mères blanchies à la base de la série de Sangarédi; 6 – galets isolés de bauxites conglomératiques basales dérivant des couches de galets de la série Sangarédi.

niveau de la nappe phréatique), ont subi une altération latéritique. A l'issue de cette altération ils ont perdu presque complètement leur silice, formant de la sorte les bauxites que nous avons rattachées au type génétique sédimentaire-latéritique. Au préalable, le départ massif du fer (au stade de l'épigenèse dans des conditions de gley) a conditionné la teneur très élevée en alumine des bauxites sédimentaire-latéritiques s'étant formées aux dépens des dépôts de la série de SANGARÉDI.

Les processus de latéritisation ont également touché les roches mères sous-jacentes. Là où les dépôts de la série de SANGARÉDI et les bauxites qui en dérivait avaient été érodés, une nouvelle croûte latéritique, y compris bauxitifère, a eu le temps de se former. Donc par intermittence, il n'y a aucun doute que sur les territoires étudiés le climat tropical humide prédominait à l'époque post-miocène.

En témoigne également les études palynologiques des dépôts néogènes et pléistocènes qui seront décrites plus tard.

Les dépôts de la série de SANGARÉDI, découverts et cartographiés dans le nord-ouest du pays, sont très importants pour comprendre la chronologie du développement géologique et géomorphologique de cette région.



Il faut considérer comme prouvé que la phase néotectonique du soulèvement, par saccades, du territoire et du démembrement de la Surface africaine, commencée à l'Eocène tardif [79], a été interrompue au Miocène moyen par une inversion de la base d'érosion.

A cette époque, la profondeur de l'incision des principaux systèmes de drainage dans la Surface africaine dans les vallées de Kogon et Tominé a atteint environ 500-550 m. Par exemple, le paléolit de la rivière de *Kogon* dans la région des gisements de Sangarédi a été fixé aux cotes actuelles +137 m, tandis que les fragments les plus proches de la Surface africaine ont des cotes de 640-700 m. Si l'on suppose, que la vitesse de l'incision (du soulèvement tectonique) était plus au moins régulière ( $\sim 23$  m/1 Ma.) depuis l'Eocène tardif jusqu'à la fin du Miocène précoce ( $\sim 21$  Ma.), alors les gradins inférieurs du relief pré-Miocène moyen (sur les cotes de  $+150 \div 165$  m par rapport au lit de Paléokogon) devraient avoir l'âge Miocène précoce. La séquence continue généralisée, établie au cours du levé détaillé des dépôts de la série de Sangarédi, a une épaisseur totale de 150 m (fig. 72). Donc, on peut constater que tout le relief miocène précoce a été enseveli sous les dépôts continentaux du Miocène moyen. Le démembrement au Miocène tardif de la surface alluvio-lacustre (d'accumulation), s'est développé en respectant le relief enseveli. En témoigne l'inclinaison du mur des dépôts conservés de la série de Sangarédi sur les bords des vallées de plusieurs rivières et marigots de cette région [67].

Sur la majeure partie du territoire en question, le dessin actuel du réseau hydrographique répète jusqu'aux moindres détails le réseau hydrographique existant à la fin du Miocène précoce. Dans les limites du relief miocène et partiellement pliocène, les vallées des rivières de *Tinguilinta*, *Kogon*, *Tominé*, ainsi que *Gambie*, *Falémé*, *Bafing* et *Bakoy* ont une orientation vers le nord. Ce n'est que dans leurs parties avals, lorsque les vallées débouchent sur le relief pléistocène, qu'elles tournent brusquement vers l'ouest, vers la côte actuelle de l'océan Atlantique. On peut supposer, que sous les contreforts septentrionaux de Fouta Djallon, il existât au Paléogène et Néogène un golf marin – cote zéro – vers laquelle se précipitaient les principales rivières. Et ce n'est qu'en fin Pliocène – début Pléistocène que cette zone aurait été entraînée dans le soulèvement général du territoire ce qui a provoqué la restructuration du réseau hydrographique. Il semble que, ce golf s'avancât assez loin vers l'est. Les vallées sublatitudinales actuelles des rivières de *Gambie*, *Sénégal* (en dehors du territoire guinéen) sont orientées aujourd'hui le long de ce golf (dépression ?).

Le développement géomorphologique au Pliocène–Pléistocène précoce se passe dans les conditions du soulèvement tectonique du territoire, qui s'accélère après le Miocène tardif. Les calculs démontrent, que si la vitesse du soulèvement (et respectivement de l'incision d'érosion-dénudation) durant le Miocène tardif dans le nord-ouest de la Guinée atteignait 8-10 m /Ma., alors depuis le Pliocène et jusqu'à nos jours, elle s'est accélérée jusqu'à 28-34 m/Ma. en moyenne.

Il est à noter, que le soulèvement du territoire et le démembrement du relief ont eu un caractère saccadé. Ce fait est démontré par les fragments conservés des terrasses pliocènes et pléistocènes précoces (dites «hautes terrasses») à la périphérie des gradins des surfaces de dénudation post-miocène moyennes.

La surface aplanie la plus basse, raccordée à la deuxième terrasse fluviale des principales rivières, date du Pléistocène moyen. Dans les limites de *Fouta Djallon-Mandingo* et dans le sud-est de l'élévation Guinéenne, cette surface représente le gradin inférieur du relief de dénudation sur les versants des vallées du réseau fluvial – piedmonts. Ils sont inclinés très faiblement vers les lits des rivières actuelles. P. Michel [111] appelait cette surface glacis inférieur.

Sur la Plaine littorale et la Plaine interne du *Niger*, cette surface débouche souvent sur les lignes secondaires de partages des eaux.

Les vallées actuelles des principales rivières et leurs terrasses sont emboîtées dans cette surface pléistocène moyenne.

Il est à noter que les cotes de toutes les surfaces aplanies étudiées montent depuis la Plaine littorale en allant vers l'est en suivant l'axe de la morphostructure de *Fouta Djallon-Mandingo* et depuis la Plaine interne du *Niger* en allant vers le Sud en direction de l'Élévation guinéenne.

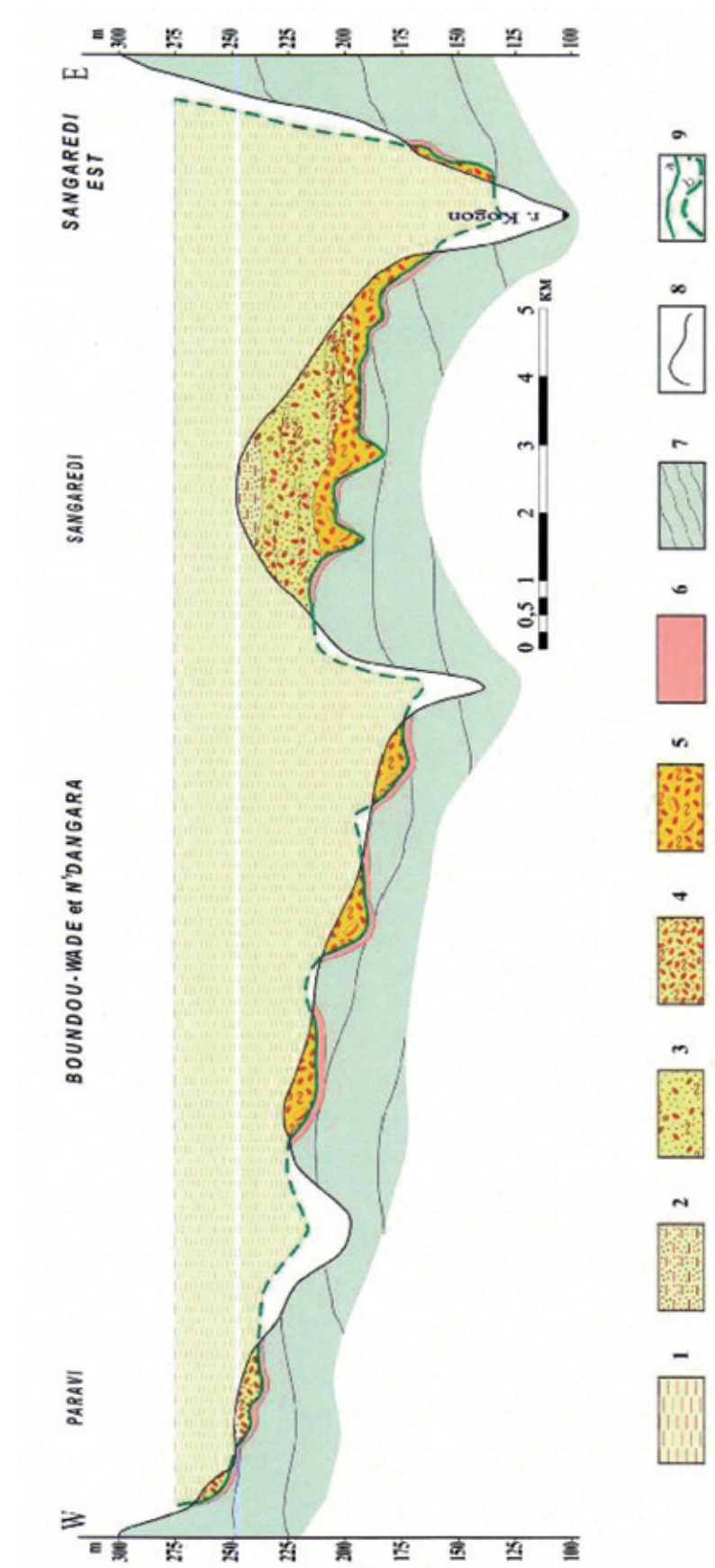


Fig. 72 Profil sublatitudinal à travers les gisements de bauxites du groupe de Sangarédi:

1 – dépôts de la série de Sangarédi érodés durant la période post-miocène moyenne; 2-5 – dépôts bauxitisés de la série de Sangarédi conservés jusqu'à nos jours; 2 – sablo-pélitiques; 3 – grésoids; 4 – graveleux; 5 – conglomératiques; 6 – bauxites géomorphiques; 7 – roches mères: aleurolites, aleuro-argilites et grès finement grenus avec des sills multi-étages de dolérites; 8 – ligne du relief actuel; 9 – ligne du relief du mur de la série de Sangarédi, a – établie, b – supposée.



Ainsi, par exemple, si dans le nord-ouest du pays, la surface miocène moyenne se trouve aux cotes de 260-280 m, alors dans la partie pré-axiale de la morphostructure de *Fouta Djallon-Mandingo*, elle monte jusqu’aux cotes de 500-700 m.

Des cotes encore plus élevées du relief de cet âge sont notées dans le sud-est du pays, où les fragments de cette surface avec des galets conservés (souvent diamantifères) se trouvent actuellement aux cotes de 850-950 m.

Malheureusement, les études géomorphologiques de synthèse couvrant le territoire de la Guinée n’ont pas été faites. Et pourtant, on peut affirmer que la vitesse du soulèvement tectonique à l’époque post-gondwanienne et surtout «post-Africaine» (post-Eocène moyen) était différente selon les régions du territoire guinéen.

Il est possible de retracer deux directions selon lesquelles s’est opérée une accélération de la vitesse du soulèvement tectonique: d’ouest en est et du nord au sud.

Les régions sud et sud-est de la Guinée ont subi le soulèvement le plus important, dont la vitesse s’est accélérée en allant vers le massif archéen Léono-Libérien. Ainsi, par exemple, les dépôts ordoviciens de la partie sud-ouest du pays ont une épaisseur conservée de 1000-1100 m avec le mur se trouvant aux cotes de  $+50 \pm 30$  m. En allant vers le sud et le sud-est, ils sont complètement érodés. Cela étant, il n’y a aucune raison de supposer l’existence dans la partie sud d’un bombement dans le relief du bassin d’accumulation des sédiments ordoviciens car, au contraire, l’épaisseur des dépôts de l’Ordovicien augmente de nord à sud sans traces de présence des faciès marginaux (grossissement du matériel détritique), qui témoigneraient de la proximité d’un tel bombement.

Il faut noter, également, le soulèvement du mur des dépôts ordoviciens d’ouest en est. Par exemple, à la latitude  $11^{\circ}$  du littoral, où le mur de l’Ordovicien plonge au-dessous du niveau de l’océan (-0), à l’intersection avec la rivière de *Tominé*, il se trouve aux cotes environ +100 m, mais dans la région de *Pita* et *Labé* (suivant l’axe de la morphostructure de Fouta Djallon-Mandingo), il monte jusqu’aux cotes de +1000 m. Il évident, qu’on ne peut attribuer ce soulèvement du mur des dépôts de l’Ordovicien uniquement à l’époque mésozoïque-cénozoïque. Mais, ce fait, considéré ensemble avec la remontée dans la même direction de surfaces aplanies d’âges divers, démontre que les mouvements tectoniques plus récents ont repris la direction et le caractère des mouvements plus anciens.

Il est très important (du point de vue pratique) de connaître la profondeur de l’incision d’érosion-dénudation mésozoïque-cénozoïque au cours du développement géomorphologique du sud-est du pays, où l’on a répertorié des pipes et dykes de kimberlites datant du Crétacé.

La profondeur d’altération latéritique des itabirites et respectivement l’épaisseur des minerais riches en goëthite-hématite et martite dans les chaînes de *Simandou-Zogota* et *Nimba* sont en rapport direct avec l’âge du relief (voir chapitre «Croûtes d’altération latéritique»).

La connaissance des particularités géomorphologiques et de l’évolution du relief est très importante pour les recherches des minéraux utiles et avant tout pour les recherches des placers d’or et de diamants.

C’est la raison pour laquelle il est nécessaire de procéder à la synthèse des données disponibles sur la structure géomorphologique, obtenues suite au levé géologique effectué par les géologues soviétiques. Et pour le reste du territoire, où il n’y a pas eu d’observations géomorphologiques, il serait utile d’analyser les données topographiques, les photos aériennes, les images satellites afin d’établir une carte géomorphologique couvrant tout le territoire du pays.

ROCHES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Comme déjà noté, les roches sédimentaires de la phase cénozoïque sont peu fréquentes. Ils sont représentés pas les dépôts côtiers du Néogène et les terrasses marines du Pléistocène, ainsi que par des accumulations alluviales et alluvio-lacustres sur la terre ferme.

DEPOTS NEOGENES (N)

Les dépôts néogènes sont identifiés en Guinée sur la côte atlantique, où ils sont représentés par les faciès littoraux-marins, et dans certaines régions du plateau de *Fouta Djallon-Mandingo* et de l’élévation Guinéenne sous forme de dépôts sédimentaires conservés, typiquement continentaux.

Dépôts néogènes de la côte

Les dépôts de la côte atlantique sont, dans la majeure partie, recouverts par des roches plus récentes de terrasses marines. Ils ont été reconnus par plusieurs sondages qui ont établi leur emplacement sur les arènes de divers granitoïdes dans le secteur sud-est du littoral, ou sur les grès désintégrés ordoviciens dans le secteur nord-ouest. Les dépôts reposent à la profondeur de 3-15 m, ils sont faiblement inclinés (quelques degrés) vers l’océan et représentés par des sables quartzeux hétérogranulaires, des argiles gris foncé à noires et en moindre quantité des limons sableux et argileux. Les argiles renferment du matériel charbonneux et de la pyrite.

Les sondages forés aux alentours du village de *Madina* ont relevé la séquence suivante (de bas en haut):

- 1. Sables quartzeux à gros grains, gris foncé, mal classés, peu micacés . . . . . 1.0-5.0 m
- 2. Argiles gris foncé à noires, compactes, ressemblant aux argilites, grasses, parfois gréseuses avec des inclusions de restes végétales carbonisées. En haut et en bas, on trouve des passées (10-15 cm) de grès quartzeux hétérogranulaires, parfois aleurolitiques avec des inclusions de matériel charbonneux et de pyrite. . . . . 4.0-4.5 m
- 3. Sables quartzeux, argileux hétérogranulaires, imbibés d’eau. Leur épaisseur augmente en allant du nord-est au sud-ouest (dans le secteur sud-est du littoral). L’augmentation du matériel argileux est observée dans la même direction . . . . . 5.0-20.0 m
- 4. Limons gréseux, gris brunâtre, peu micacés, compacts . . . . . 1.0-4.0 m
- 5. Alternance de limons sableux, gris clair, et d’argiles gris foncé à l’odeur de marais, contenant des inclusions de pyrite et du matériel charbonneux . . . . . <2.0 m

Aux environs de la ville de Benti, quelques sondages carottants ont rencontré des sables avec, au milieu, un interlit d’argiles, ressemblant aux argilites, foncées de 9,0 m d’épaisseur. En allant de bas en haut, les sables grossiers sont relayés par des variétés à grains moyens. L’épaisseur maximale des dépôts dans cette région atteint 48 m.

Les roches similaires, mais avec une prédominance de faciès gréseux, sont répertoriées dans les mêmes dépôts aux environs du village de Kibota (feuille de BOKE, à 6-10 km au nord de ce village, sur la rive gauche de l’estuaire de Rio Nunez).

Les analyses polliniques des échantillons, prélevés dans les argiles de la couche 2, des limons et des argiles des couches 4-5 de la même séquence ont montré la présence d’un riche éventail de spores et de pollens. Ont été établies:

- Spores: *Monoletes verrucatus* (*polypodiaceane*); *Leiotriletes adriensis*;  
*Polipodium tuberoulatum*, etc.
- Pollen, *Angiospermes*: *Liliaceae* (*Hemerocallis*); *Magnoliaceae*; *Moraceae* (*Ficus* sp.);  
*Caesol pinaceae*; *Leguminosae* (*Lotus* sp., *Cassia* spp., *Astragalus* sp., *Rhynohosia* sp.);  
*Pandanaceae* (*Pandanus oleosa*); *Alangiaceae*; *Apocinaceae*;  
*Caprifoliaceae*; *Geraniaceae*; *Begoniaceae*; *Palmae*; *Anacardiaceae* (2,3 sp.);  
*Sapotaceae*; *Theaceae*; *Nictaginaceae*; *Loranthaceace* (*Loranthacites pilotus*);  
*Bombacaceae* (*Bombax*, *Ohroma*); *Polygonaceae*( *Coccoloba*);  
*Sclanaceae* (*Solanum* sp.); *Ulmaceae* (*Trema* sp.); *Taccaceae* (*Tacca*);  
*Verbenaceae* (*Bouchea* sp., *Bouchea* spp.); *Malpigiaceae*;  
*Borraginaceae* (*Molkia* sp., *Heliotropium* sp.);  
*Celastraceae* (*Gumnosporia* sp.,*n**Trichodesm* sp.);  
*Euphorbiaceae* (*Chaetacarpus spium*, *Euphorbia* spp.);  
*Orbauchaceae* (*Cistanche* sp.); *Zygophylleceae* (*Nitraria* sp.);  
*Rhizophoraceae* (*Rhizophora* sp.); *Rubiaceae* (*Avicenia* sp., *Canthium* sp.);  
*Malvaceae* (*Pavonia* sp. etc.); *Rutaceae*; *Goodeniaceae*.

Selon la conclusion de *E. D. Zaklinskaia*, docteur ès sciences géologo-minéralogiques (Institut géologique de l’Académie des sciences de l’URSS), le trait caractéristique des palynocomplexes de la séquence est:

- l’absence totale du pollen des *Gymnospermes*;
- la prédominance des formes typiques de forêt humide dépourvue de couverture herbacée, mais



- avec abondance d'épiphytes et de fougères rampantes;
- la présence de mangrove à proximité de la zone littorale dont témoigne l'abondance du pollen *Rhizophoraceae*, *Rubiaceae* (*Avicenia*), *Palme* (*aff. Elaeis*), *Pandanus*;
- la présence éventuelle de plantes de savane avec une abondance de *Caesol pinaceae*, *Molvaceae*, *Euphorbiaceae*;
- la présence du pollen de *Niffraria* pouvant indirectement témoigner de l'existence de zones locales xérophytes de type plantes du désert sur les bancs de sable;

L'ensemble de pollens et de spores caractérise l'âge des roches encaissantes qui ne peut pas être plus ancien qu'Eocène-Oligocène.

Les dépôts en question, représentés par l'alternance de faciès gréseux et argileux avec des inclusions de matière carbonneuse et de pyrite, se seraient formés dans le milieu réducteur de lagunes littorales et de lacs. Selon le temps d'accumulation, ils peuvent correspondre aux sables quartzeux oligocènes-miocènes précoces à débris du bois carbonisé, trouvés dans le bassin Sénégal-Guinéen (fig. 70 B) sur le territoire de la Guinée-Bissau.

### Dépôts continentaux du Miocène moyen

Ces dépôts sont mieux étudiés dans le nord-ouest de la Guinée, dans les bassins des rivières de *Tinguilinta* et *Kogon*, région des gisements connus de bauxites du groupe de Sangarédi. Le nom de Sangarédi a été donné à cette série d'après le gisement où ces dépôts sont les mieux conservés [1, 104, 159].

Le levé détaillé exécuté dans la zone allant du bassin de la rivière de *Tinguilinta* à l'ouest jusqu'à la rive gauche de la rivière de *Tominé* à l'est, a permis de mettre en évidence plus de 190 corps composés de dépôts de la série de SANGARÉDI, dont le diamètre varie de quelques dizaines de mètres jusqu'à 2,5 km. La plus grande partie de ces lentilles s'est conservée sur la rive gauche du *Kogon*. Dans l'interfluve de *Kogon-Tominé*, il n'a été découvert que 4 lentilles, dont 3 se situent à proximité de la rive droite du *Kogon* et 1 corps – sur la rive gauche du *Tominé* (fig. 71).

Dans tous les cas, les restes découverts de la série de SANGARÉDI sont transformés en bauxites de haute qualité sous l'influence d'altération latéritique. Pourtant, les traits structuraux et texturaux conservés de ces dépôts continentaux permettent, en combinaison avec leur position dans le relief, de définir leur composition lithologique initiale et leur faciès.

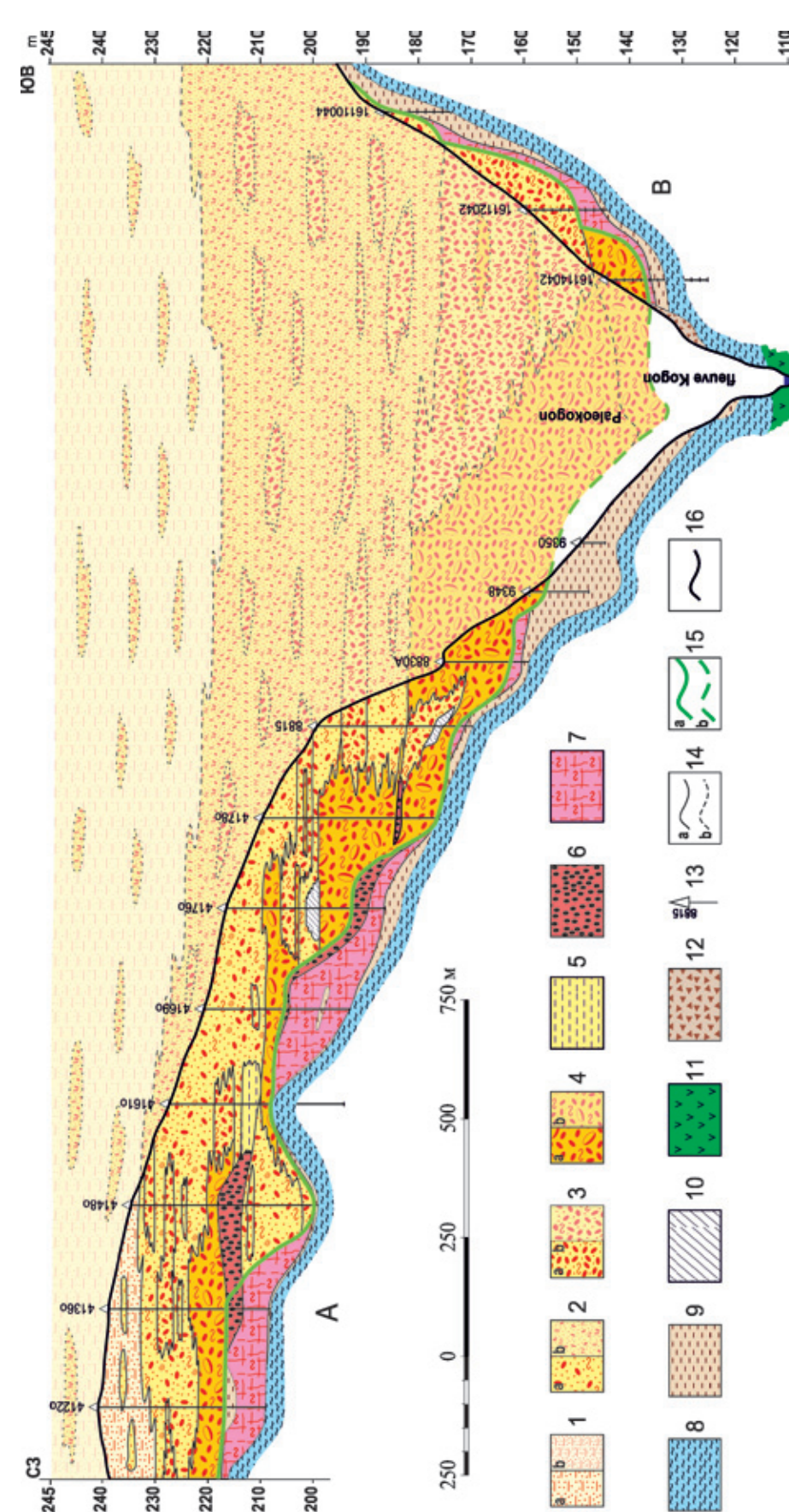
Le levé cartographique et la reconstitution géomorphologique ont permis d'établir que les gradins inférieurs (miocènes précoces) du relief ont été ensevelis sous les dépôts de la série de SANGARÉDI. Par exemple, sur le gisement de Silidara (prolongement nord du bowal de *Sangarédi*) et sur l'indice de Sangarédi-Est, le mur des bauxites sous les dépôts de la série de SANGARÉDI se trouve aux cotes de 136-137 m. La série de SANGARÉDI est représentée par les bauxites conglomératiques formées aux dépens des galets du lit du *Paléokogon*, dont le lit actuel se trouve ici aux cotes de 100-102 m.

En faisant le levé de bowal en bowal et en s'éloignant de la vallée du *Paléokogon*, il est possible de reconstituer, comme on peut le voir sur la fig. 72, la séquence continue de ces dépôts jusqu'à la cote de 276 m (la cote la plus élevée où les galets des bauxites conglomératiques ont été trouvés). L'épaisseur totale reconstituée atteint environ 140 m. Mais, vu qu'une partie des dépôts a été érodée durant la période post-miocène moyenne, on peut affirmer que leur épaisseur initiale suivant l'axe de principaux systèmes de drainage devait atteindre 150 m au minimum.

Naturellement, l'épaisseur des dépôts reposant sur des gradins inférieurs de la vallée du *Paléokogon* était maximale. Par contre, elle devait diminuer sur des gradins aplanis des parties moyenne et supérieure des paléovallées (cotes 170-220 m) se réduisant probablement à quelques dizaines de mètres, voire quelques mètres sur les partages des eaux et les parties hautes du relief pré-miocène moyen.

La composition lithologique et les faciès des dépôts de la série de Sangarédi, sur des gradins inférieurs et moyens du relief enseveli, peuvent être observés sur la coupe (fig. 73) traversant le flanc oriental du gisement de Sangarédi, la vallée de la rivière de *Kogon* et le gîte Sangarédi-Est.

On y voit clairement que toute la vallée du *Paléokogon* a été remplie essentiellement par des dépôts de faciès alluvial. Leur partie inférieure est représentée par des couches de galets et graviers-galets.



**Fig. 73** . Répartition des bauxites de divers types structuro-texturaux sur la coupe géologique passant à travers le gisement de Sangarédi (A) et le gîte de Sangarédi-Est (B): 1-5 Types structuro-texturaux de bauxites dérivant des dépôts de la série de SANGARÉDI (a – conservés, b – supposés-érodés) 1 – grésoids; 2 – gravo-grésoids; 3 – graveleux; 4 – gravo-conglomérats; 5 – bauxites argileuses dérivant des argiles sédimentaires; 6 – bauxites oolithiques; 7 – bauxites géomorphes aphanitiques et micro-oolithiques; 8 – argiles kaoliniques pseudomorphes; 9 – latérites ferrugineuses de la zone de transition dérivant des roches en place; 10 – vides suffo-karstiques; 11 – dolérites dans le lit du *Kogon*; 12 – formations récentes proluvio-déluviales des versants; 13 – sondages carottants; 14 – limites géologiques et de faciès; 15 – ligne du relief du mur de la série de Sangarédi; 16 – ligne du relief actuel. a – établie, b – supposée; 16 – ligne du relief actuel.



Les galets sont, en général, bien roulés, mesurant 2 à 8 cm (fig. 74 A) et composés essentiellement de bauxites. Les galets de bauxites aphanitiques grises et blanchâtres (fig. 74 B) prédominent. On rencontre souvent des galets de bauxites oolithiques claires (fig. 74 C). Parfois on trouve des galets de bauxites stratifiés à texture héritée d'aleuro-argilites, par conséquent ces galets sont de forme aplatie (fig. 74 D).

Les galets et les graviers prédominent également à la base du gradin moyen dans la partie supérieure du versant de la vallée de *Paléokogon*. Le profil (fig. 73) montre que le relief du versant enseveli de la vallée présente de petits gradins, ce qui ressemble au relief des vallées actuelles emboîtées dans les roches sédimentaires subhorizontales du Dévonien.

Sur la surface adoucie du lit, on note une dépression allongée remplie de matériel à graviers-galets. Grâce à la présence de telles dépressions, qui sont nombreuses sur le gisement de Sangarédi, l'épaisseur des bauxites conglomératiques augmente jusqu'à 20-28 m. L'épaisseur totale des dépôts bauxitisés de la série de Sangarédi sur ces zones atteint 45-50 m, bien qu'il s'agisse du gradin moyen du lit se trouvant aux cotes de 205-215 m.

Plus haut dans la séquence, prédominent les graviers et les grès-graviers. Le gravier est souvent de forme aplatie, relativement compact (fig. 74 E). Le gravier aplati est composé de préférence de bauxites rubanées et vaguement rubanées et de bauxites aphanitiques – cryptocristallines. En se basant sur la forme aplatie de gravier et de petit galet, *S. Akaemov* [1] les attribue à un faciès paralique. Cependant à cette époque (1975), il n'y avait pas de données cartographiques et géomorphologiques. Les conditions géochimiques d'accumulation des dépôts n'avaient pas été prises en considération. Sans aucun doute, la formation de ces dépôts à graviers-galets s'est passée dans un grand système de drainage avec des courants à forte énergie hydrodynamique.

Plus haut, après les dépôts à grès-graviers, viennent essentiellement des sables avec des passées et lentilles de gravier. Les sables sont à gros grains, hétérogranulaires jusqu'à grains moyens. Ils sont transformés grâce à l'altération latéritique en bauxites poreuses gréseïdes (fig. 74 F1).

Parfois on y observe un litage oblique souligné par l'accumulation d'ilménite sur les plans de litage (fig. 74 F2).

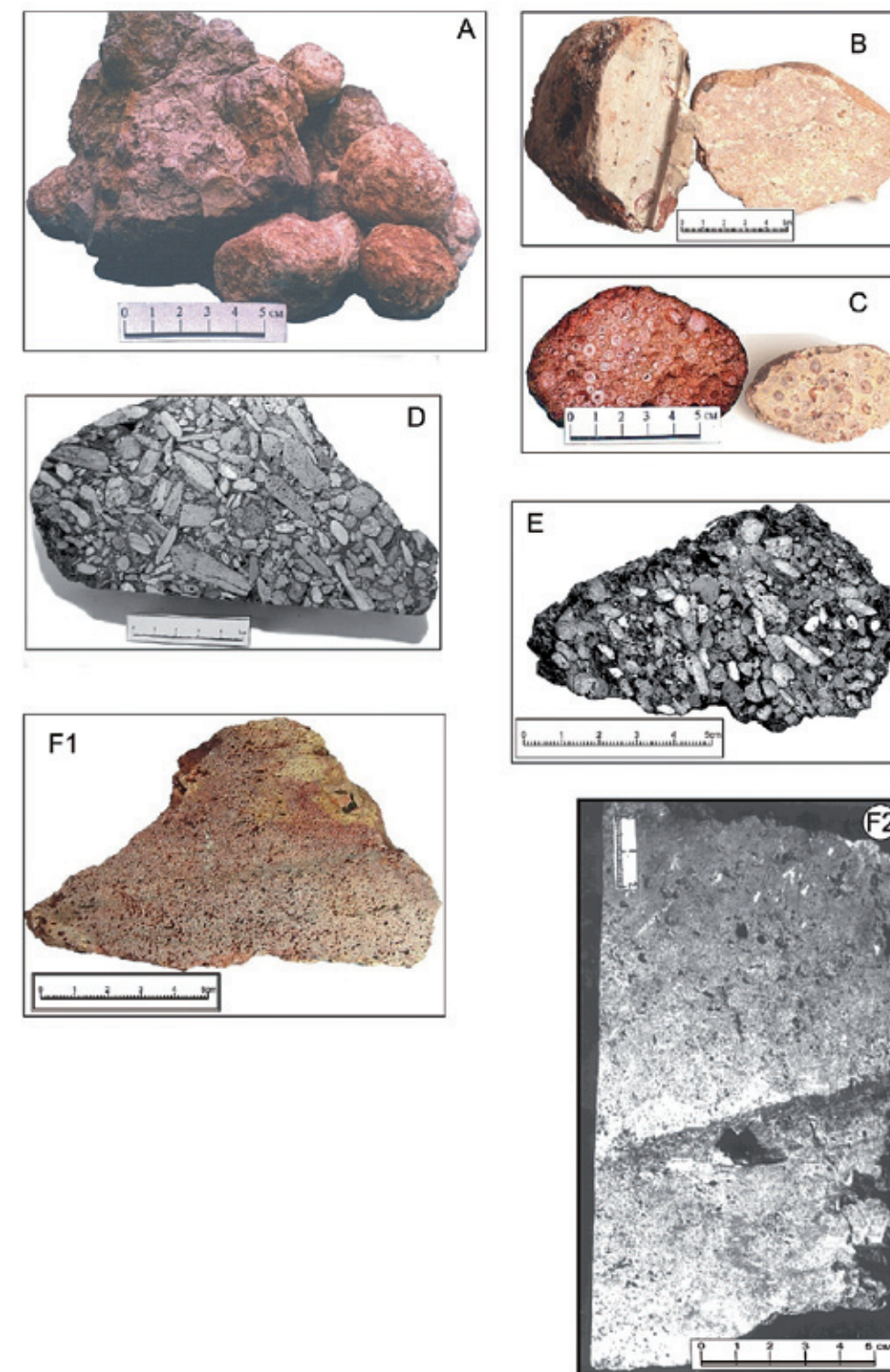
En haut de la séquence, on note des variétés pélitomorphes de bauxites dont la formation se serait effectuée aux dépens de minces couches grés-argileuses de dépôts alluviaux et alluvio-lacustres.

A l'ouest du gisement de Sangarédi, par exemple, sur le gisement de N'Dangara, les dépôts de la série de Sangarédi, sont représentés sur le flanc sud de la vallée de *Paléopora* de préférence par des galets alluviaux. Leur mur se trouve aux cotes de 155-190 m. Mais sur le sommet du bowal, où le mur des dépôts de la série de Sangarédi se trouve aux cotes de 210-215 m, leur séquence est légèrement différente. A la base on trouve toujours des galets. En allant vers le haut, ils sont relayés par des grès grossiers et des graviers fins avec une quantité variée de galets et de graviers « flottants » dans la masse sableuse non calibrée.

Lorsque les vallées des affluents du *Paléokogon* furent complètement remplies de faciès du lit, les sédiments ont commencé à se déposer sur les partages des eaux locaux.

Les horizons de base y sont composés de matériel local remanié. Lors de l'accumulation des parties supérieures de la séquence, la situation a changé. L'accumulation du matériel, comme ceci est visible sur le schéma paléogéographique (fig. 71), s'est faite à une plus grande distance des versants (5-8 km). Donc, les faciès alluvionnaires ont été relayés par les faciès alluvio-lacustres. Cela étant, le transport du matériel détritique et son accumulation se sont faits avec la participation de courants de turbidité, ce qui explique le mauvais classement du matériel détritique.

Sur le gisement de Sangarédi les dépôts alluviaux contiennent des lentilles d'argiles kaoliniques, qui, probablement, à cause de leur faible perméabilité et des particularités hydrogéologiques locales sont peu bauxitisés. Le plus souvent, ils (ces dépôts) se rencontrent à des profondeurs de 20-25 m de la surface. Ils se trouvent au-delà des dépressions locales dans lesquelles le drainage était plus intense. A mesure que l'on s'éloignait de ces dépressions, l'intensité d'altération devait baisser. Bien que ces argiles se caractérisent par une teneur élevée en alumine, la quantité de silice reste assez forte – jusqu'à 20-25% ce qui ne permet pas de les mettre en exploitation. Souvent, les bauxites argileuses



**Fig. 74.** Echantillons de bauxites sédimentaires latéritiques formées aux dépens des dépôts de la série SANGARÉDI.  
 A – bauxite conglomératique;  
 B – galets de bauxites géomorphes et aphanitiques;  
 C – galets de bauxites géomorphes oolithiques;  
 D – bauxite gravo-conglomératique avec des galets aplatis;  
 E – bauxite graveleuse;  
 F1 – bauxite gréseïde massive,  
 F2 – bauxite poreuse gréseïde au litage oblique (passée sombre enrichie en ilménite).



sont relayées latéralement par les bauxites géломorphes – oolithiques ou aphanitiques.

Il faut souligner que les horizons basaux des dépôts bauxitisés de la série de Sangarédi (en général - bauxites conglomératiques) reposent soit sur les bauxites oolithiques, soit sur les bauxites aphanitiques formées aux dépens des roches en place sous-jacentes.

Plus bas, elles sont relayées par les produits argileux et ferrugineux d’altération latéritique des roches en place. Les roches mères en place de cette région sont représentées par les roches terrigéno-sédimentaires dévoniennes (aleuro-argilites, aleurolites et grès à grains fins) recoupées de corps sub-concordants à plusieurs étages-sills de dolérites mésozoïques.

Et ce n’est que dans les dépressions en cuvette, enfoncés dans le lit sur 15-20 m, que les bauxites conglomératiques reposent directement sur les roches ferrugineuses kaolinitiques de la croûte d’altération dérivant des roches en place.

Les bauxites, formées aux dépens des dépôts de la série de SANGARÉDI, se distinguent partout par leur teneur extrêmement élevée en alumine (d’habitude >50-52% à 70%) et respectivement par une basse teneur en fer (de 3% à 7-10%). C’est leur principale différence par rapport aux bauxites latéritiques classiques dérivant des roches en place locales. La plus grande partie du matériel détritique composant les dépôts de la série, s’est formé à la suite de la désagrégation des croûtes latéritiques et du remaniement du matériel qui en résulte.

La composition moyenne des roches dures (lithifiées) de la couverture latéritique calculée pour l’Interfluve de *Kogon-Tominé* [107], la plus grande région bauxitifère au monde (tabl. 16), montre que les teneurs en  $Al_2O_3$  et  $Fe_2O_3$  y sont pratiquement égales (36,5 et 36,7%). Comparée aux teneurs des roches mères moyennes, la teneur en ces composants dans les couvertures latéritiques augmente en chiffres absolus, ce qui est caractéristique pour les processus d’altération latéritique. Cela est surtout propre pour le fer dont la concentration augmente radicalement (jusqu’à 4 fois).

Teneurs en composants majeurs des roches mères et des produits d’altération latéritique dans la région de KOGON-TOMINÉ

Tableau 16

Roches et horizons de la croûte latéritique	Masse volumique, kg/m³	Teneurs en composants majeurs							
		$Al_2O_3$		$Al_2O_3$ mono		$SiO_2$		$Fe_2O_3$	
		Masse, %	kg/m³	Masse, %	kg/m³	Masse, %	kg/m³	Masse, %	kg/m³
Bauxites du gisement de Sangarédi	2000	61,7	1234	7,6	152	1,2	24	4,4	88
Bauxites de la région de Kogon-Tominé (72 gisements)	2000	46,7* (48,60)	934 (972)	2,73 (2.77)	55 (56)	2,7	54	24.68	494
Couverture latéritique dans l'ensemble (y compris zones non bauxitisées et latérites ferrugineuses dans le toit et dans le mur des bauxites)	2200	36,52	803	N/dét	-	2,94	65	36,71	808
Croûtes latéritiques bauxitifères dans l'ensemble	1770	30,23	535	N/dét	-	27,37	484	23,08	409
Argiles de la croûte d'altération dans l'ensemble	1590	25,46	405	N/dét	-	45,89	730	12,75	203
Roches mères (moyenne pondérée dans la zone de développement)	2510	15,77	396	N/dét	-	59,12	1484	7,88**	198

Observation: \* - teneurs en  $Al_2O_3$  et  $Al_2O_3$  mono sont calculées à la coupure en  $Al_2O_3 \geq 40\%$ , Entre parenthèses sont données les valeurs de calculs à la coupure de  $Al_2O_3 \geq 45\%$ ; \*\* - somme de  $Fe_2O_3 + FeO$  (calculé en  $Fe_2O_3$ )

Or, les bauxites, formées suite à l’altération latéritique des dépôts de la série de SANGARÉDI ont une très faible teneur en  $Fe_2O_3$ . Il n’y a aucun doute, qu’au moment de sédimentation, ces dépôts ont subi des modifications dans un milieu géochimique de gley (désoxydation). Ces modifications se sont passées dans les conditions d’écoulement permanent, dans un climat tropical chaud et en présence de matière organique à teneur élevée (découverte de lignites dans les argiles du gisement de Sangarédi [145]). Suite à ces modifications, la majeure partie de fer a été soustraite – les roches sont devenues blanchâtres. Au moment où les roches de la plaine se désintégriaient et rentraient dans la zone d’aération (au-dessus du niveau de la nappe phréatique), les dépôts de la série de SANGARÉDI représentaient déjà une roche mère très favorable (peu ferrugineuse et hautement alumineuse) pour la formation des bauxites de qualité unique.

Malheureusement, au jour d’aujourd’hui, la majeure partie des bauxites sédimentaires-latéritiques, dérivant des dépôts de la série de SANGARÉDI, ont été détruites par les processus d’érosion-dénudation. Mais, partout on trouve des débris remaniés et des galets de bauxites blanches «soudés» dans les latérites ferrugineuses des niveaux inférieurs (post-miocènes) du relief (fig. 75). Les quantités de ce matériel remanié des bauxites liées aux dépôts de la série de SANGARÉDI, n’ont pas été évaluées. Mais elles sont est assez importantes. Ce matériel est largement répandu ce qui confirme indirectement un vaste développement des dépôts de la série dans les régions étudiées du nord-ouest guinéen.

Malheureusement, au jour d’aujourd’hui, la majeure partie des bauxites sédimentaires-latéritiques, dérivant des dépôts de la série de Sangarédi, ont été détruites par les processus d’érosion-dénudation. Mais, partout on trouve des débris remaniés et des galets de bauxites blanches « soudés » dans les latérites ferrugineuses des niveaux inférieurs (post-miocènes) du relief (fig. 75). Les quantités de ce matériel remanié des bauxites liées aux dépôts de la série de Sangarédi, n’ont pas été évaluées. Mais elles sont est assez importantes. Ce matériel est largement répandu ce qui confirme indirectement un vaste développement des dépôts de la série dans les régions étudiées du nord-ouest guinéen.



Fig. 75. Galets remaniés des bauxites provenant des dépôts de la série de SANGARÉDI dans les latérites ferrugineuses des niveaux inférieurs du relief

Les dépôts continentaux développés d’une manière fragmentaire dans les bassins des rivières de *Koloun*, *Dombelé* et *Téné*, ont été répertoriés lors du levé géologique (*Petrovski et al. 1973*) dans le sud-ouest de la feuille de TOUGUE. Ils se sont conservés sur certains versants en pente douce et dans les ensellements du relief aux cotes de 600-720 m où ils sont emboîtés après érosion dans diverses roches sous-jacentes. D’après les données de forage, la séquence des dépôts se caractérise par la présence de deux membres alluviaux, dont chacun se compose de deux horizons: l’inférieur – gravier et galets et le supérieur – grès argileux. Parfois on y voit apparaître une assise de cailloux et blocs mal roulés qui se serait formée à proximité des bords des anciennes vallées à la fin de l’accumulation alluviale et pourrait avoir une origine déluviale et proluviale.

La composition minéralogique des horizons grossièrement détritiques est représentée essentiellement par du matériel latéritique: gravier, galets, cailloux. Les débris de grès, argilites et dolérites altérés



sont notés dans les parties inférieures des séquences, en contact avec les roches mères désintégrées. La fraction gréseuse des niveaux grés-argileux est composée d'un mélange de quartz, agrégats de mica-argile-ocre et oxydes de fer (hématite, goéthite et limonite). La fraction argileuse est représentée par la kaolinite, montmorillonite et hydromica. Les variétés kaolinitiques prédominent.

Le matériel de remplissage des roches grossièrement détritiques a une composition similaire.

Les épaisseurs des horizons grossièrement et finement détritiques dans les séquences sont stables et constituent respectivement 4-6 m et 6-12 m. L'épaisseur cumulée des dépôts en question dans cette région est estimée à 25-30 m.

Les séquences de ces dépôts portent des traces d'altération latéritique. La cuirasse ferrugineuse compacte, épaisse de 2,0-2,5 m, est développée en surface. Plus bas vient une zone d'hydroxydes de fer et d'aluminium libres avec un développement local de bauxites épaisses de 5,0-7,0 m qui sont relayées par les argiles et ensuite par une zone d'arènes d'une épaisseur totale d'environ 15 m.

Sur la carte géologique de la feuille de TOUGUE, ces dépôts sont datés du Miocène. Antérieurement [134], sur la feuille de LABE, les dépôts similaires ont été attribués à l'Eocène-Pliocène moyen ce qui est difficile à accepter. A en juger d'après le degré d'altération latéritique, ces dépôts sont plus récents que le Miocène. Comme il a été montré plus haut, les dépôts miocènes moyens de la série de Sangarédi, malgré leur relief moins accidenté que celui de la région de TOUGUE, sont affectés sur toute leur épaisseur par les processus d'altération latéritique. Ils ont perdu pratiquement toute leur silice et se sont transformés en bauxites. Le fait que les zones bauxitiques (conservées) sur la feuille de TOUGUE soient associées aux versants doux du relief miocène permet de supposer que l'âge de ces dépôts continentaux serait plutôt pliocène ou pliocène-pléistocène précoce.

Dans le nord-ouest du pays, on rencontre des fragments de hautes terrasses conservées, associées aussi aux versants du relief miocène moyen et tardif, qui au plus tard doivent être datés du Pliocène.

La structure des hautes terrasses dans le bassin de *Tingilinta*, accolées au versant du relief miocène, est montrée sur la figure 76. Ici, on voit bien, qu'à mesure de l'éloignement du bord arrière, les dimensions des débris de la couverture détritique passent de gros blocs d'origine colluvio-déluviale à petits cailloux avec l'apparition des galets semi-roulés et de gravier.

Le matériel de remplissage finement détritique et sablo-argileux, est cimenté à son tour à la suite de la latéritisation superposée par une substance hautement ferrugineuse et alumo-ferrugineuse à structure incrustée, vitreuse-collomorphe et cellulaire. L'épaisseur conservée de ces dépôts y constitue 6-8 m.

Les roches mères du socle de la terrasse sont transformées à la suite de l'altération latéritique en latérites hautement ferrugineuses, rubanées et bréchoïdes. En allant vers le bas de la séquence elles sont relayées par des argiles pseudomorphes à goéthite-kaolinite, rouges et bariolées.

Encore, plus bas, elles passent à des argiles claires peu ferrugineuses, kaolinitiques et ensuite à des argiles polyminérales de saprolite.

Ensemble avec les dépôts continentaux latéritisés pliocènes, d'origine colluviale, proluviale et alluviale et les roches en place sous-jacentes altérées, ils forment le profil de la croûte d'altération à structuré zonée. Il est à noter que ce profil uniforme s'est formé aux dépens des roches mères de composition, structure, texture et âge différents.

Dans le sud-est du pays, sur l'élévation Guinéenne, au niveau des feuilles de KEROUANE et MACENTA, des artisans ont découvert et ont exploité des graviers et galets alluviaux diamantifères situés sur des hauts niveaux hypsométriques (800-950 m). Plus tard, les zones de leur développement ont été étudiés par les experts soviétiques et russes [54, 55, 58, 112, 119]. Leur caractéristique est brièvement donnée d'après les travaux de ces experts. En 2006, on connaissait 5 secteurs, à savoir:

L'ensellement situé entre les cotes de 1206 et 952 m (feuille de KEROUANE), où les artisans exploitent les couches de galets et extraient les diamants de haute qualité. Ces galets se situent aux cotes de 850-860 m et sont composés de galets bien roulés de quartzites et dolérites, cimentés par du matériel grés-argileux ferrugineux. Les stériles de recouvrement sont pratiquement absents (érodés). Outre les diamants, les couches de galets contiennent de gros grains de picroilménite.

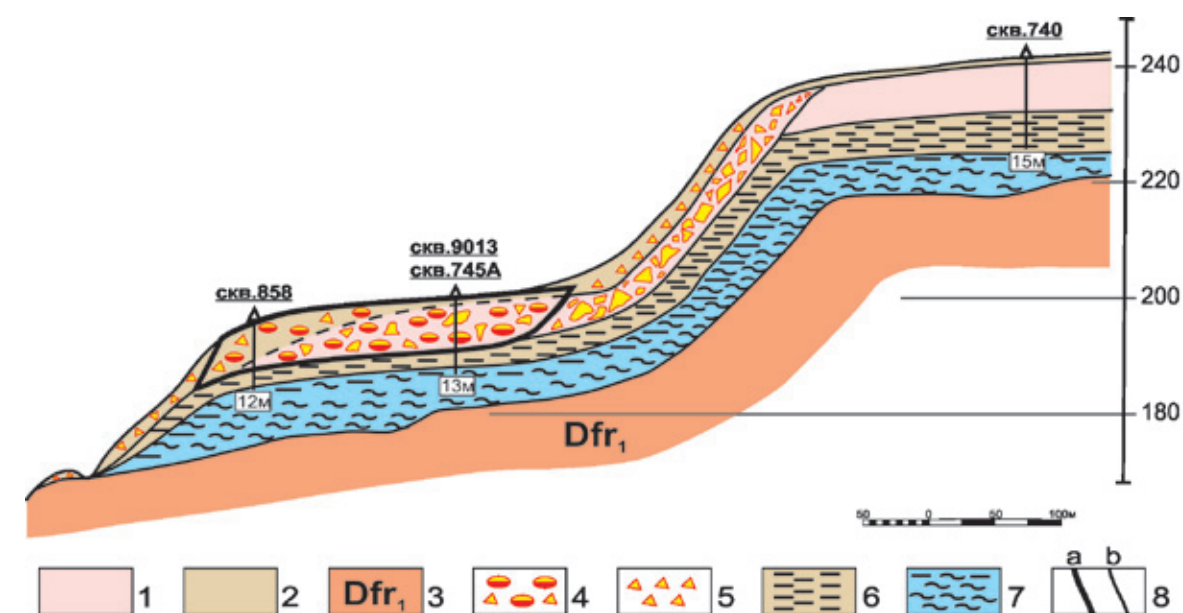


Fig. 76. Fragment de la séquence de la haute terrasse

1 – bauxites; 2 – latérites ferrugineuses; 3 – roches mères du Dévonien; 4 – dépôts alluvio-déluviaux de la terrasse (galets, débris et blocs de bauxites géomorphes et oolithiques blanches dérivant des roches de la série de Sangarédi dans le ciment ferrugineux latéritique); 5 – formations déluviales récentes; 6 – latérites ferrugineuses avec des ferriplantites; 7 – argiles kaolinitiques; 8 – limites: a – de la terrasse, b – autres.

Sur le partage des eaux des rivières de *Milo* et *Baoulé*, à 18 km à l'ouest de la ville de Kérouané, les artisans exploitent les coches de galets alluviaux résiduels, situées sur les hauts plateaux aux cotes de 800-860 m. La superficie de certains sites d'exploitation ne dépasse pas 2400-2600 m<sup>2</sup>. L'épaisseur des couches de galets est de 0,4-0,6 m au plus. Les stériles de recouvrement sont absents. Les galets sont composés essentiellement de quartz et sont idéalement émoussés. Les diamants sont de haute qualité, les minéraux accompagnateurs (satellites) de diamants sont absents.

Dans la région du village de Fondoya, à proximité du piedmont sud de la chaîne de Loumbé, les géologues soviétiques ont découvert des coches de galets avec des pierres idéalement roulées composées de quartz reposant sur la surface relativement plate. Ils se situent aux cotes de 850-900 m et pendant la saison pluvieuse ont été exploités par les artisans.

La vallée de la rivière de *Baoulé*, en amont du village de Danangdebedou. Dans cette région, en amont de plusieurs rapides, la rivière passe par une vaste plaine aux cotes de 800-850 m, entourée de montagnes (dépression intramontagneuse). La profondeur de l'entaille d'érosion actuelle de la rivière est de 20-30 m. La partie sud-ouest de cette zone est capturée et démembrée par les affluents amonts de la rivière de *Makona*. La ligne actuelle de partage des eaux de ces systèmes passe à 2,0-3,0 km au sud-ouest du lit actuel de la rivière de *Baoulé*. Les anciennes couches de galets aux cailloux de quartz idéalement roulés et à teneur élevée en gros diamants de joaillerie ont été répertoriés sur ce partage des eaux et sur la rive droite de la vallée de la rivière aux cotes de 810-820 m. Depuis 1965 ces couches de galets sont intensément exploitées par les artisans.

La partie gauche de la vallée du cours supérieur de la rivière de *Mandala* aux environs du village de *Bouro*, où des couches de galets identiques à celles décrites plus haut ont été découvertes en 1956 aux cotes de 840-860 m, ont été intensément exploitées par les artisans. En 1999, la longueur totale des exploitations atteignait environ 7 km sur une largeur de 300 m. Comme dans le cas précédent, les stériles de recouvrements sont absents. Les galets de quartz idéalement émoussé prédominent dans les couches de galets.



La rivière de *Mandala*, affluent gauche de la rivière de *Makona* a, sur ce tronçon, un écoulement nord (la rivière *Makona* a un écoulement sud-ouest). Auparavant, cette rivière était un affluent gauche de la rivière de *Baoulé*.

L'âge miocène d'accumulation des galets dans les zones citées est basé sur des reconstitutions géomorphologiques. Cependant une série de facteurs laisse à supposer un âge plus récent. Premièrement, c'est la présence de quelques galets de dolérites, relativement frais non altérés. Deuxièmement, l'état friable et semi-friable des couches de galets – l'absence de lithification. Ce fait pourtant peut être expliqué par la désintégration en surface des horizons basaux des sédiments alluvionnaires, équivalents des bauxites conglomératiques de la série de SANGARÉDI.

Une série hypothétique de dépôts continentaux néogènes (série de KINDIA) comprenant deux suites a été différenciée par *Y. V. Sélivertov* [159] lors des travaux cartographiques au 1:200 000, menés dans la région du groupe des gisements de bauxites de Kindia. Les roches mères altérées de l'Ordovicien représentées par des grès quartzeux avec des interlits de gravelites et aleurolites à mica, traversés par un sondage profond sur le gisement de bauxites de Méhéngui [133] ont été attribués par erreur à la suite inférieure, sableuse, comportant des inclusions de gravier et aleurites micacés. Il faut souligner, que les sables altérés désintégrés se rencontrent partout dans la zone de développement des grès de l'Ordovicien surtout s'ils sont recouverts de roches déluvio-proluviales et/ou colluviales ou d'un puissant horizon de sol végétal. La population locale utilise largement ces sables déluviaux(?) pour les besoins de construction.

Les formations continentales hétérochrones de diverses genèses, à savoir: dépôts déluvio-proluviaux récents des versants et des glacis et dépôts alluviaux de différents faciès, sont attribués à la suite supérieure.

Ainsi, par exemple, le contrefort septentrional du gisement de bauxite de Méhéngui est composé de dépôts alluviaux latéritisés reposant sur des grès altérés ordoviciens. Les cotes de ce contrefort varie de 425 m à proximité du bord arrière à 415 m, à la limite septentrionale avec une dénivellation par rapport à la I-ère terrasse du lit majeur de la rivière de *Méhéngui* de 15-35 m. La terrasse similaire est cartographiée sur le flanc ouest du gisement.

Les reconstitutions géomorphologiques montrent que le relief dans les limites des cotes absolues et relatives ne peut pas être plus ancien que Miocène et sur les gradins inférieurs – que Pléistocène précoce et moyen. Les coupes (fig. 77) des alluvions sur le flanc nord (puits 43) et occidental (puits 52) du gisement de Méhéngui montrent bien la structure stratifiée de l'assise et la diminution des dimensions du matériel détritique qui passe de conglomérats-brèches à des grès-gravier et même des pélites en haut de la séquence. Avec cela, on n'y observe pas de départ substantiel du fer comme ceci a eu lieu dans les dépôts bauxitisés de la série de SANGARÉDI.

Grâce à la présence de grès et gravelites quartzeux dans la zone d'altération, l'alluvion des zones citées garde, malgré une altération latéritique secondaire superposée, une grande quantité de quartz (teneurs élevées en SiO<sub>2</sub>) jusqu'à l'apparition des interlits de sables quartzeux hétérogènes avec des inclusions de gravier (puits 52). Cependant, la quantité de quartz est beaucoup moins importante dans les faciès inférieurs alluvio-déluviaux et déluvio-proluviaux (conglomérats-brèches). Ce phénomène témoigne de la désagrégation d'abord des latérites, et ensuite des roches sous-jacentes.

Il faut noter que la couche supérieure de grès ordoviciens, épaisse de 2-2,5 m, située sous les alluvions, a subi un départ substantiel de silice et une accumulation en chiffres absolus d'alumine et de fer. Ceci n'est possible qu'à la suite d'une métasomatose lors de la latéritisation superposée, après la mise en place des dépôts alluviaux, au-dessus de la nappe phréatique.

Vu la position des formations continentales étudiées, le degré de leur transformation latéritique, ainsi qu'un faible blanchiment (déferrification) des alluvions, leur âge doit être attribué au Pliocène.

Les formations continentales post-miocène moyen et leur latéritisation ultérieure ont fourni plusieurs gîtes de bauxites, quoique moins importants, reposant sur des roches notoirement défavorables à la transformation latéritique. Cela concerne également les gîtes qui sont déjà épuisés, comme par

exemple sur les flancs du gisement de Débélé, et les gisements du groupe de Kindia préparés pour l'exploitation.

Tous ces gîtes sont soit accolés aux bauxites éluvio-latéritiques dérivant de roches mères aluminosilicates (plus bas sur les versants), soit éloignés de la source primaire et liés aux accumulations alluviales et alluvio-proluviales de matériel aluminosilicaté contenant des débris de bauxites et latérites.

### Dépôts du Pliocène N<sub>2</sub>

Outre les formations continentales pliocènes examinées plus haut, attribuées auparavant au Miocène et même à l'Eocène, des dépôts de cet âge ont été également répertoriés pour la première fois sur la base d'analyse géomorphologique locale dans l'est du pays.

Ils se situent entre les gradins miocènes tardifs (N<sub>1</sub><sup>3</sup>) et pléistocènes précoces (Q<sub>1</sub>) du relief. Ici, les dépôts pliocènes comprennent les sédiments alluviaux de la haute terrasse (35-45 m) de la rivière de Milo située au niveau de 640-720 m et les reliques des couches de galets sur le partage des eaux (680-720 m) des rivières de Béréko (Bani) et Bougban. Leur individualisation est devenue possible grâce à l'exécution des travaux de recherche pour le diamant.

Les reliques de la haute terrasse sur la rivière de Milo sont représentées par des surfaces plates intensément érodées et démembrées par les affluents actuels de la rivière de Milo. Dans ces secteurs, des galets diamantifères reposant sur le socle primaire (arène dérivant des granitoides) ont été découverts. Les galets sont idéalement roulés, ils sont composés de préférence de quartz (60-70%) et de quartzites. En général, les galets portent une «chemise» ferrugineuse. L'épaisseur des couches de galets est de 0,0 à 0,6 m. Les stériles de recouvrement sont absents (érodés). Les diamants sont gros et de haute qualité. Les couches de galets comportent des pyropes et des picroilménites intensément émoussés.

Les reliques de ces terrasses ont été reconnues en allant vers le Sud sur le bord gauche de la vallée de la rivière de *Milo* sur une distance de 20-22 km. Une terrasse similaire est mise en évidence sur le bord droit de la vallée, à 15 km au Sud de la ville de *Kérouané*.

Depuis 1993 ces terrasses sont intensément exploitées par les artisans.

Des débris de couches de galets diamantifères avec des galets de quartz idéalement roulés ont été découverts sur la ligne de partage des eaux des rivières de *Béréko* (*Bani*) et *Bougban* aux cotes de 680-720 m.

Ces zones ont une superficie de quelques hectares, et une épaisseur de 0,6 m au plus, on y a trouvé de gros diamants (jusqu'à 20-30 c-ts). La part de pierres de joaillerie est de 80%. En 1963-1964 ces couches de galets ont été exploitées avec succès par la compagnie EGED, plus tard – par les artisans. Elles ne figurent pas sur la carte géologique au 1:500 000, vu leurs petites dimensions.

Des roches similaires peuvent exister dans d'autres zones des affluents gauches de la rivière de *Baoulé* – dans les bassins des rivières de *Férégbán*, *Guilékimani*, *Bouboko* et dans d'autres régions de la Guinée où le relief pliocène et le réseau hydrographique correspondant sont conservés.

### DEPOTS PLEISTOCENES ET HOLOCENES

Pour différencier sur le plan chronologique les dépôts pléistocènes-holocènes, on a utilisé l'échelle climatique et stratigraphique de l'Afrique approuvée au III-ème Congrès panafricain sur la Préhistoire et les Etudes quaternaires [98]. Cette échelle a été complétée par les données sur la température des eaux de l'océan Atlantique, l'intensité de la radiation solaire et les variations du niveau de l'océan mondial durant les derniers 250 mille ans.

Conformément à cette échelle, on distingue dans les limites de la Guinée deux cycles fluviaux, à savoir:

1. Cycle pléistocène précoce-moyen, achevé;
2. Cycle pléistocène tardif-holocène, non achevé.

Le premier cycle comprend toutes les trois phases de formation des bassins fluviaux:



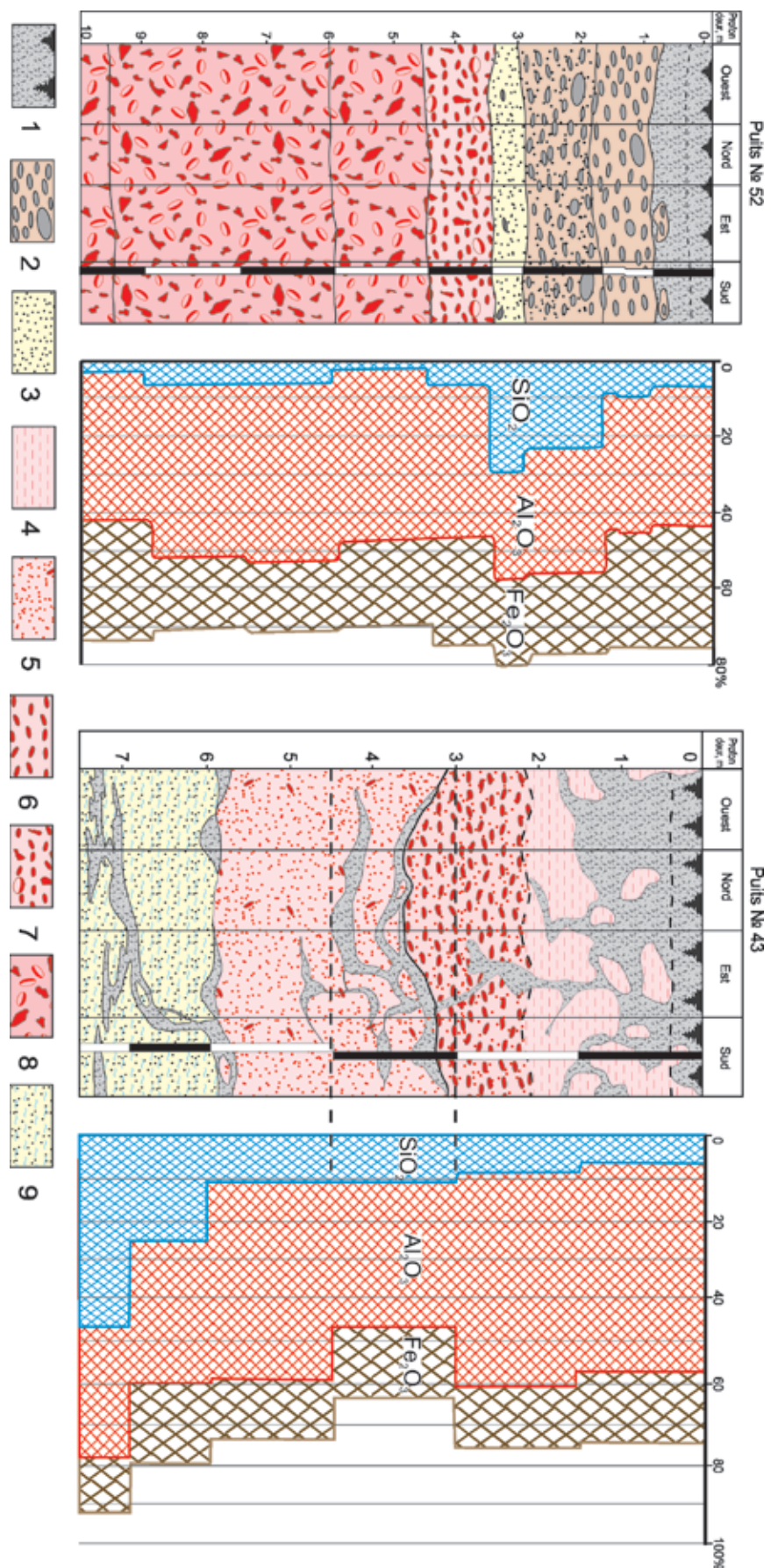


Fig. 77. Coupes de l'assise aluminieuse dérivant des formations déluvio-alluviales (A) et alluviales (B), reposant sur les grès quartzueux ordoviciens.

1 – sol végétale; 2 – graviers-galets cimentés par la masse ferro-alumineuse avec du quartz résiduel; 3 – sables quartzueux avec les inclusions de gravier dans la masse ferro-alumineuse; 4 – bauxites pélitomorques (dérivant des dépôts essentiellement argileux); 5 – bauxites graveleuses; 6 – bauxites gravo-conglomératiques; 7 – bauxites bréchiques conglomératiques (dérivant des dépôts déluvio-proluviaux); 8 – bauxites métasomatiques d'infiltration; 9 – cavités avec du sol à pisolithes, apporté de la surface; 10 – grès quartzueux altérés ordoviciens; 11 – grès quartzueux altérés ordoviciens avec du ciment ferro-alumineux métasomatique d'infiltration.

1 – l'incision (approfondissement) des vallées fluviales, 2 – leur élargissement et première accumulation et 3 – la phase de stabilisation et de remplissage des vallées par les dépôts alluviaux.

Le deuxième cycle est divisé, en fait, en deux phases non achevées. La première phase – la mise en place de la II-ème et de la I-ère terrasses qui se sont formées respectivement pendant la première et la deuxième moitié du Pléistocène supérieur ( $Q_{III}^1$  et  $Q_{III}^2$ ). La deuxième phase – l'incision dans les alluvions de la phase précédente avec une pénétration partielle dans le bedrock. La formation des dépôts holocènes ( $Q_{IV}$ ) du lit mineur et du lit majeur fait suite au remaniement de cette alluvion. L'incision indiquée n'est constatée que sur de grandes rivières à l'exception de certaines de leurs parties amont. Dans les affluents, elle s'est manifestée par l'érosion des alluvions des parties estuaires sur une distance de 1600 m et ensuite – par l'approfondissement peu important (2 m max.) des lits des cours d'eau.

### Dépôts du Pléistocène précoce ( $Q_1$ )

Ces dépôts sont différenciés selon des données géomorphologiques. Ils sont développés sur le niveau de dénudation du Pléistocène précoce qui est séparé du relief pliocène sus-jacent et du relief pléistocène moyen plus récent par des escarpements d'érosion ou des versants. Les dépôts sont cartographiés dans le bassin de la rivière de *Bafing* dans les limites des dépressions lithomorphes de *Kalinko*, *Loufa*, *Bagui* et dans la vallée de la même rivière où ils sont représentés par des reliques de hautes terrasses (25-30 m) (feuilles de TOUGUE, DINGUIRAYE).

Dans les régions orientales de la Guinée, sont rattachés à ces dépôts les sédiments alluvionnaires des hauts niveaux sur les rivières de *Dion*, *Milo*, *Tinkisso*, qui ont été étudiés par les géologues soviétiques dans les années 1960 lors des recherches sur l'or et le diamant. Ces dépôts seraient aussi présents dans d'autres régions du pays, mais ils n'ont pas été différenciés lors du levé géologique au 1:200 000.

Dans la dépression de **Kalinko**, les dépôts pléistocènes précoces reposent sur des argiles structurales dérivant des granites. Un horizon de galets et graviers alluvionnaires, grossièrement détritiques, mal classés avec du matériel de remplissage composé de limon sableux ou argileux, a été fixé à la base des séquences. Au sein des couches de graviers et galets, on rencontre des débris et des cailloux non roulés, indiquant la présence dans les alluvions de matériel déluvial de versants. L'épaisseur de l'horizon inférieur est de 10-12 m. La partie moyenne de la séquence est représentée par des limons argileux du lit majeur épais de 2 m. La séquence est couronnée par des limons sableux mal classés, proluviaux, épais de 3 m, contenant des galets de quartz «flottants». L'épaisseur totale des dépôts de couverture dans la dépression de *Kalinko* atteint 16-17 m.

Une séquence plus complexe est observée à la bordure de la dépression de **Loufa**. Elle se présente comme suit: la partie inférieure est alluviale, la partie moyenne – déluvio-proluviale et la partie supérieure – déluvio-alluviale.

L'horizon inférieur est composé de limons argileux relayés par les graviers et galets avec un remplissage de limon sableux. Sa puissance atteint 6 à 8 m.

L'horizon moyen, épais de 3-4 m, est représenté par des arènes sableuses et des limons argileux.

L'horizon supérieur est composé de limons argileux alluvionnaires à stratification fluviale et de fins galets disséminés de quartz et latérite, comportant des passées et lentilles d'arène déluviale et de cailloux de latérite. La puissance de cet horizon varie de 8 à 12 m.

L'épaisseur totale de la séquence, selon les données des sondages, atteint 24 m.

Dans les régions du cours moyen de la rivière de *Bafing* (longitude de la rivière de *Kamban*), les dépôts alluviaux, attribués au Pléistocène précoce, sont cartographiés d'une manière fragmentaire sur les deux flancs de la vallée à des hauteurs de 18-20 m de la surface de la I-ère terrasse. Ils sont représentés par un épais horizon de graviers-galets (jusqu'à 15 m). Parmi les débris, on note des latérites, métagrès, méta-argilites, quartzites et quartz filonien. Leurs dimensions varient de 5 à 10 cm. Le degré d'émoussé est bon. Le ciment grés-argileux est intensément ferruginisé. Dans leur état actuel, ils correspondent à des conglomérats à ciment ferrugineux. Dans certains endroits, ces roches cuirassent les élévations isolées donnant au paysage l'aspect de petites montagnes tabulaires (région de l'estuaire de la rivière de *Kamban*).



Une terrasse pléistocène précoce à hauteur de 20-25 m a été étudiée par 3 profils de sondages, exécutés par la compagnie OCCIDENTAL [124, 125] dans la vallée de la rivière de *Dion*, près du village de Sondougou. Son étendue est d'environ 10 km, la largeur – jusqu'à 600 m, la séquence généralisée se présente comme suit:

1. Sol végétal ..... 0,0-0,8 m;
2. Argiles sèches en motte, brune et brune cerise. .... 6,2 m;
3. Argiles bariolées à rare gravier de latérite et minces passées (0,1-0,15 m) de cuirasse. .... 9,0 m;
4. Argiles tenaces, saturées d'eau à petit rare gravier de latérite. La teneur en or est de 0,3 g/m<sup>3</sup> ..... 2,0 m;
5. Sables limoneux, compacts, de couleur kaki à rare gravier de latérite et de quartz (2-5%). .... 2,0 m;
6. Argiles tenaces à limon sableux, compacte, de couleur kaki à gravier et galet de quartz (jusqu'à 8 %). La teneur en or est de 0,2 g/m<sup>3</sup> ..... 1,2 m;
7. Argiles sableuses saturées d'eau à rares galets et graviers de quartz. La teneur en or est de 0,01 à 0,2 g/m<sup>3</sup> ..... 1,8 m;
8. Dépôts de graviers-galets argileux, saturés d'eau à galets de quartz et quartzite bien émoussés. La teneur en or est de 1,0 g/m<sup>3</sup> ..... 1,0 m;
9. Couches de galets de quartz et quartzite, argileux, saturés d'eau, bien émoussés. La teneur en or atteint 4,2 g/m<sup>3</sup> ..... 1,0 m;
10. Argiles structurelles développées aux dépens des granito-gneiss. .... 2,0 m;
11. Granito-gneiss compacts en profondeur ..... 27 m.

Dans la vallée de la rivière de *Milo*, aux environs du village de *Banankoro* (supérieur), les géologues de la compagnie SOGUIRUS ont exécuté en 1993 quelques profils de sondages à vis et ont obtenu une traversée complète de la vallée qui se présente comme suit:

- lit majeur de 100 m de largeur;
- lit majeur supérieur de 5,0 à 6,0 m de hauteur et de 300 m largeur maximum;
- I-ère terrasse de 8,0 – 10,0 m de hauteur et de 400 m de largeur;
- II-ème terrasse de 12,0-16,0 m de hauteur;
- haute terrasse de 20-25 m qui est considérée comme pléistocène précoce.

La surface de la terrasse de haut niveau est intensément cuirassée jusqu'à la profondeur de 2,0-2,5 m. Au-dessous de la cuirasse on trouve des limons et sables argileux, ferrugineux, épais de 3,0-5,0 m et des dépôts de sable et de gravier, épais de 0,4-0,8 m à galets de quartz et de quartzites (jusqu'à 10% du volume totale de la roche). Le matériel détritique est bien émoussé. Les roches à grès et gravier comportent des pyropes et de rares picroilménites présentant une forte usure mécanique.

En 1963 lors des recherches sur l'or dans la vallée de la rivière de *Tinkisso*, les géologues soviétiques ont exécuté deux profils de sondages à vis à 50 et 68 km de son embouchure. Tous les dépôts de terrasses, y compris ceux du niveau de 25-30 m, ont été traversés et échantillonnés. La dernière terrasse est considérée comme pléistocène précoce. Sa superficie est entièrement cuirassée à la profondeur de 2,5 – 3,5 m. Les dépôts de la terrasse sont en grande partie érodés, ils sont reconnus sous forme des bandes isolées espacées, larges de 50-200 m, sur le flanc gauche de la vallée sur plusieurs kilomètres.

La séquence généralisée (de haut en bas) se présente comme suit:

1. Sol végétal ..... 0,3-0,5 m;
2. Cuirasse compacte ..... 2,5-3,5 m;
3. Limons argileux ferrugineux, en motte ..... 2,5 m;
4. Sables argileux ferrugineux avec des passées de gravier ..... 1,5 m;
5. Couches de galets de quartz, idéalement roulés. La teneur en or varie de quelques traces à 1,5 g/m<sup>3</sup>. L'or est fin et pulvérulent ..... 0,8-1,0 m;
6. Bedrock – argiles structurelles dérivant des granitoïdes.

De hautes terrasses similaires sous forme de secteurs isolés ont été répertoriées aux amonts des rivières de *Roughan* et *Boughan* (affluents de la rivière de *Baoulé*) où les artisans exploitent intensément les diamants. L'épaisseur des stériles de recouvrement est de 3,0-7,0 m, celle des «graviers» – 0,4-0,7 m.

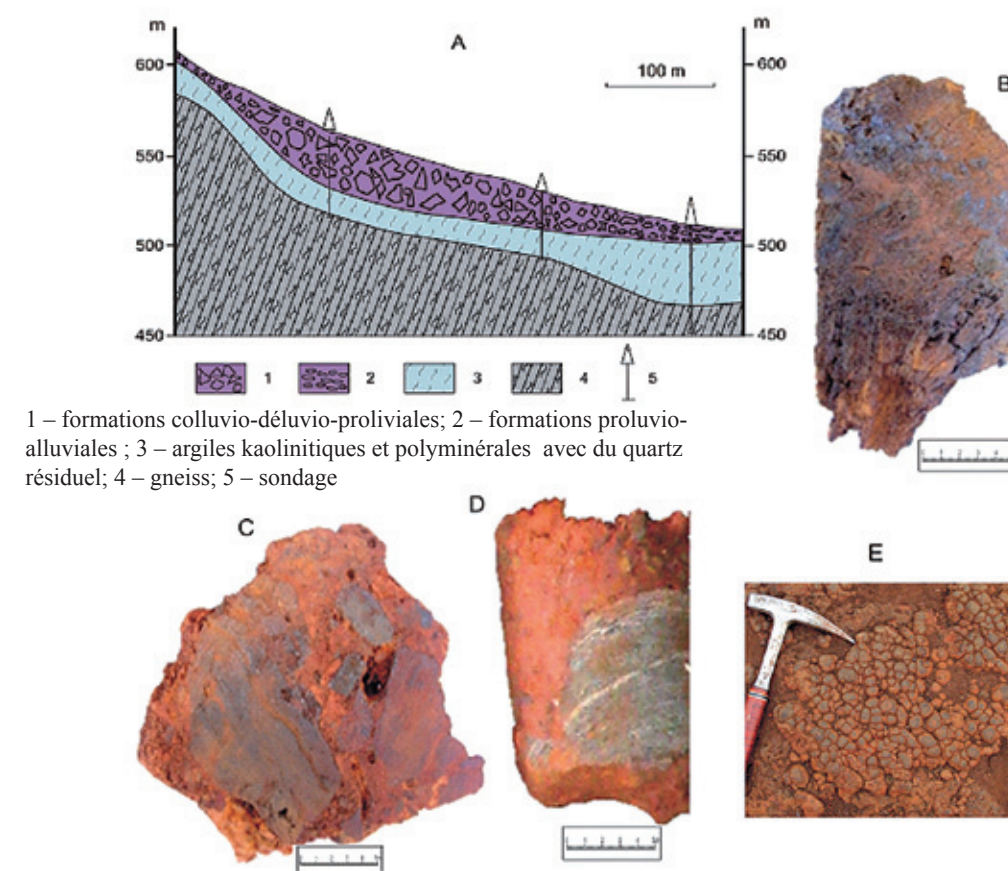
Ces derniers sont représentés par des couches de galets avec des cailloux de quartz idéalement roulés. Les diamants sont de haute qualité, le poids de certaines pierres atteignait 5 c-ts. Les minéraux paragénetiques, accompagnateurs (satellites) associés aux diamants, n'ont pas été rencontrés.

Les formations continentales d'origine polygénétique (fig. 78A) sont notées à la base du versant sud-est de la chaîne de *Zogota* aux cotes de 500-510 m, avec une dénivellation de 30-40 m au-dessus du lit de la vallée de la rivière d'*Oulé*. Ici, sur la surface subhorizontale du pédiment dénudé, à côté du bord arrière, on trouve des colluvions et déluvions en gros blocs et débris qui sont relayés par des dépôts déluvio-proluviaux et proluvio-alluviaux cimentés par du matériel latéritique ferrugineux. Les blocs et débris sont composés essentiellement de minerais latéritiques à goëthite-hématite, dérivant des itabirites rubanées ou détritiques (fig. 78 B, C) avec de rares débris de quartzites et/ou de gneiss (fig. 78 D). L'épaisseur de ces dépôts varie de 38 m à proximité du bord arrière, à 6-8 m à une certaine distance du versant.

Dans la partie supérieure, les dépôts détritiques sont latéritisés en formant au sommet une cuirasse dure, souvent à textures botryoïde, indurée (fig. 78 E) ou poreuse et détritique.

L'âge de ces accumulations est retenu comme Pléistocène précoce vu qu'elles sont disposées sur le versant du relief pliocène, mais plus haut que la II-ème terrasse, et en prenant en considération une épaisse zone (jusqu'à 35 m) d'éluvion argileuse dérivant des gneiss du mur.

Les accumulations similaires, composées essentiellement de gros blocs et débris de minerais latéritiques riches en hématite et goëthite-hématite sont largement présents sur les gradins adoucis des versants des chaînes de *Simandou*, *Nimba* et *Zogota* et à leur base. Elles peuvent présenter un intérêt industriel en tant que gîtes de genèse sédimentaire-latéritique connus sous le nom de **canga**. Le degré de leur altération secondaire et leur âge peuvent être différents: du Miocène à l'Holocène.



**Fig. 78.** Coupe à travers la terrasse près de la base du versant de la chaîne de *Zogota* (A) et photos des échantillons de minerais de fer – canga rubanés (B), détritiques (C) et avec un débris de gneiss (D); cuirasse à texture botryoïde dérivant du canga (E).



Dépôts du Pléistocène moyen (Q<sub>II</sub>)

Ces dépôts sont représentés par des sédiments de la II-ème terrasse marine et des formations de couverture de composition complexe, formant un seul cycle de sédimentation fluvial, qui aurait commencé au Pléistocène précoce et se serait terminé à la fin du Pléistocène moyen. Les dépôts de couverture pourraient être d'origine alluviale et polygénétique. Ces derniers manifestent un assemblage variable de dépôts alluviaux, déluviaux, proluviaux et, probablement, lacustres.

Les dépôts de la II-ème terrasse marine sont développés dans les limites de la plaine littorale-marine où ils reposent soit sur des sédiments du Miocène, examinés plus haut, soit sur des roches du socle cristallin, représentées par des argiles structurales.

A la surface, les roches sont latéritisées et blindées par une cuirasse à dureté moyenne.

Une séquence typique de la terrasse a été traversée par sondage à vis aux environs du village de Madine. Ici, au-dessus de la couche 5 de la séquence miocène citée plus haut, on distingue de bas en haut:

- 1. Argiles kaoliniques, blanches ou gris rosâtre, finement stratifiées, sableuses avec de petites lentilles et passées de sables quartzeux fins et hétérogranulaires. Le passage aux roches sus-jacentes est progressif . . . . . 3,2 m
- 2. Limons argileux gris brunâtre avec des lentilles d'argiles gris rosâtre. . . . . 3,4 m
- 3. Limons sableux gris brunâtre avec des débris de cuirasse . . . . . 2,5 m
- L'épaisseur totale de la séquence reconnue . . . . . 9,1 m

Aux environs de la ville de Benti, les sondages carottants ont traversé une autre séquence. Là, les sables quartzeux gris clair et bruns, à grains fins et moyens, reposent au-dessus des argiles kaoliniques bariolées. Dans la partie supérieure, ils renferment des inclusions de petits galets de quartz roulés et aplatis. L'épaisseur des sables atteint 20-23 m.

Aux environs du village de Madiné, les dépôts de la séquence, décrite plus haut, ont présenté le pollen et les spores suivants:

- Pollen, Gymnospermes: *Pinus* (*P. sp.*, *Pinus canariensis*), *Podocarpus sp.*
- Pollen, Angiospermes: *Leguminosae* (*Astragalus etc.*); *Gramineae*; *Convolvulaceae*; *Rutaceae* (*Hyplophyllum tuberoulata*); *Compositae* (*Artemisia*); *Rosaceae*; *Celastraceae*; *Umbelliferae* (*Dorema*); *Malvaceae* (*Althaea*); *Burseraceae* (*Commaphora*); *Euphorbiaceae* (*Euphorbia*); *Capparidaceae* (*Maerua Crassifilla*); *Verbenaceae* (*Boucheae*); *Rhizophoraceae*; *Pandanaceae*; *Palmae*; *Liliaceae*.
- Spores: *Polypodiaceae* (*P. Tuberculata*, *P. Striata*); *Trieletes typ.*

Selon E.D. Zavadskaia (Institut géologique de l'Académie des Sciences de l'URSS), à la différence des gammes palynologiques des séquences miocènes, on y observe l'appauvrissement considérable en pollens d'Angiospermes et l'apparition de Gimnospermes, notamment, des Conifères. L'abondance des types de *Leguminosae*, *Umbelliferae*, et la présence de *Malvaceae*, *Liliaceae*, *Gramineae* et autres, témoignent de la végétation du type savane avec l'apparition des biocénoses de formes *Rutaceae*, *Palmal*. Le littoral était envahi par les mangroves.

Les données indiquées ne peuvent pas être considérées comme suffisantes pour la datation des dépôts examinés. Leur âge est obtenu en les comparant avec la II-ème terrasse marine de Sierra Leone, dont l'âge, selon S. Grégori (1962), serait Pléistocène moyen. Pourtant, il n'est pas exclu, que les études ultérieures puissent indiquer une époque plus ancienne.

Les dépôts alluviaux du Pléistocène moyen sont développés dans les vallées de plusieurs grandes rivières et de leurs affluents. Suivant l'âge du relief entre les vallées, ils constituent dans les régions pléistocènes précoces-moyennes, les II-èmes terrasses de ces rivières et remplissent les vallées des affluents latéraux. Dans les zones de développement du relief pliocène, ces dépôts forment les I-ères terrasses des cours d'eau majeurs avec pénétration dans les affluents latéraux.

Les séquences des II-èmes terrasses des rivières de Tominé, Bafing, Bouka (Nord et Sud), Tinkisso, Banie, Niger, Milo, Sankarani, Baoulé (en aval de la chute de Kamarato), Mira et autres ont été étu-

diées avec divers degrés de précision lors du levé géologique au 1:200 000 et les travaux de recherche sur l'or et le diamant. Il a été établi, que les II-èmes terrasses sont développées d'une manière fragmentaire sur les flancs de vallées de ces rivières, où elles forment des bandes discontinues larges de 300-1500 m. Les dépôts des terrasses reposent sur le socle primaire de diverses roches qui dans leurs parties supérieures sont transformées en argiles structurales ou arènes. Le bedrock des terrasses se situe à 2,5-4,0 m au-dessous du niveau actuel des surfaces de la I-ère terrasse. Les dépôts des II-èmes terrasses sont érodés à divers degrés. Leurs bords arrières et rebords sont peu prononcés en surface. D'habitude, les terrasses sont couvertes d'une végétation boisée naine.

La séquence généralisée de la II-ème terrasse dans la région diamantifère du bassin de la rivière de Milo est représentée par deux horizons lithologiques.

L'horizon inférieur, épais de 2,0-4,0 m, est composé de gravier caillouteux calibré ou de galets avec un remplissage argilo-sableux. A sa base, on note des blocs isolés ainsi que des galets de quartz bien roulés. Le matériel détritique fin est représenté par du quartz et de la latérite. Dans certaines rivières, cet horizon est aurifère (*Tinkisso*, *Milo*, *Sankarani*) et diamantifère (*Milo*, *Baoulé*, *Mira*).

L'horizon supérieur est représenté par les sédiments sableux et argileux avec gravier «flottant» de quartz et débris de latérite. Sa stratification est inclinée, oblique, lenticulaire. Son épaisseur varie de 5,0 à 7,0 m. Le toit de l'horizon est d'habitude cimenté par des hydroxydes de fer avec formation d'une cuirasse de dureté moyenne (peut être cassée à la main), épaisse de 1,0-1,25 m.

L'épaisseur maximale des dépôts de la II-ème terrasse, ne dépasse probablement pas 10,0-12,0 m.

Une séquence de la II-ème terrasse, située sur le bord gauche de la vallée de la rivière de Baoulé [150], étudiée dans un des ouvrages artisanaux, se présente comme suit (de bas en haut):

Le bedrock est une arène dérivant de roches ultrabasiques.

- 1. Gravier de quartz caillouteux et galets avec remplissage grés-argileux diamantifère. . 1,4-1,5 m;
- 2. Sable quartzeux grossièrement grenu, mal classé, avec remplissage argileux et à stratification horizontale, reposant sur la surface érodée de la couche précédente . . 1,5-2,0 m;
- 3. Sable à gros grains comportant en abondance des débris de quartz ainsi que des galets de quartz bien roulés. Il a une allure inclinée, et repose sur la surface érodée de la couche précédente, il forme des poches et renferme des diamants . . . . 1,5-2,0 m;
- 4. Limon sableux et argileux avec gravier et galets de quartz «flottants». Le matériel détritique se développe sous forme de bandes parallèles au mur. . . . . 2,7-3,0 m;
- 5. Sable limoneux avec abondance de débris et galets de quartz et de latérite bien roulé; Il porte des traces évidentes de remaniement. Comporte des diamants . . 1,2-1,4 m.
- L'épaisseur cumulée de la séquence est de 8,1 m, sa partie supérieure est visiblement érodée.

Les dépôts alluviaux de la phase d'accumulation du Pléistocène moyen remplissent également les lits de plusieurs affluents de grands fleuves. Parfois, comme il a été noté, ils sont aurifères et diamantifères. Dans tous les cas étudiés, les placers de ces affluents sont recouverts par des sédiments plus récents. Ils sont ensevelis et difficiles à détecter par les méthodes de recherche ordinaires.

Les séquences étudiées des affluents de la rivière de Tinkisso montrent qu'elles comptent trois horizons probablement séparés par des passées et lentilles de sédiments de versant déluvio-proluviaux.

La partie inférieure de la séquence (premier horizon) est composée de graviers et rarement de galets avec un remplissage de limon sableux. Parfois, à leur base, on trouve des lentilles de blocs ou de gros galets. Les gros galets et les graviers sont bien classés et se caractérisent par le degré moyen d'émoussé. Le matériel détritique est représenté par des roches locales. La proportion des débris de latérites est d'environ 10-20%. L'épaisseur de l'horizon est de 1,5-3,0 m.

La partie moyenne (deuxième horizon) est représentée par des sédiments de sable-gravier à stratification subhorizontale lenticulaire. La composition du matériel détritique est locale, polymict. L'horizon repose sur la surface érodée de l'horizon précédent. Son épaisseur varie de 1,0 à 5,0 m.

La partie supérieure (troisième horizon) est représentée par des limons sableux et argileux avec une addition d'arène et de gravier latéritique. La stratification est confuse, horizontale ou inclinée. Elle



repose sur la surface érodée de l’horizon précédent. Son épaisseur est de 5,0-9,0 m. Ces dépôts sont latéritisés depuis la surface jusqu’à la profondeur de 4,0-5,0 m et blindés par une cuirasse de dureté moyenne, épaisse de 1,0-1,5 m.

Les dépôts de l’horizon supérieur seraient des roches déluvio-proluviales plus récentes et appartiendraient au cycle d’érosion-accumulation du Pléistocène tardif.

Dans les régions aurifères de la Guinée (nord-est et est du pays), plusieurs placers d’or connus, épuisés aujourd’hui par les compagnies industrielles ou les artisans, sont liés à l’horizon inférieur (basal) de la séquence étudiée.

D’autres types génétiques des sédiments pléistocènes moyens ont été étudiés uniquement sur les feuilles de TOUGUE et DINGUIRAYE, où ils sont représentés par des faciès déluvio-proluviaux. Parmi ces dépôts, les limons aréneux et argileux contenant du gravier et des galets de diverses roches prédominent. Le matériel détritique est composé à 85-90% de latérite et n’est pratiquement pas roulé. Ces dépôts remplissent entièrement les petits creux, reposent sur les bas partages des eaux et dans certaines dépressions (Kalinko) ou forment des monticules inclinés adoucés, adjacents aux bords de vallées actuelles. Leur épaisseur varie considérablement, par endroits elle atteint 20-25 m.

Ces dépôts sont latéritisés depuis la surface jusqu’à la profondeur de 10-15 m et au toit, ils sont blindés par une cuirasse de dureté moyenne de 1,5 m d’épaisseur.

Sur la carte géologique au 1:500 000, les dépôts du Pléistocène précoce et moyen sont réunis pour des raisons techniques (petites superficies des corps géologiques) et portent un seul symbole Q<sub>I+II</sub>.

Dépôts du Pléistocène tardif (Q<sub>III</sub>)

Ces dépôts sont développés sur toutes les grandes rivières du pays et leurs affluents principaux où ils forment la I-ère terrasse haute de 5,0 à 6,0-9,0 m (en fonction des dimensions des cours d’eau). Dans les grandes rivières, ils occupent de vastes espaces, formant des bandes pratiquement continues des deux côtés du lit. La largeur cumulée de ces terrasses atteint 7,0-8,0 km dans la vallée de la rivière de *Tinkisso* (cours moyen) et quelques kilomètres dans d’autres grandes rivières. La largeur dans de grands affluents atteint quelques centaines de mètres. En général, les surfaces des I-ères terrasses sont dépourvues d’arbres.

On distingue trois principaux horizons généralisés dans la séquence des dépôts de la I-ère terrasse de la rivière de *Milo* (en aval de la chute de *Kamarato*) [162].

L’horizon inférieur repose sur le socle rocheux dont la surface est inégale avec plusieurs saillies et cuvettes. On rencontre parfois dans le bedrock de l’arène et des argiles structurales, épaisses de 0,2-0,3 m. L’horizon est composé de sables quartzeux hétérogrenus avec un remplissage argileux comportant beaucoup de gravier quartzeux, ainsi que de gravier sableux et de galets mal émoussés. Les galets de quartz idéalement émoussés sont rares. L’épaisseur de l’horizon varie de 0,0 (au-dessus des saillies) à 1,5-2,0 m (dans les cuvettes). Dans plusieurs zones, il comporte des diamants, leurs minéraux associés accompagnateurs paragenétiques et dynamiques, ainsi que de l’or.

La partie moyenne de la séquence, épaisse de 4,0 m, est représentée par une arène sableuse et de limon argileux, rarement avec des galets «flottants» de quartz.

L’horizon supérieur repose sur la surface érodée visible de l’horizon précédent. Il est aussi composé de limon sableux et argileux, mais comporte une grande quantité de matériel exclusivement latéritique, détritique. Son épaisseur varie de 2,5 à 3,5 m. L’épaisseur cumulée des séquences des I-ères terrasses du bassin de la rivière de *Milo* atteint 8,0-8,5 m, tandis qu’au-dessus des anciens thalwegs, comme ceci sera expliqué plus bas, elle peut atteindre 12,0-13,0 m.

Les sondages réalisés sur la I-ère terrasse de la rivière de *Milo*, à la latitude des villages de *Dalanian* et *Manufrea* ont recoupé trois thalwegs ensevelis, enfoncés dans la roche mère sur 3,5 m. Ils sont tous remplis de dépôts de gravier-galets avec un remplissage sablo-argileux épais de 1,2 à 2,3 m. Ils renferment des pyropes, picroilménites, corindons, rutilés et autres minéraux échantillonnés à la battée. Sur les parties élevées du lit rocheux on rencontre des sables hétérogrenus à gravier de quartz, comportant

aussi des minéraux accompagnateurs de diamants. Hypsométriquement, les lits des thalwegs se situent à 1,5-4,0 m au-dessous du lit actuel de la rivière. Le plus profond et, probablement, le plus ancien thalweg est découvert à 40-60 m du bord arrière gauche de la vallée. La dénivellation entre son mur et la surface actuelle de la I-ère terrasse constitue 12,0-13,0 m.

La même position des thalwegs ensevelis de la I-ère terrasse a été découverte dans la vallée de la rivière de *Milo* aux environs du village de *Banankoro* (Nord). La structure similaire des séquences des I-ères terrasses est observée dans d’autres rivières. Les roches mères affleurent dans le socle de la I-ère terrasse notamment dans les vallées des rivières de *Tominé*, *Gambia*, *Bafing*, *Bakoy* ainsi que dans d’autres rivières. La surface du bedrock est inégale, avec des bosses et des poches, souvent elle est représentée par une croûte d’altération argileuse, dérivant des roches en place. Par endroits, les dépôts de la I-ère terrasse sont recouverts par des sédiments proluviaux et déluviaux holocènes.

Les dépôts de ces terrasses ont une structure à trois horizons.

L’horizon inférieur est représenté par des graviers et galets gréseux. Les galets sont mal émoussés, on trouve rarement des galets de quartz, de quartzite et de dolérite bien émoussés. Les débris sont représentés par les roches mères locales. La proportion de débris latéritiques ne dépasse pas 20%. L’épaisseur de l’horizon varie de 1,0 à 4,0 m. Dans les rivières des bassins de *Tinkisso* et *Bakoy*, cet horizon est aurifère en plusieurs endroits.

La partie moyenne de la séquence est représentée par des limons sableux et argileux à gravier-arène, souvent avec de rares galets «flottants». L’épaisseur de l’horizon est de 5 à 7 m.

Plus haut, repose sur une surface d’érosion le troisième horizon des limons sableux et argileux, mais avec plus de graviers, arènes, galets de latérites faiblement émoussés. L’épaisseur de l’horizon varie de 2,0-3,0 à 7,0 m.

Dans la composition lithologique des dépôts des I-ères terrasses, on note une augmentation logique de la part du matériel latéritique vers le haut de la séquence. L’épaisseur des dépôts dépend des dimensions des vallées et varie de 4,0 –5,0 à 8,0-10,0 m. Comme dans la vallée de la rivière de *Milo*, les vallées des rivières de *Bakoy*, *Tinkisso*, *Kora* ont des thalwegs ensevelis disposés au-dessous des lits actuels.

Dans le sud-ouest de la Guinée, dans la vallée de la rivière de *Bofon*, à 13 km au sud-est de la ville de *Forékariah*, dans les grès de la série de TABAN, la séquence de la I-ère terrasse se présente comme suit (de bas en haut):

- 1. Sable quartzeux, gris jaunâtre, hétérogrenus avec des passées de graviers épaisses de 3,0-5,0 cm. Le sable contient des galets bien roulés de quartz et de granite. . . . . 4,5 m;
- 2. Limon sableux, gris brunâtre, avec des passées de sable quartzeux hétérogrenus. . . . . 3,0 m;
- 3. Sable quartzeux, gris brunâtre, avec des débris de cuirasse . . . . . 1,1 m;
- Epaisseur totale . . . . . 8,6 m.

Des séquences presque identiques sont observées sur d’autres rivières du sud-ouest de la Guinée. Les dépôts des I-ères terrasses sont faiblement latéritisés et blindés par une cuirasse épaisse de 0,8-1,0 m, dont les roches se cassent facilement à la main.

Outre les dépôts alluviaux, il existe sur le territoire guinéen d’autres dépôts, à savoir: sédiments marins, déluvio-proluviaux et alluvio-lacustres du Pléistocène tardif.

**Les sédiments marins du Pléistocène tardif** sont développés dans les limites de la Plaine littorale où ils forment des zones éparpillées de la I-ère terrasse marine. Ils sont emboîtés dans les dépôts de la II-ème terrasse marine ou recouvrent les roches en place de diverse composition. Dans les zones de développement de ces sédiments, ils sont en majeure partie érodés et ne sont représentés que par les parties inférieures des séquences, comme le montre les sondages à vis et manuels.

A 10 km au sud de la ville de Benti, dans les dépressions entre des bourrelets sableux, la séquence se présente comme suit (de bas en haut):

- 1. Argile brun rosâtre, parfois passant à de l’argile bleue (plutôt NI3 –argiles). . . . . 4,2 m
- 2. Limon sableux, gris blanchâtre à blanc, avec des interlits minces (0,05 m) d’argiles . . . . 1,0 m
- 3. Sable quartzeux gris clair hétérogrenus avec des inclusions d’une grande quantité de petits débris de coquilles non identifiées . . . . . 2,0 m



4. Limon sableux, gris jaunâtre, alternant avec le sable aleuritique gris jaunâtre . . . . . 1,0 m;  
Epaisseur reconnue . . . . . 8,2 m.
- A 18 km au sud-ouest de la ville de Forékariah, dans la croûte altérée des argiles dérivant de granites, un fragment de la partie inférieure de la séquence a été mis à découvert (de bas en haut):
1. Sable quartzeux, gris brunâtre, hétérogènes avec une grande quantité de galets de quartz de 2,0-2,5 cm bien émoussés . . . . . 3,7 m;
2. Gravier quartzeux à remplissage sableux contenant une grande quantité de galets de quartz bien émoussés de 5,0 cm. . . . . 1,1 m.
- Dans d’autres zones étudiées, dans les séquences de la I-ère terrasse ont été répertoriés: graviers, sables, sables argileux, limons sableux, limons argileux et argiles. L’épaisseur conservée possible de ses dépôts ne dépasse pas 10,0 m.

Les formations déluvio-proluviales du Pléistocène tardif reposent au pied de plusieurs versants en pente raide sous forme d’éboulis et forment des surfaces inclinées en pente douce. La carte géologique au 1:500 000 ne présente que les plus grandes zones de leur développement.

La limite entre les formations déluvio-proluviales et les alluvions des vallées actuelles est déterminée par un changement de faciès, ou bien elles reposent en discordance sur les surfaces érodées de ces dernières.

Les dépôts sont représentés par des graviers, sables aréneux et limons argileux, mal classés. Parmi les débris, on trouve des roches locales et des latérites en diverses proportions. L’épaisseur maximale mesurée de ces dépôts est constatée dans la dépression de Gombo où elle atteint 15 m au moins.

Dans le massif montagneux de Moussadou (partie nord de la feuille de BEYLA), composé d’intrusions mésozoïques trappéennes, les vallées d’affluents droits de la rivière de Dion sont remplies de blocs de dolérites d’épaisseur considérable (plus de 10 m).

Lorsque des latérites hautement ferrugineuses prédominent dans la fraction détritique, comme, par exemple, dans certaines zones du pied de la chaîne de Simandou-Zogota, il s’y forme des glacis déluvio-colluviaux spécifiques, dont la partie supérieure (jusqu’à 8-10 m) est composée de minerais de fer détritiques (à hématite-goëthite-limonite) (fig. 79). Ce sont les équivalents plus récents des minerais de fer sédimentaires-latéritiques – canga, décrits plus haut, (fig. 78).



Fig. 79. Formations de canga au pied de la chaîne de Simandou, aux environs du village de Sékouradou  
A) – entaille récente dans le niveau de canga; B) – structure détritique dans la partie supérieure lithifiée (cuirassée).

Les dépôts alluvio-lacustres se localisent dans la dépression lithomorphe pliocène de Kaloun (feuille de TOUGUE), où ils forment de vastes surfaces plates des fonds de vallées actuelles. Ils sont représentés par des sables au classement différent, des limons sableux et argileux horizontaux avec des graviers et des passées d’argiles. L’épaisseur des dépôts dans cette dépression est de 6-8 m. Dans la dépression de Gombo elle atteint 10-12 m. Dans ce dernier cas, les dépôts de couverture ne sont pas montrés sur la carte géologique au 1:500 000.

Les dépôts lacustres et alluvio-lacustres existent sans aucun doute dans d’autres régions de la Guinée. Cela est vrai surtout pour les plaines du nord-est du pays et les amonts du bassin du fleuve de Niger.



Fig. 80. Littoral à mangroves en périodes de marées basses.  
A – racines émergentes de mangroves avec des colonies d’huîtres; B – dépôts de vases de la zone de marée basse.

Dépôts de l’Holocène (Q<sub>IV</sub>)

Ces dépôts sont largement développés sur le littoral atlantique, dans les limites de grandes vallées fluviales, ainsi qu’aux pieds des versants massifs montagneux en cours de désagrégation active.

Le long du littoral atlantique, ils forment une bande large de 6-8 km et sont représentés par des formations de mangroves et des plages (fig. 80). Les dépôts sont représentés par des vases gris foncé et des argiles avec des lentilles et passées d’aleurites et sables comportant des galets de quartz.

Le sondage à vis, foré à 19 km au sud-ouest du village de Médiné a traversé une séquence de roches qui se présente comme suit (de bas en haut):

1. Argiles sableuses, gris foncé, parfois alternant avec des sables aleuritiques, à grains fins, gris foncé . . . . . 1,5 m;
2. Argiles grasses, gris foncé, avec une teinte brunâtre . . . . . 1,6 m;
3. Argiles gris foncé, avec une teinte violette, à l’état de vase «liquides» avec des inclusions de sable à grains fins . . . . . 1,1 m;  
Epaisseur reconnue . . . . . 4,2 m.

L’épaisseur totale des dépôts de mangroves n’est pas connue, mais elle pourrait, probablement, atteindre quelques dizaines de mètres.



Les dépôts de plages (fig. 81) sont développés en bandes étroites (dizaines, rarement centaines de mètres) sur une étendue pouvant atteindre plusieurs kilomètres, séparées par les estuaires des rivières actuelles. Ils sont composés de sables quartzeux, parfois micacés, comportant des quantités variées de matériel argileux et de débris de cuirasse. Par endroits, les sables de plages contiennent de l'ilménite, rutile, zircon, monazite, magnétite et autres minéraux lourds en concentrations considérables. En fonction de leurs teneurs, la couleur des sables change de gris jaunâtre à gris foncé et noire – «sables noirs». Les concentrations les plus élevées (dizaines de kg/m<sup>3</sup>) de minéraux indiqués sont constatées dans la région de *Cap Verga*, embouchure du *Rio Nunes* et *Rio Pongo*, où des placers non industriels de ces minéraux ont été répertoriés. Leur formation est due au remaniement des dépôts côtiers, à la formation des plages sableuses et des flèches sous-aquatiques, enrichies en minéraux lourds. Un tel enrichissement a eu lieu à l'issue du lavage naturel de ces dépôts par les vagues marines et les courants sous-aquatiques dans les deltas (estuaires) des rivières. Ces minéraux lourds ont été transportés dans la zone côtière de l'océan par des rivières et des ruissellements en nappe durant les périodes de crue. Les dolérites, les grès quartzeux de la suite de Pita, les complexes métamorphiques et granitoïdes, ainsi que les collecteurs intermédiaires des terrasses marines sont les sources primaires de ces minéraux.



Fig. 81. Plage de sable; prélèvement de l'échantillon minéralogique.

Aujourd'hui le régime hydrodynamique des cours inférieurs des rivières actuelles est capable de transporter à l'océan uniquement du matériel argileux. Cela laisse à supposer, que le principal transport de minéraux lourds s'est fait antérieurement durant l'érosion-accumulation du Pléistocène. De ce point de vue, les terrasses marines, examinées plus haut, pourraient se révéler plus productives en ce qui concerne l'accumulation des minéraux lourds comparées aux plages et flèches littorales actuelles.

Dans les vallées de rivières contemporaines, les dépôts holocènes sont représentés par des alluvions des lits majeurs et mineurs. Ces dépôts reposent sur les surfaces érodées des complexes alluvionnaires plus anciens ou sur les roches en place.

Les faciès fluviaux sont très divers et variables en ce qui concerne leur composition, structure et épaisseur. Ils sont composés de sables à gravier-àrène et de limons sableux, ainsi que de lentilles et passées de limons argileux et argiles. Là, où les lits des rivières atteignent les horizons de galets (inférieurs) des I-ères terrasses, les sédiments des lits sont composés de graviers-galets et de galets-blocs à différent degré d'émoussé.

Dans les lits de grandes rivières (*Niger*, *Tinkisso*, *Milo*, *Sankarani* et autres) on a recensé des limons sableux aréneux et limons argileux avec gravier «flottant» abondant, ainsi que des sables quartzeux isolés mal classés avec du remplissage argileux. Les sables forment plusieurs plages de rivages et flèches fluviales. Les têtes de certaines flèches sont formées de dépôts de cailloutis avec de rares galets de quartz bien roulés.

Les lits des fleuves se caractérisent par la présence de plusieurs rapides formés par des affleurements de roches en place.

Dans les régions aurifères et diamantifères, les alluvions fluviaux de plusieurs rivières renferment de l'or et des diamants, parfois en concentrations industrielles.

Les dépôts du lit majeur, haut et bas, des rivières moyennes se développent des deux côtés du lit en créant des bandes discontinues larges de 400 m et hautes de 5-6 m à compter du lit. Dans les grandes rivières (*Niger*, *Tinkisso*, *Milo*, *Sankarani*, *Dion* et autres), les dépôts alluvionnaires du lit majeur occupent les espaces plus vastes (quelques km) et se caractérisent par une faible pente. Ils sont inondés au cours de grandes crues. L'épaisseur de ces dépôts atteint 6-8 m. Ces dépôts sont composés de sables stratifiés, graviers, limons sableux et argileux avec des lentilles d'argiles, renfermant des débris «flottants» de gravier de quartz.

Par endroits, à la base des séquences, on trouve un horizon de graviers-galets d'épaisseur variable (de 0,2 à 1,5 m), renfermant de nombreux débris et blocs de roches en place locales, ainsi que du bois fossile bien conservé. Dans certaines zones, cet horizon est productif et comporte des concentrations industrielles d'or et de diamant.

La séquence généralisée des dépôts du lit majeur des alluvions diamantifères de Gbenko sur la rivière de *Baoulé* se présente comme suit (de bas en haut):

1. Bedrock – inégal, avec des poches et mouilles profondes de 2,0-5,0 m, composé de roches en place altérées jusqu'à l'état d'argile avec des textures primaires conservées. L'épaisseur des argiles est de ..... 5,0 m.
  2. Horizon diamantifère productif formé de sables et graviers hétérogènes avec un remplissage argileux, des blocs arrondis de 20 cm et grands blocs de roches en place de 2,0 m. L'émoussé du matériel détritique est varié. .... 0,2-0,5 m
  3. Sables argileux hétérogranulaires et graviers avec des débris abondants de bois fossiles bien conservés. .... 0,8-1,2 m
  4. Sables quartzeux à grains fins et moyens; à la base – lentilles peu épaisses (0,1 m) de sables et graviers à gros grains, bien classés et lavés; on note souvent la présence de gros débris de bois et même des troncs d'arbres entiers bien conservés ..... 1,5-3,0 m
  5. Argiles et limons argileux kaolinitiques, à la surface parfois latéritisées avec la formation d'une faible cuirasse. .... 2,0-3,0 m
- Epaisseur totale de la séquence. .... 5,0-7,5 m

La répartition des diamants dans le placer de Gbenko est irrégulière, sous forme de filets. Les teneurs les plus élevées sont liées aux lieux de concentration de gros blocs arrondis sur le bedrock. La majeure partie des diamants se concentre près de la surface ou dans le bedrock lui-même (probablement à la faveur des fissures et des «brosses»). L'expérience de la compagnie AREDOR montre qu'en moyenne un cristal de diamant est prélevé sur une surface de 15 – 18 m<sup>2</sup>.

La séquence à peu près similaire de dépôts du lit majeur est observée dans les zones amont de la rivière de *Dion* sur le placer de Bounoudou (de bas en haut):

1. Bedrock – croûte d'altération argileuse dérivant des roches granitiques ..... 5,0 m
  2. Horizon productif diamantifère représenté par des sables-graviers-galets. .... 0,3-1,2 m
  3. Sable à grains fins et stratification oblique ..... 2,5-4,0 m
  4. Limon argileux légèrement latéritisé en surface ..... 3,5-5,0 m
  5. Sol végétal ..... 0,3-0,4 m
- Epaisseur totale de la séquence. .... 6,5-8,0 m

La productivité des dépôts du lit mineur et majeur dans les limites des placers d'or connus est conditionnée exclusivement par l'érosion des sources primaires locales. Plusieurs placers reposent sur les roches aurifères du bedrock. La productivité des alluvions diamantifères est liée, principalement, au remaniement des collecteurs intermédiaires et à la désagrégation des sources primaires – kimberlites diamantifères.

Dans les régions bauxitifères, dans les alluvions actuelles de grandes rivières et leurs affluents, le matériel détritique des alluvions est composé principalement de bauxites et de latérites.



Par exemple, dans le trou creusé pour la fondation du nouveau pont sur la rivière de *Tinguilinta* (sur la route goudronnée *Boké-Sangarédi*), dans le lit de la rivière près de sa rive droite, la séquence suivante a été observé (fig. 82) (de bas en haut, selon les données de *A. Tchaoussov*):

- 1. Dépôts de blocs-galets avec remplissage argileux (kaolinitique). De petits blocs et galets sont composés essentiellement de bauxites géomorphes claires, identiques aux galets des bauxites conglomératiques dérivant de la série de Sangarédi. Le bedrock n’a pas été atteint. Epaisseur visible . . . . . 0,9 m;
- 2. Sur la surface érodée reposent des dépôts grisâtres sableux et argileux avec galets, gravier et débris de bois situés à 20-50 cm de la base de la couche. Les dimensions du matériel détritique diminuent de bas en haut jusqu’à la taille de gravier. La composition des galets et graviers est variée. A côté des bauxites géomorphes, on note la présence des latérites ferrugineuses. . . . . 1,2 m;
- 3. Dépôts grisâtres sablo-argileux du lit majeur avec des débris mal émoussés et du gravier essentiellement latéritique avec les restes des racines . . . . . 1,5 m; Epaisseur totale reconnue . . . . . 3,6 m.

Les fossiles de bois prélevés dans la couche 2 ont été analysés au Laboratoire de l’Institut National Géologique de S. Pétersbourg. L’âge absolu déterminé est de 1600±80 a.

La couche 1 de cette séquence a un âge plus ancien, probablement Pléistocène tardif. Le matériel de remplissage est entièrement kaolinitisé dans les conditions d’immersion quasi permanente.

Grâce à l’abondance des débris de bauxites claires hautement alumineuses, la teneur en alumine des alluvions de la couche 1 est de 50% (tabl. 17). La teneur en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> augmente dans les alluvions sus-jacentes plus récentes suite à la présence de grande quantité de gravier, galets et débris ferrugineux de latérites, en même temps la teneur moyenne en alumine diminue jusqu’à 44%. La teneur moyenne en silice des deux horizons est très élevée (10-15%) ce qui ne permet pas de les considérer comme bauxites.

La composition chimique globale des dépôts sus-jacents, moins grossiers, du lit majeur, à petits débris est loin d’être alumineuse.

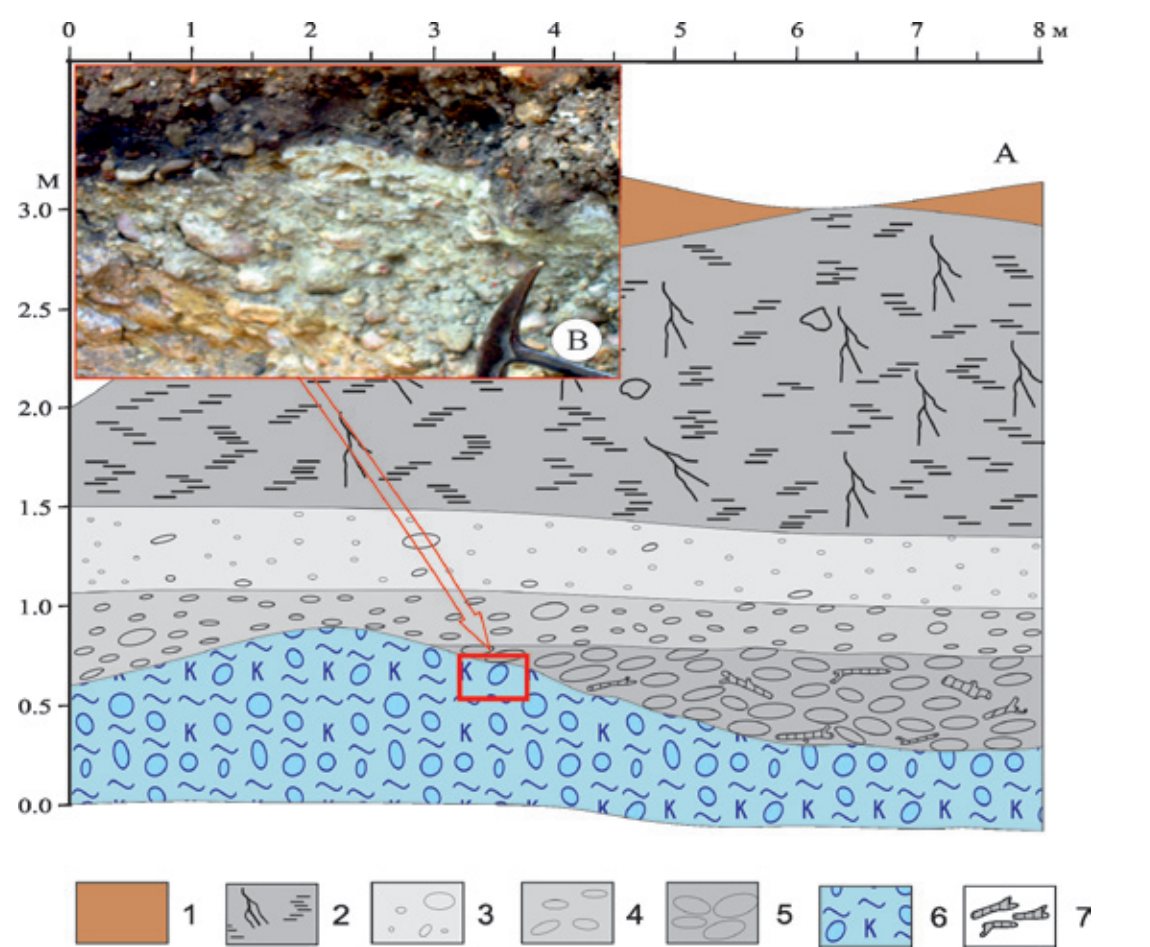
Composition chimique des dépôts alluviaux récents dans la vallée de la rivière de Tinguilinta

Tableau 17

Couche	Description	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Perte au feu	TOTAL
Couche 1	Alluvions du lit mineur	15,09	50,09	2,79	8,27	0,03	0,00	0,01	0,19	22,76	99,23
Couche 2	Alluvions du lit mineur	9,24	43,87	2,35	21,65	0,05	0,00	0,02	0,18	21,85	99,19
Couche 3	Faciès alluvionnaires du lit majeur	44,63	26,43	2,59	10,64	0,03	0,00	0,03	0,38	14,61	99,35

La structure et la composition de la séquence alluviale de *Tinguilinta* montrent que la mise en place de la couche 1 s’est faite en même temps que l’érosion et le remaniement des bauxites dérivant des dépôts de la série de Sangarédi. C’est la raison pour laquelle, les dépôts grossièrement détritiques ont une teneur élevée en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Présentement, les bauxites dérivant de la série de SANGARÉDI sont quasiment inexistantes le long de la vallée de la rivière de *Tinguilinta*. Dans la zone de mobilisation, on note une prédominance des couvertures latéritiques avec des bauxites de qualité moyenne et médiocre et des latérites ferrugineuses.

En cas d’accumulation de dépôts finement détritiques, ils sont toujours hautement siliceux. Dans la vallée de la rivière de *Kogon*, les alluvions actuelles sont étudiées en aval des gisements de Sangarédi et de Silidara. Ici, dans le lit de la rivière, les tronçons avec des rapides sans alluvions où la rivière est entaillée dans les dolérites en place et les cornéennes dérivant des aleuro-argilites dévoniennes alternent avec les tronçons ayant des dépôts alluvionnaires peu épais (0,5-1,0 m).



**Fig. 82** Croquis d’affleurement de l’alluvion récent sur la rivière de *Tinguilinta* (A) et photos de la couche de galets inférieure au contact avec la couche supérieure (B)  
1 – remblais latéritiques; 2 – dépôts sablo-argileux du faciès du lit majeur de l’alluvion holocène; 3 – dépôts de graviers-galets et gravillons; 4 – dépôts de galets de la partie du milieu de la séquence; 5 – dépôts de galets grossiers et blocs de la partie inférieure de la séquence avec les restes de bois; 6 – dépôts de galets –blocs d’alluvion pléistocène tardive (?).

Le tableau 18 montre la composition chimique de 3 échantillons alluvionnaires selon les fractions granulométriques à partir de +10-25 mm. Le premier échantillon (éch. K1) a été prélevé dans le lit, le deuxième (éch. K2) – dans la flèche asséchée durant la saison sèche et le troisième (éch. K3) – dans le lit majeur inondé pendant la saison des pluies. Selon ces données, les fractions grossières du lit et des flèches contiennent beaucoup de petits galets et gravier de bauxites grâce à quoi la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est élevée. Mais, en même temps, on note la présence des débris de dolérites et cornéennes. Les fractions sableuses et aleuritiques montrent une augmentation brusque de la teneur en SiO<sub>2</sub> (grâce à la présence de quartz fin) avec une teneur assez élevée en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (suite à la présence de petits débris de latérites ferrugineuses). Et, enfin, la fraction fine (essentiellement argileuse) se distingue par la prédominance de silice due à la présence de quartz aleuritique fin (jusqu’à 15-25%), de kaolinite (20% max) et d’hydromicas (5% max).

La teneur élevée en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, comparée à la kaolinite, est due à la présence de petits grains de boëhmite (1-3%), de gibbsite (9% max.) et d’alumogéothite.

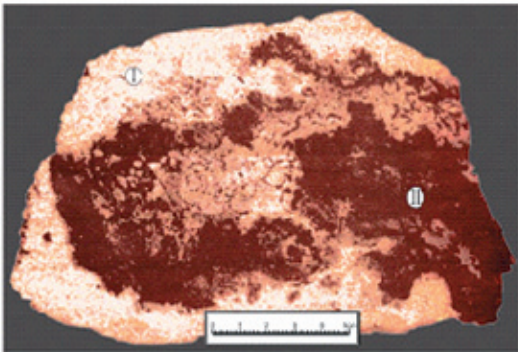
Dans les faciès alluviaux du lit majeur, surtout dans les fractions grosses, on trouve une grande quantité de matière organique (restes végétaux et racines des plantes; PAF très élevées). La teneur en silice dépasse la teneur en alumine. Cela étant, les fractions de gravier sableux contiennent beaucoup de débris de dolérites et cornéennes ce qui explique les teneurs élevées en FeO et RO.



A la différence des alluvions suscitées de la *Tinguilinta*, se trouvant à une certaine distance des rapides les plus proches et contenant des roches en place, les alluvions actuelles du *Kogon* situées à proximité des rapides contiennent une quantité considérable de débris de dolérites et de cornéennes.

Dans la région bauxitique de Débélé-Kindia, où les niveaux moyen et inférieur du relief sont emboîtés dans les grès quartzeux de l’Ordovicien, l’horizon basal de la terrasse du lit majeur de la rivière de Samou est composé de débris semi-roulés et angulaires de bauxites et de latérites avec remplissage de sable quartzeux hétérogrenu. Cet horizon reste noyé toute l’année.

Ici, on note certaines modifications au niveau des débris de bauxites ferrugineuses rouge brunâtre. Une zone de blanchiment – déferferrication – épaisse de 1,5-2,5 cm se développe depuis la surface vers l’intérieur des débris et le long des fissures (fig. 83).



**Fig. 83.** Blanchiment dans la zone saturée en eau  
I – blanchiment superposé (départ du fer); II – zones résiduelles de bauxites ferrugineuses

Directement à la surface des débris se trouvant au sein des sables quartzeux noyés, on note une mince frange (1,5-2 mm) d’argile blanche – une petite zone de resilicification.

Ce sont des faits très intéressants, montrant et confirmant que dans les conditions d’immersion dans les eaux courantes, sous couverture de dépôts sablo-argileux contenant une grande quantité de matière organique, il se forme un milieu géochimique de gley (désoxydation), favorisant la réduction et le départ du fer. Dans les conditions de saturation en eau, la phase aluminosilicate se trouvant en équilibre avec les eaux souterraines est la kaolinite, qui se développe aux dépens de la gibbsite.

Et enfin, ces faits démontrent une grande différence en dynamique (vitesse) des processus de blanchiment et de resilicification. Ainsi la vitesse de blanchiment, les autres conditions étant les mêmes, est plus élevée que la vitesse de resilicification (15-25 mm et 1,5-2,0 mm respectivement).

L’âge de ces dépôts se limite à quelques milliers d’années. Ainsi, ces faits confirment l’hypothèse sur le départ massif du fer ayant eu lieu dans les dépôts miocènes moyens de la série de SANGARÉDI (durant quelques millions d’années) dans les conditions d’immersion dans les eaux courantes. Sans aucun doute, ces dépôts ont été affectés par la resilicification-néoformation de la kaolinite. Mais, la latéritisation ultérieure a presque complètement transformé la kaolinite et assuré le départ de la silice, ce qui a donné naissance aux bauxites sédimentaires-latéritiques de qualité exceptionnelle.

*Les dépôts déluvio-proluviaux holocènes* sont développés sous forme de cônes de déjection ou de glacis aux pieds des massifs montagneux. Ils reposent sur les croûtes d’altération des roches en place ou les couvertures du Pléistocène tardif. Ils sont composés essentiellement de limons sableux aréneux et argileux, contenant diverses quantités de galets de roches locales et de cuirasse en proportions variées. L’épaisseur de ces dépôts ne dépasse probablement pas quelques mètres.

Composition chimique de diverses fractions des alluvions actuelles du Kogon

Tableau 18

Nº	Echan- tillon	Fraction	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Perte au feu	TOTAL	Compos granul, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Echantillon K1 – alluvion du lit de Kogon															
1	K1	+10	9,53	45,00	1,89	20,20	-	0,05	0,00	0,03	0,00	0,31	22,23	99,24	25,35
2	K1	-10 +1	8,66	42,40	1,81	24,00	-	0,06	0,00	0,04	0,00	0,19	21,98	99,14	64,98
3	K1	-1 +0.50	20,20	36,90	1,82	20,40	-	0,11	0,00	0,07	0,00	0,26	19,35	99,10	4,15
4	K1	-0.50 +0.25	27,78	33,70	1,62	18,10	-	0,15	0,00	0,07	0,00	0,30	17,44	99,16	2,77
5	K1	-025	28,93	34,50	3,41	14,30	-	0,21	0,00	0,10	0,00	0,35	17,45	99,25	2,77
6	K1	-0,25 +0,10	36,25	27,85	2,05	14,60	1,08	0,59	0,83	0,09	-	-	18,23	100,49	
7	K1	-0,10 +0,04	36,25	20,70	10,80	16,00	4,09	0,46	0,60	0,19	-	-	16,77	101,77	
8	K1	-0,04 +0,005	47,38	19,34	2,25	11,15	1,49	0,35	0,32	0,17	0,11	0,43	17,78	99,28	
moyenne			10,45	42,37	1,87	22,46		0,07	0,00	0,04	0,00	0,23	21,68	99,17	
Echantillon K2 – alluvion de la flèche dans le fleuve de Kogon															
9	K2	+10	11,26	44,00	1,96	19,70	-	0,04	0,00	0,03	0,00	0,35	21,99	99,33	31,51
10	K2	-10 +1	9,02	41,00	1,75	25,40	-	0,05	0,00	0,03	0,00	0,24	21,53	99,02	63,84
11	K2	-1 +0.50	22,24	32,90	1,61	23,50	-	0,13	0,00	0,07	0,00	0,28	18,31	99,04	2,33
12	K2	-0.50 +025	25,90	33,00	1,87	20,30	-	0,11	0,00	0,06	0,00	0,27	17,62	99,12	1,17
13	K2	-025	30,37	29,60	2,76	19,60	-	0,19	0,00	0,09	0,00	0,34	16,24	99,19	1,17
14	K2	-0,25 +0,10	35,62	27,52	2,15	15,30	1,80	0,38	0,84	0,10	-	-	16,76	98,67	
15	K2	-0,10 +0,04	35,62	22,24	7,15	17,50	5,21	0,47	0,57	0,21	-	-	15,20	98,96	
16	K2	-0,04	40,62	21,93	3,40	13,80	1,33	0,36	0,50	0,21	-	-	17,47	98,29	
moyenne			10,48	41,53	1,83	23,43		0,05	0,00	0,03	0,00	0,27	21,49	99,12	
Echantillon K3 – faciès du lit majeur de Kogon															
30	K5	+10	11,38	10,24	1,11	6,75	4,31	0,65	0,25	0,040	-	-	69,32	99,74	11,11
31	K5	-10 +1	16,88	12,63	1,15	8,65	4,09	0,73	0,33	0,078	-	-	56,30	96,75	40,74
32	K5	-1 +0.50	22,50	18,20	1,63	10,50	2,51	0,57	0,05	0,075	-	-	42,22	98,26	13,76
33	K5	-0.50 +0.25	26,00	20,23	1,79	10,05	2,26	0,68	0,50	0,063	-	-	33,52	92,83	13,76
34	K5	-0.25	28,10	25,85	1,75	10,75	1,22	0,29	0,38	0,069	-	-	28,23	95,42	20,64
35	K5	-0,25 +0,10	33,50	22,79	3,40	12,00	1,62	0,38	0,38	0,09	-	-	27,40	99,94	
36	K5	-0,10 +0,04	33,12	24,89	1,80	11,55	1,11	0,38	0,43	0,07	-	-	26,77	99,01	
37	K5	-0,04	41,88	19,87	2,78	10,00	1,80	0,36	0,35	0,09	-	-	23,14	98,47	
moyenne			20,61	16,90	1,42	9,32	3,05	0,60	0,32	0,07			46,88	99,18	

Dépôts éoliens récents et produits de leur remaniement

Les limons argileux et sableux gris sont présents partout sur le territoire de la Guinée et dans les pays limitrophes. Ils recouvrent divers éléments et formes du relief depuis les sommets aplanis doux et leurs versants jusqu’aux lits des vallées. Dans les lits des vallées, ces formations sont souvent remaniées et affectées par des processus pédologiques. Leur origine peut être facilement et univoquement établie sur les partages des eaux et les sommets des bowé. Ici, elles reposent sur les horizons supérieurs de la croûte latéritique – sur les bauxites et/ou la cuirasse ferrugineuse.



L’analyse chimique et minéralogique de ces formations récentes contenant des débris de bauxites, latérites et pisolithes ferrugineux locaux a fourni des informations très importantes pour comprendre leur genèse.

Premièrement, le matériel grossièrement détritique du recouvrement meuble est représenté par des bauxites et latérites locales ce qui témoigne de la désintégration active de ces bauxites et latérites « en place» près de la surface (tabl. 19).

Comparaison de la composition chimique des grosses fractions du recouvrement meubles avec la composition des bauxites du premier mètre dans les puits

Tableau 19

Echantillon	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Perte au feu	TOTAL
Puits P-11									
Moyenne pondérée pour les grosses fractions (+10 mm)	3,55	49,68	5,13	16,25	0,01	0,02	0,04	24,43	99,11
Bauxites du 1-er mètre du puits	0,93	48,60	6,69	17,50	0,00	0,02	0,01	25,48	99,23
Puits P-12									
Moyenne pondérée pour les grosses fractions (+10 mm)	1,92	52,80	3,00	17,41	0,02	0,01	0,03	24,04	99,23
Bauxites du 1-er mètre du puits	0,86	57,10	2,93	10,10	0,01	0,01	0,01	28,28	99,30
Puits P-13									
Moyenne pondérée pour les grosses fractions (+10 mm)	2,55	44,48	2,57	32,25	0,00	0,01	0,01	17,82	99,01
Bauxites du 1-er mètre du puits	0,69	50,80	3,46	18,10	0,00	0,01	0,01	26,05	99,12
Puits P-14									
Moyenne pondérée pour les grosses fractions (+10 mm)	2,43	53,52	3,79	13,08	0,01	0,01	0,04	26,4	99,25
Bauxites du 1-er mètre du puits	0,46	58,50	3,27	8,10	0,00	0,00	0,00	28,9	99,27

Deuxièmement, en comparaison avec les latérites sous-jacentes, les fractions petites et fines ont une teneur nettement élevée en silice (tabl. 20). En général, la teneur en SiO<sub>2</sub> ne dépasse pas 2 % dans les horizons supérieurs de la couverture latéritique jusqu’à la profondeur de 6-12 m (parfois même beaucoup plus). Cela étant, une grande partie de cette silice dans les bauxites est due à la présence du matériel sableux et argileux gris pénétrant dans ces bauxites à la faveur des fissures. C’est à dire, ces formations latéritiques ne peuvent pas être à l’origine des limons argileux de couverture.

Troisièmement, et c’est un fait très important, dans ces limons sableux et argileux (dizaines d’échantillons prélevés dans de diverses régions du Fouta Djallon), l’analyse minéralogique et de phases aux rayons X a constaté la présence de micas frais (non altérés), de chlorites et même de feldspaths (tabl. 21). Tous ces minéraux sont facilement altérables et ne se conservent jamais dans les horizons supérieurs de la zone argileuse (directement au-dessous des bauxites et des latérites). Par conséquent, ils ne peuvent pas être remontés à la surface par le biais des termites. En fait, les termites, dans la plupart des cas, pénètrent par les fissures dans les bauxites et les latérites rocheuses jusqu’aux premières

argiles rencontrées, c’est-à-dire jusqu’à la partie la plus supérieure de l’horizon des argiles latéritiques. Alors les termites ne peuvent pas ramener les minéraux mentionnés à la surface.

Composition chimique de diverses fractions du recouvrement meuble sur les gisements de Boundou-Waade et N’Dangara

Tableau 20

Nº	Fraction	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Perte au feu
Fractions gros graviers, galets et de blocs										
1	Fraction +100 mm	1,79	50,805	3,74	16,625	0,015	0,01	0,01	0,035	26,215
2	Fraction -100 +50 mm	2,14	52,48	3,97	14,825	0,015	0,015	0,015	0,035	25,79
3	Fraction -50 +25 mm	2,055	51,405	3,455	15,995	0,01	0,015	0,01	0,035	26,285
4	Fraction -25 +10 mm	2,35	48,64	3,7	19,155	0,02	0,015	0,01	0,065	24,005
Fractions sable grossier, de gravier fin et moyen										
5	Fraction -10 +1 mm	5,64	43,145	3,145	27,75	0,015	0,03	0,01	0,03	19,76
Y compris:										
6	Fraction -10 +5 mm	3,43	45,04	3,35	25,5	0,02	0,05	0,01	0,05	21,69
7	Fraction -5 +2 mm	8,86	38,73	3,04	28,98	0,03	0,08	0,01	0,09	19,28
8	Fraction -2 +1 mm	30,65	31,08	2,65	16,08	0,08	0,26	0,04	0,24	18,2
Fractions sable fin, aleurites et argiles										
9	Fraction -1 +0,50 mm	33,28	30,13	2,71	14,88	0,08	0,28	0,05	0,27	17,6
10	Fraction -0,50 +0,25 mm	40,085	28,29	2,7	11,465	0,07	0,17	0,035	0,275	16,23
11	Frction -0,25 +0,10 mm	41,535	20,645	2,2	7,95	0,215	0,72	0,035	0,38	25,33
12	Fraction -0,10 +0,04 mm	40,595	21,345	2,295	7,745	0,18	0,725	0,03	0,38	25,33
13	Fraction -0,04 mm	51,385	17,18	1,925	6,245	0,15	0,635	0,025	0,3	20,905

Composition minéralogique des petites fractions du recouvrement meuble

Tableau 21

Minéral	Boundou-Waade	Composition minérale des petites fractions du gisement de N'Dangara		
	Fraction -0.005	Fraction -0.04	Fraction -0.1 +0.04	Fraction -0.25 +0.1
Quartz	5	32,5	27,6	19,8
Boehmite	7	5,5	5,8	5
Gibbsite	5	4	3	3
Anatase	2	2,5	2,4	2
Kaolinite	11	5	6,4	5,3
Allumogœthite+Goethite	8	3,5	3,8	4,3
Feldspath potassique	-	2	2,8	3
Chlorite	-	1,5	2,3	1,6
Montmorillonite	-	<5	-	<5
Ilménite	-	-	-	2
Rutile	1	-	-	-
Hématite	-	3	2	2
Hydromica	5	2	-	2
Substance radioamorphe	56	39,5	45,6	55,6



Il n'y a aucun doute que les limons argileux gris de couverture sont le matériel allochtone donc de nature éolienne.

Les processus pédologiques de transformation des herbes contenant de la silice, ainsi que la montée par les termites du matériel argileux ont effectivement lieu et favorisaient localement l'augmentation de la teneur en silice à la surface. Mais, la principale source des limons argileux est sans aucun doute leur apport éolien depuis le Sahara. Ce phénomène est confirmé par les vents (harmattans) qui soufflent du continent, du Sahara et mettent dans l'atmosphère de grandes masses de poussière. Parfois ces vents perturbent le trafic aérien.

L'épaisseur de l'horizon des limons argileux sur les bowé a été spécialement étudiée au cours de la prospection des bauxites. Ils représentent un «recouvrement meuble» et doivent être décapés lors de l'exploitation des bauxites. Selon les études, leur épaisseur varie de quelques mottes éparpillées dans les zones dénudées, lavées par les pluies jusqu'à 1,5 m sur les pentes arborées douces. L'épaisseur moyenne de plus de deux cents gisements étudiés en Guinée se trouve dans l'intervalle de 0,2-0,5 m.

Ce matériel éolien est largement entraîné dans les processus de remaniement.

Suite au traitement des terres agricoles par le procédé d'abattis-brûlis, la mobilisation et le remaniement de ce matériel prend de l'ampleur ce qui conduit à la destruction des sols sur les secteurs positifs (autonomes) du relief.

En même temps, aux fonds des vallées et dans les cuvettes locales sur de vastes espaces aplanis, ces sols s'accumulent souvent, à différents niveaux hypsométriques, en amas de d'épaisseur considérable. Ils colmatent les fissures dans les couvertures latéritiques; ainsi ces limons argileux remaniés favorisent l'apparition des lacs pendant la saison des pluies. Leur nom local à Fouta Djallon est «Wendou».

Par exemple, sur le gisement des bauxites de Dongol-Sigon, aux cotes de 900 m, l'épaisseur de ces limons argileux et sableux remaniés comportant des débris de latérites locales, atteint 30 m selon les sondages géologiques. Ils ont été attribués par erreur aux dépôts néogènes.

Même si l'âge de leur accumulation devait effectivement être pliocène, ces roches aluminosilicatées auraient du être fortement latéritisées, ce qui n'est pas le cas.

Le matériel éolien remanié est largement utilisé par la population des villages dans presque toutes les régions de la Guinée pour la fabrication de manière artisanale des briques brutes et cuites.

Les dépôts holocènes et pléistocènes tardifs sont montrés sur la carte géologique au 1:500 000 sous forme de zones unifiées et par le symbole Q<sub>III-IV</sub>.

### Spécialisation minérogénique des dépôts cénozoïques

La spécialisation minérogénique des dépôts cénozoïques est conditionnée par les processus d'érosion-accumulation liés à la désagrégation des gîtes primaires, le transport des minéraux et leur accumulation dans les placers de divers types génétiques. Du point de vue économique, les placers aurifères et diamantifères sont les plus importants.

Par exemple, l'exploitation des diamants en Guinée, à partir des années 1930 s'est faite essentiellement dans les placers.

L'augmentation du potentiel diamantifère de la Guinée est possible à condition de: – rechercher les reliques de paléovallées dans la région de Banankoro et autres, et de les prospector ultérieurement; – mener des travaux géologiques sur les II-èmes terrasses dans les bassins des rivières de *Milo*, *Baoulé*, *Dion*, – mettre en valeur de nouveaux terrains prometteurs dans le sud-est du pays, dans les bassins des rivières de *Lofa*, *Makona*, *Diani*.

Les placers aurifères sont connus en Guinée depuis l'antiquité. La majeure partie d'entre eux ont été découverts par la population locale et exploités par les artisans avec de grandes pertes de métal, tant dans le sous-sol que lors du lavage de la roche aurifère. La plupart des ces placers étaient de type alluvionnaire et se trouvaient dans les vallées des affluents des grandes rivières.

L'augmentation des ressources en or alluvionnaire peut être obtenue à condition de prospector les thalwegs ensevelis des vallées aurifères, qui n'ont pas été exploités par les orpailleurs étant donné

qu'ils sont constamment noyés. La deuxième source d'augmentation des ressources est liée aux anciennes paléovallées pliocènes-pléistocène précoces ou leurs reliques qui, sans aucun doute existent, mais qui n'ont pas été étudiées lors des travaux géologiques. Ceci concerne en premier lieu les amonts des bassins de rivières de *Bakoy*, *Nounou*, *Koba*, *Yiro*, *Bouka* (inférieur) et autres.

Les découvertes de pierres précieuses (corindon et émeraude) sont liées aux dépôts alluvionnaires pléistocènes dans le sud-est du pays.

Dans la partie Sud du littoral atlantique, sur les plages et la I-ère terrasse marine, on a trouvé de l'ambre.

Il est à souligner, qu'au nord de la presqu'île de *Kaloum* et à côté du Cap Verga, il existe des placers côtiers d'ilménite et de rutilé – appelés «sables noirs». Pourtant, de gros gisements industriels n'ont pas été mis en évidence.

Les dépôts continentaux et côtiers (argiles et sables) sont largement utilisés par la population pour les besoins de construction.

### CROUTES D'ALTERATION LATÉRITIQUE

Les croûtes latéritiques sont largement développées sur le territoire de la Guinée. Elles couvrent en nappes continues de vastes espaces du relief positif, et ne sont absentes que sur les versants en pente raide et dans les fonds actuels des vallées. Pourtant, sous les dépôts récents alluviaux et alluvio-déluviaux, la partie supérieure des roches en place est généralement altérée, jusqu'au stade d'argile.

Pratiquement toutes les roches mères et les reliefs de tout âge sont affectés par l'altération latéritique qui amène à la formation de divers produits d'altération – principale source de matières premières du pays.

Evidemment, les bauxites sont la principale richesse guinéenne, son potentiel est estimé à plus de 40 milliards de tonnes [106], ce qui représente 45% des ressources mondiales.

Les minerais riches en hématite et martite, formés à la suite d'altération latéritique des quartzites (itabirites) forment dans l'est et le sud-est du pays une grande province métallifère dont l'exploitation n'a pas encore débutée. Le rôle de cette province dans le potentiel minéral du pays est très important.

L'altération latéritique des gisements primaires d'or amène à son enrichissement relatif et à l'amélioration des conditions minières d'exploitation. L'altération chimique des roches en place favorisent leur transformation physique, leur désintégration et la formation des placers de minerais résistant à l'altération.

Malheureusement, il est très difficile de montrer les croûtes latéritiques à l'échelle de la carte géologique au 1:500 000. Elles méritent de faire l'objet d'une autre carte spéciale.

### DÉVELOPPEMENT ET STRUCTURE ZONÉE DES CROUTES D'ALTÉRATION LATÉRITIQUE

Une certaine idée sur l'envergure du développement des couvertures latéritiques peut être donnée par la carte du potentiel bauxitique de la Guinée (fig. 84) sur laquelle ne sont montrées que les zones bauxitifères [106]. Dans les différentes régions de la Guinée, ils couvrent 2-3 à 25% de leur territoire.

Malgré une ressemblance apparente due à la coloration rouge des terrains dans les diverses régions du pays, les croûtes latéritiques diffèrent substantiellement par leur composition, la structure du profil d'altération et l'épaisseur tant au niveau des caractéristiques générales de la croûte latéritique que des couches individuelles qui la composent.

L'altération latéritique est la modification chimique la plus manifeste des roches dans les conditions hypergènes; elle est due à l'humidité élevée, à l'intensité des précipitations atmosphériques et aux hautes températures moyennes annuelles. La mise en place de puissantes croûtes latéritiques sur le territoire de la Guinée (et des pays limitrophes) confirme le fait que le climat tropical humide par intermittence est le principal facteur de la transformation des roches conduisant à la formation de bauxite.



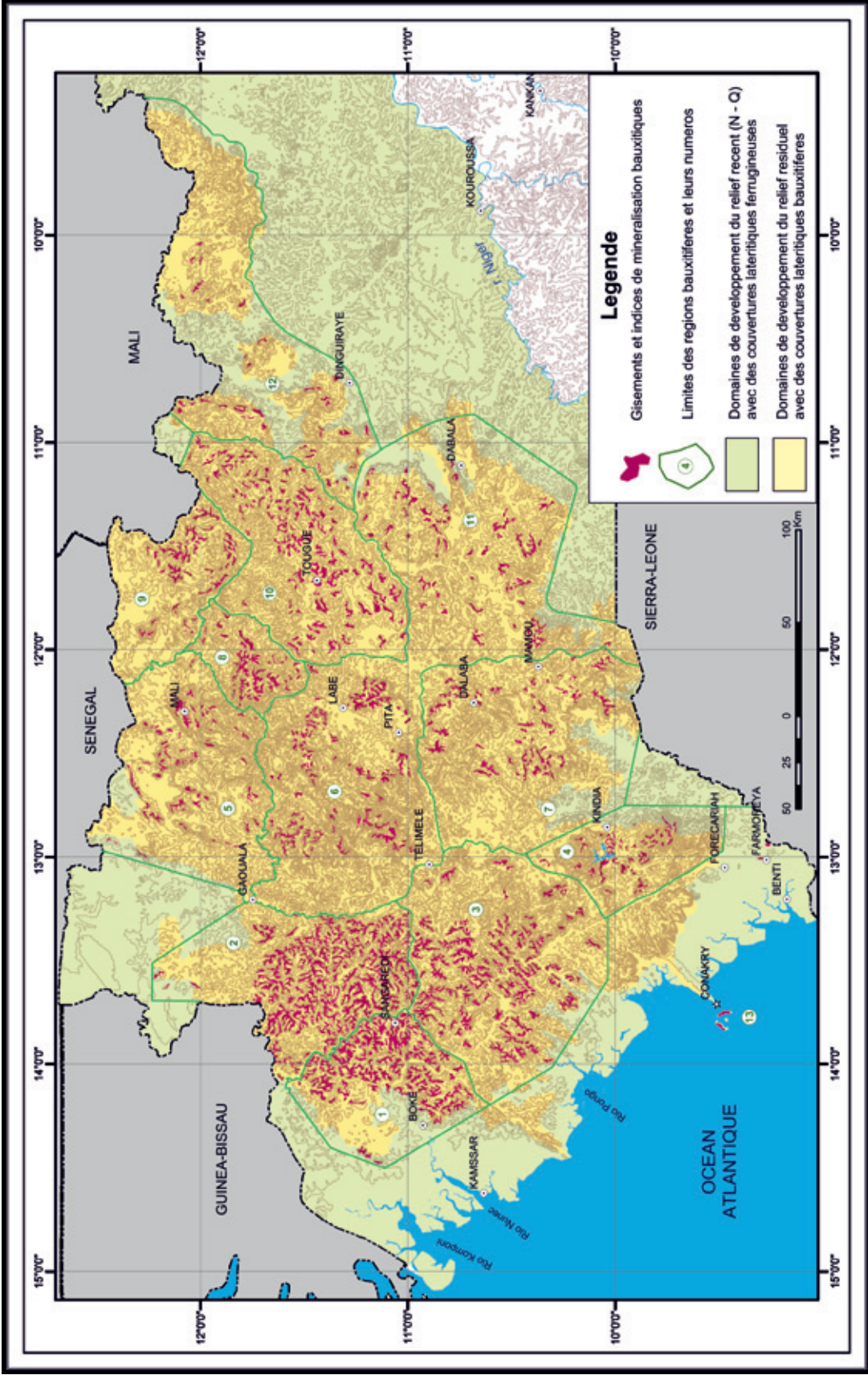


Fig. 84. Distribution des plateaux bauxitifères sur le territoire de la République de Guinée

Teneur moyennes en constituants majeurs des roches dans les horizons de la croute d’altération latéritique bauxitifière

Tableau 23

Zones - horizons de la croûte d'altération	Minéraux majeurs (selon leur prédominance)	Zonalité hydrogéologique	Changement de la composition de l'atmosphère souterraine en saison humide	Dynamique d'apport (Cc* > 1) et de départ (Cc < 1) de principaux éléments dans le profil de la croûte latéritique bauxitifière
Sol végétal - zone de mobilisation d'Al et Fe	Goéthite et hématite, gibbsite, alumogéothite et quartz éolien - matériel aluminosilicaté	en saison sèche Engorgement et assèchement périodique	CO <sub>2</sub>	Les éléments majeurs de la couverture latéritique deviennent métastables ; le départ d'Al est plus active que de Fe
Cuirasse ferrugineuse, sous-zone d'accumulation absolue de Fe et de départ d'Al	Goéthite et hématite, gibbsite, alumogéothite	ET D'ÉVAPORATION	O <sub>2</sub>	$\frac{Al}{0.90} > \frac{H2O}{0.96} > 1 > \frac{Ti}{1.01} < \frac{R2O}{1.67} < \frac{Si}{1.74} < \frac{Fe}{1.80}$
Bauxites, sous-zone d'accumulation absolue d'Al et de départ de Fe	gibbsite, goéthite et hématite, alumogéothite	ZONE D'INFILTRATION	CO <sub>2</sub>	$\frac{Si}{0.46} > \frac{R2O}{0.56} > \frac{Fe}{0.63} > 1 > \frac{H2O}{1.36} < \frac{Ti}{1.37} < \frac{Al}{1.46}$
Zone de latéritisation - zone de transition entre les argiles et les latérites au sens strict	Goéthite et hématite, gibbsite, kaolinite résiduelle	Zone de nativité de la nappe phréatique		$\frac{Si}{0.23} > \frac{R2O}{0.24} > 1 > \frac{Ti}{1.35} < \frac{Al}{1.38} < \frac{H2O}{1.77} < \frac{Fe}{2.12}$
Argiles kaoliniques, rouges, ferrugineuses; partie supérieure	Kaolinite, goéthite	Zone d'engorgement		$\frac{R2O}{0.24} > \frac{Si}{0.56} > \frac{Ti}{1.21} < \frac{Al}{1.24} < \frac{H2O}{1.50} < \frac{Fe}{1.99}$
Argiles kaoliniques, claires; partie médiane	Kaolinite, goéthite avec une petite quantité de quartz résiduel			$\frac{R2O}{0.49} > \frac{Si}{0.60} > \frac{H2O}{0.80} > \frac{Ti}{0.87} > \frac{Al}{0.91} > 1 > \frac{Fe}{1.02}$
Gliny polyminéральные (карболит); нижняя часть	Hydromicas, illite, montmorillonite avec du quartz résiduel			$\frac{R2O}{0.40} > \frac{Si}{0.76} > \frac{Fe}{0.87} > \frac{Ti}{0.95} > 1 > \frac{Al}{1.05} < \frac{H2O}{1.29}$
Zone de désintégration et de décomposition initiale				
Roches mères	Aluminosilicates et quartz en état fin et très fin	Surface relativement imperméable		$\frac{Si}{1} : \frac{Al}{1} : \frac{Ti}{1} : \frac{Fe}{1} : \frac{R2O}{1} : \frac{H2O}{1}$

\* Cc - Coefficient de concentration: rapport entre la teneur absolue (kg/m³) dans une zone particulière et sa teneur absolue dans la zone sous-jacente



A part le climat, qui est un facteur régional, il existe toute une série d’autres facteurs tant régionaux que locaux, qui déterminent la structure interne et la composition des produits d’altération.

L’eau atmosphérique tiède est le principal agent réactif et le principal moyen de transport assurant la transformation chimique des minéraux des roches mères, l’évacuation des éléments solubles et la redistribution dans le profil d’altération des éléments et des composants peu solubles. Comme il sera montré plus bas, ce n’est pas uniquement la quantité d’eau qui est très importante mais également les conditions hydrogéologiques existant dans chaque secteur particulier. Les autres conditions étant les mêmes, le régime hydrogéologique dans les zones particulières est déterminé par la morphologie de la surface, sa dénivellation par rapport à la base d’érosion, la texture, la structure, la position des roches mères et leur composition. Mais, le principal facteur régional est la direction des mouvements tectoniques. Dans la région en question, les mouvements tectoniques positifs à partir du Mésozoïque tardif et durant tout le Cénozoïque sont, sans aucun doute, favorables au démembrement du relief et à la création des conditions d’hydrolxiviation.

En cas de relief positif (automorphe), la zonalité hydrogéologique verticale se présente comme suit (du haut en bas, à partir de la surface):

- zone d’infiltration dans laquelle, une partie des précipitations s’infiltrent à travers les fissures et les pores vers le bas – vers le niveau de la nappe phréatique; l’épaisseur de cette zone dépend de plusieurs facteurs et varie dans de larges limites depuis quelques mètres jusqu’à dizaines, voire centaines de mètres;
- zone de battement de la nappe phréatique; dans cette zone, pendant la saison des pluies et en fonction de leur intensité, le niveau de la nappe s’approche de la surface ou descend encore plus bas; l’amplitude de ces variations saisonnières et intra-saisonnières diffère considérablement et varie aussi verticalement de quelques mètres à quelques dizaines de mètres;
- zone d’engorgement permanent qui contient toujours de l’eau pendant la saison des pluies.

Pratiquement toutes les séquences latéritiques de Guinée et des pays limitrophes, recoupées par puits et sondages, ont révélé une structure zonée. La zonalité lithologique et minéro-géochimique est observée d’habitude dans le profil vertical complet des croûtes latéritiques bauxitifères développées aux dépens des roches primaires aluminosilicates. La structure du profil d’altération, les données sur la zonalité hydrogéologique et le changement du régime gazeux, l’orientation et la dynamique des processus de départ et de répartition des composants majeurs des roches sont montrés dans le tableau 22. Les teneurs relatives (%) et absolues (kg/m<sup>3</sup>) des composés chimiques dans les zones et horizons d’altération sont montrées dans le tableau 23.

Les caractéristiques des zones et horizons de la croûte latéritique bauxitifère sont résumées ci-dessous pour un profil complet (de bas en haut).

**Zone de désintégration et de décomposition primaire des roches mères.** Dans les limites de cette zone, l’argilisation des roches mères et leur désintégration se font suivant les joints naturels et le clivage. A la cassure les roches apparaissent désagrégées; des passées et des taches de roches argileuses contenant des fragments et des minéraux de roches mères non altérées apparaissent.

**Zone d’argiles polyminérales.** Dans la limite de cette zone, la composition minérale des roches mères change; leur décomposition et l’hydratation conduit à la formation des minéraux argileux tels que illite, montmorillonite, nontronite (en fonction de la composition des roches mères). Les roches argileuses néoformées, suite au lessivage et au départ de la majeure partie des minéraux primaires (essentiellement la silice et les éléments alcalins et alcalino-terreux) perdent une part considérable de leur poids volumique qui diminue de 2,6-3 g/cm<sup>3</sup> à 1,65-1,8 g/cm<sup>3</sup> et se transforment en roches plastiques, malléables. On y voit bien les traits structuraux et surtout texturaux des roches mères, donc ces argiles doivent être considérées comme pseudomorphes (ou structurelles).

**Zone de décomposition complète et d’hydratation – zone des argiles kaoliniques et goëthito-kaoliniques.** Cette zone se caractérise par le départ presque total des éléments alcalins et alcalino-terreux et de la majeure partie de silice. La composition chimique des roches de cette zone est proche de la kaolinite standard avec une faible présence de goëthite (rarement d’hématite), dont la quantité

Tableau 23  
Teneur moyennes en constituants majeurs des roches dans les horizons de la croute d’altération latéritique bauxitifère

Zones, Horizons			Teneur moyenne en éléments majeurs														
Epaisseur moyenne, m	Masse volumique, kg/m³	en valeurs relatives (poids %)										en valeurs absolues (kg/m³)					
SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	RO+RO <sub>2</sub>	PAF	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	RO+RO <sub>2</sub>	PAF						
Horizon latéritique au sens strict			Zone d'oxydes et hydroxydes libres d'Al et Fe			Cuirasse ferrugineuse											
						Bauxites											
						Roches de la zone de transition dans l'ensemble											
						Ferriplantites (de la zone de transition)											
						Couverture latéritique dans l'ensemble;											
Horizon des argiles			Zone d'hydratation et de décomposition des minéraux des roches mères			y compris bauxitique											
						et non bauxitique											
						Argiles kaoliniques rouges, ferrugineuses; partie supérieure											
						Argiles kaoliniques claires; partie médiane											
						Argiles polyminérales (sapolite); partie inférieure											
Croûte latéritique bauxitière dans l'ensemble			Zone d'hydratation et de décomposition des minéraux des roches mères			Horizon d'argiles pseudomorphes											
						Dans l'ensemble											
Roches mères																	

augmente dans la partie supérieure de la zone. Par conséquent, la couleur des argiles change de blanchâtre et paille, en bas, à bariolée au milieu et substantiellement rouge vers le haut. Le poids volumique de ces argiles diminue jusqu'à 1,4-1,6 g/cm<sup>3</sup>, mais les traits texturaux des roches mères restent inchangés (argiles pseudomorphes).

Les zones minéralogiques et géochimiques, décrites plus haut, coïncident avec la zone saturée en eau durant la saison des pluies. Pendant la saison sèche, le niveau des eaux souterraines baisse progressivement. Cependant, comme le montrent les forages hydrauliques, l'eau est presque toujours présente dans la zone de désintégration au-dessus des roches mères.

**Les zones d'argiles polyminérales et kaolinitiques** peuvent être considérées, dans l'ensemble, comme un horizon lithologique d'argiles ou d'éluvions argileuses. La mise en place de ces argiles est accompagnée du départ croissant, de bas en haut, des éléments mobiles et de la silice. Il à noter, que si dans les roches mères, le quartz est représenté par des fractions fines (< 0,2 mm), il est presque complètement enlevé dans les zones kaolinitiques. Pourtant, les gros grains de quartz restent, bien qu'ils portent des traces de lessivage et de corrosion.

Les argiles éluviales sont le principal réservoir naturel retenant les eaux après la saison des pluies.

Grâce à la porosité fine et par conséquent une infiltration lente, les eaux retenues dans ces horizons argileux de la croûte d'altération alimentent pendant longtemps les rivières et les ruisseaux et aident à maintenir la vie pendant la saison sèche.

**Zone de latéritisation et de concentration de fer (zone de transition).** Trois processus se passent parallèlement dans la limite de cette zone (de bas en haut).

Premièrement, la kaolinite se décompose par hydrolyse, l'alumine se libère ce qui conduit à la formation de la gibbsite.

Deuxièmement, le fer se concentre rapidement dans la partie inférieure et surtout moyenne en formant des latérites hautement ferrugineuses dans lesquelles la teneur en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> dépasse la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Très souvent, il se forme des lentilles, des passées et des plaques épaisses de quelques centimètres à 40-50 cm de roches hautement ferrugineuses composées essentiellement de goëthite et d'hématite-goëthite avec de la gibbsite et kaolinite résiduelles. Ce sont des roches lithifiées très dures que nous avons appelées « ferriplantites » [66, 67, 74, 107]. Cette appellation reflète les formes oxydées du fer, élément majeur, et la forme en plaque de ces roches qui gardent la texture des roches mères. Les calculs isovolumiques montrent que la mise en place des roches latéritiques dans cette zone se passe avec un apport très considérable de fer avec le coefficient de concentration de 3-4 comparé à la teneur des roches mères. Lors de la formation des ferriplantites, la concentration du fer augmente de 8 fois (tabl. 23).

Troisièmement, dans la partie la plus supérieure de cette zone, on constate la substitution de la matière ferrugineuse par celle alumineuse.

Dans l'ensemble, en allant de bas en haut de cette zone, la kaolinite cesse d'être le minéral majeur, alors les principaux constituants deviennent les oxydes et hydroxydes d'aluminium (principalement la gibbsite) et de fer (goëthite et hématite). Donc, c'est précisément dans cette zone que la latéritisation devient complète et les roches se lithifient – elles passent de l'état argileux à l'état semi-dur et dur. La masse volumique augmente jusqu'à 1,85-2,1 g/cm<sup>3</sup> et celle des ferriplantites – jusqu'à 2,8-3 g/cm<sup>3</sup>.

Le monitoring du régime hydraulique, mené durant un cycle annuel complet dans les sondages forés à la maille régulière sur une série de gisements prospectés en détails en vue de leur mise en exploitation, montre une bonne corrélation entre cette zone et la zone de battement de la nappe phréatique lors de la saison des pluies (tabl. 22).

Il n'y a aucun doute qu'au niveau de la nappe phréatique il se crée, grâce à l'arrivée périodique d'eaux météoriques «rapides» enrichies en oxygène, une zone d'oxydation géochimique dans laquelle le fer se précipite massivement.

**Zone d'hydroxydes et d'oxydes libres d'aluminium et de fer et leur redistribution suivant les régimes hydraulique et gazeux.** Cette zone est formée de roches lithifiées (bauxites et latérites) ayant une masse volumique de 1,85 à 2,15 g/cm<sup>3</sup>, composées essentiellement de minéraux d'aluminium et de fer.

Spatialement (à la verticale), cette zone coïncide avec la zone hydrogéologique d'infiltration et d'aération. Ce n'est que pendant les pluies ininterrompues et longues, que le niveau des eaux souterraines monte presque jusqu'à la surface. Mais, généralement, ses battements se limitent à la zone sous-jacente.

Dans la zone d'aération, en plus du régime hydraulique, le facteur qui détermine les conditions physico-chimiques dans la croûte latéritique est la composition des gaz et la dynamique de sa modification. Il est à noter, que lors de l'exécution des premiers puits géologiques sur les gisements de bauxites dans cette région, les géologues se sont heurtés à quelques difficultés en travaillant à des profondeurs supérieures à 3-4 m [99, 132] liées au manque d'oxygène. Ce phénomène a été logiquement expliqué [103] par le déplacement et la substitution de l'oxygène par du gaz carbonique formé à la suite de la transformation complète de la matière organique végétale dans un milieu biologiquement actif.

Ce n'est qu'en 2008, au début de la saison pluvieuse, que l'on a pu procéder au monitoring continu sur plusieurs jours de la composition des gaz dans la zone d'infiltration sur l'un des gisements de bauxites dans le nord-ouest du pays.

Les résultats obtenus ont bien confirmé les hypothèses suivantes:

- dans l'intervalle des profondeurs de 0 à 2-4 m, la teneur moyenne journalière en oxygène diminue de manière insignifiante et la teneur en CO<sub>2</sub> augmente seulement jusqu'à 2%. Ensuite, dans l'intervalle de 4 m jusqu'au niveau de la nappe, la concentration du gaz carbonique monte avec la profondeur et atteint 12-14% donc il y a une augmentation de plus de 2 fois par rapport à l'air atmosphérique. La teneur en oxygène diminue respectivement jusqu'à 5-6%;

- l'émanation de CO<sub>2</sub> diminue durant la nuit et surtout à l'aube. Pendant la pluie et tout de suite après, la teneur en CO<sub>2</sub> baisse également, probablement grâce à l'écoulement de l'eau et à la «ventilation» de l'atmosphère souterraine;

- la teneur en CO (oxyde de carbone) augmente jusqu'à 300 ppm; il y a eu des cas de malaise parmi les ouvriers (pas graves, mais nécessitant une consultation médicale) bien que les mineurs aient utilisé des marteaux piqueurs pneumatiques avec l'envoi d'air sous pression. En tenant compte de ces facteurs, examinons la structure intérieure de la croûte latéritique dans cette zone d'infiltration, typique pour les couvertures latéritique bauxitifères.

À l'intérieur de cette zone on distingue deux sous-zones: inférieure et supérieure.

La sous-zone inférieure se caractérise par un enrichissement relatif et absolu d'alumine. Ici, se développent généralement les bauxites plus claires, blanchâtres et roses, dures, à texture rubanée (héritée de la stratification des roches mères) ou les bauxites massives, poreuses, tachetées-pointillées à division en dalles minces ou en coquilles (dérivant des dolérites) ou les variétés bréchoïdes-détritiques dont la forme est due à leur désintégration in situ (éluvions). Les calculs isovolumétriques (en kg/m<sup>3</sup>) montrent que dans les limites de cette sous-zone, l'apport d'alumine atteint des valeurs maxima – de 400 kg/m<sup>3</sup> par rapport aux roches de la zone sous-jacente (tabl. 23). Par conséquent, le départ du fer est très important. On peut voir dans les lames minces et les sections polies que la substance ferrugineuse rouge est métasomatiquement substituée par la matière alumineuse claire à la faveur des fissures et des pores.

Les processus inverses sont caractéristiques pour la sous-zone supérieure. On note une ferruginisation qui augmente en allant vers la surface et les bauxites claires sont substituées par les bauxites rouges, plus ferrugineuses. La ferruginisation des bauxites amènent parfois à leur substitution par des roches dures hautement ferrugineuses, appelées dans la région «la cuirasse».

En analysant la zonalité minéro-géochimique dans la zone d'infiltration et d'aération de la croûte d'altération et ses rapport avec la variation de la composition des gaz de l'atmosphère souterraine, on peut bien voir un lien de cause à effet de ces facteurs. On peut affirmer qu'au-dessus du niveau des eaux souterraines, la décomposition des matières organiques crée un milieu géochimique de réduction, sans oxygène, qui favorise le départ du fer et sa substitution métasomatique par une matière alumineuse, amenée d'en haut. Dans la partie supérieure de la zone où la quantité d'oxygène est ordinaire ou proche à la normale, les processus d'altération se passent, en général, dans les conditions oxydantes.

Par conséquent, c'est précisément grâce au changement du régime gazeux, dans l'atmosphère souterraine au-dessus du niveau de la nappe phréatique, en combinaison avec l'infiltration des eaux météo-



riques que les conditions physico-chimiques changent et que l'aluminium et le fer, éléments majeurs dans cette partie de la croûte d'altération, sont redistribués. Ils sont séparés l'un de l'autre, ce qui conduit à la concentration des bauxites de haute qualité (moins ferrugineuses) dans les parties inférieure et moyenne de la zone d'infiltration.

Les roches dures ou friables de la croûte d'altération, reposant au-dessus de l'horizon lithologique d'éluvions argileuses, peuvent être considérées comme des latérites au sens strict. Les composants lithogénétiques majeurs de ces roches sont les oxydes et les hydroxydes d'aluminium et de fer.

**Zone pédologique ou horizon de sol végétal.** Comme il a été déjà dit dans le chapitre précédent, les limons argileux gris, contenant des racines et restes végétaux ainsi que des débris (parfois jusqu'à la taille de blocs) de latérites et de bauxites locales reposent partout sur les couvertures latéritiques dures. Cet horizon est envahi par la végétation et représente le sol végétal.

Il faut noter quelques aspects très importants qui ont été sous-estimés par plusieurs chercheurs des croûtes latéritiques.

Lors du fonçage des puits, on voit bien que les débris de latérites dures se trouvant dans le sol et les roches sous-jacentes sont affectés par le morcellement, la dissolution à la faveur des fissures et la redistribution des éléments. Les blocs et les débris portent une frange de matière collomorphe finement rythmique, brune, composée essentiellement de goëthite et alumogœthite. Il s'y forme également des soi-disant «pisolithes du sol». Sur les sections de ces pisolithes, on voit bien que leurs noyaux renferment de petits débris, souvent angulaires de latérites ou de bauxites sur lesquels s'accumulent des couches fines de la matière collomorphe (cryptocristalline) ferrugineuse (fig. 85). Grâce à cette structure, ils prennent une forme sphéroïdale mesurant essentiellement 0,8 à 1,5 cm au diamètre. Selon l'analyse de phases aux rayons X, les couches fines sont composées de goëthite et d'alumogœthite.



Fig. 85. Pisolithes du sol en section

Cette nouvelle redistribution de la matière montre que dans la zone en question, il se passe non seulement la dissolution et mobilisation du fer, mais aussi de l'aluminium car dans les latérites et les bauxites ces éléments sont liés au niveau microscopique. La dissolution-mobilisation des éléments dans les bauxites et latérites se fait sans aucun doute avec la participation des acides humiques et fulviques, car les eaux météoriques naturelles ne seraient pas en mesure d'engendrer ces phénomènes. En même temps, il y a un dépôt essentiellement de fer (formation de grumeaux et de couches fines de goëthite et d'alumogœthite).

Les observations sur le terrain montrent que durant toute la saison des pluies, le sol végétal est constamment affecté (d'une pluie à l'autre) par des changements d'humidification : depuis le noyage complet ou saturation en eau jusqu'au ressuyage (dessèchement) presque total.

Ceci doit conduire à l'alternance locale des conditions géochimiques de réduction et d'oxydation ce qui est typique pour les sols [84, 85]). En plus, il faut tenir compte d'une très grande quantité de matière organique végétale, d'une haute température de l'air et surtout du sol.

L'ensemble des zones (horizons) suscitées, représente le profil d'altération le plus complet pour les roches aluminosilicates.

Les précipitations atmosphériques, tombant à la surface, pénètrent vers le bas et lient ces zones en un système unique. A l'intérieur de ce système, grâce aux changements du régime hydraulique et du caractère de la transformation des matières organiques (création des acides organiques actifs

et/ou transformation complète jusqu'à la formation du CO et CO<sub>2</sub>), les conditions physico-chimiques changent radicalement.

Ces conditions déterminent la mobilité relative et absolue ou la stabilité des éléments chimiques et amènent à la formation d'une zonalité minéralogique et géochimique, en conservant le volume des roches primaires.

En fait, il se forme une sorte de colonne hypergène d'infiltration métasomatique dans laquelle la zone frontale est la zone de décomposition initiale et de désintégration des roches mères, tandis que la zone supérieure est le sol dans lequel les produits finaux d'altération latéritique deviennent aussi métastables et se dissolvent. Cette dissolution, mobilisation de la matière, est la principale source d'accumulation absolue (concentration) du fer dans la zone de transition et dans la partie supérieure de la zone d'infiltration (dans les conditions géochimique d'oxydation), et de l'aluminium – dans les parties inférieure et moyenne de la zone d'infiltration (dans les conditions géochimiques de gley).

En même temps, lorsque la dénivellation par rapport à la base d'érosion locale est suffisante, la zone inférieure tend constamment à se propager vers le bas ; les autres zones la suivent. Par contre, en surface, les processus chimiques (pédologiques) et physiques (dénudation en nappe des terrains aplanis) détruisent la couverture latéritique.

Sur les bowé, où suite au brûlage périodique de l'herbe et de la broussaille, les pluies torrentielles ont complètement enlevé le sol, on trouve partout des champs de blocs et des débris éluviaux (fig. 86). De tels paysages sont typiques pour tout le Fouta Djallon et le massif de Mandingo. Grâce à ces processus de création et destruction, le profil d'aplanissement latéritique, se retrouve en équilibre mobile et devient donc un autosystème. Ceci lui permet de se conserver longtemps parallèlement à l'altération physique et chimique des roches et au développement géomorphologique des territoires.



Fig. 86. Vue typique de la surface des bowé avec des débris éluviaux de bauxites et latérites

PRINCIPAUX FACTEURS DETERMINANT LA STRUCTURE  
ET LA COMPOSITION DES CROUTES D’ALTERATION LATERITIQUE

Lors du levé et de la prospection géologique menés dans diverses régions et différentes conditions géomorphologiques et géologiques, on a pu observer des croûtes d’altération qui diffèrent substantiellement des croûtes examinées plus haut.

Les différences les plus souvent constatées sont liées à la variabilité des épaisseurs ou la disparition de l’une ou même plusieurs zones. La composition des produits finaux – latérites au sens strict (de préférence alumineuses, ferrugineuses ou siliceuses) change. On note tout un éventail de textures et structures de roches latéritiques dans les profils d’altération, ainsi que la présence des roches détritiques et d’autres particularités.

De ce fait, des tentatives ont été faites pour établir une classification des croûtes latéritiques [69, 101, 112]. Le plus souvent cette classification ont concerné les croûtes latéritiques bauxitifères, qui sont les mieux étudiées sur le territoire du pays ou encore plus étroitement – les bauxites elles-mêmes. Ces dernières années, on constate également une augmentation de la quantité des informations concernant les minerais latéritiques riches en fer dérivant des itabirites, recensés dans le sud-est du pays.

Les principaux facteurs, qui déterminent habituellement la structure et/ou la composition des croûtes latéritiques, sont:

- la position géomorphologique des croûtes d’altération – l’âge et la forme du relief;
- la disposition des roches mères et leurs particularités structuro-texturales;
- la composition chimique, minéralogique et pétrographique des roches mères;
- l’âge et la durée des processus d’altération latéritique.

L’influence de chacun de ces facteurs doit être analysée séparément, cela étant les autres facteurs à savoir géologiques, géomorphologiques, climatiques, minéralogiques et pétrographiques doivent être identiques autant que possible.

Caractéristique des bauxites se trouvant sur les niveaux hauts et moyens du relief  
dans la province de Fouta Djallon-Mandingo

Tableau 24

Intervalle de cotes, m	Nombre de gisements	Epaisseur moyenne des bauxites, m	Teneur moyenne, mass, %		Teneur de coupure en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> lors du calcul des réserves, %	Principales régions
			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>		
150-300	65	6,2	46,2	2	40	Boké I, Fria
300-600	58	6,4	44,9	2,1	35; 40	Tougué ouest et Est, Dongol-Sigon, Bafing-Téné et autres.
600-900	28	7,6	47,2	2,5	35; 40	Dongol-Sigon, Tougué ouest et Est, Bafing-Téné
900-1200	57	5,6	44,4	2	35; 40	Plateau de Labé, Dabola Nord-ouest, Bantinel
1200-1538	8	5	46,3	3,1	40	Mali, Dalaba-Mamou
150-1538	221	6,2	45,8	2,25		

Facteur géomorphologique

L’influence du facteur géomorphologique sur la structure des croûtes latéritiques sera examinée sur l’exemple du Fouta Djallon.

Ici, les croûtes latéritiques (y compris bauxitifères) sont formées essentiellement aux dépens des roches terrigéno-sédimentaires aluminosilicates (aleuro-argilites, argilites et grès finement grenus) de la couverture continentale subhorizontale et aux dépens des sills de dolérites injectés dans ces couvertures. Donc, les roches mères à l’échelle de cette zone ont une composition et une disposition similaires; les conditions climatiques sont plus ou moins les mêmes.

Sur tout ce territoire, le relief représente, dans l’ensemble, une combinaison de:

- surfaces tabulaires, légèrement ondulées et en gradins de pente douce, représentant des fragments de surfaces aplanies, hétérochrones, à diverses cotes allant de 100-120 à 1450-1538 m; le nombre de gradins et leurs cotes augmentent en allant d’ouest en est, vers l’axe de la morphostructure;
- versants, séparant ces surfaces, pouvant avoir des pentes relativement douces (10-15°) ou raides et abruptes;
- surfaces aplanies des niveaux géomorphologiques inférieurs, dans lesquelles sont emboîtées les vallées des rivières et de leurs affluents. En allant d’ouest en est, depuis la Plaine littorale jusqu’à axe de la morphostructure du Fouta Djallon-Mandingo, les cotes des niveaux géomorphologiques inférieurs augmentent de 70-100 m à l’ouest, dans les bassins des rivières de *Tingilinta* et *Kogon*, jusqu’à 500-700 m, dans la partie centrale du Fouta Djallon;
- fonds des vallées des principales rivières avec l’ensemble de terrasses récentes du Pléistocène tardif et Holocène, y compris les dépôts alluviaux du lit majeur et mineur.

**Sur les surfaces aplanies des hauts et moyens niveaux**, commençant par les cotes de 160-180 m à l’ouest (région de Boké) à 1450-1530 m à l’Est suivant l’axe du Fouta Djallon, (à proximité de la ville de Mali), les travaux de recherche ont permis de mettre en évidence des croûtes latéritiques alumineuses sur des profils complets comportant un horizon de bauxites. Les données sur l’épaisseur et la qualité des bauxites des gisements, séparés en fonction de leurs cotes, figurent dans le tableau 24 [105].

Ces statistiques confirment que la qualité des bauxites et leurs épaisseurs sont très proches, on peut même dire qu’elles sont du même type. Dans tous ces gisements, les latérites ferrugineuses inférieures et/ou les lentilles de ferriplantites se situent au-dessous de l’horizon des bauxites. Quelques sondages, ayant traversé la croûte d’altération sur toute son épaisseur, montrent que l’horizon inférieur des argiles a une épaisseur qui va quelques mètres à 25-30 m. A sa base se trouvent les roches mères désintégrées de la zone de décomposition initiale. Bien que le monitoring du régime hydraulique sur la majeure partie de ces gisements n’aient pas été fait, on voit que, comme sur le profil généralisé d’altération, examiné plus haut, la zonalité minéro-géochimique verticale sur ces gisements correspond à la zonalité hydrogéologique.

La présence des bauxites d’épaisseur et de qualité similaires monte que la profondeur de la zone d’infiltration, au sein de laquelle le régime gazeux détermine la séparation de l’aluminium et du fer avec la formation de l’horizon bauxitique, est plus ou moins la même.

A première vue, il y a une contradiction. Sur les bowé de hauts niveaux – plus anciens, les processus latéritiques ont commencé plus tôt et durent plus longtemps. Par conséquent, la croûte aurait dû être plus épaisse.

Pourtant, si l’on considère, comme il a été proposé avant, le profil d’altération comme un autosystème hypergène dans lequel la vitesse de dénudation est proche de la vitesse d’altération vers le bas, alors cette contradiction apparente est levée.

On ne va pas s’arrêter ici sur les variétés du profil type, liées à de diverses conditions locales qui seront examinées plus bas.

Dans toutes les régions, les surfaces aplanies des bowé, sur lesquelles se développent les croûtes bauxitiques avec un profil complet, ont une position hypsométrique dominante ou une dénivellation considérable par rapport à la base d’érosion locale et au niveau inférieur du relief. Donc, le démembrement relief assure le régime hydraulique de «lavage».

**Les versants**, séparant les surfaces aplanies bauxitifères, présentent quelques variantes en ce qui concerne la structure des croûtes latéritiques suivant l’inclinaison des pentes.

Sur les pentes raides (avec l’angle d’inclinaison supérieur à 30-35°), sans parler de versants abrupts, les croûtes latéritiques sont pratiquement absentes, car la vitesse d’altération physique (désagrégation et ablation) dépasse la vitesse d’altération chimique. Dans certaines zones, il existe des roches bauxitiques appelées extra-latéritiques [38].

Le plus souvent elles se rencontrent sur les pentes de dolérites et sont représentées par des formations, dites «pain d’épice», dont l’épaisseur est de quelques mètres. Il s’agit de produits d’altération ré-



siduels sans redistribution des éléments. Sur ces pentes, la nappe phréatique n'a pas de niveau constant et l'altération se passe sur toute son épaisseur, pour ainsi dire, dans la zone d'infiltration. Cependant ces roches n'ont aucune valeur économique ni par leur envergure, ni par leur qualité.

Sur les pentes douces (10-15°), les séquences latéritiques ont, en général, un profil complet.

L'épaisseur des bauxites augmente souvent jusqu'à 12-16 m près du bord arrière de ces pentes où s'accumule les éboulis de pente déluviaux.

Et enfin, à la périphérie des bowé avec des pentes de 15-20°, passant plus bas à des pentes raides, on constate une ablation des zones supérieures et l'affleurement des zones inférieures représentées par exemple (ce qui arrive le plus souvent) par des latérites ferrugineuses inférieures avec des ferriplantites. Lorsque les horizons argileux tendres sont mis à découvert, ils sont rapidement érodés jusqu'aux roches en place dures.

**Sur les niveaux aplanis inférieurs du relief** qui sont en général adossés aux versants de bowé plus hauts, se développent généralement des croûtes latéritiques ferrugineuses non bauxitifères. Dans ces séquences, l'horizon ferrugineux inférieur, on dirait, fusionne avec la cuirasse ferrugineuse supérieure sans laisser place aux bauxites. Sur ces niveaux pendant la saison des pluies, la zone d'infiltration hydraulique est soit très faible, soit absente et la nappe phréatique apparaît en surface.

Ce n'est que dans le cas où ces surfaces pliocènes-pléistocènes et pléistocène (leurs niveaux inférieurs) apparaissent sur les partages des eaux locaux et se développent sur les roches en place favorables et hautement perméables (haute capacité d'infiltration) que ces zones peuvent produire des croûtes latéritiques bauxitifères au profil complet ou des extra-latérites.

A titre d'exemple, on peut citer les formations latéritiques bauxitifères développées sur les syénites néphéliniques de l'île de Kassa (archipel de Loos).

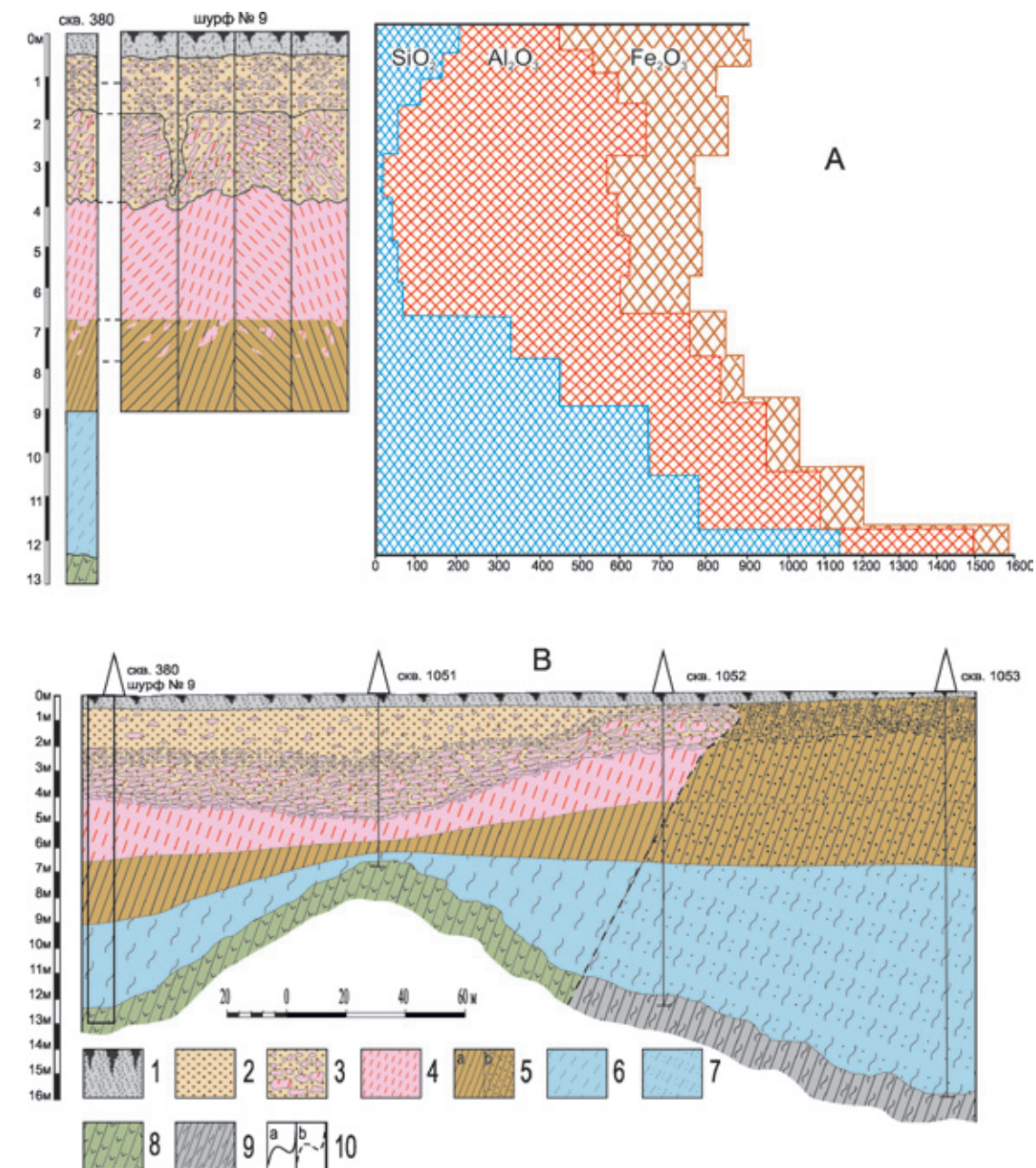
Ici, sur des cotes de +10-20 m, l'altération latéritique des syénites néphéliniques a conduit à la mise en place d'un petit gisement de bauxites. Le profil d'altération extra-latéritique s'est formé durant une période relativement courte (probablement à partir du Pléistocène moyen) sur ces roches massives, à cristaux gros et moyens, sans quartz, hautement alumineuses, très fissurées avec des minéraux facilement décomposables. Mais, dans les parties centrales du gisement, comme il a été montré par les sondages de prospection, au-dessous des bauxites, ayant ici une épaisseur de 6 à 7 m, repose un horizon d'argiles pseudomorphes de quelques mètres d'épaisseur. Les argiles sont plus ferrugineuses dans leur partie supérieure (sous les bauxites). Dans la partie la plus supérieure – près de la surface, les bauxites deviennent rouges et ont une teneur plus élevée en fer. On constate donc les mêmes tendances de zonalité minéro-géologique typiques pour le profil latéritique bauxitifère.

A la surface aplanie du partage secondaire des eaux aux cotes de 30 m sur la Plaine littorale aux environs du village de Farmoréya, on trouve des croûtes latéritiques bauxitifères dérivant des corps d'amphibolites archéens encaissés dans les schistes cristallins. L'âge de cette surface de dénudation, accolée à la II-ème terrasse marine, est Pléistocène précoce, probablement Pléistocène moyen, au plus.

Les roches mères – amphibolites, tout comme les schistes cristallins encaissants, sont disposées en pente raide (~ 65-75°) et foliacées, grâce à quoi le niveau des eaux souterraines est relativement bas. Par conséquent, le profil latéritique ici est complet avec un horizon bauxitique et une zonalité minéro-géochimique classique (fig. 87A).

Comme on voit sur la série de sondages géologiques (fig. 87 B), le développement des bauxites se limite strictement aux amphibolites. Lors du passage dans les schistes cristallins encaissants contenant une grande quantité de quartz grossier (plus de 1-3 mm), les produits d'altération deviennent ferrugineux, peu alumineux et contiennent beaucoup de silice non seulement sous forme de quartz mais également sous forme de kaolinite.

Il est à noter, que malgré la différence de roches mères (syénites néphéliniques et amphibolites) et de la teneur en alumine totale, les indices de bauxites de l'île de Kassa et de Farmoréya sont similaires. Toutes ces bauxites ont une teneur élevée en kaolinite. Ceci serait dû à leur immaturité étant donnée la période d'altération assez courte. Les chercheurs soviétiques [113] ont proposé de rattacher ces



**Fig. 87.** Structure de la croûte latéritique bauxitifère d'après la description du puits et sondage carottant juxtaposé foré dans les amphibolites (A) et structure du profil géologique suivant la ligne transversale des sondages géologiques (B) sur le gisement de Farmoréya.

1 – sol végétal; 2 – roches alumo-ferrugineuses détritiques; 3 – débris de bauxites pseudomorphes aplanis, sans déplacement important, dans le ciment alumo-ferrugineux; 4 – bauxites pseudomorphes; 5 – roches à gibbsite-kaolinite-goethite de la zone de transition: a – dérivant des amphibolites, b – dérivant des schistes à quartz-biotite-pyroxène; 6 – horizon d'argiles pseudomorphes: a – dérivant des amphibolites, b – dérivant des schistes à quartz-biotite-pyroxène; 7 – amphibolites; 8 – schistes cristallins à quartz-biotite-pyroxène; 9 – contacts: a – nets, b – progressifs.

bauxites aux bauxites immatures comme par exemple les produits d'altération latéritique du gisement du «1-er Mai» et autres dans le Vietnam du Sud.

Les croûtes latéritiques bauxitifères et respectivement les gisements de bauxites n'ont pas été découverts sur les roches sédimentaires (aleuro-argilites et argilites du Dévonien, Silurien et Cambrien) reposant subhorizontalement sur des gradins inférieurs (Pliocène tardif et Pléistocène) et sur le niveau le plus bas du relief.



Dans les lits des vallées, les croûtes d'altération situées sous les dépôts de la I-ère terrasse et des lits majeurs sont représentées uniquement par l'éluvion argileuse, c'est-à-dire par les argiles de préférence kaolinitiques et polyminérales, claires.

### Facteur de l'allure des roches

Ce facteur est partiellement examiné plus haut sur l'exemple des croûtes latéritiques bauxitifères de l'indice de Farmoréya.

La dépendance encore plus marquée entre la structure du profil latéritique et l'allure des roches mères et respectivement le degré de perméabilité pour les eaux météoriques est visible lorsqu'on compare les épaisseurs des croûtes latéritiques à Fouta Djallon et sur la chaîne de Zogota (le prolongement sud de la chaîne de Simandou).

Lors de la prospection de la chaîne de Zogota pour les minerais latéritiques de fer, certains sondages carottants ont traversé une croûte latéritique bauxitifère formée aux dépens des schistes métamorphiques. Les schistes à quartz-biotite forment un interlit dans l'assise d'itabirites de la série protérozoïque précoce de Simandou. Ils ont un pendage raide (subvertical). Le site de forage se trouve sur le fragment de la surface aplanie miocène aux cotes de 840-910 m [77].

Comme on peut le voir sur la coupe généralisée (fig. 88 A), l'épaisseur de toutes les croûtes latéritiques bauxitifères est substantiellement plus élevée que l'épaisseur des croûtes, formées aux dépens des roches aluminosilicatées de la couverture de plate-forme, reposant subhorizontalement.

En préparant la plate-forme pour la sondeuse, le bulldozer a décapé presque 1 m de latérites ferrugineuses. Dans le trou de forage, la séquence commence par des bauxites dont l'épaisseur avoisine 20 m. Au-dessous des bauxites dans l'intervalle de 20-42 m vient une alternance des argiles kaolinitiques (bauxitifères dans la partie supérieure, avec de la gibbsite) et des passées de roches dures hautement ferrugineuses à goëthite avec faible quantité de gibbsite et de kaolinite. En fait, ce sont les équivalents des ferriplantites très développées dans le Fouta Djallon directement au-dessous de l'horizon de bauxites. Elles se ressemblent extérieurement (fig. 88 B), d'ailleurs comme les bauxites elles-mêmes (fig. 88 C). Plus bas, vient une zone assez épaisse d'éluvion argileuse. Selon la répartition en leur sein de K et Mg, on peut affirmer que dans la partie supérieure, les argiles pseudomorphes sont composées essentiellement de kaolinite et dans la partie inférieure – d'argiles polyminérales, de préférence illitiques avec des restes de roches en place altérées.

L'épaisseur totale de la croûte d'altération est de 80-90 m au moins. La dénivellation par rapport à la base d'érosion dépasse 300 m. Avec le pendage raide des roches mères foliacées et une haute position hypsométrique par rapport à la base d'érosion locale, la zonalité hydrogéologique verticale doit y être plus importante qu'au Fouta Djallon.

Les zones d'infiltration et de battement de la nappe phréatique atteignent des dizaines de mètres ce qui explique les différences dans les épaisseurs des croûtes latéritiques bauxitifères comparées. Pourtant, les schistes métamorphiques (substantiellement biotitiques) et les aleuro-argilites de la couverture de plate-forme ont une composition chimique initiale assez similaire en ce qui concerne les teneurs en  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  et  $SiO_2$ .

Les croûtes d'altération plus puissantes avec des zones étirées à la verticale se développent aux dépens des itabirites. Dans la même zone de Zogota, l'épaisseur totale de la croûte d'altération sur le relief miocène atteint 120-140 m, et la zone d'oxydation de la magnétite sans traces apparentes d'altération atteint 170-200 m. Les itabirites se distinguent par une forte foliation et une forte perméabilité. Le forage carottant dans les itabirites altérées se fait avec une forte perte de la boue de forage. Le monitoring fait sur quelques trous au début de la saison des pluies jusqu'à la profondeur de 100-120 m n'a pas relevé la présence de nappe phréatique. Pourtant, lors du forage dans les schistes aluminosilicatés, le niveau de la nappe a été rencontré à la profondeur de 42-50 m. Il est à noter, que sur le site de Zogota dans la croûte d'altération, développée aux dépens des itabirites (avec des passées de schistes aluminosilicatés), la zone de minerais riches est développée en moyenne jusqu'à la profondeur de 70 m. En partant de sa

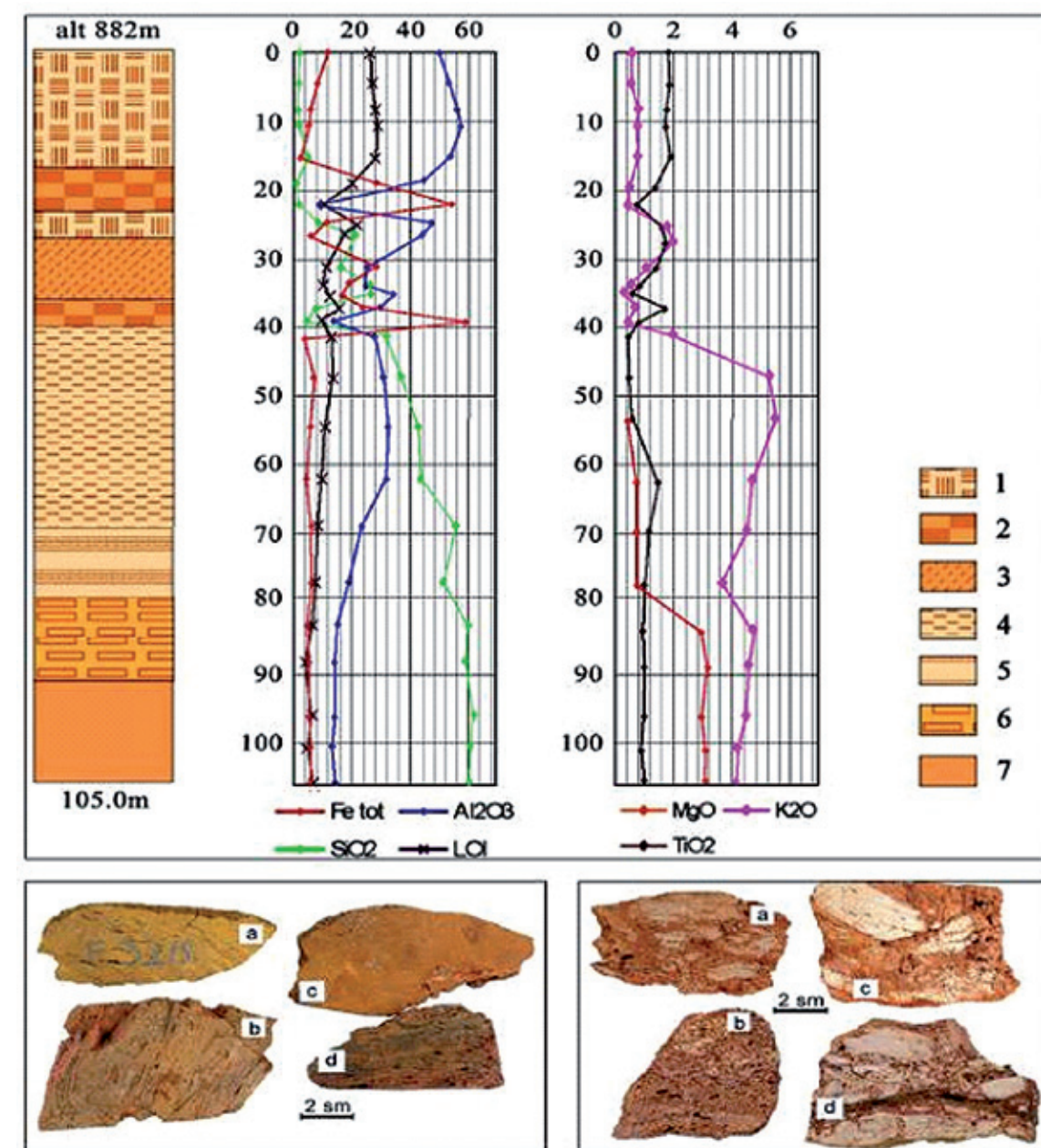


Fig. 88. Croûte latéritique bauxitifère formée aux dépens des schistes métamorphiques subverticaux à biotite de la chaîne de Zogota.

A – Séquence complète de la croûte latéritique et diagrammes géochimiques des composants majeurs: 1 – bauxites de qualité moyenne et haute ( $Al_2O_3 > 45-50\%$ ); 2 – ferriplantite; 3 – argiles kaolinitiques à gibbsite; 4 – argiles kaolinitiques; 5 – argiles polyminérales; 6 – schiste à biotite faiblement altéré et désintégré; 7 – schiste à biotite frais. B – Échantillons de ferriplantites; a, b – dérivant des schistes à biotite; c, d – dérivant des aleuro-argilites; C – Échantillons de bauxites; a, b – structurales: a – dérivant des schistes à biotite, b – dérivant des grès aleuritiques; c, d – détritiques: c – dérivant des schistes à biotite; d – dérivant des aleuro-argilites.

surface inférieure vers le bas, on rencontre des poches linéaires et secteurs jusqu'à la profondeur de 100-140 m. Ceci est dû à la perméabilité inégale des roches mères. De plus, les zones à différent degré d'altération se trouvent sur le même niveau hypsométrique. Même en surface, on rencontre des affleurements locaux d'itabirites très peu altérées.

La structure des croûtes latéritiques ferrugineuses sera décrite en détails plus bas. Pour illustrer le rapport entre la structure du profil d'altération et l'allure des roches mères et leur perméabilité, notons



seulement que sur les chaînes de Simandou et de Nimba, l'épaisseur de la croûte d'altération atteint 400-450 m.

A la différence du Fouta Djallon, y compris sur les hauts niveaux du relief, dans les roches mères à pendage raide la vitesse du développement du profil d'altération vers le bas est dans l'ensemble plus élevée et n'est pas compensée par l'ablation de la surface. Cela va sans dire que ce facteur est valable lorsque la dénivellation par rapport à base d'érosion locale est assez importante.

La composition et la structure des croûtes latéritiques dans le Fouta Djallon dépendent également du cadre *géologique local* (essentiellement du plissement des roches). La couverture de plate-forme est souvent affectée par les distorsions tectoniques (gauchissement) avec la formation de synclinaux en cuvette et d'anticlinaux en crête. Il est difficile de les cartographier sur les gradins adoucis du relief couvert d'une épaisse croûte d'altération.

Lors des travaux de recherches et de prospection, on a noté à maintes reprises que la partie centrale de certains bowé ne comporte pas de bauxites et ce n'est qu'à la périphérie des plateaux, plus près du versant, que les bauxites apparaissent.

L'exemple le plus typique en est le gisement de Ferrifou et la partie centrale, la plus haute, du gisement de Débélé. Sans la prospection détaillée du gisement de Débélé accompagnée d'un monitoring du régime hydrogéologique, ces faits seraient encore une énigme.

La prospection a montré que la couverture latéritique au sens strict, développée au centre du gisement de Débélé, sur sa partie la plus haute, avait une épaisseur particulièrement faible (4-5 m max). Elle est représentée par des latérites hautement ferrugineuses, très différentes des bauxites par leur composition. Plus bas viennent les argiles kaoliniques pseudomorphes. Les observations hydrogéologiques, menées dans les sondages forés à maille régulière, ont montré que dans les limites de cette partie du gisement, le niveau des eaux souterraines est très proche de la surface (1-2 m) pendant la saison des pluies et souvent apparaît en surface. Périodiquement on voit des terrains couverts d'eau avec une végétation typique de marais. Il est à noter, qu'il s'agit de la partie la plus haute du bowal où il n'y a pas de venue d'eau de l'extérieur. La cartographie structuro-lithologique plus détaillée des roches mères représentées par les aleuro-argilites et argilites de la suite de Télémélé (Silurien), a permis d'établir que cette partie du bowal coïncide en plan avec une structure synclinale en cuvette.

La comparaison de la carte des profondeurs du niveau de la nappe phréatique pendant la saison des pluies avec la carte des épaisseurs de bauxites a montré leur très forte ressemblance (fig. 89). Il est devenu clair, que c'est justement le régime hydraulique qui contrôle la répartition des bauxites – la structure interne de la couverture latéritique. A l'intérieur du synclinal, il y a toujours une accumulation d'eau. La nappe phréatique monte jusqu'à la surface en sorte que pendant la saison des pluies la zone d'infiltration n'existe pas. La concentration de fer y est tellement intense que ceci a amené à la formation des minerais ferrugineux à alumine et goëthite.

Sans aucun doute, sur le gisement de Ferrifou et plusieurs autres bowé où des faits similaires ont été signalés, il y a une stagnation des eaux souterraines pendant la saison des pluies à l'intérieur des structures synclinales locales. Il existe une régularité naturelle, dite inversion géomorphologique, lorsque les formes positives du relief se développent sur les structures négatives (synclinales) et inversement l'érosion-dénudation se développe plus intensément sur les structures positives (anticlinales).

Plus tard, le monitoring du régime hydraulique réalisé sur d'autres gisements étudiés en détails, a montré que les épaisseurs des bauxites dépendent de la profondeur de la nappe phréatique [75], et donc de l'épaisseur de la zone d'infiltration.

La structure des croûtes latéritiques dépend également des *déformations disjonctives* au niveau des roches mères. Ainsi, le long des zones fissurées, l'épaisseur de la croûte d'altération augmente à la suite de l'abaissement local de la nappe phréatique.

Par conséquent, les déformations plicatives et disjonctives des roches mères, avec la disposition, dans l'ensemble, subhorizontale de la couverture continentale du plateau de Fouta Djallon-Mandingo, ont aussi une influence sur la structure et la composition des croûtes latéritiques. Il n'est pas difficile de remarquer que cette influence se fait à travers le facteur hydrogéologique.

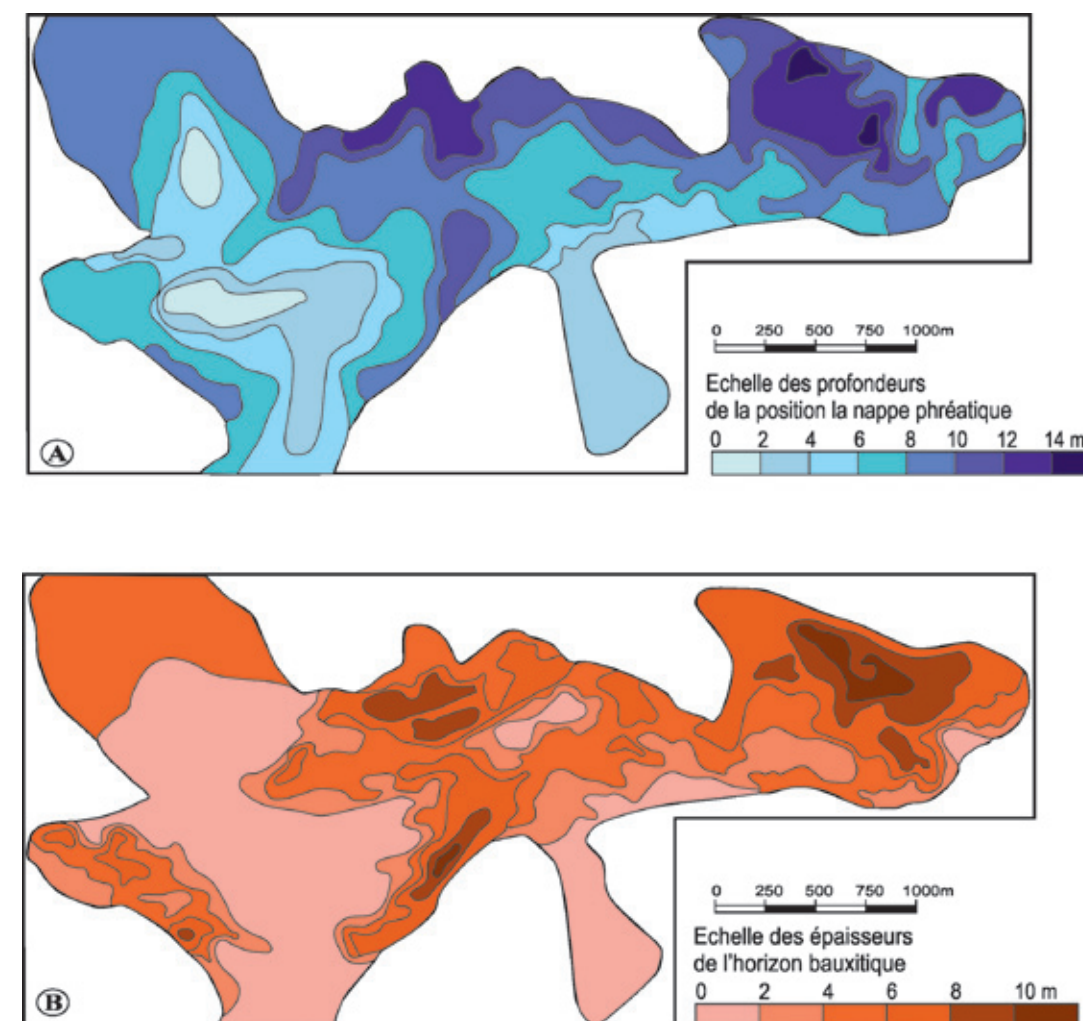


Fig. 89. Profondeurs du niveau de la nappe phréatique pendant la saison des pluies (A) et épaisseurs des bauxites (B) sur le gisement de Débélé.

De cette façon, les changements de structure et composition des croûtes latéritiques en fonction de leur position dans le relief (depuis les hauts niveaux jusqu'aux lits des vallées) – dit facteur géomorphologique – et en fonction de l'allure des roches mères et de leurs déformations plicatives et disjonctives sont absolument logiques et attendues. Si on prend pour référence le profil latéritique «complet», sa zonalité verticale, on voit qu'avec le changement des conditions géomorphologiques, en allant de haut en bas, ce profil perd successivement les zones minéro-géochimiques à commencer par les plus supérieures.

Sur les gradins inférieurs du relief aplanis où le niveau des eaux souterraines s'approche de la surface grâce à la venue des eaux depuis les versants voisins et à faible dénivellation par rapport à la base d'érosion locale, la zone de concentration de l'aluminium, horizon de bauxites, disparaît du profil d'altération. C'est à dire que la zone d'altération correspond à la zone hydrogéologique du battement de la nappe phréatique. Le même phénomène est observé sur les structures synclinales se trouvant sur des niveaux plus élevés du relief.

Et enfin, au fond des vallées, sous les alluvions des lits majeurs et des terrasses basses dans des conditions de saturation en eau (pendant la saison des pluies ou pendant toute l'année), les deux zones supérieures disparaissent du profil d'altération. Les croûtes latéritiques sont représentées uniquement par l'horizon argileux. Or, dans le profil d'altération, dit complet, l'horizon d'argiles se forme en bas de la séquence dans les conditions de noyage pendant la saison des pluies.

On peut considérer que chacun des types de profil décrits est, pour ainsi dire, «complet» - adéquat aux des conditions géomorphologiques et structuro-lithologiques concrètes.

Ce n’est que sur certains versants de bowé où une partie des zones supérieures sont rabotées par l’érosion-dénudation, que le profil d’altération peut être considéré comme «incomplet».

On peut établir une analogie entre le changement des zones géographiques, par exemple, par les latitudes de la Terre en allant de nord à sud (zones glaciaires – toundra – forêt – steppes herbacées) et le changement de la végétation dans les hautes montagnes (glaciers – taches de neige – végétation naine – végétation herbacée et arborescente). Les deux zonalités (dans ce cas représentés par la végétation) reflètent le changement du principal facteur – le climat. Dans le premier cas latéralement, dans le deuxième – verticalement.

Dans notre cas, dans les conditions de climat qui sont les mêmes pour toutes les zones à l’échelle régionale, les changements latéraux dans la structure et dans la composition minéralogique et géochimique des croûtes latéritiques (dans diverses conditions géomorphologiques) correspondent au changement des régimes hydrauliques et gazeux verticaux, c’est à dire en stricte conformité avec le facteur principal – les conditions hydrogéologiques.

Le facteur d’âge ou de durée d’altération, comme il a été démontré plus haut, n’a pas d’incidence sur l’épaisseur des croûtes latéritiques et bauxites développées sur les niveaux hauts et moyens du Fouta Djallon. Par contre, sur les roches à pendage raides de la série de Simandou, ce facteur joue un rôle important.

Ainsi, la surface aplanie est conservée d’une manière fragmentaire au sommet de la chaîne de *Zogota* (cotes de 860-910 m). Par analogie avec les galets conservés dans ces régions (plus au Nord) sur de hauts niveaux (850-910 m) [76], son âge est daté du Miocène moyen. Les fragments des surfaces sous-jacentes, probablement, du Miocène tardif et Pliocène-Pléistocène précoce, sont observés sur les versants et dans les dépressions, ainsi que dans les «ensellements» de la chaîne, aux cotes de 520-760 m.

Les surfaces relativement adoucies, ayant un âge allant de l’Oligocène au Crétacé tardif, se rencontrent sporadiquement à diverses cotes allant de 1100 à 1752 m sur les chaînes de *Simandou* et *Nimba*.

L’analyse statistique des épaisseurs des croûtes latéritiques ferrugineuses, reconnues par sondages carottants, forés dans les itabirites sur les surfaces aplanies hétérochrones, a montré une interdépendance assez nette de ces paramètres (tabl. 25). Comme on peut voir sur ce tableau, les épaisseurs des croûtes latéritiques augmentent au fur et à mesure de l’augmentation des cotes et de l’âge du relief. On y voit une corrélation assez logique – plus la surface adoucie du relief est ancienne et, respectivement, l’altération chimique des itabirites est longue, plus la puissance verticale d’altération latéritique et la transformation des roches mères sont importantes. Soulignons, que ce facteur est valable à condition que la dénivellation par rapport au niveau de base local soit considérable: 200-300 m à *Zogota*, 400-1700 m à *Simandou* et 800-1100 m à *Nimba*.

Ceci confirme indirectement le fait, que les surfaces aplanies du relief ayant des cotes plus élevées sont plus anciennes. C’est à dire, le développement géomorphologique dans le sud-est du pays – dans les limites de l’élévation Guinéenne, a eu un caractère cyclique aussi bien que sur le plateau de Fouta Djallon-Mandingo, parallèlement aux mouvements tectoniques positifs. Le rythme de soulèvement dans cette région a été plus intense. Malgré que les roches cristallines à pendage raide, ainsi que les divers granitoïdes on du se désagréger, dans des conditions d’altération chimique intense, plus facilement (plus vite) que les roches substantiellement argileuses subhorizontales du Fouta Djallon, les chaînes assez hautes de *Simandou* et *Nimba* se sont conservées dans le nord-est du pays. Naturellement, les quartzites ferrugineux ont contribué par leur résistance aux processus d’érosion-dénudation, mais pas plus que les cuirasses ferrugineuses dures développées sur les roches en place subhorizontales du Fouta Djallon-Mandingo.

Selon tous les indices, la désagrégation physique des produits d’altération sur la chaîne de Simandou et ses versants est assez intense. La désagrégation des versants dans leurs parties supérieures amène à la destruction des zones aplanies des gradins et du sommet avec la formation d’un pourtour dentelé le long de l’axe de la chaîne. Les affleurements de roches mères peu altérées sur les versants, ainsi qu’un

Changement de l’épaisseur des croûtes latéritiques développées aux dépens des itabirites en fonction de l’âge du relief

Tableau 25

Niveau géomorphologique du relief	N-bre de sondages	Cotes de la tête des sondages, de – à, m	Epaisseur de la croûte d'altération, m moyenne de – à	N-bre de sondages avec l'épaisseur de la croûte d'altération:				
				<50 m	>100 m	>200 m	> 300 m	> 400 m
Chaîne de ZOGOTA								
Pliocène-Pléistocène précoce	16	500 – 647	<u>31</u> 15,3 – 72,3	<u>14</u> 88*	0	0	0	0
Miocène tardif	48	656 – 807	<u>65</u> 14 – 143	<u>16</u> 34	<u>7</u> 15	0	0	0
Miocène moyen	44	840 – 900	<u>79</u> 23 – 146	<u>5</u> 12	<u>10</u> 23	0	0	0
Chaîne de SIMANDOU, Site Gaff								
Oligocène-Miocène précoce et Paléocène-Eocène moyen	70	1000 – 1300	<u>137</u> 27 – 384	<u>7</u> 10	<u>22</u> 31	<u>12</u> 17	<u>3</u> 4	0
Chaîne de SIMANDOU, Site de Pic de Fon								
Crétacé tardif**	Pas de données	1500 – 1650				Prédominant		
Chaîne de NIMBA								
Crétacé tardif**	Pas de données	1500 - 1750				Prédominant		
Observations: * -au dénominateur – pourcentage dans le nombre total des trous; ** - pas de données statistiques								

large développement des minerais ferrugineux remaniés – «canga», témoignent aussi de la désagrégation active des produits d’altération. Mais, dans l’ensemble, l’altération latéritique chimique des itabirites dans plusieurs endroits se fait plus rapidement, que l’altération physique (la désagrégation). De ce fait, sur les hauts niveaux du relief, l’épaisseur de la croûte d’altération (minerais ferrugineux essentiellement à goëthite et martite) atteint 400-450 m. Pourtant, l’activation des processus d’érosion-dénudation dans plusieurs endroits de la chaîne de Simandou a amené à la réduction de l’épaisseur, jadis importante, du profil d’altération et à la destruction des zones supérieures. Par conséquent, on y observe une très grande variabilité des épaisseurs de minerais dans les zones minières.

Facteur de la composition chimique et particularités minéralogiques et pétrographiques des roches mères en place

L’influence de la composition des roches mères sur la composition des produits d’altération latéritique se manifeste d’une manière évidente si l’on compare les croûtes d’altération développées aux dépens des dunites de la pesqu’île de Kaloum et des syénites néphéliniques de l’île de Kassa, qui se trouvent à quelques kilomètres de la presqu’île. Les unes comme les autres sont magmatiques, massives, grossièrement et moyennement cristallines, sans quartz, donc leurs structures et textures sont proches. Mais, leur composition minéralogique et chimique diffère radicalement et surtout cela concerne le



rapport aluminium/fer. Les orthoamphibolites et les schistes cristallins archéens de la région de Farmoréa se trouvent dans les conditions géomorphologiques et spatiales similaires. Mais leur composition chimique diffère substantiellement tant de dunites, que de syénites à néphéline (tabl. 26).

Teneurs en composants chimiques de diverses roches mères et des produits d’altération latéritique dans les conditions climatiques et géomorphologiques similaires

Tableau 26

Roches mères et produits de leur altération latéritique	Masse volumique, kg/m³	Teneur en composants, poids %:					$\frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Perte au feu	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Bauxites	1,730	5,8	54,4	10,56	–	28,4	5,16
Syénites à néphélines, île de Kassa	2,610	55,38	22,74	2,31	0,7	1,04	7,34
Bauxites ferrugineuses	1,810	7,8	41,2	26,4	–	22,6	1,56
Amphibolites, Farmoréa	2,700	47,6	19,4	2,12	4,6	2,3	2,7
Latérites ferrugineuses avec du quartz résiduel	1,850	15,1	34,2	32,1	–	17,3	1,06
Schistes à quartz-biotite-pyroxène, Farmoréa	2,605	68,3	12,8	1,73	6,5	3,7	1,42
Minerais ferrugineux rocheux	2,600	1,2	3,9	79,72	–	14,03	0,05
Ocres à goethite structurales	1,210	2,17	1,94	80,22	–	12,4	0,03
Dunites, presque île de Kaloum	2,760	35,65	1,05	7,85	10,5	6,5	0,06

La comparaison des produits d’altération latéritique finaux (roches dures de la zone supérieure) montre que leurs compositions chimiques diffèrent très sensiblement.

Ainsi, les bauxites hautement alumineuses et peu ferrugineuses se forment aux dépens des syénites à néphéline. Les bauxites ferrugineuses de qualité relativement peu élevée se forment aux dépens des amphibolites, dans leur partie supérieure ces bauxites passent en latérites ferrugineuses (fig. 87). Les minerais de fer durs, de préférence à goethite et hématite-goethite, relayés en bas par les ocres ferrugineuses, roches hautement poreuses, pseudomorphes à goethite, se forment aux dépens de la partie supérieure des dunites. Les roches latéritiques dures, substantiellement ferrugineuses à teneur très élevée en silice y compris sous forme de quartz, se forment aux dépens des schistes cristallins archéens à teneur élevée en quartz grossier.

Cela étant, la comparaison isovolumétrique (en quantités absolues) des teneurs en différents éléments des roches mères et des produits rocheux d’altération montre, dans tous les cas, une augmentation sensible de la teneur en fer (converti en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) dans ces derniers.

Parmi les données citées il faut surtout noter deux facteurs.

Premièrement, les autres conditions restant similaires, la composition chimique des produits finaux est déterminée avant tout par la composition des roches mères et, surtout, par les rapports quantitatifs Al/Fe.

L’influence de la silice libre – quartz – dépend de la durée et de l’intensité d’altération. Par exemple, dans les croûtes d’altération dérivant des itabirites contenant initialement 50-70% de quartz, il est pratiquement absent dans les latérites « mures » des zones supérieures, ce qui a favorisé la formation de minerais riches en fer. Les bauxites du Fouta Djallon-Mandingo, dérivant des aleurolites, argilites et grès finement grenus (dans lesquels la teneur en quartz fin atteint 30 à 50%), sont dépourvues de quartz initial. Pourtant, dans les bauxites sédimentaires-latéritiques dérivant de la série de Sangarédi (indice de Kavelin, rive gauche de la rivière de *Kogon*), les gros grains et le gravier de quartz n’ont pas eu le temps, à partir du Miocène moyen, de se lessiver complètement. La teneur élevée en silice, jusqu’à 30%, de ces bauxites est due à la présence de quartz résiduel. Même, en portant la teneur de coupure en SiO<sub>2</sub> jusqu’à 10%, la valeur moyenne reste de 5,6%.

Deuxièmement, lors de l’altération latéritique, il se passe dans les zones supérieures (dans la couverture latéritique au sens strict – au-dessus de l’horizon des argiles) une accumulation absolue d’aluminium et de fer. Mais la concentration absolue de fer est pratiquement 2 fois plus élevée que celle d’aluminium.

Si ces deux composants lithogénétiques majeurs étaient répartis dans la couverture latéritique (au-dessus de l’horizon d’argiles) aussi régulièrement que dans les roches initiales, les bauxites de haute qualité ne se seraient jamais formées. Ce n’est que sur les roches comme les syénites à néphéline, dans lesquelles le module ferrugineux (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ΣFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) dépasse 6-7, que les bauxites de bonne qualité ont pu se former.

La formation des bauxites est devenue possible grâce à la séparation spatiale de fer et d’aluminium dans les conditions physico-chimiques spécifiques créées dans le profil d’altération.

Il n’en reste pas moins vrai que les bauxites plus ferrugineuses se forment, les autres conditions restant égales, aux dépens des roches mères plus ferrugineuses. Par exemple, sur les dolérites finement cristallines dans lesquelles la teneur en fer converti en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> atteint 12-13%, avec 14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> max, les bauxites (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>≥40) sont assez rares et représentées, en général, par des variétés ferrugineuses de qualité médiocre. Et dans l’ensemble, les bauxites, développées aux dépens des dolérites sont plus ferrugineuses que celles dérivant des roches argileuses terrigéo-sédimentaires de la couverture de plate-forme.

Les roches mères les plus favorables à la formation latéritique des bauxites se sont formées dans cette région à la suite d’accumulation et de transformation épigénétique des sédiments continentaux de la série de Sangarédi. Le départ massif de fer a eu lieu dans un milieu géochimique de gley (désoxydation) au stade de dépôt dans les conditions de saturation en eau, mais avec un bon drainage (eau courante). Cela veut dire, que la séparation spatiale de l’aluminium et du fer s’est faite avant la latéritisation de ces sédiments.

Dans le monde, il existe des cas où la séparation spatiale de l’aluminium et du fer a eu lieu après la formation de la couverture latéritique bauxitifères. Notamment, ce sont les gisements de la Guyane et des pays limitrophes où sous les dépôts sablo-argileux à lignites de quelques dizaines de mètres d’épaisseur, les roches dures de la couverture latéritique ensevelie ont été déferriées (blanchies). Ceci a conduit à la formation des bauxites blanches de très bonne qualité. Le blanchiment des roches est accompagné de la resilicification des bauxites avec néoformation d’argiles kaolinitiques surtout dans la partie supérieure de l’horizon bauxitique et le long des fissures et cavités. Avec cela, la vitesse de blanchiment est beaucoup plus élevée que la vitesse de resilicification. Alors que tout l’horizon de bauxites de 10-12 m est affecté par le blanchiment (réduction et départ du fer), la resilicification avec néoformation d’argiles kaolinitiques se limite en général à 0,5 m rarement à 1 m.

Le même rapport entre la vitesse de blanchiment et de resilicification a été décrit plus haut (fig. 83).

En faisant l’extrapolation de ces processus sur un temps plus long, on peut supposer que les gîtes d’argiles kaolinitiques déferriées, de bonnes qualités, se sont formés notamment grâce au blanchiment et à la resilicification des couvertures latéritiques ensevelies sous les sédiments alluviaux.

Sur le littoral atlantique actuel en Guinée et dans les pays voisins, des gîtes de bauxites et d’argiles kaolinitiques ensevelies blanchies et/ou entièrement résilifiées n’ont pas été rencontrés. Pourtant, il y a toutes les raisons de supposer qu’au Miocène moyen, sous les dépôts de la série de SANGARÉDI lorsqu’ils se déposaient sur les couvertures latéritiques des niveaux inférieurs du relief, il y a eu lieu aussi bien le blanchiment que la formation des argiles kaolinitiques. Dans les cas où les dépôts de la série de SANGARÉDI se sont déposés sur les roches mères, il dut se produire la décomposition et l’hydratation des minéraux des roches mères et leur transformation en argiles kaolinitiques ainsi que leur blanchiment (déferrification).

Donc, les roches mères particulièrement favorables de la série de SANGARÉDI avec un module ferrugineux très élevé ont été complétées au Miocène moyen par les roches blanchies du de leur lit, préalablement latéritisées ou fraîches. L’épaisseur de ces roches blanchies sous les dépôts de la série de SANGARÉDI étaient de quelques mètres à 10-12 m. La description des bauxites formées aux dépens de telles roches sera donnée plus bas avec la caractéristique spéciale des bauxites et leur classification génétique.

Ainsi, la composition chimique et minéralogique des roches mères joue le rôle déterminant dans la composition des produits finaux d’altération latéritique. Par contre, l’allure des roches, le degré de



foliation et la présence d'accidents plicatifs et disjonctifs influent plutôt sur l'épaisseur des zones minéro-géochimiques et de la croûte d'altération dans l'ensemble.

Etant donné que les bauxites et les minerais de fer latéritiques sont les principales matières premières en Guinée, arrêtons-nous plus en détails sur leur description et leur classification génétique.

### BAUXITES ET LEUR CLASSIFICATION GENETIQUE

L'étude des couvertures latéritiques bauxitiformes fait ressortir la diversité de leur composition chimique et minéralogique, de leur zonalité géochimique, ainsi que la variété des structures et, surtout, des textures des bauxites.

#### Zonalité géochimique verticale et sa variabilité en fonction de la genèse

Le profil de la croûte latéritique bauxitiforme du Fouta Djallon, examiné plus haut (tabl. 22, 23), les régularités de la distribution des composants majeurs (aluminium et fer) sont surtout typiques pour les séquences « in situ », formées entièrement aux dépens des roches en place.

Une telle zonalité, lorsque la teneur en fer dans la zone d'infiltration diminue de haut en bas, depuis les bauxites plus ferrugineuses et/ou la cuirasse jusqu'aux bauxites blanches, reposant au-dessus du niveau de battement de la nappe phréatique (au-dessus de l'horizon ferrugineux inférieur), est considérée comme une zonalité directe classique.

Mais, sur le territoire de la Guinée, surtout dans ses régions nord-ouest, on trouve souvent des couvertures latéritiques bauxitiformes assez vastes dans lesquelles les bauxites claires, peu ferrugineuses et hautement alumineuses affleurent en surface. Ensuite en allant vers le bas, elles passent en bauxites plus ferrugineuses et, enfin, aux latérites ferrugineuses inférieures. Cette variante de distribution des composants majeurs est considérée comme une zonalité géochimique inverse. Dans les couvertures latéritiques pareilles, le régime hydraulique et gazeux est entièrement identique aux séquences à zonalité classique. Il est clair qu'il y existe des facteurs géologiques concrets, qui ont conduit à la disparition de l'horizon ferrugineux supérieur.

Le levé détaillé et l'étude des séquences ont permis de découvrir que dans le cas de zonalité géochimique inverse, ce sont les bauxites dérivant soit des dépôts de la série de Sangarédi, soit des roches mères blanchies du lit de ces dépôts qui affleurent en surface. Comme les bauxites dérivant de ces deux types de roches mères diffèrent de toutes les autres bauxites de la région par la teneur plus élevée en alumine (en général de 50% à 65-70%) et la teneur faible en fer, la zonalité géochimique verticale devient inverse dans les zones concrètes, où ces bauxites sont conservées.

Par conséquent, le phénomène de zonalité géochimique inverse est lié aux dépôts bauxitisés de la série de Sangarédi et aux bauxites géomorphes sous-jacentes.

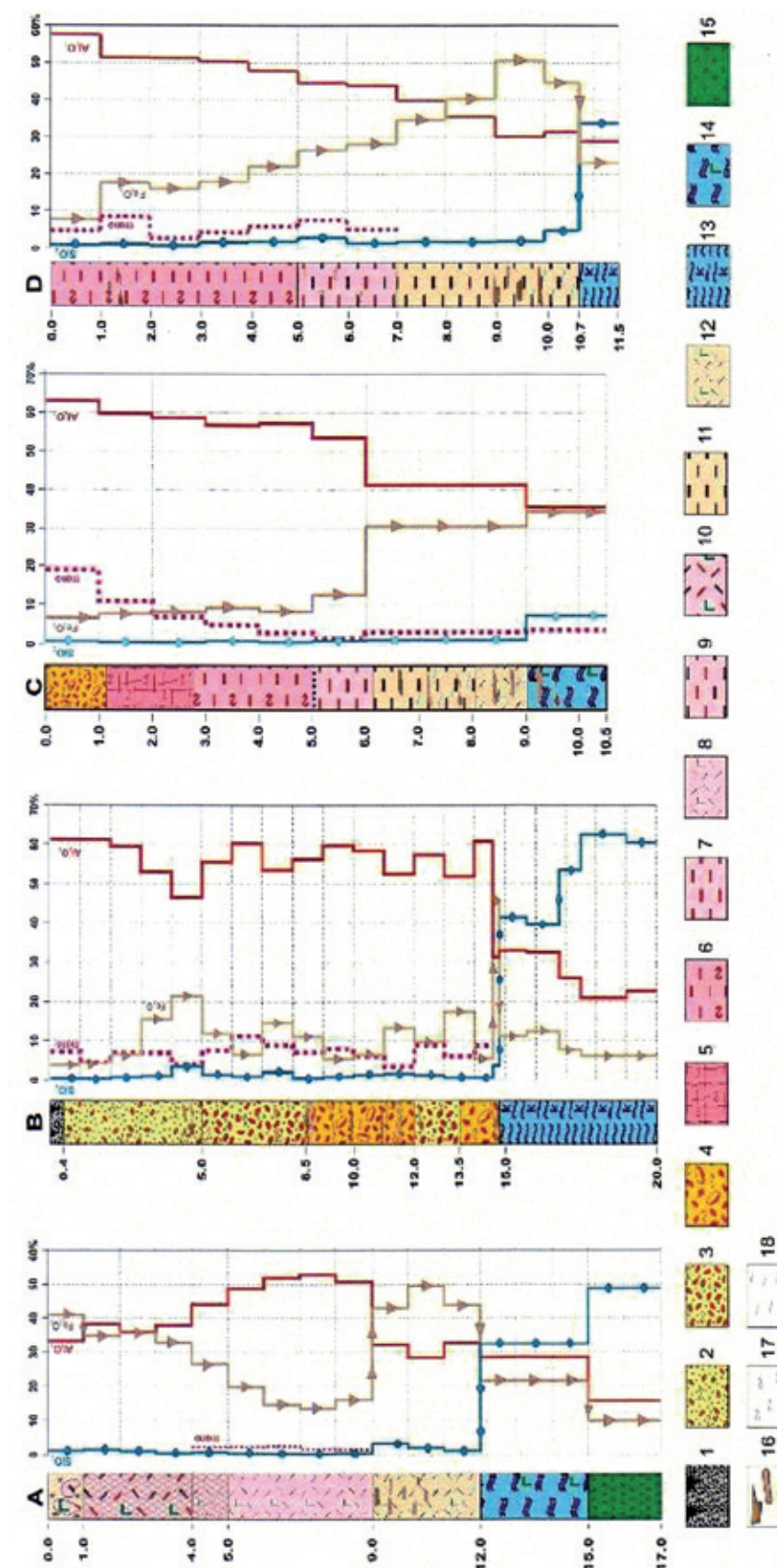
Ces bauxites sont en majeure partie décapées par l'érosion-dénudation qui dure du Miocène moyen jusqu'à nos jours. Ainsi, par exemple, dans la région des gisements du groupe de Sangarédi, sur la rive gauche du *Kogon*, on note de diverses variantes de séquences des couvertures latéritiques (fig. 90), depuis les roches formées entièrement aux dépens des dépôts de la série de SANGARÉDI jusqu'aux roches classiques «in situ», où les bauxites hautement alumineuses dérivant de la série de SANGARÉDI et les roches blanchies de leur lit sont complètement érodées.

Examinons plus en détails quelques variantes des séquences en commençant par la séquence classique «in situ».

Comme exemple de la séquence classique «in situ», prenons les roches de la couverture latéritique dérivant des dolérites et recoupées par le sondage (fig. 90A). Comme on peut voir sur le diagramme géochimique, la distribution des composants chimiques majeurs correspond entièrement au profil complet de la croûte d'altération alumineuse classique, décrit plus haut (tabl. 22).

La figure 90B montre la séquence de la couverture latéritique formée entièrement aux dépens des dépôts de la série de SANGARÉDI. Dans cette séquence, il faut noter les traits qui la rendent différente du type classique:

- teneur élevée en alumine et faible en fer sur toute l'épaisseur des bauxites;
- faible épaisseur de l'horizon ferrugineux inférieur ce qui peut être expliqué par la disposition de



**Fig. 90.** Colonnes et diagrammes géochimiques pour les séquences des croûtes latéritiques avec bauxites: classiques in situ (A), sédimentaires-latéritiques sur toute leur épaisseur (B), seulement dans la partie supérieure (C), et métasomatiques d'infiltration (D) sur la rive gauche du *Kogon*.

1 – sol végétal; 2-4 – dépôts de la série de SANGARÉDI, transformés en bauxites: 2 – graviers sableux, 3 – graviers, 4 – graviers-conglomérats; 5 – bauxites géomorphes (aphanitiques); 6 – bauxites gélifiées dérivant des roches mères altérées (argillites et aleuro-argillites); 7-8 – bauxites latéritiques classiques «in situ»; 7 – dérivant des aleuro-argillites, 8 – dérivant des dolérites; 9-10 – latérites-bauxites: 9 – dérivant des aleuro-argillites, 10 – dérivant des dolérites; 13-14 – argile kaolinique pseudomorphe: 13 – dérivant des aleuro-argillites, 14 – dérivant des dolérites; 15 – dolérite faiblement altérée; 16 – passées de ferriplantites; 17 – secteurs de gélification; 18 – passées d'argiles.



ce secteur dans l'endroit le plus élevé du relief où il n'y avait pas d'apport latéral de fer. Les dépôts alumineux eux-mêmes de la série de SANGARÉDI ont également une très faible teneur en fer. Mais, le fait même de la présence au-dessous des bauxites, mais au-dessus des argiles, d'un horizon ferrugineux témoigne de sa similitude avec la partie inférieure du profil d'altération classique;

- teneur substantiellement élevée en monohydrates d'aluminium –  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{mono}$ , représentée essentiellement par la boémite.

En outre, une très faible teneur en silice témoigne d'une forte latéritisation de la série de SANGARÉDI, qui comportait initialement aussi bien du matériel argilo-gréseux remanié, que des argiles de resiliification. Les alluvions holocènes de la rivière de *Tinguilinta* (fig. 82b, tabl. 17) peuvent être considérées, en quelque sorte, comme leur équivalent.

La figure 90C montre une coupe de la croûte latéritique, dans la partie la plus haute de laquelle il ne reste qu'une petite couche de bauxites conglomératiques formées aux dépens des galets basaux de la série de SANGARÉDI. Au-dessous de cette couche viennent des bauxites géomorphes claires à structure aphanitique. Plus bas elles passent aux bauxites au litage confus, incomplètement gélifiées et, enfin, elles sont relayées par des latérites hautement ferrugineuses de la zone du battement de la nappe phréatique.

Elles reposent sur argiles kaolinitiques pseudomorphes.

La partie la plus haute de cette séquence est formée aux dépens des roches sédimentaires de la série de SANGARÉDI. La partie médiane est formée par les bauxites dérivant des roches mères blanchies du lit. La partie inférieure de la séquence est dans l'ensemble identique par sa structure et composition à la séquence classique «in situ».

Sur le diagramme géochimique on peut voir une zonalité géochimique inverse – les bauxites hautement alumineuses sont relayées en bas par les bauxites plus ferrugineuses. Avec cela, non seulement les bauxites conservées dérivant de la série de SANGARÉDI, mais aussi les bauxites aphanitiques géomorphes dérivant des roches mères blanchies, se distinguent par une forte teneur en alumine totale et une teneur élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{mono}$ .

L'analyse isovolumétrique du bilan des éléments montre que l'accumulation absolue (apport) de l'alumine dans ces bauxites est assez importante, dépassant la teneur initiale dans les roches mères de 1,5-2 fois. C'est à dire, l'apport des éléments lors de l'infiltration et la substitution des éléments initiaux se sont effectués de manière très intense.

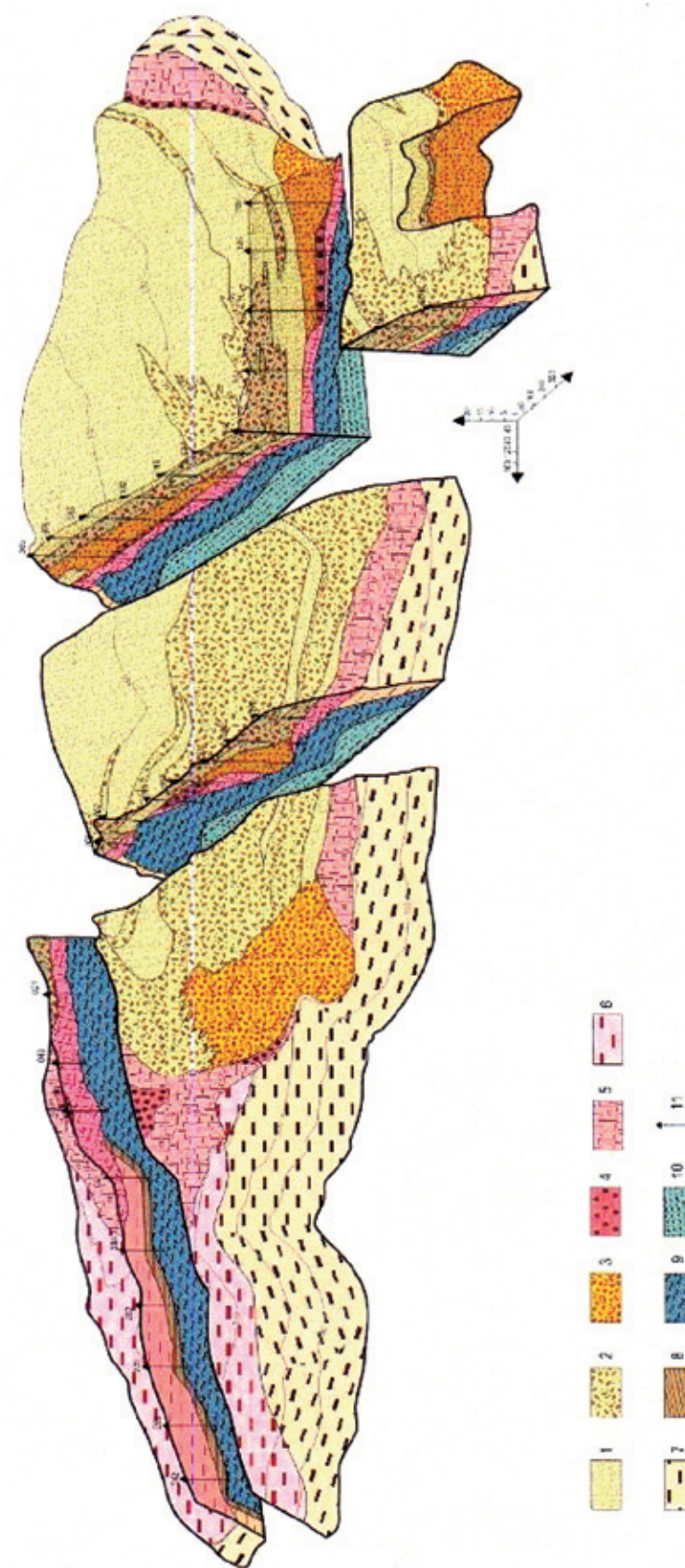
La figure 90D montre une variante de la séquence latéritique, dans laquelle les bauxites dérivant de la série de SANGARÉDI sont déjà décapées par l'érosion-dénudation et il ne reste, dans la partie la plus supérieure, que des bauxites géomorphes claires dérivant des roches mères blanchies. A proximité de la tête du sondage on a trouvé des galets de bauxites blanches, qui montrent qu'au-dessus des bauxites aphanitiques géomorphes reposaient, dans un passé relativement proche du point de vue géologique, des couches de galets bauxitisés de la série de SANGARÉDI.

Sur le diagramme géochimique on peut voir que la présence dans le toit de la séquence des bauxites géomorphes conservées a déterminé aussi une zonalité géochimique inverse dans la partie supérieure du profil d'altération. Pourtant, dans la partie inférieure du profil, la zonalité est identique aux séquences classiques «in situ».

Dans cette séquence aussi, les bauxites aphanitiques géomorphes diffèrent par une haute teneur en alumine totale et une teneur élevée en  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{mono}$ , surtout dans sa partie supérieure.

Ces variantes de séquences montrent que la zonalité inverse est observée dans le cas où les bauxites de bonne qualité dérivant des roches mères blanchies ou des dépôts blanchis de la série de SANGARÉDI sont conservées. La zonalité géochimique inverse sert, à son tour, de critère géochimique de conservation de ce type de bauxites.

Les bauxites les mieux conservées et les plus fréquentes sont les variétés aphanitiques et oolithiques géomorphes. Ceci est dû non seulement au fait qu'elles se trouvent sous les dépôts bauxitisés de la





série de Sangarédi. Les études des propriétés physico-mécaniques de divers types de bauxites [75] montrent que les bauxites géomorphes sont les plus résistantes à la désagrégation.

Dans toutes les variantes des séquences examinées, l'épaisseur conservée des bauxites hautement alumineuses est relativement faible. Néanmoins, sur le gisement de Sangarédi l'épaisseur cumulée des bauxites dérivant de la série de Sangarédi et des roches mères blanches dépasse 50 m dans certains secteurs.

A Sangarédi, il y avait le plus grand gîte de la région de bauxites formées aux dépens des dépôts de la série de Sangarédi qui est actuellement presque épuisé. Mais, d'après les logs stratigraphiques des sondages, on a pu reconstituer sa structure géologique avant le début d'exploitation.

Ainsi, la figure 91 présente le bloc-diagramme de ce gisement reconstitué sur la base de la description d'environ 150 sondages carottants [104]. On y voit bien, que les épaisseurs maxima des dépôts bauxitisés se sont conservées dans la partie centrale du gisement, surtout au-dessus des dépressions locales dans le lit du bassin d'accumulation. Sur les versants, ces dépôts bauxitisés sont découpés par l'érosion-dénudation. Cependant, sous ces dépôts on trouve d'abord les bauxites géomorphes (aphanitiques ou oolithiques) et ensuite les couvertures latéritiques bauxitifères classiques dérivant des roches en place.

Ceci montre que sur les gradins inférieurs du bowal de SANGARÉDI, après l'érosion des bauxites sus-jacentes, le profil complet de la croûte d'altération bauxitifère a eu le temps de se former aux dépens des roches en place. Par conséquent, les dépôts eux-mêmes de la série de Sangarédi et les roches mères blanches sous-jacentes ont subi une altération latéritique durable et active. Ce phénomène a conduit à la mise en place d'un gisement de bauxite unique au monde. Il est unique tant par la qualité des bauxites, que par leur épaisseur.

Les arguments cités sur l'altération latéritique profonde, durable et intense des dépôts de la série de Sangarédi sont nécessaires pour parer aux tentatives incessantes de certains géologues de considérer ces bauxites comme mécanogènes-sédimentaires.

Les bauxites dérivant des dépôts continentaux, remaniées et épigénétiquement modifiées de la série de SANGARÉDI, doivent être rattachées, sans aucun doute, à la classe génétique sédimentaire-latéritique. La formation de ces bauxites a été favorisée par la déferfification massive dans le milieu géochimique de gley et l'altération latéritique active ultérieure. L'exclusion d'au moins d'un de ces facteurs n'aurait pas permis d'obtenir les bauxites aussi uniques. Les gisements du type de Sangarédi sont polygénétiques et polychrones.

Examinons plus en détails les bauxites formées aux dépens des roches en place blanches sous les dépôts de la série de SANGARÉDI. La figure 92 montre un fragment de la coupe géologique passant à travers la partie centrale du gisement de Sangarédi. On y voit bien, que les horizons basaux de dépôts bauxitisés de la série de SANGARÉDI sont représentés par les bauxites graveleuses et conglomératiques.

Au-dessous d'eux viennent les bauxites oolithiques et/ou aphanitiques géomorphes, dont l'épaisseur atteint 7-10 m. Ces dernières sont relayées vers le bas par les bauxites argileuses et les argiles bauxitiques et ensuite par les roches rubanées de l'horizon ferrugineux au-dessous duquel reposent les argiles kaoliniques rubanées ordinaires de la croûte d'altération.

L'épaisseur des roches claires (blanches) depuis le mur des dépôts jusqu'au toit de l'horizon ferrugineux atteint 11-12 m.

La composition chimique des bauxites géomorphes claires se distingue par une très haute teneur en alumine atteignant 60-67 %  $Al_2O_3$  total et une forte teneur en  $Al_2O_3$  mono (jusqu'à 25-30%).

Le calcul du bilan des éléments dans le profil d'altération pour ces bauxites montre qu'au cours de leur formation la quantité d'alumine apportée est plus grande que la teneur initiale des roches mères. Ainsi, par exemple, la quantité absolue moyenne d'alumine dans les roches mères moyennes se chiffre à 450 kg/m<sup>3</sup>. Dans les bauxites géomorphes, dont la masse volumique est de 2000 kg/m<sup>3</sup>, sa quantité absolue à la teneur en  $Al_2O_3$  de 65% augmente jusqu'à 1300 kg/m<sup>3</sup>. Par conséquent, la quantité d'alumine apportée (1300-450=850 kg/m<sup>3</sup>) dépasse pratiquement de 2 fois la quantité initiale d'alumine dans la roche mère.

L'apport de l'alumine se fait d'en haut, avec des solutions interstitielles saturées en composés dissouts d'aluminium, sous forme probablement de [16, 35, 51, 103]. La désagrégation des complexes

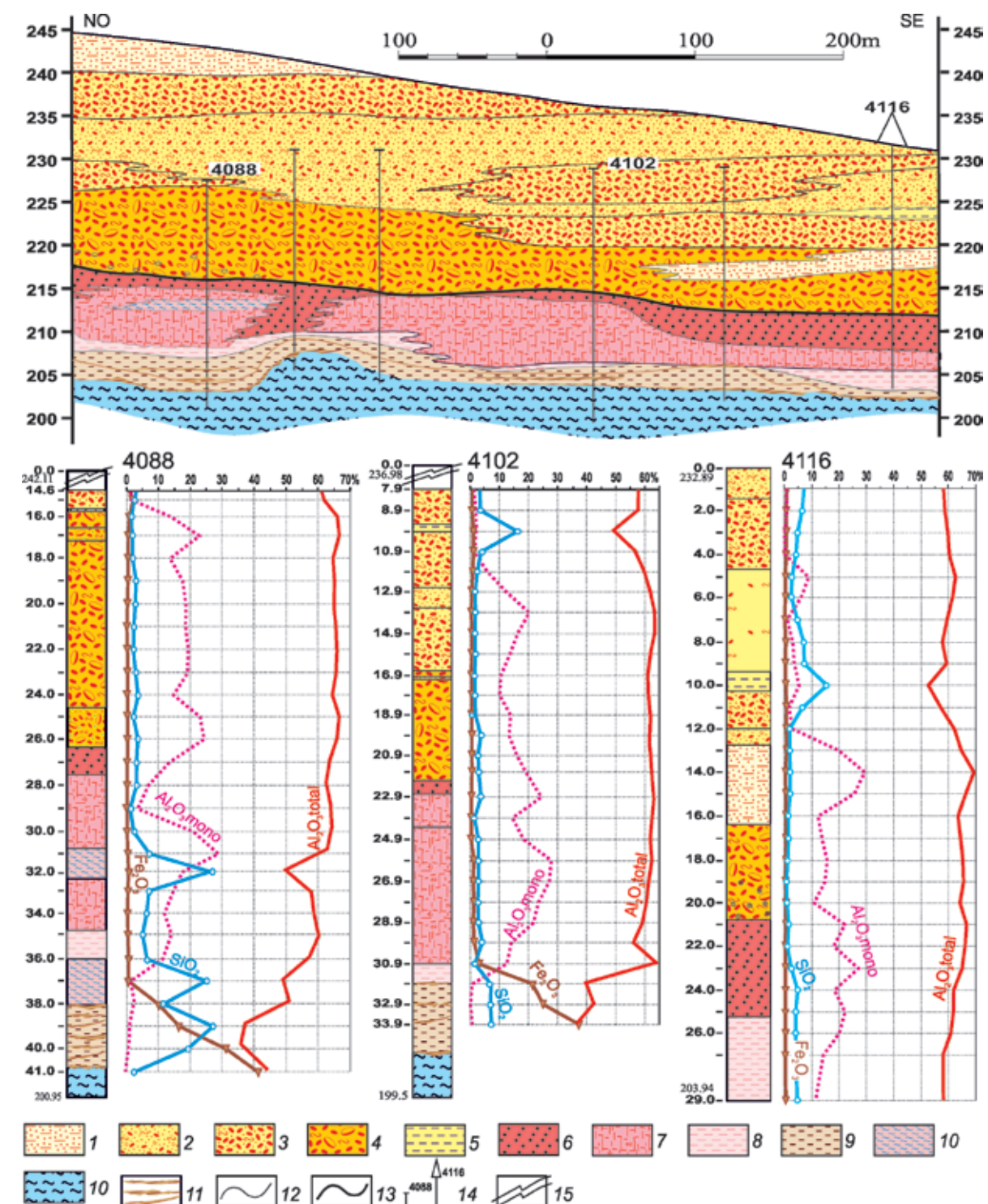


Fig. 92. Fragment de la coupe géologique du gisement de Sangarédi et logs

des sondages avec graphiques de distribution des teneurs en composants majeurs.

1-5 – dépôts de la série de Sangarédi, transformés en bauxites: 1 – grésoides, 2 – gravelo-grésoides, 3 – graveleux, 4 – gravelo-conglomératiques, 5 – bauxites argileuses; 6 – bauxites oolithiques; 7 – bauxites aphanitiques et micro-oolithiques géomorphes; 8 – bauxites argileuses dérivant des argiles structurales; 9 – latérites ferrugineuses de la zone de transition, argiles ferrugineuses; 10 – argiles kaoliniques pseudomorphes; 11 – passées de ferriplantites dans les latérites ferrugineuses; 12 – ligne du relief actuel; 13 – ligne du mur de la série de Sangarédi; 14 – sondages carottants; 15 – intervalle manquant dans les logs de sondages.



organo-métalliques et le dépôt des gels d'aluminium provenant des solutions sursaturées interstitielles amène à l'imprégnation et à la substitution des argiles kaolinitiques par la matière alumineuse cryptocristalline avec une part considérable de monohydrates (boehmite).

Ainsi, les bauxites oolithiques et aphanitiques géomorphes de haute qualité, composées de matière alumineuse cryptocristalline, se forment de préférence grâce à l'apport assez considérable de l'alumine qui imprègnent les argiles kaolinitiques blanches.

La formation de la croûte latéritique «in situ» est toujours accompagnée de la redistribution de la matière. De ce point de vue, toutes les croûtes latéritiques avec leur zonalité verticale assez uniforme doivent être considérées comme des formations métasomatiques hypergènes d'infiltration. Or, dans les conditions normales, les bauxites sont traditionnellement rattachées à la classe latéritique, sous-entendant par-là l'ensemble des conditions et des processus de leur formation.

Dans notre cas précis, afin de souligner l'échelle colossale d'apport de la matière alumineuse et la formation des bauxites de qualité exceptionnelle, les bauxites géomorphes (oolithiques et aphanitiques) sont rattachées à une classe spéciale *métasomatique d'infiltration*.

Leur formation est devenue possible grâce à la disposition au-dessus d'elles d'une très puissante assise de dépôts alumineux peu ferrugineux de la série de SANGARÉDI. En passant à travers ces dépôts, les solutions interstitielles, contenant de la matière organique, se sont enrichies en alumine et l'ont déposée dans les zones plus profondes du profil d'altération.

La carte lithologique de l'horizon basal des dépôts de la série de Sangarédi (1 mètre au-dessus du mur) sur le gisement de SANGARÉDI (fig. 93A) et la carte du lit (1 mètre du mur, fig. 93B), établies selon les logs des sondages carottants, ont fourni des résultats assez intéressants et attendus.

Sur la majeure partie du gisement, l'horizon basal est représenté par des couches de galets et graviers alumineux, transformés en bauxites conglomératiques. Souvent des bauxites oolithiques se forment aux dépens du matériel de remplissage initial grés-argileux de ces galets alumineux.

Les bauxites oolithiques et/ou aphanitiques géomorphes se localisent pratiquement partout dans le mur sous l'horizon basal. Ce n'est que le long des dépressions allongées que les bauxites conglomératiques et graveleuses reposent par endroits sur des argiles kaolinitiques bauxitisées et/ou des latérites ferrugineuses.

Les mêmes relations entre les bauxites conglomératiques et les bauxites géomorphes du lit des dépôts alluvionnaires sont observées partout sur les divers niveaux du relief enseveli sur les cotes allant de 175 à 230 m.

Il n'y a aucune raison de supposer que dans les limites du même gisement, le lit des dépôts alluvionnaires s'est formé par incision dans une assise hypothétique plus ancienne de bauxites géomorphes blanches, épaisse de 55 m au moins ( $230 - 175 = 55$ ). Sans aucun doute, ces bauxites oolithiques et aphanitiques géomorphes se sont formées plus tard, au stade de la latéritisation en même temps que la latéritisation des dépôts sus-jacents de la série de SANGARÉDI. Leur zonalité en témoigne: en allant vers le bas, elles sont relayées par les argiles bauxitisées, ensuite par l'horizon ferrugineux et encore plus bas par les argiles kaolinitiques pseudomorphes.

Un autre exemple de bauxites métasomatiques d'infiltration est la formation des bauxites poreuses aux dépens des grès quartzeux ordoviciens, sous la couverture de roches remaniées déluviales, déluvio-proluviales ou proluvio-alluviales reposant sur ces grès quartzeux.

Plus haut lors de la description des séquences des roches continentales sur le gisement de Méhéngui on a en déjà cité un exemple (fig. 77). Les bauxites métasomatiques d'infiltration similaires sont développées sur les flancs nord et est du gisement de Débélé, sur le gîte sud du gisement de Balandougou, sur les gisements de Balaya, Férifou, Fissika et d'autres encore.

La quantité initiale d'alumine dans les grès quartzeux de la suite de Pita (Ordovicien) ne dépasse pas 3-5 %. Même, à la teneur de 5 %  $Al_2O_3$ , sa quantité absolue ne constitue que  $(2600 \text{ kg/m}^3 \times 5\%) = 130 \text{ kg}$  (en général, c'est moins). La teneur en alumine des bauxites métasomatiques d'infiltration poreuses, formées aux dépens des grès, atteint 48 %. La masse volumique de telles bauxites est de  $1850 \text{ kg/m}^3$ , alors la quantité absolue de  $Al_2O_3$  s'élève à  $(1850 \text{ kg/m}^3 \times 48\%) = 758 \text{ kg/m}^3$  d'alumine, ce qui est 6 supérieur à la quantité maximale que ces grès pourrait avoir.

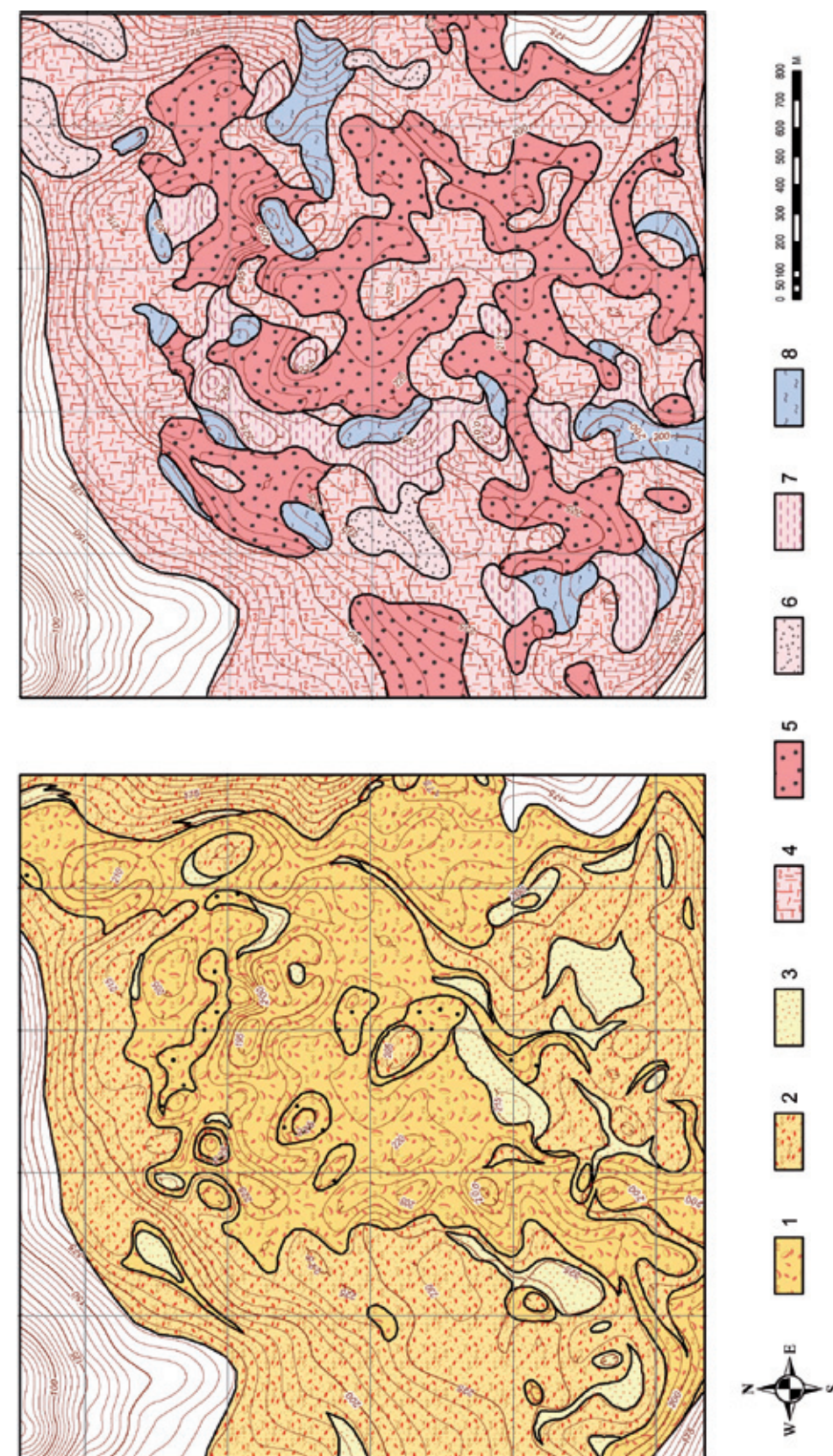


Fig. 93. Carte lithologique de l'horizon basal des dépôts latéritisés de la série de SANGARÉDI (A) et des roches du mur (B) dans la partie centrale du gisement de Sangarédi  
1 – argiles kaolinitiques ferrugineuses à ferriplanites; 2 – bauxites grésolites; 3 – bauxites grésolites; 4 – bauxites grésolites; 5 – bauxites oolithiques; 6 – bauxites oolithiques; 7 – bauxites  
argileuses; 8 – bauxites



Pourtant, la présence du quartz résiduel et une haute teneur en fer ne permettent pas de rattacher ces bauxites aux minerais de haute qualité. En plus, les superficies de leur développement ne sont pas importantes.

Néanmoins, l'exemple cité montre, que la redistribution de l'aluminium dans les croûtes latéritiques est un fait habituel pouvant atteindre des échelles assez importantes.

Les ferriplantites peuvent être rattachées aux formations métasomatiques d'infiltration ferrugineuses dans les croûtes latéritiques. Au cours de leur formation, la concentration absolue de fer est multipliée de 7-8 fois, par rapport à la quantité de fer dans les roches mères aluminosilicatées.

### Textures et structures des bauxites et des roches connexes des couvertures latéritiques de diverses genèses

Les bauxites et les roches connexes des couvertures latéritiques alumineuses se distinguent par une grande diversité de textures et de structures.

Ces roches peuvent être divisées en deux grands groupes:

- les bauxites et latérites pseudomorphes, qui dérivent des roches en place et conservent les traits structuraux et, surtout, texturaux de ces roches mères;
- les bauxites et latérites ayant des structures et des textures détritiques variant de bréchoïdes et conglomératiques tachetés jusqu'à grés-graveleuses, péliteomorphes-rubanées et lenticulaires-rubanées.

**Les bauxites pseudomorphes** et les roches connexes des couvertures latéritiques sont représentées essentiellement par des bauxites et latérites rubanées formées aux dépens de roches en place dures et terrigéo-sédimentaires de la couverture de plate-forme et des bauxites et latérites massives tachetées dérivant des dolérites. A l'échelle de la province bauxitique du Fouta Djallon-Mandingo, les bauxites dérivant des syénites néphéliniques de l'archipel de Los, des amphibolites de Farmoréya et des schistes métamorphiques de la chaîne de *Zogota* ne sont que de petits indices.

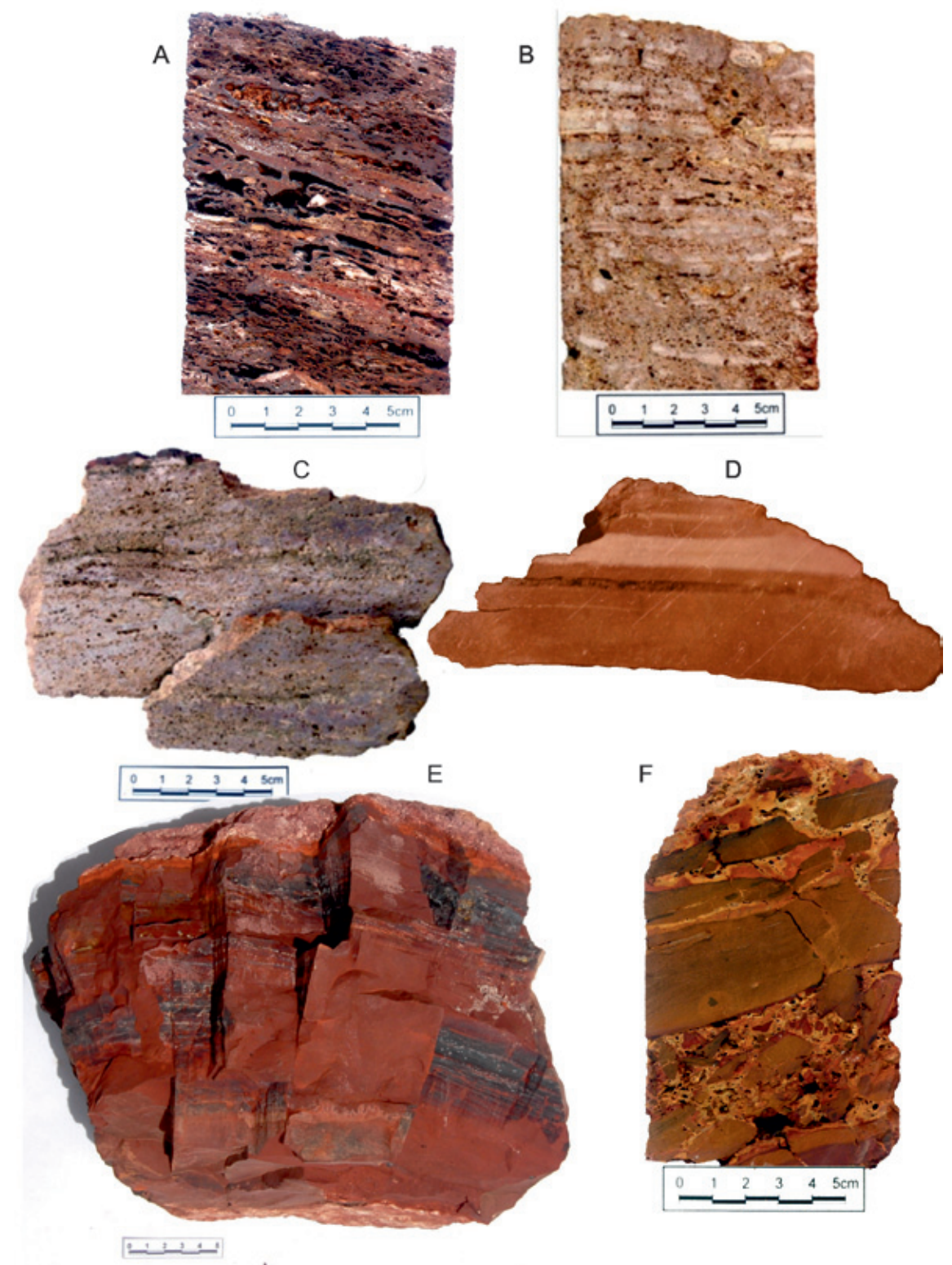
La figure 94 (A, B, C) montre les photos de bauxites pseudomorphes dérivant des aleuro-argilites, argilites et grès argileux à grains fins de la couverture de plate-forme. Sur ces photos, on voit bien la prédominance des textures rubanées, et des structures fines et cryptocristallines. Les différences consistent essentiellement dans le caractère du rubanement qui varie de fin à moyen. Les bauxites dérivant des argilites massives et des grès argileux grossièrement stratifiés ont une texture massive ou vaguement rubanée, les variétés dérivant des grès se distinguent par une porosité élevée (fig. 94 C).

Les latérites ferrugineuses dérivant des roches sédimentaires de la couverture de plate-forme conservent aussi les textures rubanées (fig. 94 D). Pourtant le degré élevé d'imprégnation par les hydroxydes et oxydes de fer masque souvent le rubanement. Par exemple, les ferriplantites ont, en général, une texture massive ou vaguement rubanée (fig. 94 E, F).

Les bauxites et latérites, formées aux dépens des dolérites dans les différentes régions de la Guinée (fig. 95) se distinguent par une texture massive ou mouchetée-pointillée et des structures finement- et cryptocristallines. Dans les affleurements (rarement dans les échantillons) on voit leur division naturelle en coquilles. En fonction des dimensions des cristaux dans les dolérites et les produits d'altération, la porosité peut être plus ou moins importante.

La gélification due à un grand apport de substance géломorphe, confère aux bauxites un aspect tacheté et vaguement rubané (fig. 96 A, B). En cas de gélification intense, les bauxites deviennent aphanitiques massives (fig. 96 C, D) ou micro-oolithiques et oolithiques (fig. 96 E, F). Dans ce cas, il est parfois impossible d'identifier les roches d'origine. On rencontre également des bauxites dites «squelettiques», grossièrement poreuses, à texture massive, formées probablement aux dépens des dolérites grossièrement cristallines.

Cependant, outre les bauxites pseudomorphes, dérivant des roches en place, on trouve en Guinée et notamment dans la province de Fouta Djallon-Mandingo des bauxites détritiques qui sont également très répandues.



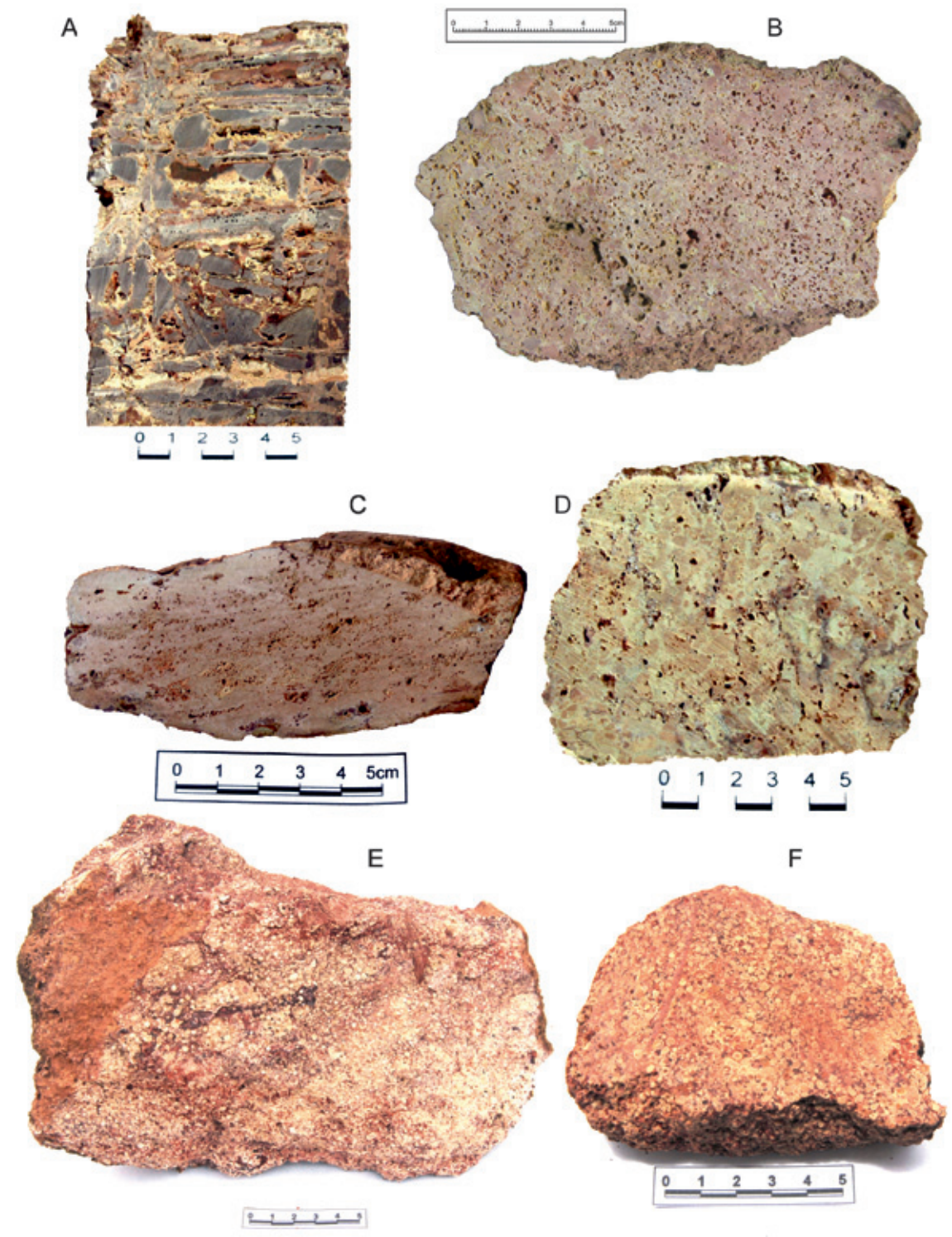
**Fig. 94.** Bauxites et latérites pseudomorphes structurales dérivant des roches de la couverture de plate-forme du Fouta Djallon-Mandingo.

A – bauxites dérivant des argilites finement litées; B – bauxites dérivant des aleuro-argilites; C – dérivant des aleuro-grès; D – imprégnation et substitution des argiles kaolinitiques (claire) par une substance à goéthite (brune rouge); E – ferriplantites massives brun rouge; F – ferriplantites, brun ocre, à rubanement confus, substitués par une substance alumineuse (claire).





**Fig. 95.** Bauxites latéritiques pseudomorphes (structurelles) et latérites dérivant des dolérites du *Fouta Djallon-Mandingo*. A – bauxite ferrugineuse; B – bauxite de qualité moyenne; C – latérite de la zone de transition avec des cavités et nids d’argiles kaolinitiques ferrugineuses résiduelles – germination des ferriplantites; D – ferriplantites brun rouge avec des cavités et zones de substitution par la substance alumineuse (claire); E – ferriplantites, vert ocre, avec des microveinules de substitution par la substance alumineuse..



**Fig. 96.** Bauxites gelifiées et géломorphes  
A, B – bauxites fortement gélifiées: A – dérivant des aleuro-argilites, B – dérivant des dolérites; C, D – bauxites aphanitiques géломorphes dérivant probablement de: C – roches sédimentaires de la couverture de plate-forme, D – dolérites; E – bauxites micro-oolithiques géломorphes; F – bauxites oolithiques.



D'après les conditions et la nature de leur formation, les bauxites et latérites détritiques peuvent être divisées en deux types.

**Le premier type, c'est les bauxites et latérites détritiques**, formées au sein des couvertures latéritiques «in situ». Elles sont plus fréquentes sur le territoire de la Guinée. Il est possible d'identifier deux zones de broyage des bauxites et latérites sur place, au cours de la vie de la croûte latéritique.

Pratiquement partout dans la partie la plus supérieure, les bauxites et les latérites, sous l'influence des racines des plantes, des averses, des variations de températures, des processus chimiques et biochimiques, se désintègrent et se cimentent de nouveau grâce à la migration du fer. A l'issue de ce processus se forment les bauxites et latérites bréchiques et bréchiques-conglomératiques à texture mouchetée (fig. 97 A, B).

La deuxième zone de bréchification, de désagrégation et de cimentation ultérieure des bauxites et latérites se trouve dans la partie inférieure de la couverture latéritique, au-dessus de l'horizon des argiles.

Pendant la saison des pluies, les eaux météoriques progresse rapidement vers le bas à la faveur

de nombreuses fissures dans les bauxites et latérites dures, atteignant la couche relativement imperméable (argiles de la croûte d'altération). La décharge (écoulement) de ces eaux se fait latéralement en bordure des bowé. Souvent dans les sondages on peut entendre le bruit d'eau courante. Les eaux circulant dans les latérites forment des couloirs dans la partie inférieure des bauxites et, surtout, dans la zone de latérites ferrugineuses inférieures. Ceci conduit à l'écroulement et broyage local des roches, à la dissolution et/ou à l'évacuation mécanique du matériel fin et à la formation de brèches. Les débris sont représentés par des roches locales en place, ils ont une forme angulaire et légèrement arrondie. La substitution métasomatique ultérieure se traduit par la formation des bauxites ayant des structures bréchiques (fig. 97 C, D; 76 F).

Souvent à l'intérieur des croûtes, les eaux souterraines creusent sur leurs passages de grandes galeries et cavités suffo-karstiques. Sur le gisement de Dèbélé, on a rencontré un entonnoir d'effondrement karstique qui ouvrait un accès dans une galerie souterraine longue de 10-15 m (fig. 98A). Le plancher de cette galerie est jonché de gros blocs exfoliés et effondrés de bauxites rubanées, dérivant des aleuroargilites du Silurien avec de petits débris de roches locales, du limon argileux et des pisolithes du sol.

Les processus suffo-karstiques similaires ont eu lieu durant une longue période d'existence des croûtes latéritiques. L'une des séquences, traversée par un puits, a présenté trois générations de bauxites et latérites détritiques effondrées, broyées et ultérieurement lithifiées (fig. 98B). Les fissures et les cavités récentes remplies de débris de roches locales et du matériel de sol et pisolithes, emportés de surface, sont observées presque dans tous les puits, exécutés sur des dizaines de gisements de la province bauxitique.

**Le deuxième type de bauxites et latérites détritiques** est lié aux roches mères remaniées. Les particularités texturales de ces bauxites dépendent du faciès des roches continentales et des conditions de leur accumulation.

Plus haut, lors de la description de la série de Sangarédi et des bauxites en dérivant, il a été montré que les faciès alluviaux et alluvio-lacustres avec du matériel détritique, roulé et plus au moins classé, produisent des bauxites conglomératiques, graveleuses et grésoides. Les particularités texturales et structurales de ces bauxites sédimentaires-latéritiques et leur structure stratifiée interne ont été montrés précédemment sur les figures 74, 73, 89, 90.

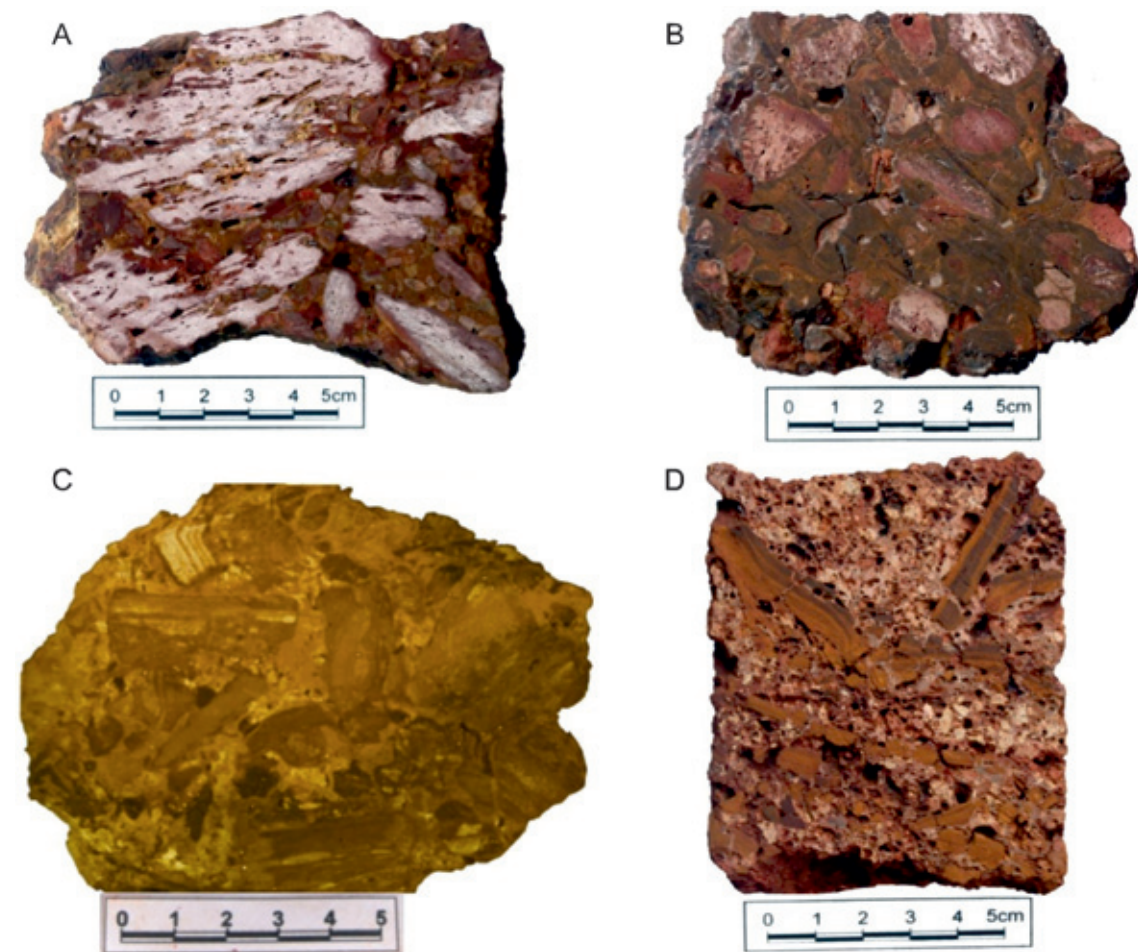
Sur les versants des bowé et à leurs pieds, on rencontre souvent des bauxites dérivant de roches remaniées déluviales et déluvio-proluviales. Lorsque le matériel désagrégé des couvertures latéritiques «in situ» se dépose sur les grès ordoviciens, leur nature sédimentaire-latéritique devient plus évidente. Lorsqu'il se dépose sur les roches aluminosilicates, identiques aux roches mères, ce déluvium latéritisé remanié peut être confondu avec les bauxites détritiques, formées «in situ» – l'éluvion broyée sur place.

Par exemple, sur le versant du gisement de Méhéngui dérivant des grès ordoviciens, la couverture latéritisée formée aux dépens des roches déluviales, montre une prédominance des bauxites et latérites tachetées bréchiques et bréchiques-conglomératiques (respectivement fig. 99 A, B et fig. 99 C). Au fur et à mesure de l'éloignement des versants, les dimensions des débris diminuent.

Comme on peut voir sur le croquis des parois du puits (fig. 100 A), les bauxites détritiques des versants sont affectées par une intense fissuration qui conduit à la fracturation de ces bauxites, à l'apport du matériel du sol et à la ferruginisation intense de la paroi des fissures et de la surface des débris. Dans ces secteurs, les analyses d'échantillons métriques prélevés par saignée démontrent que la teneur en  $Fe_2O_3$  totale augmente. Dans la partie inférieure des bauxites dérivant du déluvium, la teneur en silice augmente grâce à la présence de gros grains de quartz résiduel provenant des grès ordoviciens.

Dans le lit des bauxites détritiques sédimentaires-latéritiques des faciès déluviaux, les grès eux-mêmes ont produit des bauxites poreuses, scoriacées, métasomatiques d'infiltration.

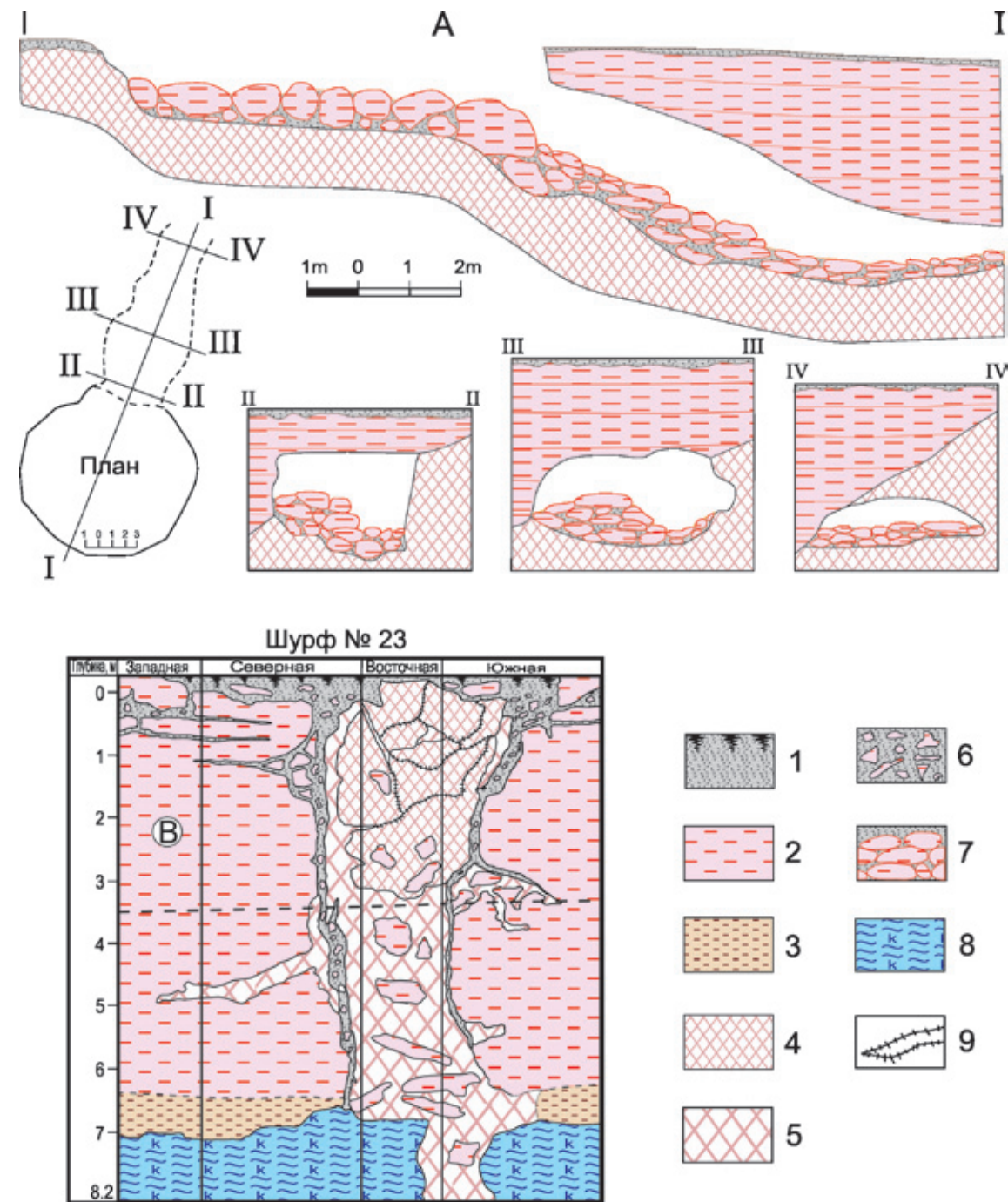
Ce type de bauxites et latérites détritiques est similaire, par sa genèse, aux bauxites «in situ», mais formées aux dépens des roches remaniées de divers faciès. Lors de la formation de ces roches détritiques, le matériel clastique grossier consistait essentiellement de roches dures provenant des couvertures latéritiques se trouvant topographiquement plus haut. Par contre, les fractions fines comprenaient, comme ceci a été montré lors de la description de divers types de formations continentales récentes,



**Fig. 97.** Bauxites détritiques formées à la suite de leur désintégration sur place sans remaniement (éluvion à l'intérieur de la croûte altérée bauxitifère).

A, B – bauxites détritiques cimentées par une substance ferrugineuse dans la partie supérieure de la couverture latéritique: A – bréchoïdes, B – bréchiques-conglomératiques; C, D – bauxites détritiques bréchoïdes de la partie inférieure de la couverture latéritique, cimentées par une substance substantiellement alumineuse (claire).





**Fig. 98** Manifestation des processus suffo-karstiques actuels (A) et trois générations de bauxites détritiques (B) au sein des couvertures latéritiques bauxitifères du gisement de Debele.  
1 – sol végétal; 2 – bauxites dures pseudomorphes; 3 – bauxites ferrugineuses et latérites; 4 – bauxites bréchoïdes lithifiées de la I-ère génération; 5 – bauxites et latérites bréchoïdes rocheuses et meubles de la II-me génération; 6 – vides et fissures de la III-me génération (actuelle) remplies de débris de bauxites et du matériel de sol avec pisolithes, avec une substance ferrugineuse collomorphe sur les parois; 7 – blocs et débris de bauxites avec du matériel de sol au fond des vides suffo-karstiques; 8 – argiles kaolinitiques pseudomorphes; 9 – veinules ferrugineuses.

du matériel aluminosilicaté sablo-argileux. Alors, l'altération latéritique a conduit à la lixiviation de la silice et lithification des roches mères remaniées et la mise en place de bauxites détritiques.

Avec cela, les sédiments alluviaux et alluvio-lacustres remaniés sont plus affectés par le blanchiment (déferrification) et la resilicification ce qui conduit à la formation des bauxites de qualité plus élevée, qui dépend aussi de la durée de déferrification qui précède le blanchiment.

Des bauxites plus ferrugineuses, identiques, dans l'ensemble, aux bauxites «in situ» se forment aux dépens des roches remaniées accumulées dans les vallées sèches (non imbibées durant la saison pluvieuse).

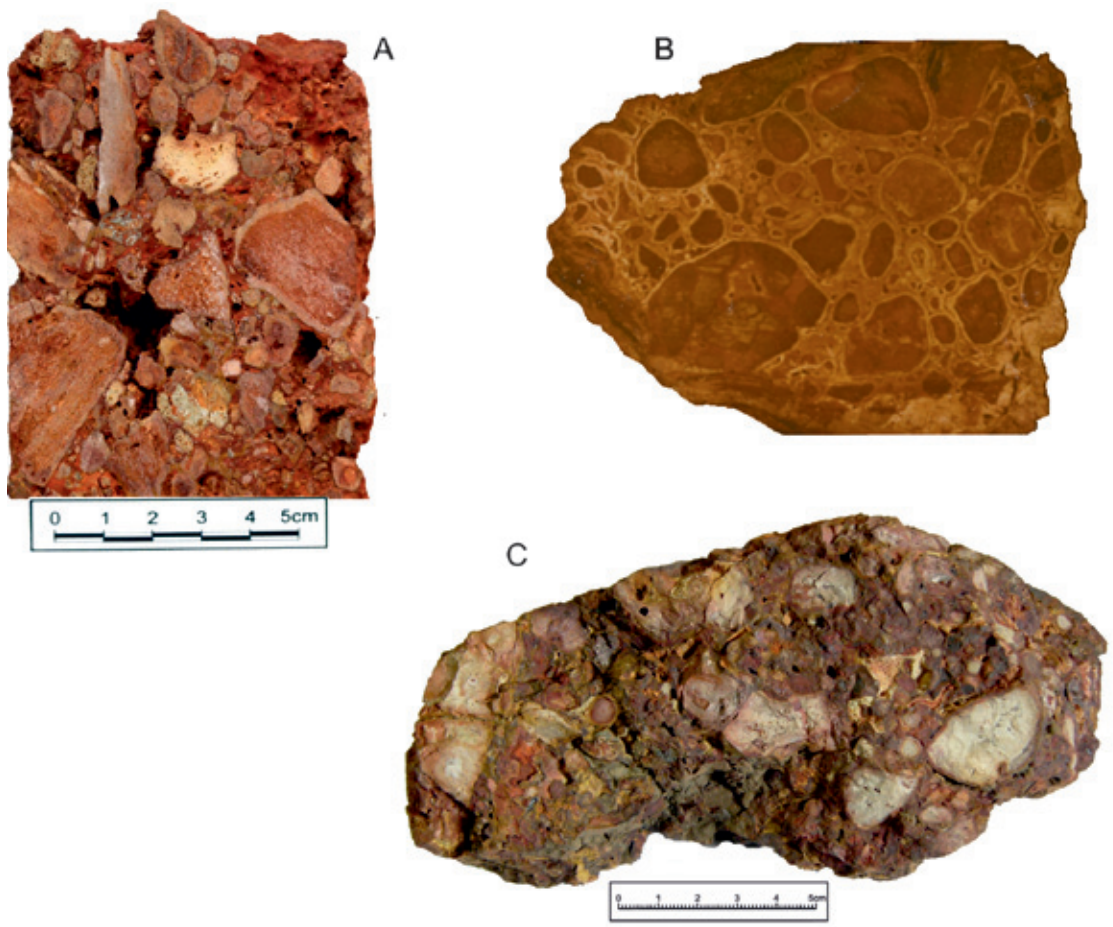
En cas de remaniement des grès quartzeux et des graviers ordoviciens, le produit d'altération est contaminé par du quartz grossier qui n'a pas eu le temps de se lessiver, comme ceci a été montré plus haut (fig. 77).

Ainsi, par leur genèse et les traits structuro-texturaux, les bauxites de la Guinée et de toute la province bauxitique du Fouta Djallon-Mandingo s'inscrivent dans notre classification génétique proposée en 1999 [66] et précisée tout récemment (tabl. 27).

**Les classes, types et sous-types génétiques des bauxites** diffèrent par la qualité du minerai c.t.d. par leur valeur économique. Ceci confère à la classification génétique des bauxites un caractère géo-лого-économique.

Classification génétique des bauxites guinéennes

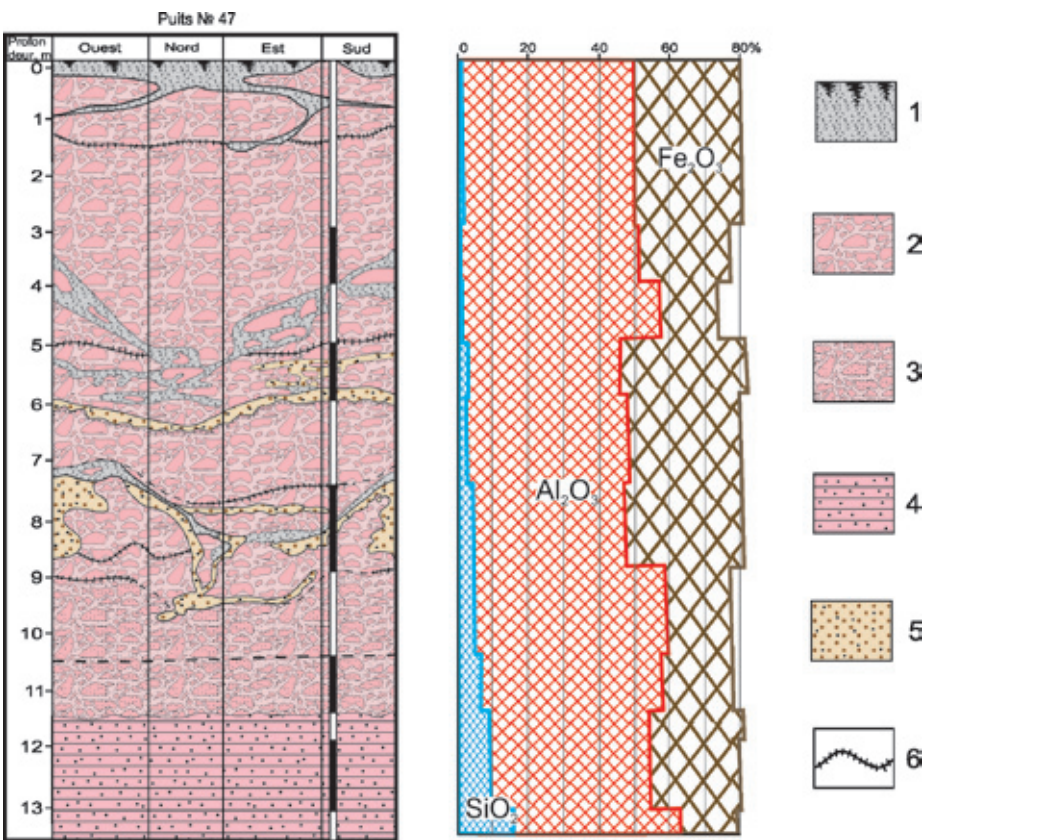
Tableau 27



**Fig. 99.** Bauxites et latérites détritiques formées à la suite de la latéritisation des roches déluviales et déluvio-proluviales remaniées  
A – bauxites bréchoïdes dérivant du déluvium des versants; B – bauxites bréchiqes conglomératiques dérivant des roches déluvio-proluviales; C – cuirasse dérivant des éboulis de pente au pied du versant.



CLAS-SE	SOUS-CLASSE	TYPES LITHO-GENETIQUES	SOUS-TYPES LITHO-GENETIQUES DES BAUXITES ET LEURS CARACTERISTIQUES
LATÉRIQUE « in situ »	L1 Dérivant des roches sédimentaires aluminosilicatées substantiellement argileuses de la couverture de plate-forme à allure sub-horizontale	L1-1 Bauxites pseudomorphes dérivant des argilites et aleuro-argilites finement litées; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens et hauts	Bauxites finement rubanées, en plaques et bréchoïdes "in situ"; à faible teneur en boëhmite, de qualité moyenne et basse; épaisseur moyenne – 4.5-9.5 m. Très répandues
		L1-2 Bauxites pseudomorphes dérivant des aleuro-grès rubanés et vaguement rubanés et des grès argileux finement grenus ; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens et hauts	Bauxites vaguement rubanées, massives et bréchoïdes "in situ"; à faible teneur en boëhmite, de qualité moyenne et basse; épaisseurs moyennes – 5-10 m. Très répandues
	L2 Dérivant des roches foliacées métamorphiques aluminosilicatées à allure abrupte et subverticale	L2-1 Bauxites pseudomorphes dérivant des schistes à quartz-biotite de la série de Simandou; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites rubanées et bréchoïdes "in situ"; sans boëhmite, de qualité haute, moyenne et basse; épaisseur atteignant 20 m. Faiblement répandues
		L2-2 Bauxites pseudomorphes dérivant des amphibolites de la série de Kasila; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques bas	Bauxites rubanées et détritiques "in situ"; sans boëhmite, de basse qualité avec de la kaolinite (bauxites immatures); répandues localement
	L3 Dérivant des roches magmatiques massives	L3-1 Bauxites pseudomorphes dérivant des dolérites des sills; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens et hauts	Bauxites massives et vaguement rubanées, en coquilles et nodules "in situ", de qualité basse et moyenne. Très répandues
		L3-2 Bauxites pseudomorphes dérivant des syénites néphéliniques de l'archipel de Loos; se trouvent sur des niveaux géomorphologies bas	Bauxites massives, poreuses, sans boëhmite faiblement ferrugineuses; de qualité haute et moyenne avec de la kaolinite résiduelle (bauxites immatures). Répandues localement (archipel de Loos)
SL – SEDIMENTAIRE – LATÉRIQUE	SL1 Dérivant des dépôts continentaux sédimentaires du Miocène moyen de la série de Sangarédi ayant subis des changements épigénétiques dans un milieu de gley: blanchiment (départ de fer) et resiliification	SL1-1 Bauxites dérivant des dépôts grossièrement détritiques des horizons bas de la série de Sangarédi; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites conglomératiques avec du matériel de remplissage sablo-graveleux bauxitisé, souvent avec des bauxites oolithiques dérivant du ciment; contenant de la boëhmite (6 à 30% $Al_2O_3$ mono), faiblement ferrugineuses. De qualité haute et exceptionnelle. Répandues localement (dans certaines régions)
		SL1-2 Bauxites dérivant des dépôts sablo-argileux des horizons supérieurs de la série de Sangarédi; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites graveleuses avec du matériel de remplissage sableux bauxitisé; contenant de la boëhmite (4 à 20% $Al_2O_3$ mono), faiblement ferrugineuses; de qualité haute et exceptionnelle. Répandues localement (nord-est du pays, essentiellement dans le bassin du Kogon)
	SL2 Dérivant des formations continentales post-miocènes n'ayant pas subis de changements considérables dans un milieu de gley, accumulées grâce au remaniement des croûtes d'altération latéritique	SL2-1 Bauxites dérivants des roches déluvio-proluviales et proluvio-alluviales; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens et hauts	Bauxites gréseïdes et gréso-pélitomorphes, massives, poreuses, vaguement rubanées et au litage oblique; contenant de la boëhmite (2.5 à 5% $Al_2O_3$ mono), faiblement ferrugineuses, de qualité haute et exceptionnelle. Répandues localement
		SL2-2 Bauxites dérivants des roches déluvio-proluviales et proluvio-alluviales; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens et hauts	Bauxites bréchoïdes et brécho-conglomératiques des versants et de leur pied; tachetées, à texture massive; contenant peu de boëhmite (jusqu'à 2.5% $Al_2O_3$ mono), de qualité basse et moyenne. Très répandues
IM – MÉTAMORPHIQUE D'INFILTRATION (latéritique)	IM1 Dérivant des roches situées à la base (dans le lit) des bauxites sédimentaires latéritiques	IM1-1 Bauxites géomorphes et fortement gélifiées formées à la base des dépôts bauxitisés de la série de Sangarédi aux dépens des roches en place blanchies ; se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites géomorphes oolithiques et aphanitiques cryptocristallines, contenant de la boëhmite (5-10 à 30-40% $Al_2O_3$ mono), faiblement ferrugineuses de qualité haute et exceptionnelle. Très répandues
		IM1-2 Bauxites géomorphes poreuses (scoriacées) dérivant des dépôts de l'Ordovicien (suite de Pita) à la base des bauxites sédimentaires latéritiques post-miocènes : se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites fortement gélifiées vaguement rubanées et tachetées à cristaux fins et très fins, contenant de la boëhmite, faiblement ferrugineuses (2-3 à 10% $Al_2O_3$ mono), essentiellement de haute qualité. Très répandues
		IM1-3 Bauxites géomorphes poreuses (scoriacées) dérivant des dépôts de l'Ordovicien (suite de Pita) à la base des bauxites sédimentaires latéritiques post-miocènes : se trouvent sur des niveaux géomorphologiques moyens	Bauxites scoriacées sans boëhmite (moins de 2% $Al_2O_3$ mono), faiblement quartzeuses de qualité moyenne. Répandues localement



**Fig. 100** Bauxites détritiques dérivant du délumium sur le flanc nord du gisement de Méhégui, observées dans le puits 1 – sol végétal; 2 – bauxites bréchoïdes; 3 – bauxites bréchoïdes avec du sable quartzeux; 4 – bauxites métasomatiques d’infiltration dérivant des grès; 5 – roches ferrugineuses détritiques avec pisolithes formées suite au remplissage des vides et fissure; 6 – veinules ferrugineuses.

Par exemple, les bauxites sédimentaires-latéritiques développées aux dépens des dépôts alluviaux et alluvio-lacustres de la série de Sangarédi, ainsi que les bauxites métasomatiques d’infiltration, liées à la série de Sangarédi, se rattachent essentiellement aux minerais de qualité supérieure et exceptionnelle. Pourtant, les teneurs généralement élevées en  $Al_2O_3$  mono (boëhmite et alumogéothite) nécessitent leur traitement à hautes températures (235-240°C).

Les bauxites latéritiques classiques développées aux dépens des dolérites, ayant une teneur moyenne insignifiante en silice (en général moins de 2 %) et une très faible teneur en  $Al_2O_3$  mono peuvent facilement être transformées en alumine à température moyenne (140-150°C) et même basse (107°C). L’usine d’alumine de Fria utilise, par exemple, le procédé Bayer ouvert (pression atmosphérique).

La majeure partie des bauxites latéritiques classiques et des bauxites sédimentaires-latéritiques dérivant des roches mères déluviales et déluvio-proluviales sont des minerais peu siliceux de qualité médiocre ( $Al_2O_3$  – 40-45 %). Les bauxites sédimentaires-latéritiques reposant sur les grès quartzeux grossiers se distinguent généralement par une teneur élevée en  $SiO_2$ . Il n’en reste pas moins vrai que dans l’ensemble, comparées aux bauxites d’autres grandes provinces bauxitiques du monde (Inde, Brésil et Australie Occidentale), les bauxites guinéennes sont de plus haute qualité et répondent aux exigences de l’industrie métallurgique concernant leur traitement préalable.

La répartition sur le territoire du pays des gisements et des indices de bauxites et leurs caractéristiques sont brièvement donnés sur la carte du Potentiel bauxitique et dans le Catalogue des gisements et des Indices établis par les auteurs [106] et remis à la partie guinéenne sur CD lors de rencontres de travail. Les plus importants gisements de bauxites (286 sur presque 900 répertoriés sur le territoire de la Guinée en l’état de connaissance de 2003) sont montrés sur la Carte gîtologique avec une brève description dans la Banque des données, faisant le deuxième volume de la présente synthèse géologique.



## MINERAIS LATÉRITIQUES DE FER ET LEUR CLASSIFICATION GENETIQUE

Dans l'est et le sud-est du pays, quelques grandes sites de minerais à hématite ont été mis en évidence et activement prospectés. Ces minerais sont formés suite à l'altération latéritique des quartzites à magnétite primaires (itabirites).

Dans la croûte d'altération dérivant des itabirites, les minerais forment l'essentiel de la partie supérieure du profil. Leur épaisseur et composition (qualité des minerais) dépendent de la position géomorphologique et la composition des roches mères et de leur place dans le profil d'altération.

### Epaisseur et composition des minerais latéritiques de fer en fonction de leur position dans le profil d'altération et de la composition des roches mères

L'épaisseur de la croûte ferrugineuse altérée, toutes les autres conditions étant les mêmes (allure subverticale des itabirites primaires et degré de leur foliation – c.t.d. bonne perméabilité), dépend de l'âge du relief et du degré de sa conservation. Ce facteur a été examiné plus haut lors de la description générale des croûtes d'altération (tabl. 25). Notons seulement que pour les itabirites, la vitesse du développement de la croûte latéritique en profondeur est plus élevée que la vitesse de dénudation dans sa partie supérieure sur les zones adoucies du relief. Voilà pourquoi, plus l'âge du relief est ancien, plus l'épaisseur d'altération est importante. Pourtant sur les pentes raides, la destruction physique (érosion) des produits d'altération amène à la diminution de leur épaisseur. Vu le différent degré de conservation, l'épaisseur de la croûte d'altération, donc des minerais latéritiques riches, varient sur la chaîne de Simandou dans les limites considérables.

La composition des minerais latéritiques riches dépend, toutes les autres conditions étant les mêmes, de deux facteurs majeurs:

- position des produits d'altération latéritique dans le profil de la croûte d'altération;
- composition des roches mères;

Examinons l'influence de ces facteurs sur l'exemple des croûtes latéritiques dérivant des itabirites relativement «pures» (ne contenant que peu d'amphibole et/ou de pyroxène) et des itabirites contenant une proportion considérable d'amphibole.

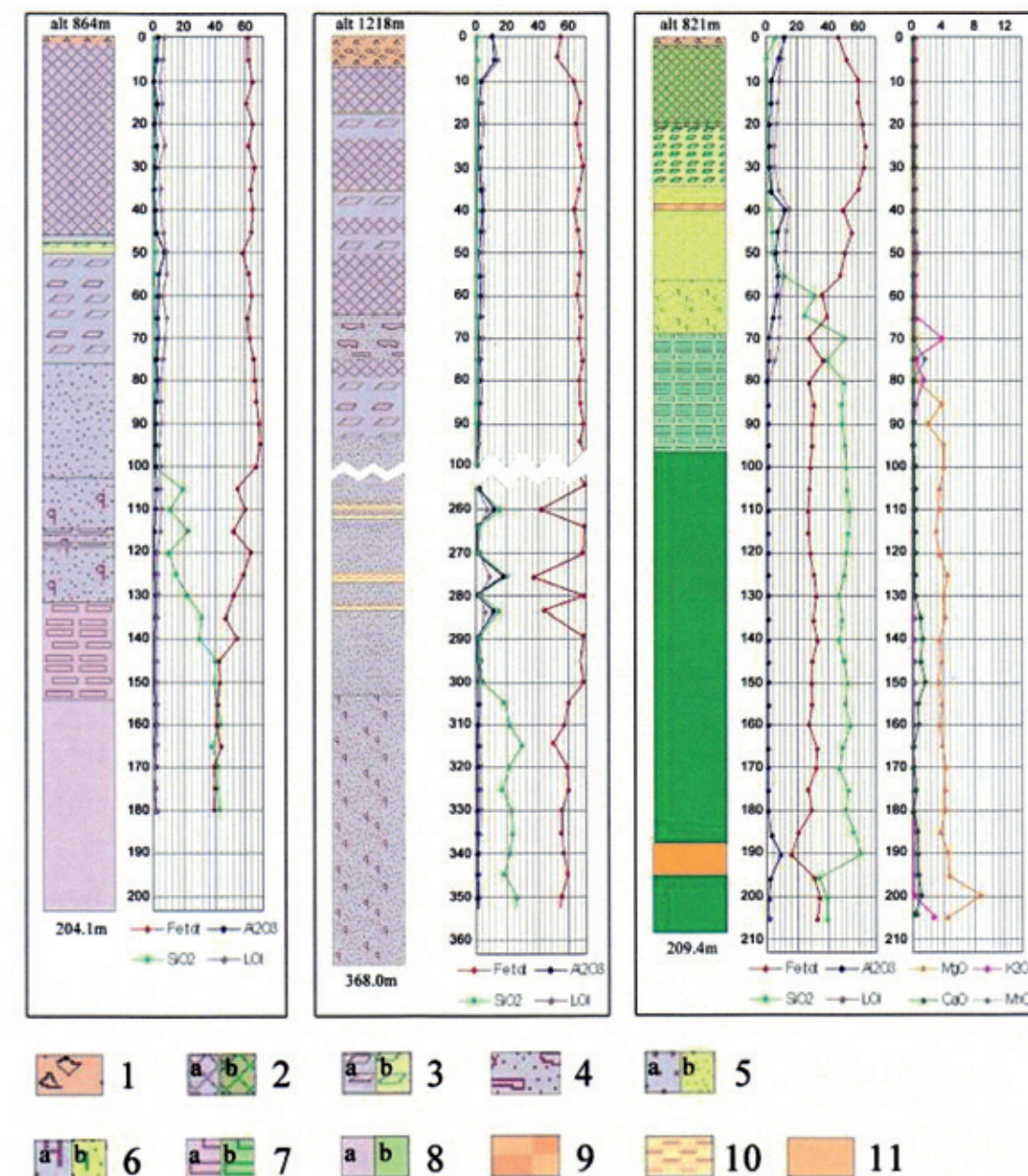
Sur les coupes verticales des croûtes latéritiques (fig. 101), établies pour ces deux variétés de roches mères, on voit qu'elles ont, dans les deux cas, une zonalité verticale uniforme. Les zones minéro-géochimiques suivantes sont observées de haut en bas:

- zone de décomposition initiale et de désintégration des roches mères;
- zone de transformation complète des minéraux des roches mères avec du quartz résiduel;
- zone latéritique au sens strict, composée entièrement d'oxydes et hydroxydes de fer;

La zone de décomposition initiale et de désintégration de ces roches mères diffère visiblement tant par l'aspect extérieur des roches, que la composition minéralogique et chimique (tabl. 28).

Les itabirites relativement peu altérées ont une couleur grise avec des bandes brunâtres au niveau des passées substantiellement magnétiques (fig. 102 A). A la différence de ces dernières, les itabirites amphiboliques ont une couleur verdâtre au niveau des passées enrichies en amphiboles (fig. 102 B).

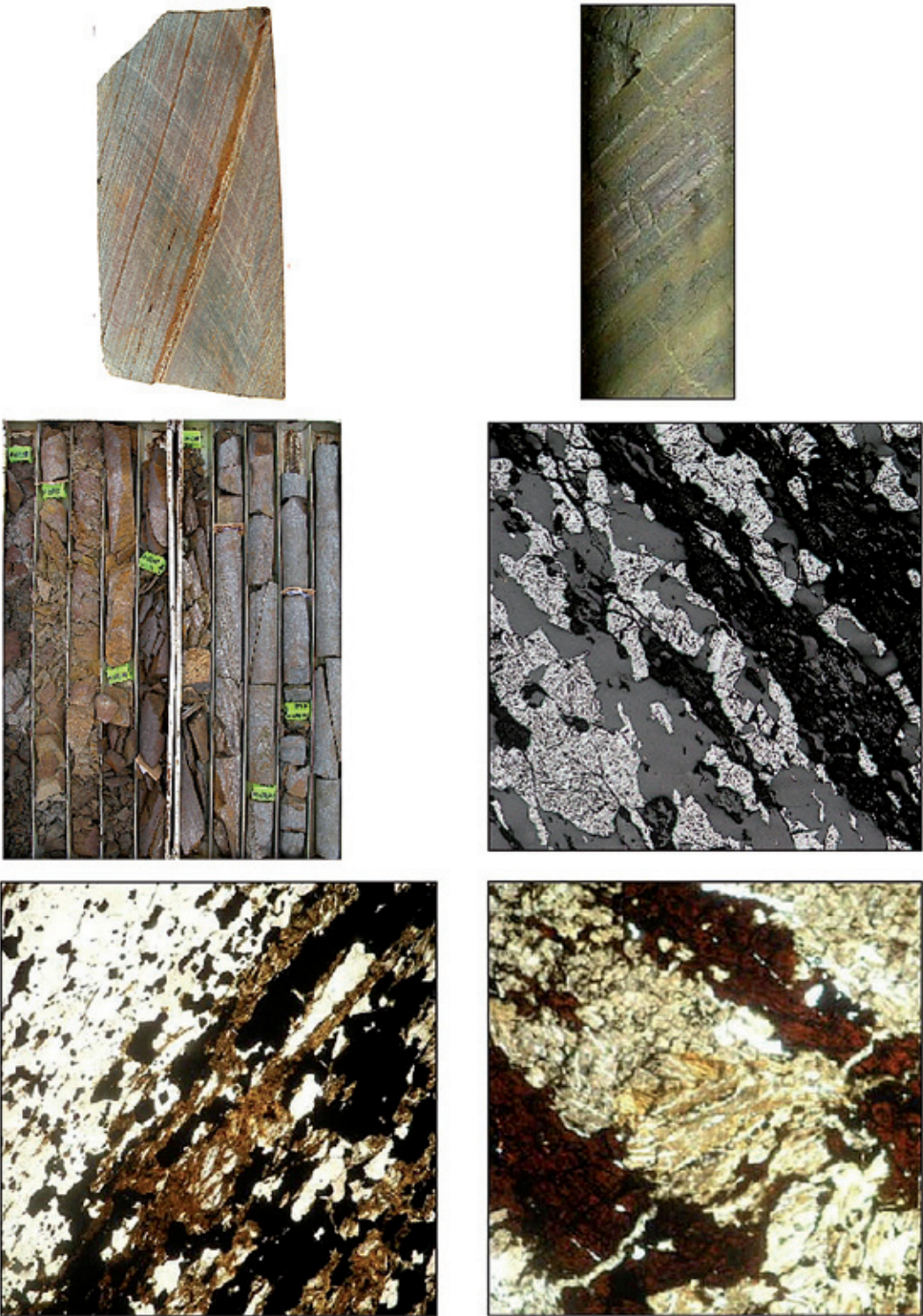
L'état physique des produits d'altération développés sur les deux roches mères change de manière substantielle et assez proche: roches dures - roches moins dures désintégrées se divisant en dalles et plaquettes - roches très friables se transformant en sable à la pression du doigt. La modification physique la plus typique de l'état des itabirites est montrée ci-après sur la photo d'une carotte (fig. 102 C). La même situation concerne, dans l'ensemble, les variétés à amphibole, ne différant que par la présence de nuances ocre. La masse volumique des roches dérivant des itabirites «pures» et des itabirites amphiboliques diminue de 3500-3400 kg/m<sup>3</sup> à 2800 kg/m<sup>3</sup> pour les itabirites pures et à 1900 kg/m<sup>3</sup> pour les variétés amphiboliques.



**Fig. 101** Coupes de la croûte d'altération latéritique formée aux dépens des itabirites faiblement amphiboliques des chaînes de Zogota (A) et Simandou (B) et des itabirites substantiellement amphiboliques (C) de Zogota.

1 – cuirasse; 2 – minerais durs: a – à hématite-goethite, b – à goethite-hématite; 3 – minerais durs friables: a – à hématite-goethite, b – goethite-hématite; 4 – minerais à martite de dureté moyenne; 5 – minerais pulvérulents sans quartz: a – à martite, b – à limonite; 6 – minerais pulvérulents avec quartz: a – à martite, b – à limonite; 7 – itabirite altérée: a – faiblement amphibolique, b – substantiellement amphibolique; 8 – itabirite faiblement altérée: a – faiblement amphibolique, b – substantiellement amphibolique; 9 – ferriplantite; 10 – argiles kaolinitique; 11 – schiste à biotite.





**Fig. 102** Carotte, lames minces et sections polies provenant de la zone de décomposition initiale et de la désintégration des itabirites faiblement amphiboliques (A, C, D) et substantiellement amphiboliques (B, E, F)  
A – teinte brune des veinules oxydées de magnétites; B – teinte verdâtre des passées d’amphibole; C – désintégration et pas-  
sage aux roches en plaquettes (biscuit) moins dures; D – développement de la martite (claire) aux dépens de la magnétite, de  
la goethite (gris sombre) aux dépens de l’amphibole, section polie, champ 2,7x2,0 mm, nic. =; E – formation de la goethite  
(brune) aux dépens de l’amphibole (noire) dans les itabirites faiblement altérées, lame mince, champ 2x2 mm, nic. =; F –  
substitution de la magnétite (noire) par la martite (rougeâtre), pseudomorphoses à calcédoine-goethite-nontronite aux dépens  
de l’amphibole (brun clair), lame mince, champ 2x2 mm, nic. +

Changements de la composition chimique, de la masse volumique et de la susceptibilité magnétique dans le profil de la croûte d’altération latéritique  
dérivant des itabirites faiblement amphiboliques et substantiellement amphiboli

Tableau 28

Zones génétiq- ues dans le profil d'altération	Roches et minerais dans les zones et sous-zones du profil d'altération dérivant des roches faiblement amphiboliques (I) et substantiellement amphiboliques (II)	Les classes, types et sous-types gé- tiques des bauxites différent par la qualité du minéral c.t.d. par leur valeur économique. Ceci confère à la classification génétique des bauxites un caractère géologo- économique.	Masse volumi-que kg/m³ n-re échant kgm³	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	LOI	Fe <sub>tot</sub>										
				%	kg/m³	%	kg/m³	%	kg/m³	%	kg/m³	%	kg/m³	%	kg/m³							
Zone latéritique au sens strict	Sous-zones de roches dures	À hématite- goethite (I)	8,5	3400 24	1,57	53	0,53	18	0,03	1	0,01	0,34	0,04	1,4	0,01	0,34	0,02	0,68	4,12	140	64,9	2207
		À goethite- hématite (II)	5	3300 107	2,7	88	0,87	29	0	1	0	0,3	0,1	1,7	0	0,3	0	1,3	6,9	228	62	2043
	Sous-zone de roches dures friables	À hématite- goethite (I)	31,8	3000 29	1,75	53	0,92	28	0,04	1,2	0,01	0,3	0,05	1,5	0,01	0,3	0,16	5	3,87	116	64,5	1935
		À goethite- hématite (II)	6	2500 45	2,8	69	1,41	35	0	1	0	0,2	0,1	1,3	0	0,2	0,1	3,5	7,78	195	61	1523
Zone de transforma- tion complète des minéraux des roches mères	Sous-zone de roches friables	À martite (I)	71,2	2800 68	0,79	2	1,54	43	0,04	1,1	0,01	0,3	0,05	1,1	0,01	0,3	0,12	3	2,08	58	66,2	1854
		À goethite- martite (II)	6	2100 56	4,2	88	2,24	30	0	0,6	0	0,2	0,1	1,1	0	0,4	0,6	11	10,8	228	57	1190
		(à limonite) à martite (I)	63	2500 40	0,72	18	15,4	386	0,04	1	0,01	3	0,05	1,2	0,01	0,3	0,08	2	1,69	42	56,8	1420
	Roches pul- vérisées	À goethite- martite (à limonite) (II)	7	1800 11	2,8	50	9,23	166	0	0,7	0	0,2	0,1	1,1	0	0,2	0,7	12	10,1	182	53	961
Zone de décomposition et désintégra- tion initiale	Roches semi- friables (à limonite)	à martite (I)	46,3	2800 19	0,49	14	32,4	908	0,04	1,1	0,01	3	0,05	1,5	0,01	0,3	0,1	3	1,87	52	45	1260
		à goethite- martite (II)	8	1900 15	3,07	58	23,72	451	0,04	0,8	0,01	0,2	0,05	1	0,03	0,6	1,12	21	9,02	171	43,4	825
Roches mères	Itabirites faiblement amphiboliques	(I)	417	3400 12	0,28	10	42,3	1437	0,98	33	0,4	14	0,12	4	0,24	8	0,04	0,14	0,96	33	38,1	1295
	Itabirites amphiboliques faiblement altérées	(II)	>1000	3500 6	0,49	17	46,58	1630	3,77	132	1,32	46	0,04	1,4	0,04	1,4	0,14	5	0	0	33,7	1180

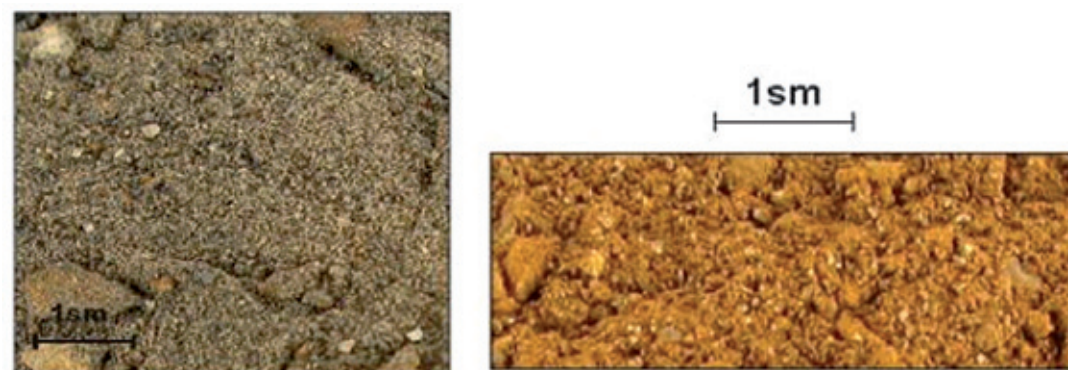


Les compositions minéralogiques des produits altérés dérivant de ces deux roches mères diffèrent quantitativement. Dans la zone de décomposition initiale des itabirites pures (fig. 102 C), la magnétite est affectée essentiellement par la martitisation; la substitution des amphiboles et des pyroxènes (en petites passées) par la goëthite est moins importante. Par contre, dans les itabirites amphiboliques, la néoformation de la goëthite prédomine sur la martite (fig. 102 D). Dans les horizons profonds, on rencontre des pseudomorphoses à calcédoine–nontronite dérivant des amphiboles et des pyroxènes (fig. 102 F). Dans quelques sondages, on a trouvé des argiles nontronitiques qui ne se rencontrent pas dans les itabirites «pures».

La composition chimique des produits d'altération dans cette zone change dans le même sens (tabl. 28). Avant tout, dans les deux cas, on constate le départ presque total d'éléments alcalins et alcalinoterreux et une lixiviation substantielle du quartz avec le départ de la silice. Il est à noter que dans les deux séquences, la teneur relative en fer augmente considérablement (7-10%). Pourtant, la teneur absolue non seulement n'augmente pas, mais, au contraire, diminue légèrement. C'est une analogie pratiquement complète avec la même partie de la séquence dans les croûtes altérées bauxitifères (tabl. 22). Dans les deux types de séquences, la teneur en MnO augmente, pourtant l'augmentation est plus intense sur les roches amphiboliques. Les différences dans la composition chimique des produits dérivant des itabirites pures et des itabirites amphiboliques sont surtout visibles si l'on regarde la quantité d'eau combinée (perte au feu), reflétant le pourcentage élevé de goëthite néoformée aux dépens des silicates mélanocrates dans les itabirites amphiboliques.

**La zone de transformation complète des minéraux** des roches mères, avec du quartz résiduel, diffère également selon la roche mère.

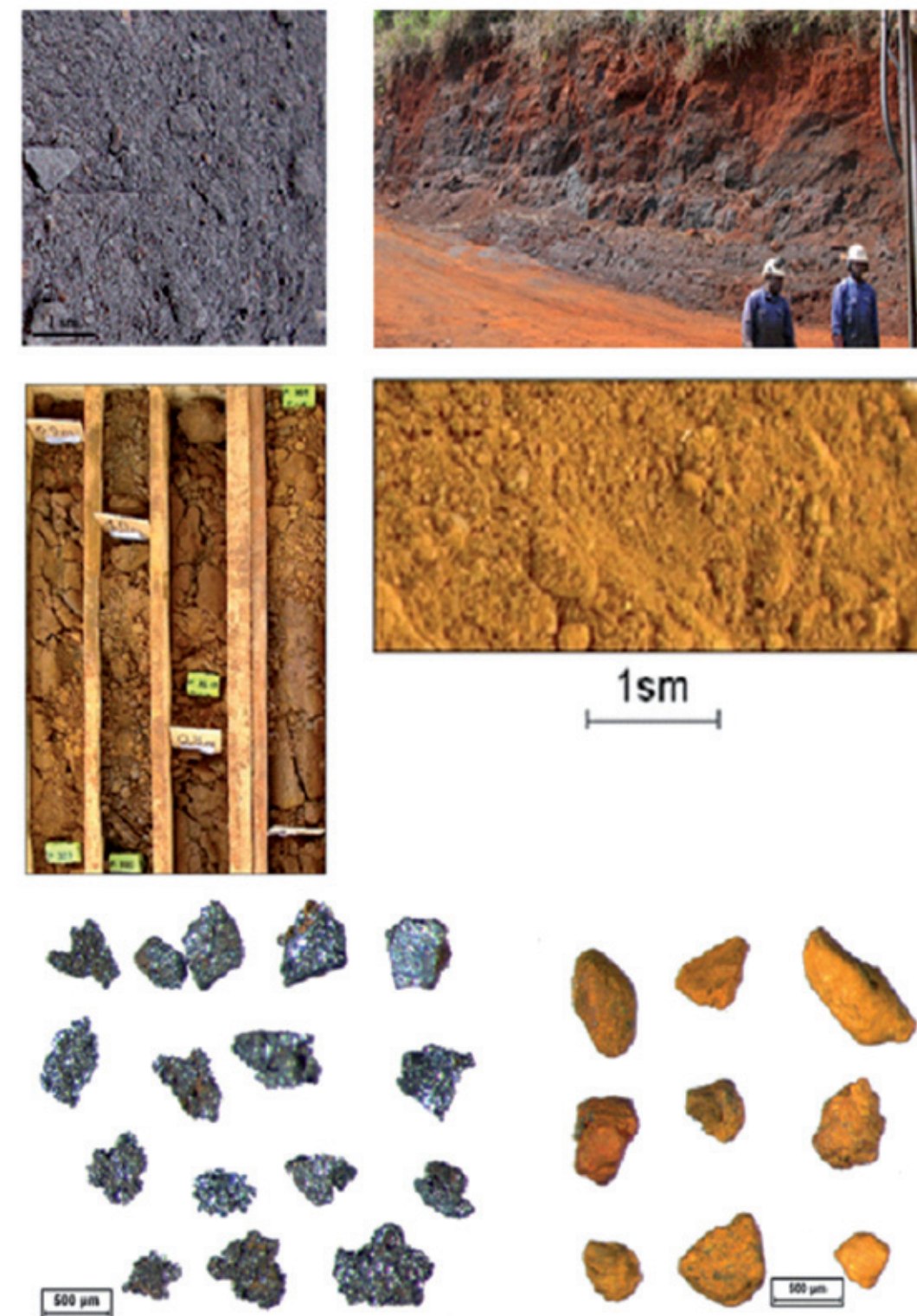
En ce qui concerne l'état physique, les produits d'altération de cette zone sont représentés par des roches meubles. Elles diffèrent, l'une de l'autre, par la couleur (fig. 103) et par la composition granulométrique. Les roches friables dérivant des itabirites pures ont une coloration foncée, gris brunâtre et gris bleuâtre avec la prédominance des fractions sableuses. Les roches pulvérulentes, jaune ocre, se forment de préférence aux dépens des itabirites amphiboliques. Bien que les unes comme les autres conservent souvent, dans l'échantillon carotté, le rubanement de la roche mère, les deux variétés s'émiettent facilement à moindre pression. D'après ce paramètre, les produits d'altération sont des minerais quartzifères friables et pulvérulents.



**Fig. 103.** Echantillons de minerais ferrugineux friables contenant du quartz (points blancs) dérivant des itabirites peu amphiboliques (A) et substantiellement amphiboliques (B).

La composition minéralogique de ces minerais de fer pauvres est pratiquement identique. Dans les deux types de séquences, ils sont composés de martite, goëthite et quartz résiduel. Les différences concernent les proportions des minéraux majeurs de fer – martite et goëthite. Les produits dérivant des itabirites pures sont des minerais friables à martite avec une faible proportion de goëthite. Les produits dérivant des itabirites amphiboliques sont des minerais quartzifères pulvérulents à goëthite-martite – minerais à limonite. Parfois à côté de la martite, on trouve la magnétite résiduelle ainsi que la kaolinite apparue grâce à la décomposition des aluminosilicates secondaires des roches mères.

Les compositions chimiques des minerais (tabl. 28) diffèrent, principalement, par des valeurs élevées de perte au feu pour le minerai à limonite et par une teneur plus élevée en fer pour le minerai pulvérulent à martite, ce qui est conforme à leur composition minéralogique. Dans les deux types de



**Fig. 104** Photos d'un affleurement, d'une carotte et d'échantillons de la sous-zone de minerais friables (pulvérulents) sans quartz dérivant des itabirites faiblement amphibolique (A, B, E) et substantiellement amphiboliques (C, D, F). A – minerais à martite pulvérulent; B – rubanement subvertical dans un affleurement de minerais pulvérulents à martite (bleu lilas); C – carotte et D – échantillon de minerais pulvérulent à limonite; E – grains de martite et F – minerais à goëthite-hématite de fraction sable.



séquences, la quantité de silice (quartz) diminue de bas en haut reflétant l'intensité d'altération allant dans ce sens. Dans les minerais à quartz-limonites friables, la teneur en  $Al_2O_3$  est plus élevée. Selon la composition chimique, ces deux produits friables devront être considérés comme minerais pauvres.

L'épaisseur de cette zone varie, suivant le lieu de forage, de quelques mètres à 60 m.

**La zone latéritique, au sens strict**, dans les deux types de séquences, devient pratiquement mono-composant car le constituant majeur est le fer sous formes d'oxydes et hydroxydes en diverses proportions.

Dans les limites de cette zone, on distingue trois sous-zones selon l'état physique des minerais de fer (de bas en haut):

- minerais pulvérulents;
- minerais friables-rocheux;
- minerais rocheux (durs);

**La sous-zone des minerais pulvérulents** dérivant des itabirites est représentée par des minerais à martite sans quartz ou contenant peu de quartz, gris foncé bleuâtre (fig. 104 A, B). A la différence de ces derniers, les produits d'altération friables sans quartz dérivant des itabirites amphiboliques ont une couleur jaune ocre, vive, avec beaucoup de matériel pulvérulent (fig. 104 B, D). Les grains de la taille de sable contenus dans ces deux types de minerais, obtenus lors du lavage préalable à l'analyse minéralogique des échantillons, diffèrent les uns des autres par la couleur et la forme (fig. 104 E, F). La masse volumique des minerais pulvérulents à martite diminue un peu en raison d'une grande porosité et d'abondantes vacuoles. Néanmoins, à l'état naturel, ils conservent leur texture rubanée (fig. 104 B). Par contre la masse volumique des minerais à limonite augmente par rapport à la zone sous-jacente.

Les compositions minéralogiques et chimiques de ces variétés de minerais diffèrent aussi substantiellement. Ainsi dans les minerais dérivant des itabirites pures, on constate une prédominance de martite (hématite 1) tandis que la goëthite est secondaire, dans les minerais dérivant des itabirites substantiellement amphiboliques, prédominent la goëthite et l'hydrogoëthite. Respectivement, dans ces dernières, on note une grande quantité d'eau combinée (perte au feu) (tabl. 28). Elles ont également une teneur plus élevée en  $Al_2O_3$  ce qui montre que dans l'assise des itabirites amphiboliques, il y a plus de passées et microlits d'aluminosilicates.

Dans les deux types de minerais friables (tabl. 28), on constate une accumulation absolue de fer ( $230-430 \text{ kg/m}^3$ ).

L'épaisseur de la sous-zone des minerais friables varie dans de larges limites. Elle dépasse 200 m (101 B) dans certaines séquences du profil d'altération dérivant des itabirites à Simandou.

**La sous-zone de minerais de fer friables-rocheux** existe dans les deux types des séquences et représente une alternance de minerais friables (meubles) et de minerais rocheux-lithifiés, allant de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres (fig. 105 A, C).

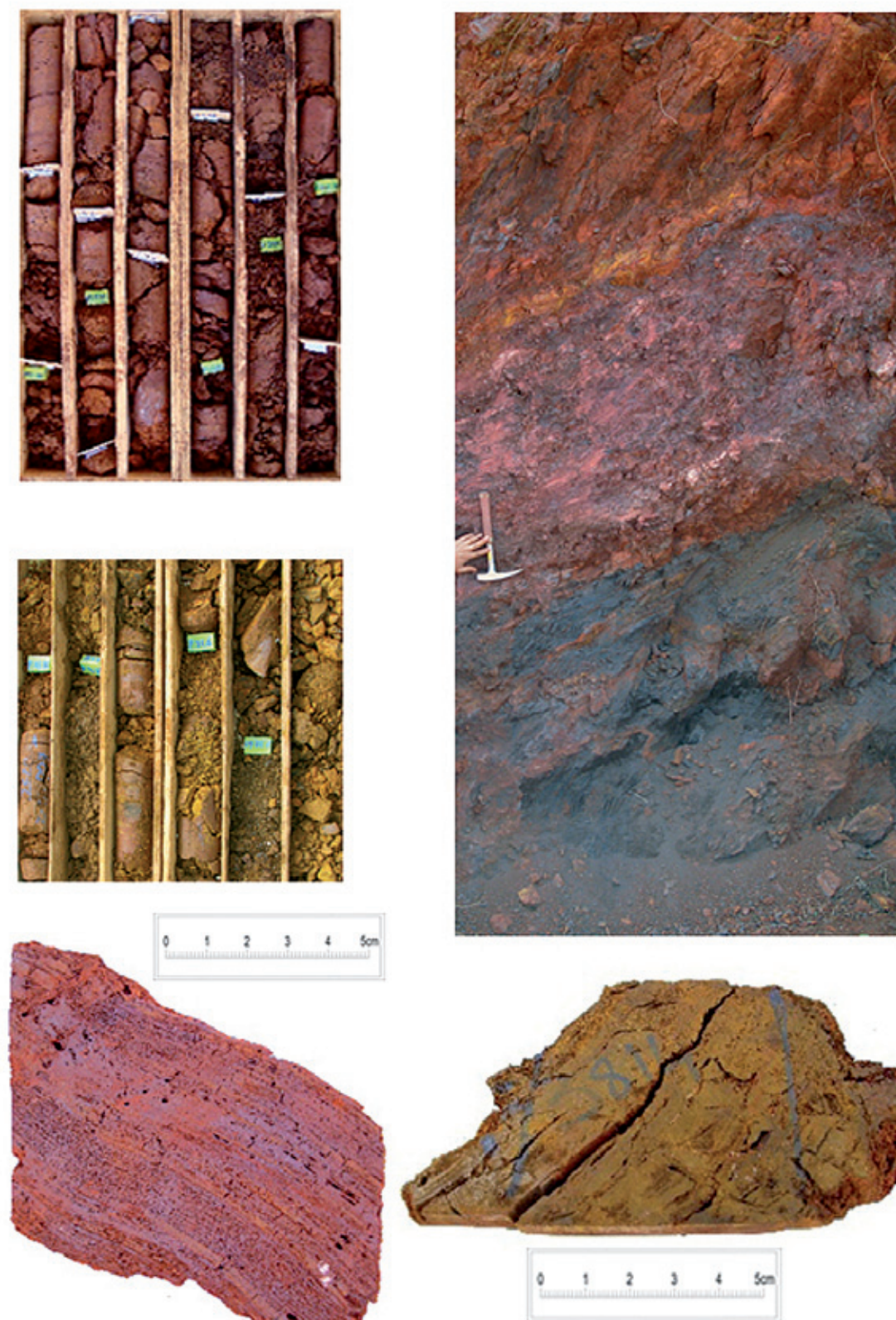
Visuellement, ces minerais diffèrent les uns des autres par leur couleur qui dépend des roches mères.

Les couleurs bleuâtres, rouge lilas et brun lilas sont typiques pour les séquences dérivant des itabirites pures (fig. 105 B, D). Les teintes brunes et jaunes prédominent dans les séquences dérivant des itabirites amphiboliques (fig. 105 C).

Les passées de minerais friables et rocheux alternent dans la séquence avec l'augmentation de la proportion de roches dures dans la partie supérieure. Les minerais meubles sont pratiquement identiques aux minerais de la zone sous-jacente. Grâce aux passées lithifiées, le poids volumique des minerais de cette sous-zone augmente dans l'ensemble jusqu'à  $2500 \text{ kg/m}^3$  (pour les itabirites amphiboliques) et jusqu'à  $3000 \text{ kg/m}^3$  (pour les itabirites pures) (tabl. 28).

Dans la composition minéralogique des minerais friables-rocheux dérivant des itabirites pures, la quantité d'hydroxydes de fer augmente considérablement. La martite est substituée par l'hématite et hydrohématite. Par conséquent, la quantité d'eau combinée et de fer augmente. L'apport de fer constitue environ  $100 \text{ kg/m}^3$ . Pour les mêmes minerais dérivant des itabirites à amphiboles, l'apport de fer est plus considérable – jusqu'à  $330 \text{ kg/m}^3$ . La teneur en silice continue à diminuer.

La plus importante particularité des minerais de cette sous-zone dérivant de différentes roches mères est toujours la même: la prédominance évidente des oxydes de fer dans les minerais dérivant des itabi-



**Fig. 105** Photos d'un affleurement, d'une carotte et d'échantillons provenant de la sous-zone de minerais friables rocheux dérivant des itabirites faiblement amphiboliques (A, B, D) et substantiellement amphiboliques (C, E).



rites pures et, au contraire, la prédominance de goëthite et hydrogoëthite ( ? ) dans les minerais dérivant des roches à amphibole.

L'épaisseur de la sous-zone varie en général de 4-6 m à 15-20 m.

**La sous-zone des minerais de fer rocheux**, dans les deux types de séquences, est représentée par des roches lithifiées rocheuses dures avec des textures rubanées et bréchiques dans la partie la plus supérieure.

Les couleurs plus foncées rouge brun et rouge lilas vives sont typiques pour les roches dures dérivant des itabirites, à la différence des roches à amphibole brun ocre (fig.106 B). Parfois on rencontre des variétés très dures, massives, noir lilas, avec un éclat gris acier en cassure fraîche (fig. 106A). Mais leur principale particularité est leur structure rocheuse (dure) et forte masse volumique – 3300-3400 kg/m<sup>3</sup> (tabl. 28).

La composition minéralogique des minerais rocheux dérivant des itabirites diffère par la prédominance d'hématite avec une faible proportion de goëthite et d'autres formes hydroxydes, ce sont donc des minerais à hématite-goëthite. Dans ces roches dérivant des itabirites amphiboliques, le rapport entre les principaux minéraux est inverse, ce sont donc des minerais à goëthite-hématite.

Lors de la formation de ces minerais rocheux, la teneur en fer a presque doublé par rapport aux roches mères. En moyenne, la quantité de fer apporté est comparable à la teneur initiale. Ceci montre une haute mobilité de fer dans la croûte latéritique et la prédominance du milieu oxydant dans le profil d'altération.

On peut voir dans les sections polies les résultats de la redistribution de la matière, qui se manifeste par la présence de plusieurs générations des minéraux de fer. Les minerais pulvérulents à martite sont imbibés et lithifiés essentiellement par de la goëthite-2 de deuxième génération (fig. 106 C).

La formation de goëthite-2 est souvent accompagnée d'hématite-2 (fig. 106 D). On peut observer partout des formes d'incrustation et dépôts de couches d'hématite-3 et goëthite-3 (fig. 106 E, F). En principe, les mêmes processus sont observés dans les sections polies lorsque les minerais de fer rocheux se forment aux dépens des itabirites amphiboliques (fig. 106 G,H).

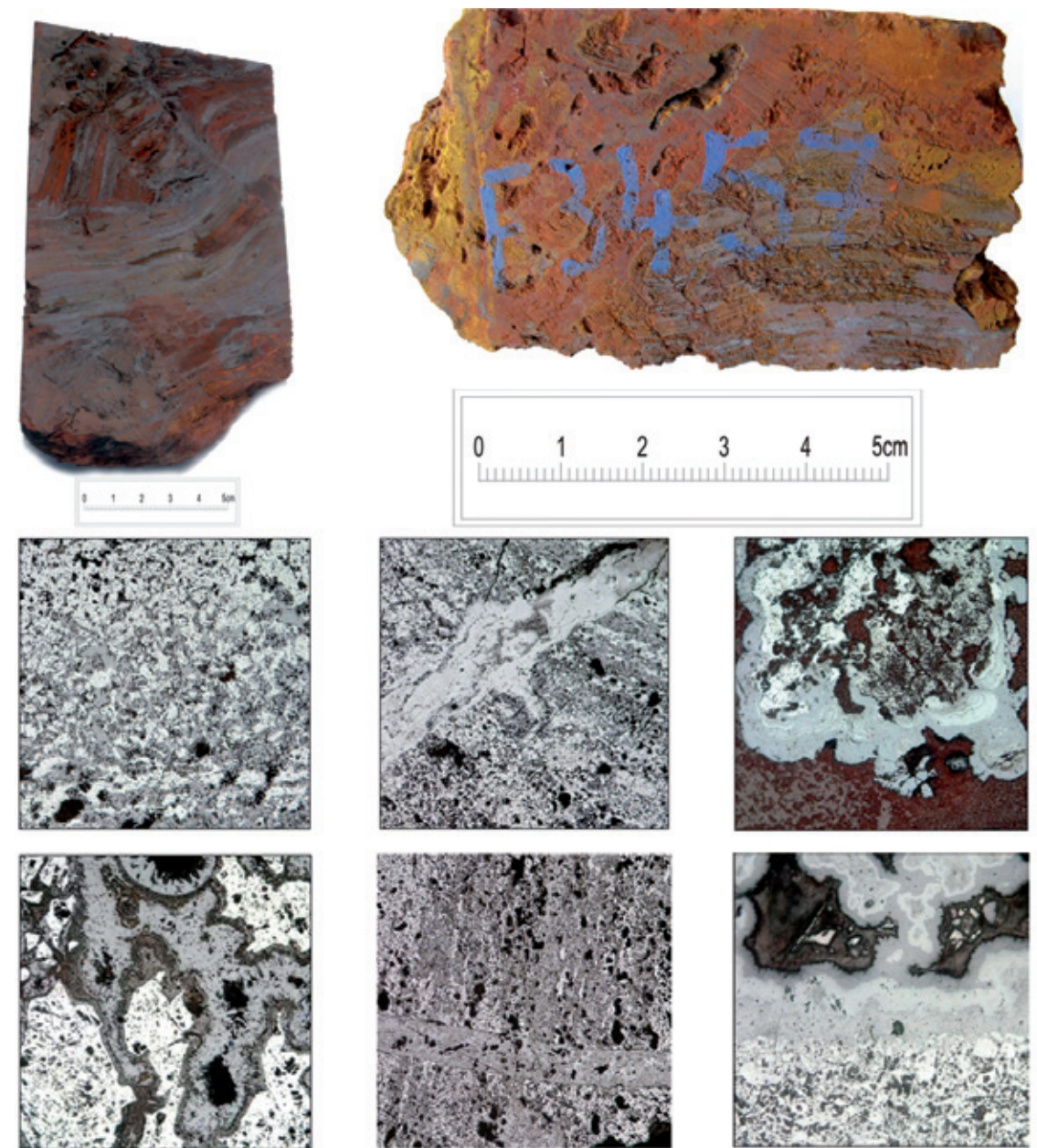
Dans la partie supérieure des séquences, on rencontre des minerais rocheux avec des textures bréchiques, spongieuses, scoriacées, similaires aux cuirasses des couvertures latéritiques bauxitifères. Ces formations sont des équivalents génétiques des cuirasses, elles se forment suite au broyage in situ, lixiviation et remaniement partiel des minerais de fer rocheux pseudomorphes et leur cimentation par une substance ferrugineuse lors de sa migration sous la couche du sol.

Dans les parties supérieures des minerais rocheux, la teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> augmente et on note l'apparition de gibbsite. La source d'aluminium peut être les minéraux aluminosilicatés de la fraction éolienne du sol ou des passées de roches aluminosilicatées au sein de la série de Simandou – phyllites, schistes métamorphiques à biotites et grenat-biotite.

Ainsi, la qualité des minerais de fer latéritiques dérivant des itabirites est contrôlée par deux facteurs principaux : composition des roches mères et position des produits d'altération dans le profil d'altération latéritique. Avec cela, le facteur de position dans le profil d'altération est sans aucun doute le plus important car il détermine le degré de « raffinage » des minerais de fer et l'élimination des impuretés ; en même temps il détermine l'état physique (meuble ou rocheux) des minerais; il reflète donc l'intensité d'altération et de redistribution des éléments.

La composition minéralogique des roches mères influe aussi sur la composition des produits d'altération et sur leur état physique (comme par exemple, pulvérulence des minerais friables dérivant des itabirites amphiboliques qui abaisse leur qualité).

Un grand gisement de minerais de fer latéritiques, formé suite à l'altération des roches ultrabasiques est connu sur la presqu'île de Kaloum dans l'ouest de la Guinée. A la différence des quartzites à magnétites (itabirites peu amphiboliques et substantiellement amphiboliques), tout le fer initial des dunites et pyroxénites de Kaloum est lié aux silicates non alumineux, olivine et pyroxène. La présence de magnétite est insignifiante. L'altération latéritique a conduit à la formation d'une croûte de minerai de fer avec une zonalité verticale proche de celle décrite plus haut.



**Fig. 106.** Echantillons et sections polies de minerais de fer rocheux dérivant des itabirites peu amphiboliques (A, C, D, E, F) et substantiellement amphiboliques (B, G, H).

A – minerais à hématite massifs, durs; B – minerais à goëthite-hématites rocheux; C – goëthite 2 (grise) cimentant les grains de martite-hématite 1 (blanche), lame mince, ×100, nic=; D – filonnet d'hématite 2 avec goëthite 2 dans le minerai d'hématite 1-goëthite 1 finement rubané, ×50, nic=; E – formes d'incrustation (gélomorphes) d'hématite 3 (gris clair), lame mince, ×200, nic=; F – cristaux de goëthite 3 en bâtonnets (gris clair), croissant sur une frange de goëthite 2 (gris) sur l'hématite 1 (blanche), lame mince ×200, nic=; G – filonnet de goëthite 2 sur le minerai de goëthite 1 (grise) – hématite 1 (claire) micro-rubané, lame mince, ×50, nic=; H – frange (haut de la lame mince de l'hématite gélomorphe 2 et goëthite 2, sur laquelle se développe une petite zone d'hématite 3 (plus claire) et de goëthite 3 (grise).

Dans la partie inférieure du profil, dans les conditions de saturation en eau, dans la zone de décomposition initiale, des argiles nontronitiques se forment. En général, elles se rencontrent aux profondeurs supérieures à 60-80 m. Leur épaisseur varie de quelques mètres à 10-15 m.

Plus haut elles sont relayées par des ocres structurales à goëthite qui, selon leurs caractéristiques physiques, sont proches de minerais à limonite friables dérivant des itabirites amphiboliques à pyroxène.



Ce sont des roches très poreuses qui s’effritent facilement sous les doigts en masse pulvérulente ocrée. D’après la teneur en fer (50-52%), elles se rapportent aux minerais de fer de qualité médiocre.

Leur épaisseur varie considérablement – de quelques mètres à 60-80 m.

Dans la partie supérieure, elles sont transformées en minerais semi-rocheux à structure très variable suivant les zones de fissuration.

Dans la partie la plus haute, se développent généralement des minerais de fer durs, massifs, compacts ainsi que des minerais tachetés et bréchiques-conglomératiques du type cuirasse avec une épaisseur assez uniforme: de 8 à 15 m, en moyenne de 10-12 m. Selon *F. Blondel* [20], ces minerais contiennent: Fe – 51,5%, SiO<sub>2</sub> – 2,5%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9%.

Le trait caractéristique de ces minerais est leur teneur élevée en Cr – 1,25% et Ni – 0,02%.

Présentement, presque toute la superficie du gisement de Kaloum et ses flancs jusqu’au pied du mont de Kakoulima sont couverts de quartiers résidentiels et de bâtiments administratifs et commerciaux de Conakry en pleine extension.

Seuls les minerais rocheux et semi-rocheux, qui étaient en exploitation avant 1966, présentaient un l’intérêt industriel. Les ocres (minerais meubles, pulvérulents) pourraient être intéressantes pour la production de colorants. En ce qui concerne la qualité, les minerais rocheux de Kaloum sont beaucoup plus pauvres que les minerais de fer latéritiques riches de Simandou et de Nimba (zones supérieures de la croûte d’altération). Ils se rapportent aussi à la classe génétique de minerai latéritique, mais à un autre type qui diffère par la composition des roches mères.

Classes, sous-classes et types génétiques des minerais latéritiques de fer

Une classification génétique de ces minerais a été établie (tabl. 29) en prenant en considération le changement de la composition des minerais latéritiques et de leurs propriétés physico-mécaniques en fonction de leur position dans le profil d’altération et de la composition des roches mères.

Dans cette classification sont inclus les minerais de fer du type canga (décrits plus haut – fig. 78, 79), qui représentent une classe génétique sédimentaire-latéritique et qui peuvent être mis en valeur lors de l’exploitation des gisements de fer d’autres types examinés. Tout comme la classification génétique des bauxites (tabl. 27), la classification génétique des minerais de fer suit la classification géologo-économique (géologo-industrielle), car la qualité des minerais et leurs propriétés physico-mécaniques dépendent de leur appartenance à des zones génétiques concrètes.

Les indices et les gisements similaires aux minerais latéritiques de Simandou-Nimba sont déjà découverts au sud-ouest de la ville de Faranah. Des «chapeaux de fer» sont signalés sur les quartzites à magnétites dans les montagnes de *Soula* et *Numbora* [112]. De nouveaux gisements de minerais de fer latéritiques peuvent être mis en évidence sur les quartzites ferrugineux, largement développés dans la structure de MONGO et dans les assises archéennes de l’ouest (région de Forékariah) et du sud-est du pays.

Il est également possible de mettre en évidence des minerais latéritiques du type de Kaloum dans d’autres régions du pays où sont développées les roches ultrabasiq

Conformément à la classification génétique élaborée pour les minerais latéritiques, les minerais de fer les plus riches et donc les plus demandés par l’industrie seront liés aux zones supérieures du profil latéritique formé aux dépens des quartzites dépourvus d’autres minéraux et riches en magnétite.

Depuis longtemps, les anciens pouvaient produire du fer à partir de ces minerais riches par fusion directe dans les fourneaux primitifs (fig. 107).

Une brève caractéristique de tous les gisements et indices de fer connus vers 2008 est donnée dans la deuxième partie du présent ouvrage, dans la Banque des données, tandis que leur position est montrée sur la Carte gîtologique. Nous supposons, que sur le territoire de la Guinée, le potentiel total des minerais latéritiques riches, y compris les nouveaux gisements qui pourront être mis en évidence, peut atteindre au moins 15-20 milliards tonnes.

Classification génétique des minerais latéritiques de fer en République de Guinée

Position dans le profil d'altération	Classe de minerais latéritiques de fer (L)			Classe de minerais de fer sédimentaires latéritiques – canga (SL)
	Sous-classe L1 dérivant des itabirites	Sous-classe L2 dérivant des itabirites substantiellement amphiboliques	Sous-classe L3 dérivant des roches ultrabasiq	
Partie supérieure de la zone latéritique au sens strict	L1-1 Minerais durs rocheux rubanés et bréchoïdes "in situ" à hématite goéthite de qualité haute et très haute; épaisseurs - 10 à 30 m	L2-1 Minerais durs rocheux rubanés et bréchoïdes à goéthite-hématite de haute qualité; épaisseurs - 10 à 40 m	L3-1 Minerais rocheux détritiques et massifs à haute teneur en goéthite et faible teneur en hématite "in situ" de qualité moyenne; épaisseurs - 6 à 15 m (moyenne 10-12 m)	SL1-1 Minerais rocheux durs détritiques de qualité haute et moyenne; Epaisseur - 4 à 15 m
Partie médiane de la zone latéritique au sens strict	L1-2 Minerais rocheux friables rubanés et détritiques «in situ» à hématite-goéthite de qualité haute et moyenne; épaisseurs - 10 à 35 m	L2-2 Minerais rocheux friables rubanés et détritiques «in situ» à hématite-goéthite de qualité haute et moyenne; épaisseurs - 10 à 40 m	L3-2 Minerais rocheux friables massifs et poreux à goéthite avec de l'hématite, de qualité moyenne et basse; épaisseurs - 10 à 15 m	SL1-2 Minerais rocheux friables et meubles de qualité moyenne et basse; épaisseurs - 5 à 20 m
Partie inférieure de la zone latéritique au sens strict	L1-3 Minerais friables (pulvérulents) à martite et martite-hématite sans quartz ou avec peu de quartz de qualité moyenne et haute; épaisseurs - 10-20 à 200 m	L2-3 Minerais friables (pulvérulents) à goéthite-martite sans quartz et avec peu de quartz (à limonite) de qualité moyenne et haute; épaisseurs - 5-10 à 60 m	L3-3 Minerais friables (ocres structurales) à goéthite sans quartz de qualité basse (colorant naturel) épaisseurs - 5 à 60 m	Roches en place sous-jacentes altérées de différente composition *
Zone de transformation complète des minéraux des roches mères	L1-4 Minerais friables (pulvérulents) à martite avec du quartz de qualité basse et moyenne; épaisseurs - 5-10 à 30-40 m	L2-4 Minerais friables (pulvérulents) à goéthite-martite avec du quartz (à limonite) de basse qualité; épaisseurs - 5-10 à 30 m	Argiles ferrugineuses à nontronite*	
Zone de décomposition initiale et de désintégration	L1-5 Minerais friables et en plaques à martite quartz et quartz-martite de basse qualité (minerais pauvres)	L2-5 Minerais friables et en plaques à quartz-goéthite-martite de basse qualité (minerais pauvres)	Roches mères désintégrées et argilisées *	
* Roches stériles dans le profil de croûtes d'altération latéritique ferrugineuses				

Tableau 29





Fig. 107. Fourneau pour la fonte artisanale du fer

Depuis longtemps, les anciens pouvaient produire du fer à partir de ces minerais riches par fusion directe dans les fourneaux primitifs (fig. 107).

Une brève caractéristique de tous les gisements et indices de fer connus vers 2008 est donnée dans la deuxième partie du présent ouvrage, dans la Banque des données, tandis que leur position est montrée sur la Carte géologique. Nous supposons, que sur le territoire de la Guinée, le potentiel total des minerais latéritiques riches, y compris les nouveaux gisements qui pourront être mis en évidence, peut atteindre au moins 15-20 milliards tonnes.

#### AUTRES MINERAUX UTILES LIES AUX CROUTES D'ALTERATION LATERITIQUE

Outre la formation des bauxites et de minerais de fer riche, l'altération latéritique agit favorablement sur d'autres gisements de minéraux utiles.

Ces dernières années, une grande attention dans le monde en général et en Afrique de l'Ouest en particulier a été prêté aux croûtes latéritiques aurifères et diamantifères.

**Croûtes latéritiques aurifères.** Durant les 20 dernières années, il a été mis en évidence dans les pays de l'Afrique de l'Ouest plus d'une dizaine d'importants gisements d'or liés aux croûtes latéritiques avec des réserves de 50 à 100 tonnes d'or et plus.

Sur le territoire guinéen, seulement deux gisements exploités industriellement (groupe Lero Fayali et Siguiri) appartiennent à ce type génétique. L'altération latéritique conduit à un certain enrichissement des roches en or grâce à la lixiviation et au départ des éléments mobiles. En outre le passage des roches dures en état friable et meuble facilite l'exploitation et réduit son prix grâce à la diminution des travaux de forage-dynamitage. Grâce à cette réduction du prix d'exploitation et l'utilisation des technologies plus efficaces, le prix de revient de l'or diminue ce qui permet d'exploiter les minerais avec une moindre teneur de coupure.

Présentement en Guinée on connaît plus de 40 indices de croûtes latéritiques aurifères qui sont mal étudiées, et qui pourraient être intéressantes pour l'industrie. Dans certains secteurs les orpailleurs

exploitent de l'or en creusant des carrières de 100x300 m et de 30 m de profondeur. Un exemple en est les croûtes d'altération représentées par les argiles kaolinitiques aurifères spécifiques aux alentours du village de Koundian (feuille de FALAMA). L'or est fin, pulvérulent. Lors du lavage les orpailleurs perdent jusqu'à 40% et plus du métal.

**Croûtes latéritiques diamantifères.** L'altération latéritique des pipes et dykes kimberlitiques réduit le prix et rend leur exploitation plus facile. Ainsi par exemple, les produits d'altération latéritique de la partie supérieure du pipe «Droujba» sont représentés par de l'éluvion argileuse dérivant des kimberlites, ils ont été exploités par la compagnie guinéenne EGED en 1963-1965.

Le matériel argileux avec une teneur en diamants dans les échantillons pouvant atteindre 2ct/m<sup>3</sup>, a été exploité jusqu'à la profondeur de 17 m. La teneur moyenne récupérable en diamants était de 0.92ct/m<sup>3</sup>.

Les parties éluviales altérées des pipes 1, 2, 3, 4 et d'«Antochka», ont été exploitées avec succès par les compagnies EGED et AREDOR. L'éluvion du dyke kimberlitique près du village de *Fenaria*, de 200 m de longueur et de 5 m d'épaisseur, a été exploitée dans les années 1930 et 1960 par les compagnies SOGUINEX et EGED jusqu'à la profondeur de 15-20 m.

Après avoir mis en évidence les pipes kimberlitiques sur le partage des eaux de *Milo* et *Baoule*, les artisans exploitent les diamants dans les argiles latéritiques jusqu'à la profondeur de 30-40 m.

La mise en exploitation des pipes et dykes kimberlitiques non altérés est plus chère et plus difficile, et jusqu'à présent n'a pas été entreprise en Guinée.

Il faut également noter la possibilité de la mise en évidence des concentrations de nickel silicaté dans les croûtes d'altération latéritique des roches ultrabasiques.

Les croûtes d'altération nécessitent une étude plus approfondie en ce qui concerne les minéralisations d'uranium et autres.

Souvent les produits d'altération latéritiques sont utilisés par la population locale comme source de sable et d'argile pour les constructions villageoises.

Mais la plus grande richesse de la Guinée est sans aucun doute les croûtes latéritiques bauxitiques et ferriques, examinées en détails plus haut.

En se basant sur les connaissances de la structure des croûtes latéritiques et de leur composition qui est contrôlée par leur position dans le relief et la composition des roches mères, il est possible de prévoir le type des produits d'altération pour toutes les variétés lithologiques de roches en place développées en Guinée.



## CONCLUSION

La Carte géologique de la République de Guinée au 1:500 000 et le livre «Géologie de la Guinée» sont les premiers ouvrages de synthèse complet qui réunissent les données du levé géologique de toutes les feuilles du pays au 1:200 000. En outre, les auteurs ont utilisé certains résultats des travaux de recherche sur les bauxites, l'or, les diamants, le fer et les roches carbonatées. En étudiant ces matériaux, les auteurs ont constaté plusieurs contradictions, imperfections et manques de précisions concernant le cadre géologique de certaines régions et la structure stratigraphique, magmatique et tectonique des cibles concrètes. Comme déjà mentionné, la principale raison en est la différence dans les approches et méthodes des différents organes et experts qui ont exécuté les travaux géologiques ; un autre facteur est la densité d'observations nettement insuffisante pour cette échelle de travaux géologiques dans certaines régions est du pays.

Afin d'éliminer les contradictions flagrantes, les auteurs ont utilisé des méthodes d'analogie et de comparaison avec des territoires étudiés de manière plus approfondie ainsi que des interpolations de données géologiques. Toutes ces méthodes ne peuvent pas être considérées comme irréprochables, il s'agit d'une variante «forcée» d'harmonisation des contradictions géologiques concrètes. Malgré que tous les éléments de la carte géologique au 1:500 000 aient été harmonisés, certaines cibles géologiques concrètes ne disposent pas de données fiables en ce qui concerne leur composition, les relations avec les roches environnantes, le métamorphisme, la morphologie et l'âge de leur mise en place. A cet effet, les auteurs estiment nécessaire d'attirer l'attention sur les problèmes les plus importants et de formuler quelques propositions sur les études géologiques ultérieures du territoire guinéen.

### Pour les régions du développement du socle cristallin (craton Leono-Libérien).

1. Les roches de l'Archéen précoce encadrant la structure protérozoïque précoce de NIMBA nécessitent une étude complémentaire, cela concerne avant tout les relations avec les roches environnantes de l'Archéen tardif et par conséquent l'âge de leur mise en place.
2. Les zones du développement des roches de la série de MANI, individualisées par les auteurs lors des travaux de bureau, nécessitent, sans aucun doute, d'être précisées. En premier lieu, il s'agit d'exclure de cette série les roches palingéno-métasomatiques (granito-gneiss et migmatites), très fréquentes (plus de 80% de la superficie totale) ; ces roches peuvent être aussi bien archéennes tardives, que protérozoïques précoces.  
Il est nécessaire de préciser la morphologie et l'âge de la formation de divers quartzites, surtout dans les régions limitrophes du Libéria. Les études des photos satellites Landsat – 7 ETM<sup>+</sup> montrent la présence dans ces régions de massifs linéaires étirés et de chaînettes de collines, qui à l'ouest se raccordent à la chaîne de *Zogota* (prolongement Sud de la chaîne de *Simandou*) et à l'est – au massif montagneux de *NIMBA*. Comme il a été dit plus haut, les travaux réalisés sur la chaîne de *Zogota* ont permis d'y individualiser une structure protérozoïque précoce, similaire à la chaîne de *Simandou*, comprenant des itabirites et des minerais hypergènes à hématite-goëthite. Selon les auteurs, les superficies montées sur la carte géologique comme série de Mani sont plus complexes. En leur sein, il existe, sans aucun doute, de divers granito-gneiss et migmatites, ainsi que, probablement, des intrusions granitoïdes protérozoïques précoces. Entre ces dernières, peuvent se trouver des buttes-témoins de roches métamorphiques aussi bien archéennes tardives que protérozoïques précoces (de type du complexe de SIMANDOU-NIMBA).
3. Les roches métamorphiques des séries de KASILA, KAMBUI et, surtout, de DABOLA sont transformées par la granitisation protérozoïque précoce, dans certains secteurs substantiellement, dans d'autres – complètement, en diaphorites ou migmatites et granito-gneiss. Dans l'avenir, ces roches doivent être montrées sur les cartes géologiques de manière plus manifeste – soit par des symboles correspondants, soit comme corps géologiques indépendants.
4. Comme déjà mentionné, les séries métamorphiques de KASSILA, DABOLA et KAMBUI constituent en fait un seul complexe métamorphique en Guinée et dans les pays limitrophes. Dans l'avenir, il serait raisonnable de les réunir en une seule série métamorphique, caractérisant le cycle de développement sédimentaire-métamorphogène archéen tardif de la base cristalline du massif Leono-Libérien.

5. Le schéma adopté du magmatisme archéen tardif et des processus palingéno-métasomatiques, nécessite, sans aucun doute, une argumentation supplémentaire. Il n'est pas exclu, que les intrusions de métanorites-métahyperbasites de la I-ère phase (tabl. 6) et les métadiorites-métagranodiorites à pyroxènes de la II-ème phase appartiennent au même cycle anté-métamorphogène.

Les charnockites et charnockitoïdes pourraient être les produits de la granitisation (microclinisation) protérozoïque précoce.

6. Le vaste massif granitoïde de Macenta, attribué conventionnellement à la phase finale de formation, peut, en fait, être une combinaison de corps intrusifs et palingéno-métasomatiques, de composition et d'âge différents et comprenant une grande quantité d'inclusions et de zones résiduelles de roches métamorphiques de l'Archéen tardif.

Selon les auteurs, plusieurs datations d'âge absolu au zircon et à la monazite de différentes roches du massif, montrent, sans aucun doute, l'intervalle chronologique de cristallisation des minéraux indiqués. En même temps, en absence d'informations sur la composition pétrographique des roches étudiées et leurs relations avec les roches environnantes, ces chiffres peuvent caractériser de diverses phases de formation du massif et même l'âge de xénolites qui, sans aucun doute, sont présents dans ce massif. Cette hypothèse est confirmée par un vaste éventail de datations (de 2750 à 3015 Ma.).

### Pour des régions de développement de la couverture plissée du socle cristallin

1. La différenciation dans le Protérozoïque précoce de deux phases de la mise en place des structures sédimentaires (phase précoce – rifts de MONGO, SIMANDOU, NIMBA ; phase tardive – fosse tectonique de NIANDAN – KINIERO, bassin de SIGUIRI) est dictée par le désir de tenir compte de l'opinion des géologues du BRGM et ne reflète pas l'avis des auteurs. Nous estimons que toutes les structures protérozoïques précoces se sont formées de manière synchrone dont témoignent plusieurs données citées plus haut (v. chapitre «Protérozoïque inférieur (précoce)»).
2. Les structures de SIMANDOU et NIMBA nécessitent une étude sérieuse plus approfondie.

Orientations principales des études:

- séquences des roches, leur composition minéralogique et allure;
- métamorphisme des roches et son intervalle chronologique déterminé par des méthodes modernes;
- structure géologique et tectonique des massifs et leurs relations avec les complexes cristallins encaissants.

3. Le schéma proposé du développement stratigraphique de la fosse tectonique de NIANDAN-KINIERO nécessite quelques précisions supplémentaires, surtout pour la région de l'interfluve de *Niger – Niandan*. En premier lieu, il faut préciser la structure des roches volcano-sédimentaire de la série BIRRIMIENNE et leurs relations avec les roches encaissantes et étudier les particularités de leur métamorphisme.
4. Le bassin de SIGUIRI a, sans aucun doute, une structure géologique plus complexe que celle montrée sur la carte. Des zones volcano-sédimentaires devraient y être présentes, des intrusions granitoïdes devraient être plus largement développées. Etant donné que les roches du bassin sont masquées par les croûtes latéritiques, leur étude est possible en utilisant le maximum de données des sondages exécutés par diverses compagnies lors des recherches sur l'or et en appliquant diverses méthodes géophysiques.
5. Il est nécessaire de préciser la phase d'intrusion des corps subvolcaniques acides qui est attribuée conventionnellement au stade orogénique précoce du Protérozoïque précoce. Etant donné le lien étroit de ces corps avec les volcanites du membre supérieur de la série BIRRIMIENNE, qui reposent sur la surface érodée des dépôts des membres inférieurs et moyens, et le fait qu'ils soient caractérisés seulement par leur métamorphisme de dislocation, il serait plus logique de considérer que ces corps subvolcaniques se soient formés aux stades finaux (peut être post-orogéniques) du développement des structures Birrimiennes.



6. Les migmatites palingéno-métasomatiques, les granito-gneiss et les granites de la phase orogénique tardive sont, selon les auteurs, plus développés que ce qui est montré sur la carte. Les zones où ils pourraient être présents, ont été indiquées plus haut. En outre, ils sont présents sous forme de larges bandes (centaines de mètres à quelques kilomètres) dans les roches métamorphiques des séries de KASSILA, KAMBUI et, surtout, DABOLA et probablement dans les granitoïdes de la phase orogénique, dont ils dérivent à la suite de leur granitisation partielle.
7. L'individualisation de ces roches palingéno-métasomatique est possible si l'on procède à la cartographie de leurs contacts avec les roches encaissantes et à l'étude pétrographique détaillée de leurs permutations.
8. Le problème le plus important qui concerne l'étude du cadre géologique de la Guinée est l'établissement d'un lien génétique entre la mise en place des cibles d'or endogène et les périodes concrètes du développement des structures Birrimiennes. Dans le présent ouvrage, les auteurs ont formulé quelques idées sur la nature polygène et polychrone de la formation de l'or. En se basant sur les idées géologiques générales, les auteurs ont différencié quatre principales phases (possibles) d'évolution de ces processus. Dans l'avenir, la succession proposée de ces phases doit être confirmée, complétée ou modifiée sur la base de faits avérés et de données analytiques.

#### **Pour les domaines de développement de la structure d'activation Pan-Africaine (fossé de BASSARI-ROKEL)**

1. C'est pour la première fois que cette structure est présentée en tant qu'entité unie. Avant, le fossé de ROKEL (au Sud) et la zone de BASSARI (au Nord) étaient considérés séparément. En effet, ils sont séparés l'un de l'autre par une couverture de dépôts de plate-forme. La zone de BASSARI était considérée comme protérozoïque précoce (zone elle-même) avec un encadrement protérozoïque tardif. Dans le présent ouvrage, l'âge de la mise en place de cette structure embrasse l'intervalle du Riphéen supérieur au Cambrien inclus. Cet intervalle est établi sur la base de similitude des dépôts du fossé avec les sédiments synchrones de la dépression de TOUGUE. L'âge de ces derniers est confirmé par la faune. Une telle justification d'âge est tout à fait correcte, mais dans l'avenir, il serait utile d'essayer de récolter des restes organiques dans les roches aleuro-argilitiques de la série de YOKOUNKOUN.
2. Du point de vue minéro-génique, le fossé de BASSARI-ROKEL est étudié de manière insuffisante. Il existe des perspectives de mise en évidence d'or hydrothermal lié aux intrusions granitoïdes, ainsi que de nickel, cuivre, chrome et platinoïdes de ségrégation dans les massifs des roches basiques et ultrabasiques.

#### **Pour les régions de développement des dépôts de la couverture de plate-forme.**

Le schéma présenté pour la mise en place des dépôts de la couverture de plate-forme est confirmé par des données réelles. La division chronologique est confirmée par la faune et les faits montrant l'existence de lacunes et discordances ainsi que par de l'érosion de sédiments.

- Dans l'avenir, il faudrait:
- essayer de trouver des restes organiques dans les roches aleuro-argilitiques et dolomitiques de la suite de Balé, dont l'âge Riphéen inférieur n'est pas certain. Ceci permettra de déterminer la limite supérieure chronologique de l'accumulation des dépôts de la suite de Dabatou;
- récolter la faune dans les dépôts de la série de FALEME (présentement la faune cambrienne a été récoltée dans des dépôts similaires sur le territoire du Sénégal);
- préciser les limites géologiques des séries de MADINA-KOUTA, OUNDOU et FALEME sur les feuilles de KEDOUGOU, LABE, KINDIA;
- reprendre le levé géologique des régions de développement des dépôts de la couverture sur les feuilles de SIRAKORO et SIGUIRI, où ce levé a été réalisé pour la forme.

#### **Pour les régions d'activation mésozoïque**

1. Séparer les intrusions ultrabasiques du type massif de Kaloum des intrusions trappéennes, qui forment de vastes champs. A ces intrusions ultrabasiques peuvent être liés des minerais sulfurés de ségrégation de nickel, cuivre, cobalt, platinoïdes, ainsi que des chromites.

2. Compléter les études de la morphologie et du potentiel métallifère des massifs connus de roches ultrabasiques montrées sur la carte.
3. Procéder aux recherches de nouveaux corps de kimberlites et d'autres sources primaires de diamants dans les régions traditionnellement diamantifères du pays et sur les terrains exploités pour les diamants par les artisans (feuille de KINDIA) ainsi que dans les zones comportant des traces de présences des kimberlites (feuille de KINIEBA).

#### **Pour l'étape cénozoïque de développement du territoire**

Comme déjà mentionné, les dépôts quaternaires sont soustraits de la carte autant que possible aussi bien que les croûtes d'altération latéritique. A ces premiers sont liés les placers d'or et de diamants essentiellement de type alluvionnaire et éluvio-déluvial, aux deuxièmes – bauxites, minerais à hématite, or, nickel silicaté et diverses argiles.

Présentement, la plupart des placers d'or, localisés dans les vallées actuelles (Pléistocène moyen-Holocène) sont déjà épuisés par les artisans et les compagnies industrielles. Il ne reste que les thalwegs ensevelis et certains secteurs noyés des vallées. De telles zones peuvent abriter des ressources considérables d'or alluvionnaire.

Dans les régions aurifères du pays, l'ancien réseau hydrographique (Miocène tardif et Pliocène-Pléistocène précoce) pourrait s'être conservé sous forme de secteurs résiduels. Ce réseau pourrait être plus productif que le réseau actuel. Les principales zones éventuelles de développement de ce réseau sont citées dans le présent ouvrage. A l'avenir, le principal objectif de l'étude des dépôts de la couverture consistera à les séparer des autres complexes aurifères. A ces fins, il faudra procéder au traitement de photos aériennes et images satellites, à l'établissement de cartes géomorphologiques, à l'analyse du dessin actuel du réseau hydrographique et enfin au forage géologique et levé géochimique régional.

Le niveau de prospection des régions diamantifères du pays n'est pas suffisant et permet d'espérer la mise en évidence de nouveaux placers de diamants, tant dans les vallées des rivières actuelles que dans l'ancien réseau hydrographique. Des recommandations sur ces problèmes sont également formulées dans le présent ouvrage.

Prenant en considération le rôle particulier des croûtes latéritiques en tant que principale source de bauxites, de minerais de fer et leur potentiel pour d'autres matières premières, il est nécessaire de procéder à l'établissement d'une carte correspondante sur une base géomorphologique.

Outre les prévisions, les recherches et la prospection des gîtes minéraux, il est important d'établir la carte géomorphologique du pays, qui présente un intérêt pratique aussi bien pour les secteurs économiques et que scientifiques.

La carte géologique de la République de Guinée, dressée dans le cadre du présent ouvrage, a servi de base pour l'établissement, pour la première fois en Guinée, de la Carte géologique détaillée, assortie de la Banque des données qui contient, sous forme résumée, les caractéristiques de tous les gisements et indices connus en 2008 (Volume II). Toutes ces données de synthèses, ensemble avec la «Carte du potentiel bauxitique de la République de Guinée» et le catalogue de tous les gisements et indices connus établis par les auteurs précédents [121], ont pour but d'aider les Autorités du pays à planifier les études géologiques des zones favorables à la mise en évidence de divers minéraux utiles et à mettre en œuvre une stratégie pour le développement du secteur minier de la République de Guinée.



## BIBLIOGRAPHIE

1. **Акаемов С.Т.** *Литология и генезис бокситов Сангареди (Западная Африка)* // Проблемы генезиса бокситов, М.: Наука, 1975.
2. **Allen P.M.**, Snelling N.J et Rex D.C. (1967) *Age determination from Sierra Leone*. Progress Rpt. 1967. Mass. Inst. Technol., Cambridge, 17-22.
3. **Allen P.M.** *The geology of part of an orogenic belt in Western Sierra Leone, West Africa*. Geol. Rdsch, 58, (2), 588-620.
4. **Allen P.M.** *The stratigraphy of a geosynclinal succession in Western Sierra Leone West Africa*. Geol. Mag., V. 105, №1, 1968 (January – February).
5. **AREDOR**, *Quelques Considérations sur le Cadre Structural des Kimberlites et la Géologie Régionale dans la Concession d'AREDOR, Rapport Mensuel*. CPDM, Conakry, 1986.
6. **Arnoud G.** *Les ressources minières de l'A.O.F.* Bull. Dir. Mines A.O.F. №8 1945.
7. **Arnould M.**, Ayme J.M., Guillaume R., *Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Djallon (Guinée – Sénégal)*. Bull. Soc. Géol. de France. 7 sér., t.1, №6, 1960.
8. **Barrere T.**, *La presque île de Kaloum et le Massif du Kakoulima (Rep de Guinée)*. Service de Géologie et de Prospection minière, 38 p., 1959
9. **Bassot J.P.**, Delpy I., *Sur l'âge Cambro – Ordovicien de la série d'Akjout (Mauritanie)*. «Compt. Rend. Acad. Sci.», t. 250, №19, 1960.
10. **Bassot J.P.**, Bonhomme M., Roques M., Vachette M., *Mesures d'âges absolus sur les séries Précambriennes et Paléozoïques du Sénégal oriental*. Bull. Soc. Géol. de France, sér. 7, t. 5, №3 1963.
11. **Bassot J.P.**, *Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins quénéomalliens*. Mem.Bur. Rech. Géol. Min., № 40, 1966.
12. **Bassot J.P.**, Caen-Vachette, M *Données Géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est Sénégal*. Geol. Afric., Turvuren, pp. 191-209, 1984
13. **Bering D** et al. *Evaluation de l'inventaire des Ressources Minérales de Guinée*. Conakry, CPDM, 109 p., 1998
14. **Boher M.**, *Croissance crustale en Afrique de l'Ouest à 2.1Ga*. Apport de la géochimie isotopique. These Univ. Nancy, 180 p., 1991
15. **Bonhomme M.**, *Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest Africain/* Thèse. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Fr., Geol. Mineral, 5, 60 p., 1962
16. **Братов В.И.** *Некоторые аспекты образования бокситов*, Советская геология, №6, с. 28-40, 1969
17. **Berge J.W.**, Johansson K. et Jack J., *Geology and origin of the hematite ores of the Nimba range, Liberia*. Econ. Géol., 72, 582-607 p., 1977.
18. **Berge J.W.**, *A proposed structural and stratigraphic interpretation of the Nimba – Cbalm Ridge area, Liberia*. Geol. Mining Metall. Soc. Liberia Bull, V 3 p. 18-44, 1968
19. **Berge J.W.**, *Genetical aspects of Nimba iron ores*. Geol. Mining Metall. Soc. Liberia Bull, V 1, p. 36-43, 1968
20. **Blondele F.** *Les gisements de fer de l'Afrique Occidentale Française/* Symposium sur les gisements de fer du monde. In C.R. 19e, Congres int Geol., t. 1 1955
21. **Божко Н.А.**, *О существовании рифейской геосинклинальной области в Западной Африке*. Изв. высш. учебн. заведен. Геол. и разведка №5, 1969.
22. BGR *Etude Evaluation de l'Inventaire de Ressources Minérales de Guinée*. BGR, Hannover, 1998. CPDM, Conakry.
23. BRGM-DNRGH **Costea A.**, Diaby S., N'Diaye et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille KÉROUANÉ NC-29-IX et Notice Explicative*. BRGM, Orléans . CPDM, Conakry, 1999.
24. BRGM-DNRGH **Egal E.**, Lahondère D., Diaby S. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille SIGUIRI NC-29-XXI et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
25. BRGM-DNRGH **Egal E.**, Lahondère D., Diaby S. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille FARANAH NC-29-XIV et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.

26. GM-DNRGH **Fevbesse J.**, Billa M., Costea A., et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille KANKAN NC-29-XV et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
27. BRGM-DNRGH **Goujou J.**, Sall H., Souaré S. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille MACENTA NC-29-III et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
28. BRGM-DNRGH **Goujou J.**, Sall H., Touré J. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille GUEKEDOU NC-29-II et Notice Explicative*. BRGM, Orléans . CPDM, Conakry, 1999.
29. BRGM-DNRGH **Lahondère D.**, Iliesou D., Bah M. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille DAMARO-ODIENNE NC-29-II et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
30. BRGM-DNRGH **Lahondère D.**, Costea A., Diabaté B. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille FALAMA NC-29- XVI et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
31. BRGM-DNRGH **Lahondère D.**, Costea A., Diabaté B. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille FARABA NC-29-XXII et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
32. BRGM-DNRGH **Thiéblemont D.**, Delor C., Gounjou J. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille BEYLA - TOUBA NC-29- IV et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
33. BRGM-DNRGH **Thiéblemont D.**, Gounjou J., Bah M. et al. *Carte Géologique au 1:200 000. Feuille N'ZÉRÉKORÉ NC-29-XXII et Notice Explicative*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1999.
34. BUMIFOM *Conclusion sur l'Etude du Gisement de Graphite de Lola*. BRGM, Orléans. CPDM, Conakry, 1956.
35. **Butty D.** and Chapallaz C. A. *Bauxite genesis*, Bauxite, Society of Mining Engineers of American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc., New York, 1984
36. **Буфеев Ю.В.** *Позднепротерозойский прогиб Рокел в Западной Африке и его строение*. Геотектоника, 1972, №2, с.61-66.
37. **Буфеев Ю.В.**, Щербакова И.П., Крятов Б.М. *Некоторые особенности стратиграфии и метаморфизма серии КАСИЛА (западное побережье Африки)*. Изв. Высш. учебн. заведен. Геол. и разведка, 1973, №8, с.17-23.
38. **Бушинский Г.И.** *Геология бокситов* – М., Недра, 1971
39. **Caen-Vachette M.** *Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance du Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest*. CIFEG publication occasionnelle, № 10, pp. 25-44, 1986
40. **Cahen L.**, Snelling N.J., Delhal, Jet Vail J.R. *The geochronology and evolution of Africa*. ISBN-0-19-857544-0. 512 p., 1984.
41. **Camil J.**, Tempier P. et Cafn-Vachette M. *Schéma pétrographique, structural et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire)*. Geol. Afrique..., 1-10, 1984.
42. **Camil J.** *Pétrographie, chronologie des ensembles archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire)* These Univ. Abidjan, 1984.
43. *Carte géologique de l'Afrique. 1:5 000 000*. BRGM, 1962.
44. *Carte géologique du Sénégal, échelle 1:500 000*. BRGM, 1962.
45. **Chetelat E.** *Sur l'existence du Dévonien inférieur en Guinée Française*. C. R. Ac. Sc., t. 209, 1939.
46. **Chetelat E.** *Cartes Géologique au 1:500 000 et Notices Explicative sur la feuille KINDIA – Ouest et Est*. Dakar, 1946.
47. COGEMA *Rapport de Prospection G-le et détaillée, Nord Guinée-80*, GUI-01. DNG, Conakry, (1979-1980).
48. **Dars R.**, Sougy L., Vogt L. *Observations nouvelles sur le «Cambro-Ordovicien» du Plateau mandingue occidentale (A.O.F.)*. Bull. Soc. Géol. de France, 7 sér. t.1 №2, 1959.
49. **Declaire L.** *Cartes géologique au 1:500 000 et Notices Explicative sur les feuilles CONAKRY E et O*. Dakar, 1955, 1957.
50. **Дерюгин Ю.Н.** *Геология архея Гвинеи*. ЗАО «Альфа-Принт», Москва, 2003.
51. **Duchaufour P.**, Souchier B. *Pédogenèse et classification*, Pédologie, ed Vol № 1, Masson, Paris, 1977
52. EGED **Горбунов А.** и др. *Геологический отчет Бунудинской партии за 1961-1963 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1963.



53. EGED **Заикин В.** *Результаты поисково-съёмочных и геологозаверочных работ на алмазы Фенарийской партии за период 1961-1963 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1963.
54. EGED **Zoubarev B.**, Pissemsky G. et al. *Rapport sur l'Assistance Technique en République de Guinée Portant sur les Travaux Géologiques Concernant le Diamant, l'Or et la Matière Première du Ciment ainsi que sur l'Exploitation des Entreprises Diamantaires Réalisée par les Spécialistes Soviétiques au Cours des Années 1961-1963.* DNG, Conakry. OZGEO, Moscou, 1963.
55. EGED **Зубарев Б.**, Зарецкий Л., *Отчет группы советских геологов и службы эксплуатации о содействии в геологических исследованиях и работе алмазодобывающих предприятий в Гвинейской Республике за 1964-1965 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1965.
56. EGED **Логинов В.** *Отчет о техническом содействии в проведении геологоразведочных работ на алмазы, цементное сырье и эксплуатации алмазодобывающих предприятий в Гвинейской Республике в 1964-1965 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1965.
57. EGED **Логинов В.**, Зарецкий Л. *Отчет о геологоразведочных и горно-эксплуатационных работах, проведенных группой советских специалистов в Гвинейской Республике за 1965 год (контракт 1103).* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1965.
58. EGED **Кузубов П.**, Самохвалов М. и др. *Отчет о выполненных геологоразведочных работах на алмазы в Бананкорском алмазоносном районе Гвинейской Республики в 1967-1968 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1968.
59. **Feybesse J.** et Milesi J. *The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa.* Precambrian Research 69, 199-227 p., 1994.
60. **Feybesse J.**, Milesi J. et al. *La Limite Archéen-Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest.* C. R. Acad. Sci., Fr., t 309, série II, 1847-1853, 1989.
61. **Force E.** and Berge J. *Geologic map 1:250 000 of the SANOKOLE quadrangle, Liberia.* U.S. Geol. Survey, Arlington.VA 22202, 1977.
62. **Freudenthal T.** *Tertiary paleontology of Portuguese Guinea* // ESSO Production Research. European, Bordeaux, France, 1968.
63. **Furon R.** *Géologie de la Guinée Française.* Bur. Et. Géol. miniers coloniales, №19 Paris, 1943.
64. **Furon R.** *La carte structurale de l'Afrique. Historique, présentation et étude critique.* La chronique min. Outre-Mer, №273, 1959.
65. **Furon R.** et Daumain G. *Esquisse structurale provisoire de l'Afrique au 1:10 000 000.* Paris, 1959.
66. GC. **Mamedov V.I.** et al. *Rapport intermédiaire sur les Travaux d'Exploration de la phase II sur le Territoire de la Concession HALCO. (novembre 1998 - décembre 1999)* CBG, Conakry - Moscou, 1999
67. GC. **Mamedov V.** et al. *Rapport Final sur les Résultats des Travaux d'Exploration sur le Territoire de la Concession HALCO (Décembre 1997 – Décembre 2000).* CBG, Conakry, 2001.
68. **Goloubinow R.** *Géologie et ressources en or du Nord-Est de la Guinée Française.* Thèse Univ. Nancy 1936.
69. **Goloubinow R.** *Les bauxites de TOUGUÉ. French West Africa.* Bull. serv. min. №1, 1938.
70. **Goloubinow R.** *Les gisements d'or de l'avenir et la carte de minéralisation aurifère de surface.* Rapport inédit. Arch. Serv. Géol. A. O. F. Dakar, 1939.
71. **Goloubinow R.** *La prospection et les gisements d'or de demain.* Publ. Bur. et Géol. Min. Col. Extrait n. 15, Paris, 1940.
72. **Goloubinow R.**, Nickles M. *Cartes géologique au 1:500 000 et Notices Explicative sur les feuilles KANKAN – Ouest et Est.* Dakar, 1948.
73. **Godfriaux I.**, Lamotte M., Rougerie G. *La série stratigraphique du Simandou (Guinée française).* Compt. rend. Ac. scien. t. 245, №25, 1957.
74. GP. **Mamedov V.** et al. *Rapport Final sur les Résultats des Travaux d'Exploration et d'Estimation sur le Territoire de l'Interfluve Kogon – Tominé (Mars 2001 – Mars 2003).* CBG, Conakry, 2003.
75. GP. **Mamedov V.I.** et al. 2003 *Rapport final sur les résultats de la prospection détaillée (75 x 75 m) et les études spéciales effectuées sur le gisement de N'Dangara (décembre 2001 – juin 2003),* CBG, Conakry - Moscou, 2003

76. GP. **Мамедов В.**, Веригин В., Нигматулина А. *Отчет промежуточный. Результаты поисковых работ I-й фазы на участке Zogota BSGR.* GP, Conakry, Москва, 2008.
77. GP. **Мамедов В.**, Болонин А., Нигматулина А. И др. *Отчет: результаты поисково-разведочных работ на южном продолжении Симанду (октябрь 2008 – октябрь 2009).* GP, Conakry, Москва, 2009.
78. *Гравиметрическая карта Африки масштаба 1:5 000 000 под ред. Сажинной Н.Б. М.*, 1975.
79. **Хаин В.Е.** Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка, - М., Недра, 1971
80. **Хаин В.**, Божко Н. *Историческая геотектоника. Докембрий.* М., «Недра», 1988.
81. **Hubert H.** *Carte géologique de L'A.O.F. au 500 000.* Paris, Larousse, 1919.
82. **Hirdes W.**, Leube A., Mauer R. et Kesse G. *The Birimian supergroup of Ghana 75 th Ann.*, Ghana Geol. Surv. Dept., Accra, Chana, pp. 17-18, 1988.
83. **Hurley P.**, Leo G., White R. et Fairbairn H. *Liberian Age Province (about 2700 m.y.) and Adjacent Provinces in Liberia and Sierra Leone.* Geol. Soc. of America Bull. 82, 2, 3483-3490, 8 figs., Dec. 1971.
84. **Кауричев И.С., Ноздрукова Е.М.** Общие черты генезиса почв современного избыточного увлажнения. – В кн.: Новое в теории подзол и осолонения почв, Наука, М., 1964
85. **Кауричев И.С., Ноздрукова Е.М., Евсеева Р.П.** О содержании и формах воднорастворимого *Al* в почвенных растворах. – Почвоведение, №9, 1969, с.68-78,
86. **Kennedy W.** *The structural differentiation of Africa in the Pan-African (±500 m.y) tectonic episode.* Leeds Univ., Inst. Afr. Geol., Ann. Rep. Sci. Results (abstracts), pp. 48-49, 1964.
87. **Lacroix A.** *Les syénites néphéliniques des îles des Loos.* C. R. Ac. Sc. C.R. Ac. sc. CXLI, 1905.
88. **Lacroix A.** *Les syénites néphéliniques de l'archipel des Loos et leurs minéraux.* Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat, 1911.
89. **Lacroix A.** *La constitution minéralogique de l'archipel des Loos.* C. R. Ac. Sc. CLVI. 1913.
90. **Lacroix A.** *Les latérites de Guinée.* C. R. Ac. CLVIII, 1914.
91. **Lacroix A.** *Les minéraux des syénites néphéliniques a aegyrine du Nord de l'île Kassa. Les diverses phases pneumatolytiques de syénites néphéliniques (Archipel des Loos).* C. R. Ac. Sc. CXCII, 1931.
92. **Lamotte M.** et Routhier P. *Monographie géologique du Mont Nimba.* Contribution à l'étude de Birrimien d'A. O. F. Bull. Soc. Géol. Fr., t XIII, 1943.
93. **Lamotte M.**, et Rougerie G. *Coexistence de trois types de modelé dans les chaînes quartzitiques du Nimba et Simandou (Haute-Guinée Française).* Ann. de Géogr., 61, Paris, 432-342, 1952.
94. **Lamotte M.**, Rougerie G. et Godfriaux I. *Les accumulations de quartzite à minerai de fer dans la Chaîne de Simandou (Guinée française).* CR des Séances de L'Acad. des Sciences, 3, Séance du 21 Juillet 1958, pp. 315-318, Paris 1958.
95. **Lamotte M.**, Rougerie G. *Les niveaux d'érosion interférieurs dans l'Ouest Africain*// R.A. – 1961.
96. **Legoux P.** *Les péridotites de Conakry et du Kaloum (République de Guinée) et leur serpentinitisation.* Bull. Soc. Géol. France 7 sér., Paris, t.2 fasc. 1, 1960.
97. **Liegeois J.** et al. *The Eburnean orogeny north of Man shield (South Mali): Geology, tectonics and geochronology.* EUG – V, Strasbourg, Fr., 20-23 March, 1 № 1, 1989.
98. **Livingstone, III-rd Pan-African Congress on Prehistory and Quaternary Studies, London: Catto & Windus, 1955, 440 p.**
99. **Lucas H.** *Rapport provisoire sur les travaux de recherche de bauxite à l'Ouest du Bafing (Soudan).* – S.G.P.M., Dakar, 1959, pages 47-48
100. **MacFriane A.**, Crow M. and oth. *The geology and mineral resources of northern Sierra Leone.* Overseas Mem. 7,1. G.S., United Kingdom, London HMSO. 1981.
101. **Maignien R.** *Le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'Ouest,* La chronique des mines d'outre-mer et recherche minière, №81, p/ 409-418, 1959
102. **Мамедов В.И.** Геология и полезные ископаемые Республики Гвинеи-Биссау // в/о Зарубежгеология. 196 с. 1980.



103. **Мамедов В.И.**, Броневой В.А., Макстенек И.О., Иванов В.А., Покровский В.В. *Режим грунтовых вод – основной контролирующий фактор минералого-геохимической зональности кор выветривания на Либерийском щите*, Литология и полезные ископаемые, №1, с3-11, 1983
104. **Мамедов В.И.**, Ануфриев А.А., Сума Н.М.Л. *Особенности бокситорудной залежи Сангареди (Гвинейская Республика)*, Известия ВУЗов, Геология и разведка 1985. № 4. с. 38–47.
105. **Мамедов В. И.**, Макстенек И. О., Сума Н. М. Л. *Бокситоносная провинция Фута Джалон – Мандинго (Западная Африка)* // Геология рудных месторождений 1985. т. XXVІІ. № 2. С. 72–82.
106. **Mamedov V.I.**, Boufeev Y.V., Makstenik I. *Carte du Potentiel bauxitique de la République de Guinée. Echelle 1:500 000*, République de Guinée, Ministère de Mines, de la Géologie et de l’Environnement, Moscou, 2005
107. **Mamedov V.I.** *The separation between Al and Fe in the supergene zone as the determining factor of premium bauxite formation* // Status of bauxite, alumina, aluminum, downstream products and future prospects, XVI International Symposium ICSOBA-2005. Nagpur, India, 2005. p. 84 – 96.
108. **Маракушев А.** *Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород*. М. 1965.
109. **Маракушев А.** *Петрография, часть III изд-во МГУ, 1986*
110. **Meyer H.** et Manin R. *The Kimberlites of Guinea, West Africa*. Geol. Soc. Australia, №16, 1986 pp. 66-67.
111. **Michel P.** *L’évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haut-Gambie. Ses rapports avec la prospection minière* // Rev. Geomorphol. Dyn. – 1960.
112. **Михайлов Б.** Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М., Недра, 1969.
113. **Михайлов Б.М.**, Броневой В.А., Одокий Б.Н., Селиверстов Ю.П., Теняков В.А., Якушев В.М., Богатырев Б.А. *Латеритные покровы современной тропической зоны Земли*. – Литол. и полезн. ископ.,1981, №4, с.85-100
114. **Milesi J.**, Diallo M. et Feubesse J. *Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries Birrimiennes de la boutonnière de Kédougou (Mali – Sénégal) et du Niandan (Guinée)*. CIFEG, publication occasionnelle, n. 10,113-121, 1986
115. **Milesi J.**, Feybesse J., Ledru P. et al. *West African gold Deposits in their Lower Proterozoic lithostructural setting*. Chronique de la Recherche Minière. Orléans, France, 497, 3-98, 1989
116. **Milesi J.**, Ledru P., Feybesse J. et al. *Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birrimian orogenic belt*. West Africa. Precambrien Research 58, 305-344, 1992
117. **Misra A. et Raucq P.** *Itabirites et minerais de fer des Monts Nimba (Guinée)*, Ann., Soc. Geol. , Belg., 107, pp. 285-301, 1984
118. **Monciardini C.** *Datation sur 2 sondages et problèmes de paléoenvironnement*, BRGM, SGN/GEO-CM/CC-364, Orleans, 1978
119. **Obermuller A.** *Observations sur la série métamorphique des feuilles KISSIDOUGOU-Est et KISSIDOUGOU-Ouest (Guinée Française)*. Bull. №1, Serv. Min. A. O. F. Dakar, 1938.
120. **Obermuller A.** *Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée Francaise*. Bull. №5, Serv. Min. A. O. F., 1941.
121. **Obermuller A.** et Roques M. *Discordance de la série antécambrienne du Simandou sur les gneiss de Guinée (A. O. F.)*. C. R. Ac. Sc., t. 223, №26, Paris, 1946.
122. **Obermuller A.** *Notice explicative sur les feuilles de KISSIDOUGOU-Est et TINSOU-Est et carte géologique au 1:500 000*. Dakar, 1948.
123. **Obermuller A.** *Notice explicative sur la feuille de KISSIDOUGOU-Oust et carte géologique au 1:500 000*. Dakar, 1951.
124. OCCIDENTAL **Nikitine Y.** *Rapport Préliminaire de Mission de Reconnaissance sur le Permis dans le Préfectures de Beyla – Kérouané*. CPDM, Conakry, 1994.
125. OCCIDENTAL **Никитин Ю.**, Давыденко Г. и др., *Отчет о результатах геологоразведочных работ на золото и алмазы в префектуре Beyla за 1994-1995 гг.* CPDM, Conakry, 1995.
126. **Осколков Б.**, Зайцев Б., Салтыков Ю. *Отчет о результатах выполненных работ на цементное сырье в Гвинейской Республике, 1961-1962 гг.* DNG, Conakry. OZGEO, Москва, 1962.

127. OSRG **Boufeev Y.**, Kriatov B., Makstenek I. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République de Guinée, Feuille CONAKRY, C-28-XXIII et Secteur Nord de la Feuille C-28- XXIX et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1968.
128. OSRG **Belaev A.**, Chouryguine A., Ivanov V. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République Guinée, Feuille YOUKOUNKOUN et KEDOUGOU, D-28-XXXV, D-28-XXIX, D-28-XXXVI et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1969.
129. **OSRG Boufeev Y.**, Kriatov B., Mitaev A. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République Guinée, Feuille SIEROUMBA, C-28-XXIV et Secteur Nord-Ouest de la Feuille C-28-XXX et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1969.
130. OSRG **Boufeev Y.**, Kriatov B., Kazakevitch A., et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République Guinée, Feuille BOFFA, C-28-XVI et Partie Sud de la Feuilli C-28-X et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1970.
131. OSRG **Seliverstov Y.**, Belaev A., Volkov V. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République de Guinée Feuille TÉLIMÉLÉ, C-28-XVII et Partie Sud de la Feuille, C-28-XI et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1970.
132. OSRG **Петров П.С.** и др. *Отчет о результатах детальной разведки бокситового месторождения Дебеле, проведенной в 1969-1970 гг.* Конакри, CPDM, 1970
133. OSRG **Петров П.С.** и др. *Отчет о результатах детальной разведки бокситового месторождения Баландугу и Меенги за 1970-1971 гг.* Конакри, CPDM, 1971
134. OSRG **Petrovski A.**, Zelepouguine V., Ivanov V. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République de Guinée, Feuille KINDIA, C-28-XVIII et Partie Sud de la Feuille C-28-XII et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1973.
135. OSRG **Samozvantsev V.**, Sledine L., Balachov B. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République de Guinée, Feuille DABOLA, C-29-XIII et Partie Nord- Ouest de la Feuille C-29-XIX et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1973.
136. OSRG **Diallo D.**, Tomachevski V. et al. *Rapport sur les Travaux de Levé et de Recherche Géologique de 1972-1973 sur la Partie Est des Feuilles C-28-VI et C-28-XII (LABÉ)*. DNG, Conakry. OZGEO, Moscou 1973.
137. OZGEO-ORG **Samozvantsev V.** et al. *Rapport Intermédiaire sur les Résultats des Travaux dans la Région de Gaoual pour la Campagne 1974*. DNG, Conakry. OZGEO, Moscou, 1974.
138. OZGEO-ORG **Samozvantsev V.** et al. *Rapport Intermédiaire sur les Résultats des Travaux de la Partie Guinéenne pour la Période de 1974-1975*. DNG, Conakry. OZGEO, Moscou, 1975.
139. OZGEO-ORG **Diallo D.**, Petrovski A., Loutcenko N., Balde M. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République de Guinée, Feuille LABÉ (C-28-VI et le Nord de la Feuille C-28-XVI) et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1976.
140. OZGEO-ORG **Samozvantsev V.**, Hassimou D., Balachov B. et al. *Carte Géologique au 1:200 000 de la République, de Guinée Feuille KOUMBIA (C-28-IV, C-28-V) et Parties Nord des Feuille C-28-X et C-28-XI et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1976.
141. OZGEO-DNG **Boufeev Y.**, Tcherenkov V., et al. *Carte Géologique de la République de Guinée à l’échelle du 1:200 000, Feuilles KENIEBA (ND-28-I), TOUGUÉ (NC-29-XIX),BAFING-MAKANA (ND-29-II), DINGUIRAYE (NC-29-XX)et Notice Explicative*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1991.
142. OZGEO-DNG **Ekhanine A.**, Andreev V., Deriougine Y. et al. *Carte Géologique de la République de Guinée à l’échelle du 1:200 000, Feuille KISSIDOUGOU(ND-29-VIII), KÉROUANÉ (NC-29-IX, 3, 4) et Notices Explicatives*. CPDM, Conakry. OZGEO, Moscou, 1994.
143. **Пахомов М.**, Макаров А. *Отчет по геофизической интерпретации результатов аэромагнитной и аэрорадиометрической съемки по материалам FURGO*. GP, Conakry, 2008.
144. **Papon D.**, Roques M. et Vachette M. *Age de 2700 millions d’années, déterminé par la méthode au Strontium, pour la série charnockitique de Man, en Côte d’Ivoire*. CR Acad. Sc. Paris, 266, Série D, 2046-2048, 1968.
145. **Pouliquen M.** *Le gisement de bauxite de Sangarédi en République de Guinée*. Sogerem/Aluminium Pechiney, 1989
146. **Potrel A.** et al. *3,5 Ga old terrains in the West Africa Craton, Mauritania*. J.Geol. Soc. London, 1996.
147. **Renaud L.** *Notices Explicatives sur la feuille CONAKRI-Est*. Carte Géologique au 500 000. Dakar, 1955.



148. **Renaud L.**, Delaire L., Lajdinue J. (1959) *Notice Explicative sur la Feuille KINDIA-Est*. Carte Géologique au 500 000. Dakar, 1959.
149. RIO TINTO *Simandou Prospecting Report*. CPDM, Conakry, 2000.
150. RIO TINTO **Scott B.**, *Kakoulima: Laterite Drilling Programme*. CPDM, Conakry, 2001.
151. RIO-TINTO **Scott B.**, *Kakoulima: Summary of Work Undertaken in the 2000-2001 Season and Work Proposal for October-December 2001*. CPDM, Conakry, 2001.
152. RIO-TINTO **Scott B.** *Programme de Sondage dans la Latérite de Kakoulima, Novembre 2001*. CPDM, Conakry, 2002.
153. RIO TINTO **Bewick J.** *Simandou Iron Ore Project Exploration Licenses*. CPDM, Conakry, 2004.
154. RIO TINTO *Project de Prospection de Diamants en Guinée, Préfecture du Mali: Rapport Final Première Période 2004-2005*. CPDM, Conakry, 2005.
155. **Rollinson H.** et al. *New Rb-Sr age determination on the Archean basement of Eastern Sierra Leone. Precambrian res., NLD, 17, № 3, 1982.*
156. **Roques M.** *Le précambrien de L'A. O. F.* Bull. Soc. Géol. de France, 5 sèr. V XVIII, №8-9, 1948.
157. **Seitz J.** *Geologic map of the VOINJAMA quadrangle, Liberia*. U.S. Geol. Survey, Arlington, VA 22202, 1977.
158. **Селиверстов Ю.П.** Геоморфология Гвинеи и ее основные вопросы // Изв. АН СССР, сер.геогр., 1965.
159. **Селиверстов Ю.П.** *Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы.* – Л., Недра, 1978.
160. **Селиверстов Ю.П.** // *Ландшафты и бокситы* // Л.: изд-во Ленинградского университета, 260 с, 1983.
161. **Шибистов Б.В.** Латериты и континентальные бокситы, Красноярск, изд-во КНИИГиМС, 204 с, 2000.
162. **SMK Буфеев Ю.** *Рекомендации по выполнению геологоразведочных работ на алмазы в восточном секторе концессии SMK. (среднее и нижнее течение рек Milo и Baoulé).* Arch. SMK, Conakry, 1997.
163. **Tagini B.** *Esquisse géotectonique de la Côte-d'Ivoire* Abidjan, SODEMI, 100 p., (Rapport № 107bis), 1965
164. **Teixeira J. E.** *Géologie de la Guinée Portugaise* // Cours de géologie des territoires d'outre // mer. Lisabon, 38 p., 1968.
165. **Дю Тойт А.** *Геология Южной Африки*, И.Л. М., 1957
166. **Tysdal R.** *Geological map of Liberia 1:1 000 000. Map 1-1480.* Ministry of lands and mines. Leber. Geol. Surv., Monrovia. 1983.
167. **Umeji A.** *Archean greenstone belts of Sierra Leone with comments on the stratigraphy and metallogeny.* J.Ar. Earth Sci.,1, №1-8, 1983.
168. **Villeneuve M.** *Etude géologique sur la bordure sud-ouest du craton ouest-africain.* Thèse d'état, Univ. Marseille, Fr., 1984
169. **Villeneuve M.** *The geology of the Madina – Kouta Basin (Guinée – Sénégal) and its signification for the geodynamic evolution of the Western part of West African craton during the Upper Proterozoic Period.* Precambrian Research, 58, pp. 305-322, 1989.
170. **Villeneuve M.**, Bassot J., Robineau B. et al. *The Bassaride Orogen.* ISBN 3-540-52412-6 Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, pp. 151-185, 1991.
171. **Винклер Г.** *Генезис метаморфических пород* М., Мир, 1969.















