

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

MINISTÈRE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE

DE LA

GUYANE FRANÇAISE

par

B. CHUBERT



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE OUTRE-MER

20, rue Monsieur — PARIS (7^e)

1949

RÉPUBLIQUE FRANÇAISE

MINISTÈRE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE

DE LA

GUYANE FRANÇAISE

par

B. CHOUBERT



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE OUTRE-MER

20, rue Monsieur — PARIS (7^e)

1949



Vue aérienne de la ville de Cayenne.

Cliché J. HURADLT.

INTRODUCTION.

L'aire continentale dont fait partie la Guyane française s'étend des Andes à l'Atlantique et est principalement composée de terrains antecambriens sur lesquels se sont épanchées des roches volcaniques et succédées des transgressions marines peu profondes.

Le massif guyanais, politiquement divisé en de nombreux États, n'est qu'une immense pénéplaine fortement arasée, rajeunie par endroits. Il accuse une légère pente vers le Nord et le Sud, de part et d'autre d'une dorsale peu accentuée qui porte, d'est en ouest, les noms de Tumuc Humac, Sierra Pacaraima et Sierra Parima. Il est drainé par l'Orénoque, l'Amazone et toute une série de fleuves secondaires qui se jettent également dans l'Atlantique.

Ce vaste bombement disparaît au Nord et au N.E. sous les terrains quaternaires du littoral, au Sud et au S.E. sous l'énorme épaisseur des dépôts qui ont comblé la dépression de l'Amazone, véritable fosse de subsidence de caractère intermittent qui a fonctionné depuis le début du Primaire.

A l'Ouest, le massif plonge sous les Llanos de l'Orénoque, composés de terrains tertiaires et quaternaires continentaux, qui s'étendent jusqu'au pied de la chaîne des Andes. La destruction de la cordillère, où les orogénèses se sont succédées depuis les temps paléozoïques, a entraîné le recouvrement pro-

gressif de la région de l'Orénoque, où les formations ont une puissance considérable (1). Le delta du fleuve représente une seconde fosse de subsidence, postérieure à celle de l'Amazone.

Ces régions, peu peuplées et couvertes de forêts, sont fort peu connues. Seules les recherches minières y ont suscité quelques études très localisées.

En *Guyane française* on en était encore, en 1946, aux travaux de Ch. Vélain (2) qui publia, à la fin du siècle dernier, plusieurs notes d'après les matériaux recueillis par l'explorateur Crevaux.

La *Guyane hollandaise* resta très peu connue jusqu'en 1931. A cette époque parut l'important ouvrage de R. Ijzerman (3) qui est surtout pétrographique, mais indique néanmoins les grandes lignes structurales du Surinam. Selon cet auteur, au sud d'une zone littorale couverte de dépôts récents, s'étend la pénélaine ancienne composée de granites et d'orthogneiss parmi lesquels on distingue quelques faciès dioritiques. Cet ensemble, très uniforme, est traversé par de nombreux pointements de roches basiques (gabbros, diabases, etc.). En outre une bande de terrains métamorphiques, que Crevaux et d'autres voyageurs avaient déjà signalée en territoire français, traverse le Maroni et se prolonge en Guyane hollandaise suivant une direction E.W.

R. Ijzerman note également l'existence de migmatites et donne la répartition des divers faciès de granites anciens en territoire hollandais.

Au-dessus des orthogneiss repose, en grande discordance, une formation non métamorphique principalement composée de grès, de conglomérats et de tufs volcaniques : c'est la série de Roraïma. Elle forme le Tafelberg, dans le massif de Wilhelmina, près des sources de la Saramacca.

La *Guyane anglaise* est sans doute, jusqu'à présent, la partie la mieux étudiée du bouclier, grâce aux travaux de J.-B. Harrison (4) et de ses prédécesseurs, Ch.-B. Brown et J.-G. Sawkins. Tout dernièrement, Smith Bracewell (5) a résumé ces différents travaux : au-dessus d'un ensemble très ancien, propre à toutes les Guyanes et composé de granites, de roches basiques et de laves métamorphiques, on observe, en grande discordance, les grès, conglomérats et schistes argileux parfois silicifiés de la série de Roraïma. Ces derniers forment au centre et dans le S.W. du pays un vaste plateau (Kayeteur) se terminant à pic vers le Nord. Ils sont traversés par de nombreuses venues doléritiques qui forment, par endroits, des coulées.

Plus au Nord s'étendent des sables continentaux qui se prolongent en Guyane hollandaise, jusqu'au Maroni. Ils semblent tirer leur origine du remaniement des plateaux de Kayeteur-Roraïma.

Le littoral est formé de terrains quaternaires et les sondages effectués pour la recherche du pétrole ont révélé, dans l'extrême Est du pays, plusieurs milliers de mètres d'argile et de sables argileux sans rencontrer le soubassement. Les niveaux inférieurs ont été rapportés au Pléistocène.

Pour avoir quelque idée de la géologie de la *Guyane vénézuélienne*, il faut relire les travaux de von Humboldt. Seuls les districts d'El Callao et de Bolivar ont fait l'objet de recherches détaillées de la part de L. Duparc (6). Tout récemment, la région de la « Gran Sabana » a été étudiée par V.-M. Lopez, E. Mencher et J.-H. Brinemann (7).

(1) Ch. SCHUCHERT, « Historical Geology of the Antillean-Caribbean region », New-York, 1935.

(2) Ch. VÉLAIN, « Notes géologiques sur la Guyane française, d'après les collections recueillies par le docteur CREVAUX », *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3^e série, t. IX, p. 396, Paris, 1881.

Ch. VÉLAIN, « Esquisse géologique de la Guyane française et des bassins du Parou et du Yari, d'après les explorations du docteur CREVAUX », *Bull. de la Soc. de Géogr.*, 4^e trim., Paris, 1885.

(3) R. IJZERMAN, « Outline of the Geology and Petrology of Surinam (Dutch Guiana) », Amsterdam, 1931.

(4) J. B. HARRISON, « The Geology of the Goldfields of Brit. Guiana », London, 1908.

(5) SMITH BRACEWELL, « The Geology and mineral Resources of British Guiana », Georgetown, Demerara, 1946.

(6) L. DUPARC et L. CUISINIER, « Sur la géologie et les roches éruptives des environs de Bolivar » (Venezuela), *C. R. S. Soc. phys. et hist. nat.*, vol. 40, n° 1, Genève, 1923.

L. DUPARC, « Les roches vertes et les filons de quartz aurifère du Callao au Venezuela », *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, II, 1922.

(7) V. M. LOPEZ, E. MENCHER, J. H. BRINEMANN, « Geology of Southeastern Venezuela », *Bull. geol. Soc. Am.*, vol. 53, Washington, 1942.

CARTE STRUCTURALE DU BOULIER GUYANAIS

des Régions^{at} limitrophes

PAR B. CHOUBERT

LÉGENDE

TERRAINS
SUBHORIZONTAUX

- Quaternaire et Pleistocène.
- Tertiaire (et Pleistocène pro parte).
- Crétacé
- Série de Foraima
- Paléozoïque marin de l'Amazonie.
- Quartzites d'Imataco.
- Antécambrien { métamorphique, r. vertes, etc.
 { (avec intrusions granitiques.)
 { cristallin.

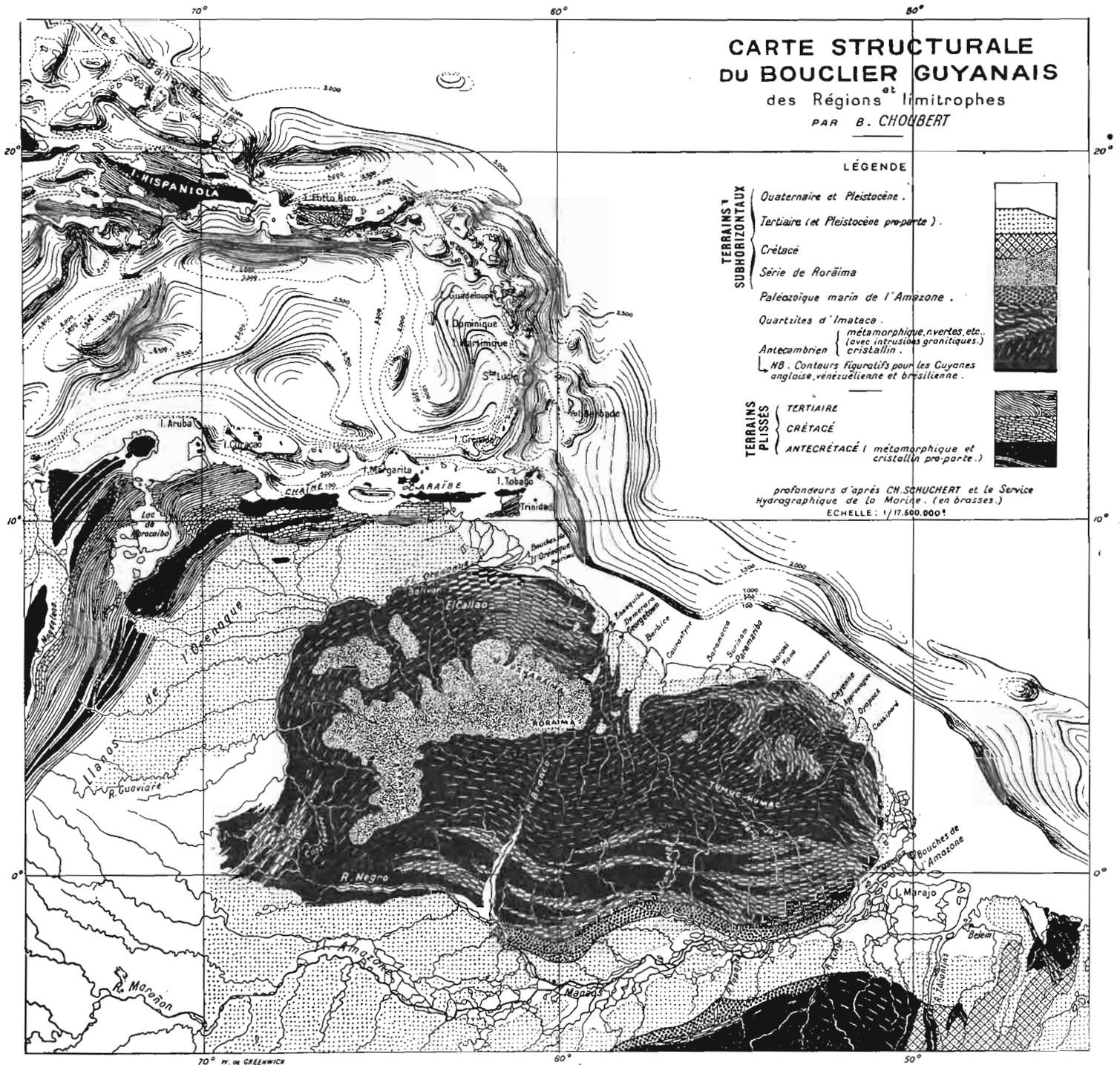
TERRAINS
PLISSÉS

- TERTIAIRE
- CRÉTACÉ
- ANTECRÉTACÉ (métamorphique et
 cristallin pro parte.)



profondeurs d'après CH. SCHUCHERT et Le Service
Hydrographique de La Marine. (en brasses.)

ECHELLE: 1/17.500.000^e



Les terrains métamorphiques : quartzites, micaschistes, etc. y sont traversés par de nombreuses venues granitiques et dioritiques. Dans l'extrême nord du pays, sur la rive droite de l'Orénoque, existent, d'après R.-A. Liddel (1), des quartzites ferrugineux rapportés autrefois au Silurien, mais en réalité plus anciens.

La série de Roraïma est connue au Venezuela, où elle recouvre en discordance le socle ancien.

Sur la partie *colombienne* de la Guyane, nous n'avons que fort peu de renseignements. Vers le Nord, à partir du rio Meta, affluent de gauche de l'Orénoque, le socle est recouvert par le Pléistocène continental qui, par places, laisse voir un soubassement tertiaire. La couverture récente est peu dérangée et s'étend jusqu'aux Andes : ce sont les Llanos de l'Orénoque.

Il est difficile d'aborder l'étude du bouclier guyanais sans dire quelques mots de la *chaîne des Andes* et de ses prolongements septentrionaux, Grandes et Petites Antilles. Ces régions sont relativement bien connues, étant donné l'intérêt qu'ont suscité depuis quelques années leurs gisements de pétrole.

Du point de vue structural, la cordillère épouse le pourtour occidental du vieux socle guyanais. Sa direction, subméridienne dans l'Équateur, devient progressivement N.E.-S.W. en Colombie et au Venezuela, puis W.E. le long de la mer Caraïbe. La chaîne fait une dernière apparition dans les îles de Trinidad et de Tobago avant de disparaître sous les eaux de l'Atlantique. A quelque distance de la côte, elle est doublée par l'arc presque entièrement submergé des Îles Sous le Vent.

Ch. Schuchert arrête la chaîne Caraïbe à Tobago. Pour lui, Monts Caraïbes et Grandes Antilles sont des unités nettement distinctes et les Îles du Vent doivent être considérées comme une formation structurale indépendante, d'origine volcanique. L. Barrabé (2) considère au contraire que la chaîne Caraïbe rejoint celle des Grandes Antilles par l'intermédiaire des Petites Antilles, et nous souscrivons volontiers à cette façon de voir, étant donné le relief des fonds océaniques.

Dans l'ensemble, Andes et Monts Caraïbes ont une origine géosynclinale commune et ont été plissés à plusieurs reprises. De vastes affleurements de terrains métamorphiques y sont traversés par des roches éruptives. On y connaît du Primaire depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère. Au-dessus viennent en grande discordance des terrains récents, parmi lesquels le Crétacé occupe une place importante. Ils sont séparés de l'Eocène par une nouvelle discordance.

Le Tertiaire est extrêmement épais dans ces régions : l'Eocène peut atteindre 1.600 mètres, l'Oligocène 600, le Miocène 1.500, le Pliocène plus de 1.300. Dans la partie S.E. de la chaîne de Merida, le Pleistocène dépasse 800 mètres. La dernière phase orogénique, très marquée, a commencé au Pliocène.

Dans les Grandes Antilles, la série fossilifère débute avec le Crétacé, qui s'est trouvé plissé lors de la phase laramienne. A Porto-Rico cette direction est nettement N.W.-S.E., alors que celle des orogénèses tertiaires est E.W.

Dans les Petites Antilles existe surtout du Tertiaire. Le volcanisme récent y est très développé et fonctionnait déjà au Crétacé. On connaît également quelques serpentines et des roches éruptives d'origine profonde : diorites, gabbros, etc. qui semblent dater également du Crétacé.

Sur la *Guyane brésilienne*, qui forme tout le sud de la région qui nous intéresse et comprend, à l'est, le territoire d'Amapa (ancien « contesté » franco-brésilien), les connaissances géologiques sont très fragmentaires. Ch. Vélain nous a transmis les renseignements recueillis par Crevaux dans les vallées du Jari et du Paru. Nous avons également les travaux de Katzer et de O.-A. Derby (3) sur la bordure septentrionale de la dépression de l'Amazone. Pour le haut bassin du fleuve, les données se raréfient. On ne possède guère que l'étude de Glycon de Paiva (4), qui date de 1927, les itinéraires de A.-J. Oliveira (5) et quelques descriptions de roches qui ont été faites tout récemment par Djalma Guimaraes (6).

(1) R. A. LIDDLE, « The Geology of Venezuela and Trinidad », Texas, Fort Worth, 1928.

(2) L. BARRABÉ, « La signification structurale de l'arc des petites Antilles », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XII, p. 147, Paris, 1942.

(3) V. in CARTH, « Geologie Südamerikas », Gebrüder Borntraeger, t. I, Berlin, 1943; t. II, Berlin, 1945; t. III, Berlin, 1941. Cet ouvrage de fond est à consulter pour l'ensemble du bouclier guyanais.

(4) Glycon de PAIVA, « Alto Rio Branco », *Min. Agr.; Dep. Produção, Min.; Serv. Geol. e Min., Bol.*, 99, Rio de Janeiro, 1939.

(5) A. I. OLIVEIRA, « Mapa Geologico do Brasil e de parte dos paizes vizinhos », *Min. Agr.; Serv. de Fomento da Prod. Min.*, Rio de Janeiro, 1938.

(6) Djalma GUIMARAES, « A provincia magmatica de Roraïma », *Min. Agr., Dep. Nac. da Produção Min., Bol.*, n° 121, Rio de Janeiro, 1947.

D'après ces différents auteurs, la constitution du socle ancien est sensiblement la même que dans la partie septentrionale du bouclier. Au-dessus des granites et orthogneiss on retrouve la série de Roraïma, traversée par des roches doléritiques.

En bordure de la dépression du bas Amazone vient, en discordance, au-dessus du socle, une série sédimentaire non métamorphique contenant des Graptolites, des Lingules et autres fossiles du Gothlandien. Au-dessus on trouve du Dévonien à Leptocoelia et du Carbonifère dans lesquels, d'après Katzer, les dolérites forment des filons et des filons-couches. Les différents termes de cette série montrent des discordances angulaires qu'on explique par l'approfondissement graduel de la fosse amazonienne de subsidence.

Ces formations s'étendent entre le rio Jari et le rio Negro, sur plus de 1.000 kilomètres de longueur. Elles réapparaissent avec les mêmes caractères, mais avec un plongement vers le nord, en bordure du bouclier brésilien au sud de l'Amazone (1).

*
**

L'état fragmentaire de ces connaissances sur l'ensemble du bouclier nous a amené à aborder la Guyane française comme un territoire géologiquement vierge et nous avons cherché en premier lieu à établir les relations stratigraphiques entre les terrains d'origine sédimentaire ainsi que l'âge relatif des différentes venues éruptives.

Ce pays, couvert de forêts, n'offre guère d'affleurements en dehors du lit des fleuves et se prêterait peu à la cartographie géologique sans l'aide des photographies aériennes. L'investigation est rendue difficile dans les vallées mêmes des rivières, qui ne peuvent être explorées que pendant une courte saison sèche.

Les observations que nous avons pu faire subiront sans doute par la suite d'importantes modifications. Elles ne doivent être considérées que comme une simple introduction à l'étude détaillée du territoire. Nous souhaitons qu'elles suscitent un regain d'intérêt pour une région qui offre de nombreuses richesses naturelles que la technique moderne permet enfin de mettre en valeur.

(1) B. BRAJNIKOV. « Les grandes unités structurales du Brésil », *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, Paris, 1948.

ANTECAMBRIEN.

D'une manière générale, l'Antecambrien n'est connu avec certitude que s'il est recouvert, en discordance, par les terrains fossilifères du Cambrien. Il est par conséquent incorrect d'employer ce terme pour des régions telles que la Guyane française où, à part quelques fossiles quaternaires, aucun reste organisé n'a jamais été découvert. Il en est malheureusement ainsi, la cordillère des Andes exceptée, pour toute la partie septentrionale de l'Amérique du Sud.

Dans le nord de l'Amazonie, en bordure des sédiments qui ont comblé cette dépression, on connaît, au-dessus de l'Antecambrien sédimentaire et en partie métamorphisé, une suite de dépôts non métamorphiques dont les premiers termes fossilifères appartiennent au Gothlandien.

Les discordances qui séparent les divers termes de cette succession sont dues, d'après B. Brajnikov (1), à l'approfondissement de la dépression, interrompu par plusieurs phases de comblement.

Sur toute l'étendue du Brésil la présence du Cambrien fossilifère n'a jamais été signalée, ni même celle de l'Ordovicien.

Au-dessus des formations métamorphiques existe, dans les Guyanes anglaise et hollandaise, la série de Roraïma, composée de conglomérats, de grès et de cendres volcaniques. Ces terrains, traversés par des dolérites, ont une allure subhorizontale, avec une grande discordance à la base (2).

Au Venezuela, il y a une cinquantaine d'années, on avait signalé des fossiles ordoviciens dans la chaîne Caraïbe et au sud de l'Orénoque. Ces déterminations n'ont malheureusement pas été confirmées.

En territoire français, on ne connaît pas d'équivalent de la série de Roraïma. Des vues aériennes récentes ont toutefois révélé dans l'extrême sud du pays, dans le haut bassin de l'Oyapock, l'existence de pitons couronnés par des entablements horizontaux suggérant la possibilité d'une découverte dans ce sens.

Jusqu'à plus ample informé, étant donné que les formations paléozoïques connues de façon certaine sur le pourtour du bouclier guyano-brésilien ne sont nullement métamorphiques, ni même plissées, il semble commode de ranger sous l'appellation d'Antecambrien les terrains cristallins et métamorphiques de la Guyane française.

(1) B. BRAJNIKOV, *op. cit.*

(2) De très beaux échantillons de ce conglomérat existent au Service géologique de Paramaribo.

Ces terrains anciens sont atteints, à des degrés divers, par le métamorphisme. Néanmoins la présence de conglomérats, à plusieurs niveaux, permet de les subdiviser en un certain nombre de séries :

Disc.	Quaternaire	argiles et sables
Disc.	? Série de Roraïma	grès, conglomérats
Disc.	Complexe supérieur	{ schistes et conglomérats de l'Orapu quartzites de Ga-Kaba et conglomérats
Disc.	Complexe inférieur	{ schistes et quartzites de Paramaka laves
	Quartzites micacés et amphiboliques, amphibolites	

Série de l'Orapu.

Lorsqu'on quitte la zone littorale pour remonter vers l'intérieur du pays, la série de l'Orapu apparaît dans toutes les rivières de la Guyane. Elle est principalement composée de schistes argileux, sériciteux, à surfaces souvent brillantes, qui contiennent de grands cristaux de staurotide, de la cordiérite et du grenat. Les schistes graphiteux sont fréquents eux aussi.

Par altération, ces roches deviennent d'un rouge violacé. Souvent plissotées, elles comprennent une grande quantité de filonnets et lentilles de quartz. Elles sont généralement bien litées et offrent parfois une alternance de zones argileuses et sablonneuses de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur : ce sont donc des phyllades ou des quartzophyllades.

Lorsque la proportion de grains de quartz augmente, les schistes acquièrent un faciès psammitique, généralement lité.

Dans toute cette série schisteuse, on trouve des intercalations de quartzites phylliteux à grain fin, qui peuvent avoir plusieurs mètres d'épaisseur.

Au voisinage immédiat des zones granitiques, les schistes passent à de véritables micaschistes contenant de la staurotide à grands cristaux souvent maclés, des porphyroblastes de biotite, des grenats et de la sillimanite. Cette dernière se présente sous forme de fibrolite. Il est curieux de constater la coexistence de la sillimanite, caractéristique de la catazone, et de la staurotide qui, d'après les travaux classiques de Grubenman, ne se rencontre que dans la mésozone. Cette apparente contradiction s'explique aisément, le métamorphisme étant dû à la proximité du granite.

Les échantillons recueillis à la roche Bravo, dans le bas Sinnamary, montrent en outre de la muscovite et de tout petits cristaux de tourmaline : minéraux pneumatolitiques qui viennent corroborer l'origine du métamorphisme dû au contact granitique. La roche est entièrement recristallisée et la biotite y forme des lits réguliers. On constate aussi la présence d'un plagioclase indiquant qu'il s'agissait à l'origine d'une arkose argileuse.

Au lieu dit « Montagne Fer », dans la basse Mana, de gros rochers des mêmes micaschistes à staurotide se dressent sur les deux rives du fleuve. Certains contiennent de grands prismes de staurotide de plusieurs centimètres de longueur qui se détachent nettement sur la surface de la roche et s'alignent suivant la schistosité.

Non loin de l'embouchure de la crique Gros-Montagne, les schistes sont également transformés en micaschistes et montrent des plissements caractéristiques (v. photo, pl. III.-3), soulignés par des feuillets de mica. A côté de la biotite, il y a une notable proportion de muscovite.

Dans le Kourou — et notamment dans son petit affluent de gauche, le Papinabo, accessible seulement à marée haute — existent des affleurements analogues, pétris de gros prismes de staurotide disposés suivant les plans de schistosité, à tel point que la roche peut, à première vue, être prise pour un conglomérat.

Dans la rivière des Cascades (bassin de la rivière de Cayenne), ainsi que dans le Tonnegrande, on voit, à marée basse, des schistes à staurotide décomposés, et l'on peut ramasser des kilogrammes de cristaux de staurotide, ainsi libérés.

Dans la crique Sparouine enfin, à quelques dizaines de mètres de l'embouchure, on retrouve ces mêmes schistes qui ont subi de violentes compressions et montrent également de grands cristaux écrasés de staurotide. Vers le nord, sur la rive droite du Maroni, en amont de l'îlet Bastien, ils passent à des mica-schistes compacts et durs, traversés dans toutes les directions par des filonnets de quartz et d'aplite.

Vers la base, la série devient plus gréseuse, un faciès psammitique apparaît. Ce sont des quartzites extrêmement fins et micacés, se débitant en plaquettes.

La série débute par des conglomérats qui, dans la partie ouest de la Guyane, sont composés de grains grossiers de quartz pouvant atteindre un centimètre de diamètre; ils sont généralement bien roulés et cimentés par un grès feldspathique. Par endroits, on ne trouve qu'un quartzite arkosique grossier.

Ces grès et conglomérats sont bien représentés dans la Mana, où ils apparaissent en aval du lieu dit « Cariacou » et jusqu'au saut Dalles. Les grès sont grossiers, conglomératiques, kaolineux, souvent micacés, parfois tendres et disposés en bancs réguliers; ils contiennent des lits de quartzite de quelques centimètres d'épaisseur, alternant avec des schistes sablonneux. En certains endroits — par exemple en aval de l'embouchure de l'Arouany — la succession gréseuse montre une stratification entrecroisée, d'ailleurs assez peu nette.

Au saut Dalles, la succession est dérangée par une cassure importante, avec apparition de rhyolites qui, à l'œil nu, sont difficiles à distinguer des quartzites qu'elles traversent. Au delà du rapide commence la succession schisteuse habituelle à la série de l'Orapu.

Dans le Maroni les faits sont moins nets. La série est brusquement interrompue au saut Hermina, dont le premier « bancal » est déterminé par un filon de dolérite qui traverse le fleuve en aval du saut. Près de l'embouchure de la crique Hermina, on voit les dalles d'un grès quartziteux micacé, très métamorphique, contenant de la hornblende sodique fortement pléochroïque, de la biotite et des grenats. Immédiatement en amont on retrouve le faciès ordinaire, peu métamorphique, présentant sous le microscope une structure nettement conglomératique, avec petits galets roulés de quartz, feldspath et roches métamorphiques phyllitiques à structure très fine. La pâte contient des traînées de séricite en fines aiguilles bien orientées et, parfois, de la biotite.

A la hauteur de la crique Beiman des galets de quartzites fins et de laves, bien roulés et disséminés sans aucun ordre, apparaissent dans la succession gréseuse arkosique.

Au pied des Montagnes françaises (Ga-Kaba), la série se termine par de véritables poudingues dont les éléments, empruntés aux roches du soubassement, peuvent atteindre la grosseur d'un poing. Le quartz y domine.

Dans le Sinnamary, les schistes se trouvent en contact anormal avec les roches vertes. En amont du saut Tigre, le grand développement des laves, roches tendres généralement chloritisées et schistosées, a empêché la formation d'un conglomérat quartziteux résistant. Par contre, dans la branche principale du Sinnamary, le saut Vata est provoqué par des conglomérats identiques à ceux du saut Dalles, avec toutefois des éléments plus grossiers. En aval du saut existent des quartzites micacés très écrasés ainsi qu'un conglomérat, vert et relativement tendre, sans éléments quartziteux, à pâte et galets riches en chlorite, qui s'est formé aux dépens des roches vertes sous-jacentes et ne se distingue guère de celles-ci. Sur la rive droite du fleuve, à la hauteur du saut Vata, apparaissent les schistes satinés de la série de l'Orapu.

On comprend ainsi que, avant d'atteindre les Deux Branches, le passage du conglomérat soit difficile à repérer. Néanmoins, au lieu dit « Mont Valérien », affleurent des bancs d'une rhyolite qui traverse également la crique Tigre, à quelques kilomètres en aval de Saint-Nazaire (débarcadère de Saint-Elie). Ceci indique le passage du conglomérat de base de la série, pincé à cet endroit entre deux masses de roches vertes. La rhyolite se prolonge certainement dans les hauteurs que les photos aériennes révèlent entre ce point et le saut Dalles.

Dans le Kourou, les choses se passent à peu près de la même façon : les schistes de l'Orapu sont en contact anormal avec les roches vertes, qu'on peut observer à la Roche Génipa et qui réapparaissent plus au sud, à quelques kilomètres en aval du saut Léodate. Puis viennent des grès micacés tendres, et enfin un conglomérat siliceux et kaolineux légèrement écrasé, semblable à celui du saut Vata. Ce

dernier forme des bancs peu dérangés, ayant un plongement de quelque 20 ou 30° vers le nord; il repose sur des roches dioritiques.

Au sud de l'île de Cayenne, dans les affluents de droite du petit Caramanbo et dans la rivière Comté, la base de la série se présente à peu près de la même façon. Elle est faite de grès kaolineux fins ou grossiers, avec des intercalations de conglomérats à galets de quartz de plusieurs centimètres de diamètre. Aux sources du Tempoc, affluent de gauche de la basse Comté, on peut observer des grès psammitiques se débitant en plaquettes, surmontés par les bancs d'un conglomérat fortement écrasé, contenant des galets de quartz, écrasés eux aussi. Dans la Comté même, le conglomérat est laminé et accompagné de rhyolites mylonitisées, redressées à la verticale.

Plus à l'Est prédominent des conglomérats schisteux fortement écrasés, dans lesquels on trouve toute sorte d'éléments : quartz, schistes, quartzites fins ou grossiers, parfois micacés, gros cristaux bien conservés d'andalousite remaniée.

En contact avec ces conglomérats schisteux on trouve des conglomérats quartzeux à gros galets de quartz.

Dans l'Orapu, en amont de l'embouchure du Tibourou, on observe le conglomérat commun aux régions de l'Ouest, c'est-à-dire formé de grès grossiers avec intercalations schisteuses. Tout à côté affleurent des bancs redressés d'un conglomérat schisteux à andalousite, qui prend un grand développement dans la région de Régina, dans l'Approuague et dans la Courouaïe.

Encore plus en amont apparaissent des grès très fins et fortement kaolineux, semblables à ceux qui ont été observés dans le Kourou.

Sur la rive de la petite crique Landau, affluent de droite de l'Approuague, en amont de Régina, vers le W.N.W. du dernier « dégrad », existent dans la forêt des rochers d'un conglomérat écrasé, à pâte et galets de quartz, et minéralisé par de la pyrite. Sur la colline qui domine le ruisseau, le même conglomérat forme d'énormes affleurements peu écrasés, à stratification légèrement entrecroisée et montrant une alternance de lits, avec ou sans galets (voir pl. II.4).

Dans la Courouaïe, à l'habitation Camille Smok, les conglomérats forment de grands rochers redressés. Les bancs sont criblés de cailloux aplatis montrant de nombreux cristaux écrasés d'andalousite. La pâte est schisteuse, riche en séricite, et la roche offre des cassures brillantes.

Encore plus à l'Est, dans les affluents de droite de la Courouaïe, on voit des grès quartziteux semblables à ceux de l'Orapu. Le massif des Trois Pitons, enfin, semble être entièrement formé de conglomérats : nous devons à l'obligeance du Commandant Lemièrre, ingénieur hydrographe de la Marine, des échantillons d'un beau conglomérat à galets de quartz imparfaitement roulés, provenant de différentes altitudes (au pied, à mi-pente et au sommet). La pâte est chloriteuse et contient de nombreux éléments des roches vertes qui forment le soubassement.

Dans la région des Trois Pitons également ont été recueillis des échantillons d'un quartzite micacé à grain fin, que les habitants du bourg Ouanary emploient comme pierre à aiguiser. La roche est identique à celle qu'on trouve sur les bords du Maroni, à la hauteur du saut La Moitié.

A l'est des Trois Pitons, on ne connaît plus de conglomérats en Guyane française. Les schistes qui constituent les monts de l'Observatoire, à l'embouchure de l'Ouanary, et ceux de la montagne La Bruyère, doivent appartenir à la série inférieure.

En résumé, la série de l'Orapu est constituée par des schistes argileux et des phyllades faiblement métamorphiques, avec des intercalations quartziteuses à grain très fin et biotite. Dans le Nord, elle est partout en contact avec des granites intrusifs et offre des faciès fortement métamorphiques à biotite, grenat et sillimanite. Au Sud, elle est essentiellement gréseuse et arénacée.

Sa base est constituée par des conglomérats et grès grossiers arkosiens, tantôt quartziteux, tantôt argilo-schisteux, ou bien encore chloriteux. Exception faite pour les bassins de la Mana et du Maroni, la série ne dépasse pas, vers le sud, la ligne des grandes cassures dont le passage est marqué dans tous les fleuves du pays. Celles-ci semblent avoir provoqué la mise en place de rhyolites, postérieures au dépôt du conglomérat.

Dans le Maroni, elle occupe tout le bassin moyen du fleuve, jusqu'aux montagnes de Ga-Kaba. Plus au sud elle réapparaît à la hauteur des sauts Abatis-Cottica, dans l'Aoua, avec le même faciès arénacé :

c'est cette série détritique que nous avons appelée « quartzites et conglomérats de Ga-Kaba ». Elle représente le soubassement du « complexe supérieur » et semble être concordante avec la série de l'Orapu.

Le métamorphisme diminue insensiblement du nord vers le sud et, dans l'ensemble, affecte peu les conglomérats et grès arkosiens.

Série de Paramaka.

La Guyane, qui est couverte d'une végétation luxuriante, manque de coupes naturelles d'une certaine ampleur, et l'on peut se demander s'il existe réellement une série sédimentaire inférieure aux conglomérats que nous venons de décrire, la superposition n'ayant jamais été observée directement. Sa présence découle cependant d'un faisceau d'observations dont voici l'essentiel :

1° Le conglomérat de base de la série supérieure contient souvent des galets de schistes, de quartzites et de laves;

2° L'andalousite remaniée du conglomérat de l'Orapu n'a jamais été observée dans les schistes de la série supérieure;

3° Il n'existe pas d'affleurements de diorite dans les terrains appartenant *a priori* à la série supérieure. La diorite, par contre, contient des enclaves de quartzites qui sont certainement d'origine sédimentaire;

4° On observe, au sud de la ligne d'affleurements du conglomérat de la série supérieure, des roches métamorphiques d'origine para qui n'ont jamais été rencontrées dans la série supérieure, en particulier dans les schistes de l'Orapu. Parmi elles figurent des quartzites à faciès très particulier et des schistes affectés d'un métamorphisme beaucoup plus profond que celui de la série de l'Orapu; ils sont traversés par des filons et filonnets dioritiques, inconnus dans la série supérieure.

Ce complexe inférieur comprend des quartzites, des schistes, des laves (roches vertes) et des conglomérats.

Les *quartzites*, à grain très fin, contiennent toujours de la biotite; ils sont de teinte foncée et particulièrement bien développés dans l'Approuague à partir du saut Tourépé, ainsi qu'en amont de la crique Ipoussin et aux environs du confluent avec l'Arataye. On les rencontre également dans le Maroni, immédiatement au sud de Langa-Tabiki, ainsi que dans la région des sauts Loka-Loka.

Ils sont constitués par des grains de quartz, jointifs lorsque la roche est recristallisée. La biotite de néoformation est répartie régulièrement dans la roche en très petites paillettes. On trouve souvent aussi de la séricite, de la muscovite et de l'épidote. L'orientation est généralement à peine indiquée.

Dans l'Approuague et le bas Mataroni, ces quartzites passent à des micaschistes, également à structure fine, avec une biotite abondante, parfois orientée et concentrée en lits. D'autres contiennent presque toujours une certaine proportion de plagioclase ou d'orthose.

Quelques-uns de ces quartzites sont peu métamorphiques et contiennent des grains anguleux de quartz et de feldspath, noyés dans une pâte phylliteuse. L'apparition de la biotite de néoformation est presque générale. Entre Villa Flore et l'Impératrice, l'Approuague traverse une zone de quartzites métamorphiques un peu particuliers; leur structure est extrêmement fine et montre de petites aiguilles d'amphibole et de biotite, orientées suivant des lits d'un ou deux millimètres d'épaisseur. Sous le microscope on voit qu'ils contiennent des cristaux de hornblende sodique, ainsi que de la biotite et des cristaux de sphène. La roche est nettement orientée.

L'allure générale fait penser à des coulées de laves acides plus ou moins recristallisées.

Dans le bassin du Sinnamary (crique Leblond et crique Tigre) apparaissent également des quartzites feldspathiques à grain très fin, contenant tous de la biotite et généralement de l'épidote. Ceux de la crique Leblond renferment du microline et représentent peut-être des filons d'aplite, plus récents et recristallisés.

Dans le Maroni des quartzites assez foncés s'étendent dans le cours moyen du fleuve, en amont de Langa Tabiki, au saut Bonimofou et en aval des grands sauts de Petersongo. Ils contiennent souvent de la calcite secondaire.

Ces roches passent graduellement à des schistes phylliteux et à des micaschistes.

Par ailleurs, la série comprend *diverses roches schisteuses*, telles que des ardoises, des schistes à andalousite, des schistes phylladeux à cubes de pyrite et des micaschistes à grain généralement fin appartenant aux termes de passage entre schistes et quartzites à biotite.

Tous ces schistes, généralement décomposés dans le Nord, sont plus frais à mesure qu'on avance vers le Sud. On en voit de beaux affleurements dans le Maroni, près du rapide de Paramaka. Ils sont souvent plissotés et montrent des modifications dues à des efforts orogéniques violents.

Dans les affluents de droite de la Courouaïe, en particulier dans la crique Saint-Rémi, affleurent de belles ardoises très dures, à surfaces brillantes.

Enfin les monts de l'Observatoire, ainsi que les monts La Bruyère, sont entièrement formés de roches schisteuses.

Les termes schisteux de cette série sont ferrugineux, et souvent couverts de croûtes latéritiques avec d'importantes concentrations de fer, alors que les schistes de l'Orapu semblent au contraire essentiellement alumineux. Faute de mieux, ce mode d'altération sert parfois de critère, assez fragile d'ailleurs, pour déterminer le système dans lequel on se trouve, mais le caractère le plus constant de ces roches métamorphiques d'origine sédimentaire est leur association à des laves qui, même altérées et schistosées, sont, avec une certaine habitude, faciles à distinguer des schistes de la série supérieure.

Dans les laves, on trouve également des intercalations schisteuses de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur (Sinnamary, un peu en amont du confluent avec la crique Tigre). Ce sont des roches à texture très fine, grasses au toucher et assez tenaces. Elles se débitent en plaquettes brillantes et ressemblent à des ardoises.

Dans la rivière Blanche, affluent de droite de la haute Comté, on rencontre également des schistes avec intercalations de laves (roches vertes) que nous rapportons à la même série.

Dans le moyen Approuague, en aval du saut Tacconnet, ainsi que dans la haute Mana, en aval de la crique Sophie, existent de petits affleurements de schistes gaufrés à surfaces brillantes. Au saut Tacconnet, ces schistes sont encadrés par deux affleurements de quartzites à amphibole.

La base de la série n'a jamais été observée avec certitude, aussi est-il difficile d'indiquer la place qu'occupent dans cette succession deux affleurements conglomératiques que nous croyons pouvoir rapporter au même ensemble.

Le plus remarquable est le conglomérat de Nacibo, dans le haut Sinnamary (voir pl. II.-5). Il contient des galets de granite pouvant atteindre dix centimètres de longueur, bien roulés et cimentés par une pâte fine de micaschiste à biotite. Outre le granite, on voit aussi des galets de quartz. Les autres termes de la série ont été complètement gneissifiés, et l'ensemble émerge du granite plus récent pour former le saut de Nacibo ainsi que la région qui s'étend immédiatement en amont.

Le deuxième affleurement conglomératique est situé sur la rive droite de la Courouaïe, en amont de l'embouchure de la crique Saut. Il est formé de micaschistes avec des galets de quartz très étirés, se confondant avec les lentilles et filonnets de quartz qui traversent la roche dans toutes les directions.

Selon toute vraisemblance, il s'agit ici de la base de la série inférieure, par ailleurs complètement granitisée : étant donné la parfaite similitude qui existe entre la pâte du conglomérat de Nacibo et certains quartzites à biotite de la même série, on peut considérer que les quartzites se trouvent à la base et les schistes au sommet. Il est probable d'ailleurs que, tout comme dans la série supérieure, les schistes prédominent dans le Nord; la succession devient de plus en plus arénacée vers le Sud, la partie méridionale du bassin ayant été bornée par une région émergée ou formant tout au moins haut fond.

Cette hypothèse semble tout à fait justifiée, les grès et conglomérats de Ga-Kaba ne contenant plus de niveaux schisteux à partir de la crique Beïman (moyen Maroni) et ayant un faciès très uniforme jusqu'au pied des Montagnes Françaises. Dans l'Aoua, les mêmes grès apparaissent encore pour former les sauts Abatis Cottica. Sur une distance de plus de 150 kilomètres, cette formation est donc facile à reconnaître.

Au saut Mapaou, sur l'Approuague, ces caractères se modifient quelque peu au contact des granites. Nous avons déjà signalé l'existence de quartzites à hornblende, biotite et grenats, contenant également du plagioclase, de la magnétite et de l'allanite. Les mêmes roches réapparaissent à quelque cent mètres en aval du saut. Elles montrent un enrichissement marqué en biotite, le long des cassures, et sont plus ou moins plissotées et ondulées. La schistosité est subverticale, avec une légère inclinaison vers l'Est.

Entre le granite massif et le contact existe une zone d'enclaves large d'un mètre environ. A cinquante mètres en amont du saut on retrouve les mêmes quartzites, formant une bande de deux mètres de largeur et cédant ensuite la place aux granites. Un peu plus loin, ceux-ci contiennent des enclaves d'amphibolites.

La schistosité des quartzites varie de N. 20 à 45° W. Elle est de 20 à 25° W. au contact même et de 40° W. en amont du saut.

Dans le bas Mataroni, au contact du granite intrusif, les quartzites, passant à des micaschistes, montrent un considérable enrichissement en mica.

Dans l'île de Cayenne enfin, sur la plage de Chaton et au pied du Montabo, ces mêmes quartzites sont presque exclusivement amphiboliques et contiennent de la hornblende sodique, fortement pléochroïque. Ils sont traversés par des filonnets de diorite affectés de plissements pygmatiques. Un peu plus loin la Pointe de Chaton est constituée par des granites ainsi que le petit cap qui se trouve immédiatement au nord de la grande carrière du Montabo. Près des filonnets de diorite on constate un enrichissement en amphibole mais, d'une façon générale, la composition de ces roches est si voisine de celle des granites qu'un apport minime de feldspath suffit à les rendre méconnaissables.

Les enclaves de quartzite, dans la diorite quartzique de l'Arouany, ont la même composition. Ces quartzites s'observent également dans la moyenne Mana, en contact avec la diorite quartzique qui les traverse sous forme de filons (v. Pl. II, fig. 3).

Sédiments plus anciens.

On ne connaît pas avec certitude de roches d'origine sédimentaire antérieures à l'ensemble de la série inférieure. Toutefois, les quartzites qui forment à la Montagne d'Argent, au sud de l'ancien embarcadère des Pères de la Compagnie de Jésus, une intercalation de 50 centimètres d'épaisseur dans des amphibolites, sont extrêmement anciens. Ils ont une direction N. 340° et une inclinaison de 40° vers l'Est. La stratification est peu nette et la schistosité redressée à la verticale.

Sous le microscope, la roche est orientée, à grain fin. A côté du quartz qui forme la majeure partie de la pâte, on trouve de petites paillettes de biotite ayant une légère tendance à se concentrer en lits. Les plagioclases sont assez abondants. On constate également la présence de cristaux de plagioclase beaucoup plus grands, zonés et résorbés sur les bords. Cette intercalation entièrement recristallisée était, peut-être, à l'origine un filon de diorite quartzique.

Des amphibolites identiques à celles de la Montagne d'Argent ont été observées sous forme d'enclaves sur la côte Nord de l'île de Cayenne, dans des migmatites qui sont elles-mêmes le produit de diorites et du granite récent. La schistosité discordante de ces enclaves peut être aisément observée à Cayenne même, dans les rochers de la Place des Amandiers et à la Pointe Buzaret.

Au même groupe de roches modifiées et de filiation incertaine appartient la série granitisée de la moyenne Comté, dans laquelle on trouve des quartzites à grain extrêmement fin, pulvérulents, constitués par une alternance de lits de quartz et de chlorite (clinocllore) avec de belles macles polysynthétiques, ainsi que des lamelles de séricite. Ils sont en contact avec une roche tout à fait particulière où, à l'œil nu, on distingue de la muscovite en petites paillettes et un minéral vert foncé en fines aiguilles. Au microscope on voit qu'elle est constituée exclusivement par de grandes plages de muscovite, avec des lits de chloritoïde pléochroïque formant des cristaux trapus avec macles polysynthétiques.

Les deux roches sont fortement pyritisées.

Dans la haute Mana, les orthogneiss d'amphibolites ou de quartzites à amphibole micacés contiennent des enclaves de plusieurs mètres de longueur de roches encore plus anciennes que celles de la Montagne d'Argent : il est impossible de dire si elles sont d'origine éruptive ou sédimentaire.

Enfin, dans le haut Approuague, à mi-chemin entre le saut Grand Japigny et l'embouchure de la crique Calebasse, affleurent fréquemment, entre des diorites quartziques et un grand massif de granite à amphibole, des quartzites gris, cristallins, à biotite et amphibole, partiellement feldspathisés et se trouvant en contact avec un granite à amphibole et biotite et des amphibolites fines.

Ces restes de séries très anciennes ont été fortement modifiés par les différentes venues éruptives.

Série des laves (roches vertes).

En plus des roches métamorphiques d'origine sédimentaire que nous avons classées en deux complexes différents, il existe en Guyane des terrains caractérisés par leur couleur verte et correspondant bien à ce que les auteurs de langue anglaise appellent « green stones ». F.-J. Turner (1) vient de rappeler leurs propriétés minéralogiques : il s'agit d'un faciès engendré par un métamorphisme général de faible intensité.

Les roches vertes de la Guyane se sont formées à partir d'anciennes coulées volcaniques dans l'épaisseur desquelles on peut distinguer, par endroits, des intercalations schisteuses ou quartzitiques d'origine sédimentaire.

Certaines laves acides forment un groupe à part, plus jeune que les autres, et n'ayant pas subi la transformation épizonale de l'ensemble. Leur individualité pétrographique n'est pas, toutefois, suffisamment nette pour qu'on les décrive séparément. Elles se rapprochent beaucoup des termes acides de l'ensemble des roches vertes, qui sont les mieux conservés.

Toutes ont un grain très fin, si compact parfois qu'il devient invisible à l'œil nu. Sur ce fond uniforme apparaissent, en taches blanchâtres, des feldspaths décomposés, ou bien de petits cristaux de coloration variée qui sont soit de l'amphibole, soit de la biotite, soit de la calcite, ou bien encore de la chlorite. La décomposition complète des feldspaths provoque souvent la formation de nombreuses cavités, remplies de calcite secondaire.

Les termes siliceux de la série laissent voir des grains arrondis d'un quartz limpide et de petits prismes de feldspath. Bien conservées, ces roches quartzifères ont une teinte grise et sont rugueuses au toucher. On peut les confondre avec certains quartzites de la série inférieure et, même sous le microscope, la distinction n'est pas toujours aisée.

Ces laves peuvent être classées sommairement en cinq catégories suivant la nature de leurs phénocristaux :

1° Laves dont les phénocristaux sont composés uniquement de quartz à contours automorphes ou arrondis, corrodés sur les bords et parfois remplis de bulles gazeuses; à la périphérie on voit souvent un cerne de petites bulles et la surface a un aspect granuleux. On observe généralement de la chlorite en petits cristaux, remplaçant vraisemblablement la biotite. À cette catégorie appartiennent les laves qui affleurent dans la haute Mana, entre Grand Pont et la crique Popote, ainsi que les rhyolites de la grande cassure qui limite au Sud la série de l'Orapu (crique Tigre, etc.).

2° Laves contenant, outre des phénocristaux de quartz, des feldspaths presque toujours albitisés. Il s'agit généralement d'oligoclase à 5 ou 10 % d'An., possédant un indice inférieur à celui du baume. Le feldspath, en baguettes allongées, forme parfois des macles polysynthétiques ou encore des plages arrondies comparables à celles du quartz.

Souvent, sur le fond recristallisé, on distingue un peu de séricite, de feldspath et de quartz. L'épidote et le sphène peuvent exister aussi, en petits grains. Lorsque les cristaux de feldspath sont peu albitisés (saut Miloc, crique Sophie), on observe des phénocristaux d'orthose maclés Carlsbad, ainsi que de l'oligoclase, à la limite de l'andésine (jusqu'à 38 % d'An. en cristaux zonés). Très souvent l'oxyde de fer se concentre autour des phénocristaux.

Dès que le quartz disparaît, la roche devient franchement verte.

Ces laves sont assez communes en Guyane; elles ont été observées au Mont Valérien sur le Sinnamary, en amont de Grand Pont dans la haute Mana, à quelques dizaines de mètres en aval de Dégrad Popote, ainsi qu'en amont de cette localité. Leur couleur claire les rend faciles à reconnaître à l'œil nu.

A Popote également, nous avons recueilli une rhyolite contenant des cristaux de microcline (maclés Carlsbad), ce qui, à notre connaissance, n'a été signalé qu'une seule fois, par J.-P. Iddings, dans le Texas (2).

3° Laves sans quartz, avec phénocristaux de feldspath; on les rencontre un peu partout, notamment dans le Sinnamary et la haute Mana.

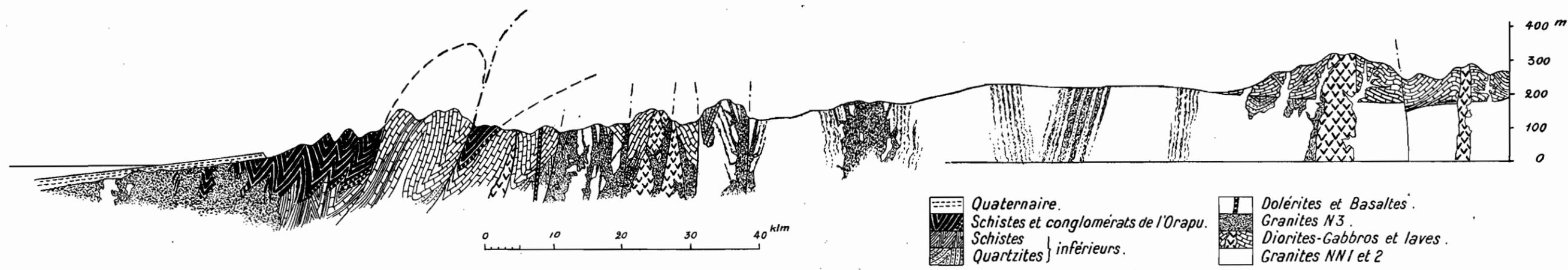
(1) F. J. TURNER, « Evolution of the metamorphic Rocks », *Geol. Soc. of Am.*, Mem. 30, 1948.

(2) J. P. IDDINGS, *Journ. of Geology*, XII, 227, 1904.

Coupe schématique générale à travers la Guyane Française
de l'Atlantique à la région de Souvenir.

NE

SO



Quaternaire.
 Schistes et conglomérats de l'Orapu.
 Schistes } inférieurs.
 Quartzites }

Dolérites et Basaltes.
 Granites N3.
 Diorites-Gabbros et laves.
 Granites NN1 et 2

Dans les laves 2 et 3 existe souvent de la calcite secondaire, mais on n'observe presque jamais de minéraux colorés, à part la chlorite et quelques grains d'épidote.

4° Cette catégorie, beaucoup plus basique que les précédentes, contient de nombreux cristaux de hornblende, souvent maclés, parfois à contours automorphes et provenant partiellement de la transformation de l'augite. Ils peuvent présenter deux zones de coloration. Dans le cas le plus favorable, la zone interne est encore constituée par de l'augite, souvent maclée. Dans les échantillons moins bien conservés, l'amphibole qui la remplace garde la forme des prismes primitifs (angle mm voisin de 90°).

Les laves les plus fraîches proviennent du saut Maripasoula sur l'Aoua, de la haute Mana, entre la crique Popote et Grand Pont, et de la région de Saül (piste qui mène au Bœuf Mort). Celles de l'Aoua sont assez claires et laissent voir des cristaux d'amphibole. Elles forment au milieu de la rivière de grands rochers contenant des enclaves plus claires encore, cernées de vert. Celles de Saül sont beaucoup plus foncées, bien litées, très dures et montrent par places des prismes trapus de hornblende qui peuvent avoir cinq à six millimètres de longueur. Le centre est mat et la partie externe brillante. Des laves identiques à celles de la haute Mana existent dans le haut Sinnamary.

5° Il existe encore d'autres roches volcaniques, très mal conservées, dures, sans phénocristaux, à structure extrêmement fine et de couleur verdâtre. En se décomposant, elles se couvrent d'une couche de plusieurs centimètres riche en oxyde de fer. Au microscope, on voit qu'elles sont constituées par l'enchevêtrement de minuscules baguettes de feldspath entièrement albitisées et noyées dans une pâte chloriteuse. Elles font penser à certaines laves trachytiques riches en microlites de sanidine et pauvres en phénocristaux.

Dans la haute Mana elles forment, dans les laves de la catégorie précédente, des intercalations qui ne dépassent guère un mètre d'épaisseur (filons ?). Sur le Maroni elles affleurent largement en aval de l'embouchure de l'Abounami, et les conglomérats de Ga-Kaba les contiennent sous forme de galets.

Les cristaux de calcite secondaire masquent complètement par places leur structure primitive. C'est d'ailleurs le cas de la plupart des laves de la région du Maroni, qui ont été décrites par R. Ijzerman sous l'appellation « albite-calcite-schistes » : il est impossible de reconnaître la nature première de roches aussi modifiées et écrasées si on ne les a pas observées dans un meilleur état de conservation, par exemple dans le Sinnamary ou la haute Mana.

*

**

Aux laves se rattachent des roches microgrenues ayant à peu près la composition des microdiorites, quartziques ou non. On passe d'ailleurs des unes aux autres par une série de transitions. La transformation se manifeste surtout par l'augmentation des phénocristaux, en nombre et en dimension (voir chapitre consacré aux diorites, pp. 23 et suiv.).

*

**

Les roches vertes d'origine volcanique ont toujours en Guyane une relation structurale très nette avec les massifs dioritiques. A proximité de ces derniers, la succession commence généralement par les termes les plus basiques et devient acide lorsqu'on s'éloigne de la bordure.

Dans la région relativement peu dérangée de la haute Mana (entre Sophie et Grand Pont), ou dans le bas Inini, ce phénomène peut être aisément observé : avant d'apercevoir les premiers affleurements de la roche éruptive, on rencontre des roches d'un vert foncé entièrement composées de chlorite et d'amphibole. Elles sont malheureusement modifiées et ne permettent guère de détermination précise. Nous croyons néanmoins que les éruptions volcaniques ont commencé par l'émission de coulées basiques (limburgites ?) et ont donné ensuite le cortège des basaltes, andésites, dacites et rhyolites. Cette succession ne présente évidemment pas partout la même netteté et les différents appareils volcaniques, dont l'activité a pu être éphémère par rapport à l'ensemble, n'ont pas toujours émis une série aussi complète. Toutefois, si l'on en juge par les sédiments détritiques que l'on trouve au voisinage, le volcanisme a dû constituer des accumulations énormes, attaquées plus tard par l'érosion. Ce sont les intercalations sédimentaires qui permettront peut-être un jour de déterminer plus exactement la chronologie et l'importance relative des différentes phases d'activité volcanique.

Toutes ces laves sont mal conservées et c'est uniquement en partant de régions relativement épargnées que l'on peut déterminer certaines roches, éparpillées dans toute la Guyane. Elles ont été fortement

schistosées et transformées en schistes chloriteux et en amphibolites présentant des surfaces lustrées et brillantes, grasses au toucher (Sinnamary et haute Mana).

Même lorsqu'elles ont une allure tranquille, elles ont subi une recristallisation partielle ou totale sous l'influence du métamorphisme. Ainsi, dans l'Approuague, elles sont transformées en amphibolites compactes à grain fin, avec une nette orientation des éléments. Par endroits, elles s'enrichissent en biotite formant des taches aux contours imprécis et tendant même à se concentrer en lits.

La recristallisation peut être très poussée sans qu'aucune masse granitique soit visible dans le voisinage. Les laves de la Montagne d'Argent sont d'un vert foncé, parsemé de petites taches blanches qui sont des cristaux de feldspath décomposé. Au microscope on voit que la roche a subi un métamorphisme profond : à côté des squelettes d'anciens phénocristaux on aperçoit, dans la pâte recristallisée constituée par la hornblende, une notable proportion de chlorite et des plages d'andésine ou de labrador. L'orientation est nette et la structure fluidale.

La pointe de Coumarouman est composée de roches d'un vert foncé, assez tendres, contenant uniquement de l'amphibole et de la chlorite. Au microscope, on voit que l'actinote est abondante ; elle montre, dans les sections parallèles à l'allongement, des fibres très serrées qui empêchent toute extinction entre Nicols croisés. Le chinoclure en lamelles donne des macles polysynthétiques et forme des lits ondulés et lenticulaires. Il n'y a ni quartz ni feldspath.

A quelques mètres de là un gabbro, modifié lui aussi, limite au sud la grève rocailleuse.

Ce genre de roches existe généralement au voisinage des massifs de diorite. Il est probable que les laves, en particulier celles qui contiennent du quartz, arrivent, par la recristallisation, à donner des quartzites métamorphiques composés essentiellement de quartz et d'amphibole.

Ainsi, dans la région de Saint-Élie et de la crique Leblond, on retrouve ces mêmes laves, pincées dans les écailles d'un granite recristallisé. Leur grain est extrêmement fin et elles ont l'aspect de quartzites à amphibole et à épidote. La recristallisation des diorites et des microdiorites a les mêmes effets (voir Ile de Cayenne, p. 26 et suiv.).

L'amphibole est toujours de la hornblende qui, après la recristallisation, montre un fort pléochroïsme allant du jaune verdâtre au bleu pâle. Elle s'accompagne souvent de biotite et d'épidote. Cette dernière peut aussi exister seule. Le plagioclase est généralement de l'oligoclase à la limite de l'andésine et le quartz est assez abondant.

Dans tous les échantillons recristallisés on constate un enrichissement en biotite, en muscovite et en petits cristaux de microlite. Certains (Saint-Élie) conservent encore des restes de phénocristaux et de feldspaths séricitisés, imparfaitement résorbés.

Dans la haute Aoua, en amont des sauts Abatis-Cottica, la rivière traverse un ensemble de laves qui s'étend au-delà de Maripasoula. Les roches sont schistosées, parfois même transformées en chloritoschistes.

En aval de Wakapou on observe une microbrèche volcanique assez bien conservée, en contact avec des filons de dolérite. On voit au microscope qu'elle est faite de débris de différentes roches volcaniques, diorites (quartz et oligoclase) et tufs, et même de quartz et de feldspath remaniés. La roche a été métamorphisée au contact des dolérites ; elle est traversée par des filonnets de quartz à vermiculites, avec de l'albite et de la calcite. On voit en outre des plages d'épidote aux contours réguliers, circulaires ou elliptiques ; chacune d'elles forme un assemblage de cristaux et l'ensemble possède une extinction roulante. La roche contient encore des débris d'un tuf vacuolaire comparable aux tufs andésitiques remaniés de la Baie du Nord, au Cap Dauphin (Iles Kerguelen, coll. du Museum Nat. d'Hist. naturelle).

Grâce à ces brèches on sait dès à présent que la série des laves comprend également des tufs volcaniques.

Dans la même région, on trouve des filons d'une roche complètement silicifiée et transformée en jaspe rouge et violet, traversant les roches vertes. Au microscope, on ne voit que du quartz finement cristallisé et de la poussière d'oxyde de fer. La direction des filons est N. 60° W. ; ils sont verticaux et épais d'un mètre environ. Il s'agit vraisemblablement d'anciens filons de quartz.

Les laves ont partout des épaisseurs considérables et la bonne conservation des quelques échantillons que nous venons de décrire ne prouve pas que l'ensemble n'ait pas subi d'altération.

Ces roches volcaniques s'étendent assez loin vers le sud. l'est et l'ouest. Elles ont été signalées dans l'Inini et ses affluents, ainsi que dans l'Ouaqui et l'Araoua. Un ingénieur du Service des Mines de Cayenne, M. Goupy, en a rapporté des échantillons provenant du Camopi et de l'Inipi.



Inselberg granitique dans le haut bassin de l'Itany, vu d'avion.

Les plagioclases sont presque toujours zonés et ont une structure intersertale avec une tendance microdioritique, presque doléritique (Petit Approuague). Les zones, assez larges et peu nettes, indiquent qu'il y a eu, au cours du refroidissement, des variations progressives dans la composition du bain. Leur caractère automorphe permet de distinguer deux phases de cristallisation, les plagioclases s'étant formés les premiers, puis le quartz et les éléments colorés. Dans les échantillons provenant du Grand Santi, on peut voir de petits plagioclases à contours très réguliers, noyés dans une seule plage de quartz.

C'est seulement dans les massifs importants (crique Calebasse, Arouany) que les plagioclases perdent leur caractère automorphe. Néanmoins le zonage des cristaux demeure.

Ces particularités rendent la plupart de ces roches très voisines de leurs variétés microgrenues, franchement filoniennes. L'albitisation, très poussée, empêche quelquefois de déterminer la véritable nature du plagioclase, mais il existe toujours une petite différence de composition entre les diverses zones.

Souvent les microdiorites contiennent de grands cristaux de feldspath, bien alignés et d'allure fluidale. Le quartz, abondant, remplit les interstices entre les plagioclases et s'est, par conséquent, cristallisé le dernier. Comme éléments colorés on voit surtout de la hornblende, pléochroïque et souvent maclée. Elle est probablement sodique, les teintes du pléochroïsme allant parfois jusqu'au bleu clair. On observe aussi de la biotite : peu importante dans les variétés à hornblende, elle peut ailleurs dominer, ou même exister seule. Tel est le cas de la diorite filonienne affleurant dans le Petit Approuague, au saut Grand Santi, et de la diorite qu'on observe en aval du premier saut de l'Inini.

Certaines de ces roches sont mésocrates. Ainsi la belle diorite quartzifère, largement cristallisée, qui se trouve à l'embouchure de la crique Savon; ses éléments peuvent atteindre un centimètre de longueur.

La plupart des diorites quartziques ou quartzifères sont exclusivement calcosodiques. Dans quelques variétés cependant apparaît un feldspath potassique sous forme de microcline. Ces roches, à tendance monzonitique, ont des plagioclases acides dès qu'une certaine proportion de microcline — qui n'est d'ailleurs jamais très élevée — est atteinte. C'est presque toujours un oligoclase à 22/30 % d'An.

Comme minéraux accessoires on trouve du sphène, souvent en grands cristaux, ainsi que de l'épidote. Cette dernière est généralement secondaire. Parfois apparaît de la calcite secondaire, particulièrement abondante dans les diorites écrasées de la basse Abouami.

Diorites franches.

Les diorites sans quartz sont moins répandues. Elles représentent des variations de faciès des diorites quartziques et forment au milieu de celles-ci des zones aux limites imprécises. C'est le cas du plateau du Mahury, dans l'île de Cayenne. On en voit aussi dans la haute Mana, dans la Comté, enfin à Cayenne même (Pointe de l'Hôpital) où un petit pointement a été recristallisé sous l'influence du granite.

Elles ont un aspect très particulier. Leurs feldspaths, généralement rouges, se détachent sur le vert foncé de l'amphibole et de l'épidote. Sous le microscope, on voit qu'elles sont largement cristallisées, avec un plagioclase rarement zoné. Elles offrent une ressemblance avec certaines diorites quartziques et contiennent de l'andésine à 35/38 % d'An. La hornblende est ici normale et souvent maclée; dans les variétés légèrement décomposées, on trouve de l'épidote et de la chlorite (roches rouges).

Nous ne savons s'il faut rapporter aux diorites franches un certain nombre de roches vraiment filoniennes et également une monzonite recueillie dans le haut Mataroni. Cette dernière a certainement subi l'influence du granite avec lequel elle est en contact. Elle contient de l'orthose, de l'oligoclase à 22 % d'An., du sphène, de l'augite à macles polysynthétiques, auréolée d'amphibole.

Gabbros.

Des gabbros se rapportant au même groupe de roches existent également en Guyane. On en observe dans l'Orapu, au milieu de laves. Ils sont très altérés, avec des feldspaths peu nombreux et entièrement décomposés. On en voit aussi dans la haute Mana. L'un d'eux, en amont du saut Par Hasard, est en contact avec le granite; il contient de beaux cristaux de labrador à 65 % d'An., de l'épidote bien cristallisée et de la hornblende provenant vraisemblablement de l'ancienne augite recristallisée et transformée sur les bords en biotite.

A mi-distance entre le village Belle-View et le confluent de la crique Savon a été recueilli un très beau gabbro à olivine. Au microscope, on voit qu'il est composé de plagioclases zonés (labrador à 60 % d'An.), d'hypersthène fortement pléocroïque en vert et rose pâles, d'augite maclée, d'un peu de hornblende et d'olivine. Les deux pyroxènes forment des micropegmatites. Cette belle roche, très fraîche, est à rapprocher d'un gabbro brésilien provenant du territoire du Rio Branco, non loin de la Guyane anglaise, et décrit par Djalma Guimaraes (1).

Pyroxénolites et hornblendites.

A la même série de roches magmatiques se rattache la pyroxénolite qui forme le massif situé au nord de Saül (Souvenir). Elle contient peu de feldspath, mais une grande quantité d'augite, presque entièrement transformée en actinote et en trémolite, de gros cristaux d'olivine serpentinisée, de la chlorite et, en quantité appréciable, de la magnétite. En dépit de longues recherches, il nous a été impossible de recueillir des échantillons frais.

Une pyroxénolite du même type forme un gros filon dans la crique Calebasse. Elle est composée d'augite et d'un peu de labrador à 55 % d'An. Sa structure est très particulière : les cristaux d'augite, tous maclés et pouvant atteindre un demi-centimètre de diamètre, ont des contours ellipsoïdaux ou sphériques; ils sont noyés dans une pâte microcristalline composée de hornblende et de labrador et sont en voie de remplacement par l'amphibole. L'augite elle-même est entourée d'un petit liséré dentelé de hornblende de néoformation, dont les prismes ont un allongement perpendiculaire à la bordure des plages d'augite.

Une structure analogue a été observée dans une roche recueillie dans la haute Mana, en aval du confluent avec la crique Gayac, à quelques dizaines de mètres en amont de la roche Compas. Elle provient d'un écrasement, suivi d'une recristallisation partielle. Le phénomène est particulièrement net à l'endroit des contacts entre cristaux, la partie centrale de ceux-ci ayant été épargnée par la pression. Le pyroxène est en voie de transformation en amphibole.

Les pyroxénolites peuvent aussi se transformer en amphibolites, et même en hornblendites. Ces dernières forment plusieurs petits massifs sur la piste allant de Saut Bief à Central Bief, ainsi que sur les pentes Sud de la Montagne La Gabrielle (bassin de la Comté).

Une hornblendite minéralisée (chalcopyrite), avec des enduits et inclusions de malachite et d'azurite, a également été trouvée dans la haute Aoua, sur la rive sud-ouest de l'île Cottica.

Enfin, dans l'Abounami, un filon analogue existe à quelque distance — un kilomètre environ — de la bordure orientale du massif dioritique.

Ces roches mélanocrates appartiennent visiblement au cortège filonien des massifs gabbro-dioritiques que nous venons de décrire.

*
**

En résumé, on observe tout un complexe de roches allant des diorites quartziques, leucocrates et riches en quartz, aux pyroxénolites mélanocrates sans quartz, souvent même sans éléments blancs, en passant par les diorites franches et les gabbros. Toutes ces roches sont en relation évidente avec les laves et forment un certain nombre de massifs bien délimités qui peuvent se diviser en deux groupes :

Groupe Nord. — Les deux principaux massifs sont ceux du Maroni (Abounami-Grand Santi) et de la Mana (Arouany-crique Lézard); le premier est en relation avec la grande accumulation de laves des Montagnes françaises, le deuxième avec celle de la région Arouany-Paul Isnard.

Dans le bassin du Sinnamary on en connaît de moins importants : le massif d'Adieu Vat, ainsi que celui du Courcibo (région de Sainte-Anne) morcelé par une série d'accidents parallèles N.W.-S.E. Ils contiennent des injections granitiques.

(1) Djalma GUIMARAES, op. cit.

Dans la région Comté-Montagnes de Kaw, plusieurs petits massifs dioritiques existent également; ils forment le plateau du Mahury et la montagne La Gabrielle et affleurent encore dans l'Orapu et au sud de Kaw (Montagne Sable).

Plus à l'est, quelques petits massifs ou filons sont en relation avec les laves de la Montagne d'Argent et de la Pointe Coumarouman.

On observe également de petits massifs à demi granitisés dans les cours moyens de la Comté, de l'Orapu et de l'Approuague. Les plus développés sont ceux des criques Tortue et Ipoussin et ceux de la région de l'Impératrice.

Groupe Sud. — A l'extrême sud de la région étudiée (3°3 Lat. N.), les massifs gabbro-dioritiques sont nombreux : d'est en ouest, nous connaissons celui de la crique Calebasse, dans l'Approuague; celui de Saül; enfin, ceux de la haute Mana : crique Saint Eloi, crique Saint Léon, saut Magloire, saut Gayac, crique Absinthe. Cette zone se prolonge vers l'ouest par le bassin de l'Inini, jusqu'au Surinam (région de Benzdorp); à l'est, par le bassin Camopi-Inipi.

*

**

Si l'on compare la composition chimique des laves à celle des roches éruptives de la série dioritique, on constate une similitude évidente entre les deux sortes de produits, sans doute issus d'un même magma (v. p. 63 et 69). Les massifs dioritiques représentent par conséquent d'anciennes cheminées et les laves environnantes auraient la structure concentrique propre aux émissions qui se déposent autour d'un appareil volcanique.

A une ou deux exceptions près, tous ces massifs ont des formes assez régulières, elliptiques ou circulaires. Différents types y voisinent, sans qu'on puisse dire actuellement s'il s'agit d'un phénomène de différenciation avec de nettes limites entre les roches, ou d'une simple variation de faciès avec, suivant l'endroit, prédominance des éléments blancs ou des éléments colorés. Cette coexistence peut être due à des mises en place successives, les termes acides paraissant plus récents que les termes basiques.

Les arguments décisifs nous manquent, la conservation défectueuse des termes basiques pouvant provenir d'une altération plus facile. Par ailleurs, la recristallisation des pyroxénolites et la fraîcheur des termes acides n'ont pas de signification précise, toute cette venue étant antérieure aux derniers granites.

Une chose cependant est acquise, c'est la certitude d'une différenciation en profondeur, les massifs n'ayant pas tous la même composition. Ainsi le massif de Saül est formé de pyroxénolites plus ou moins feldspathiques; le massif de Saint Eloi est fait de diorites franches; celui de Saint Léon, de diorites mésocrates à tendance monzonitique et de gabbros à olivine; ceux du saut Par Hasard et de l'Arouany, de diorites franches et de diorites quartziques.

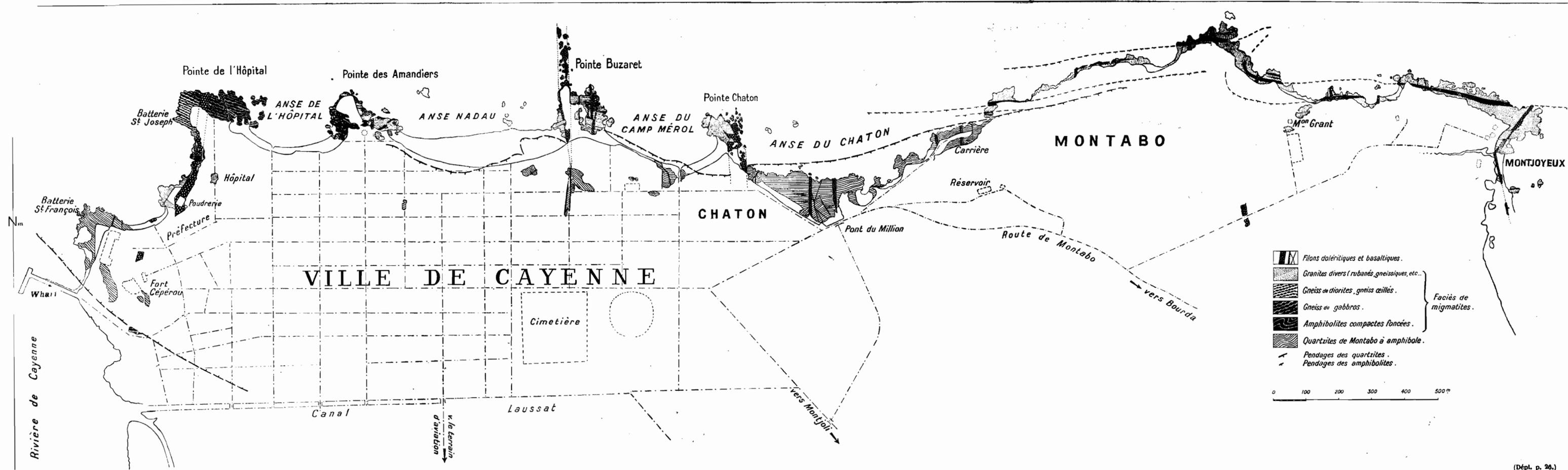
Il ne s'agit là, d'ailleurs, que d'observations encore incomplètes, l'étude détaillée des différents massifs n'ayant pas encore été entreprise.

Transformations postérieures.

Nous avons de multiples preuves de l'influence du métamorphisme — dû à la mise en place du granite — sur les roches de la venue dioritique. Les transformations qui en ont résulté ont été principalement observées sur la côte nord de l'Île de Cayenne, où l'existence de rochers à nu au bord de la mer facilite une telle étude.

La Pointe de l'Hôpital est constituée par des diorites méso et leucocrates presque entièrement transformées en amphibolites et profondément métamorphosées par le granite qui y envoie de puissants filons. La roche primitive a été gneissifiée, avec une nette orientation des éléments; elle est recristallisée. La hornblende a tendance à se concentrer en lits suivant une direction N. 40-45° W. La partie nord de l'affleurement est formée d'une roche mésocrate, parfois même mélanocrate, très riche en hornblende. Au sud s'intercalent des bandes plus claires, aux contours imprécis. Un peu plus loin, l'ensemble s'éclaircit encore et, à l'endroit où la berge forme une petite falaise herbeuse, on observe une diorite sans quartz,

CÔTE NORD DE L'ILE DE CAYENNE



- Filons doléritiques et basaltiques.
 - Granites divers (rubanés, gneissiques, etc.)
 - Gneiss de diorites, gneiss azillés.
 - Gneiss de gabbros.
 - Amphibolites compactes foncées.
 - Pendages des quartzites.
 - Pendages des amphibolites.
- } Faciès de migmatites.

0 100 200 300 400 500 m



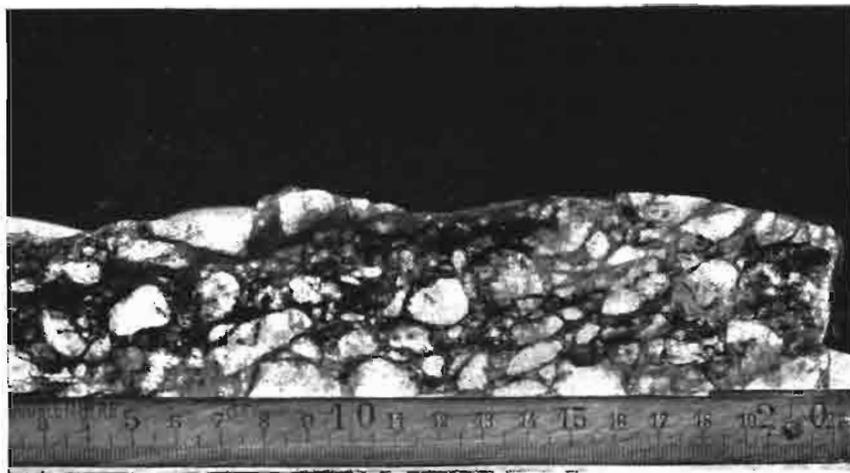
1. — Contact entre un quartzite à biotite et une diorite orientée (en aval du Saut Capiaye, Haute Mana).



2. — Gneiss de diorite à porphyroblastes de hornblende (Pointe de l'Hôpital, Cayenne) [réduit de moitié].



3. — Enclave de quartzite à biotite ans une diorite quartzique (environs de Cariacou, Moyenne Mana).



4. — Conglomérat à galets de quartz (série de l'Orapu, bassin de la crique Landau, Approuague).



5. — Galet de granite dans un quartzite à biotite (conglomérat de Nacibo, Sinnamary).

avec une structure faisant songer à certaines diorites de Norvège : sur un fond pâle apparaissent des baguettes de hornblende dispersées dans la masse sans orientation privilégiée. La roche elle-même n'est presque pas orientée.

A quelques mètres plus au sud, en suivant toujours les rochers du rivage, on voit des gneiss dioritiques où la hornblende forme de minces lits avec, çà et là, des renflements à contours diffus pouvant atteindre trois centimètres de diamètre et donner naissance à des cristaux de hornblende de deux centimètres de côté. La roche passe à un gneiss œillé dont les « yeux » sont formés de hornblende. (Voir pl. II, fig. 2.)

Sous le microscope, il y a passage insensible entre la structure des roches foncées et celle des gneiss œillés. La hornblende est partout la même; elle offre un polychroïsme intense allant du jaune verdâtre au vert bleuté et est donc légèrement sodique.

Les plages de hornblende sont criblées de petits grains de plagioclase, particulièrement nombreux vers les bords et passant ainsi à la masse granoblastique; cette dernière est formée de grains de plagioclase, de hornblende et de microcline. La roche contient en outre un peu de biotite, d'épidote et quelques cristaux de sphène à contours automorphes. La même structure s'observe dans le gneiss œillé, où les cristaux de hornblende contiennent de nombreuses inclusions de plagioclase.

Dans l'état actuel de nos connaissances pétrographiques, le comportement de la hornblende est ici difficilement explicable. On se trouve devant un problème de concentration en des nébuleuses qui, peu à peu, s'orientent suivant une direction privilégiée et aboutissent finalement à la formation de cristaux aux contours nets. Dans les cristaux mixtes de hornblende et de plagioclase, la hornblende a une extinction et une continuité de clivage normales, alors que les grains de plagioclase conservent les caractéristiques des cristaux indépendants. Le principe d'eutectique est ici inapplicable.

Par endroits, il y a amincissement progressif du lit foncé riche en hornblende qui relie les nébuleuses et dans lequel la hornblende ne figure que sous forme de cristaux épars. La transformation se passe ainsi en deux temps : il se fait tout d'abord une concentration linéaire, puis une concentration perpendiculaire, normale à la direction des lits. Est-ce là un phénomène comparable au boudinage des filons dans les séries métamorphiques ? Nous ne le croyons pas. Tous les gneiss œillés que nous avons pu recueillir jusqu'à présent en Guyane ont toujours montré la même concentration classique des feldspaths potassiques et leur recristallisation avec formation de porphyroblastes (1), qui peuvent être considérés soit comme une conséquence de l'écrasement des granites (orthogneiss), soit comme un produit de la feldspathisation (gneiss feldspathisés) des roches préexistantes.

C'est la première fois, croyons-nous, qu'un tel fait est observé dans des diorites recristallisées où, en l'absence d'une quantité suffisante de feldspath potassique, la hornblende semble avoir joué le rôle de ce dernier.

Les structures porphyroblastiques sont fréquentes dans les régions affectées par un métamorphisme peu profond. On peut même dire qu'elles sont caractéristiques de ces zones, la formation de grands cristaux supposant l'existence, au sein de la roche, d'emplacements où les tensions sont moindres qu'ailleurs. Ceci n'est possible que dans des ensembles très hétérogènes où certaines parties écrasées avant les autres ont provoqué des inégalités au moment de la recristallisation.

Le jeu de ces différences de tension sur les minéraux « forts » ou « faibles » fait que, d'après Harker, certains cristaux peuvent s'agrandir aux dépens des autres, en les « repoussant ». Grubenman, Niggli, et également Lindgren ont même établi des échelles donnant la graduation des différents minéraux en fonction de leur comportement au moment de la formation des porphyroblastes.

Tout le monde connaît le processus de formation des porphyroblastes de chloritoïdes de mica et de grenat : le mica précède le quartz et les feldspaths dans l'échelle « cristalloblastique » et peut donc occuper le maximum de place à leurs dépens. C'est, en effet, le cas dans les schistes du bas Sinnamary et de la Mana. La hornblende — qui précède elle aussi les plagioclases — est un élément fort; il est donc logique qu'elle forme des porphyroblastes au milieu des plagioclases.

Ce ne sont là, malheureusement, que de simples constatations, et nous ne sommes pas en mesure d'expliquer une migration de molécules aussi complexes que celles de la hornblende vers des points privilégiés de concentration. On ne peut pas appliquer non plus le principe de Riecke, qui veut qu'un minéral soit soluble là où la pression est la plus forte (abaissement de la température de fusion si la pression

(1) Ces échantillons de la Guyane française sont à rapprocher du beau gneiss œillé de Rio de Janeiro, où les feldspaths peuvent atteindre 5 centimètres de diamètre.

est orientée) et qu'il recristallise là où elle faiblit. Ceci expliquerait peut-être une modification de la forme des cristaux, mais non ce déplacement en bloc à travers la roche des molécules entrant dans la composition de la hornblende.

Certaines structures provenant de la feldspathisation de roches préexistantes sont dues à l'apport de solutions sous l'influence du métamorphisme. Il a été démontré que ce sont les atomes des alcalins, et surtout du potassium, qui sont diffusés les premiers à partir du magma en fusion. La migration, dans ce cas, peut se faire sur de grandes distances : plusieurs centaines de mètres, voire plusieurs kilomètres. Le feldspath se forme alors, soit par l'union des atomes des alcalins avec l'alumine et la silice trouvés dans la roche encaissante, soit par la migration de l'alumine même. Les roches ainsi feldspathisées présentent des porphyroblastes d'un feldspath généralement potassique, pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre.

Si un tel processus peut avoir lieu dans des micaschistes transformés par l'apport en gneiss, il faut croire que la notion des « séries cristalloblastiques » n'est pas aussi absolue qu'on veut bien le dire, le feldspath engendrant ici des porphyroblastes de grande dimension sans être gêné par le mica. Dans tous ces phénomènes, les conditions d'équilibre, favorables ou non à la formation d'un minéral, semblent jouer un rôle prépondérant.

Dans le cas qui nous occupe, ces conditions ont été éminemment favorables à la formation de la hornblende qui, une fois mise en solution dans la diorite primitive, s'est recristallisée avec un léger apport de soude. Ceci est d'ailleurs général pour toutes les roches à hornblende recristallisée, recueillies en Guyane.

En outre on est obligé de supposer que le minéral cristallisé dans des conditions privilégiées d'équilibre acquiert un regain d'attraction à l'égard des molécules encore en solution, qui sont attirées vers des « lieux de rassemblement ». Cette sorte de cristallisation est un fait courant en chimie, puisqu'on provoque la formation de cristaux à partir de solutions saturées, la cristallisation de la matière ayant pour point de départ des grains de poussière ou tout autre corps étranger. Des faits absolument probants illustrent un phénomène analogue dans les roches éruptives : on trouvera (pl. VII-1) la photographie de pegmatitoïdes de dolérite où l'attraction de cristallisation est matérialisée par des lignes de force comparables à celles d'un aimant.

On est ainsi amené à admettre que, dans les roches métamorphiques également, tout se passe comme si la nature faisait abstraction des molécules étrangères à la matière primitive en voie de cristallisation et se trouvant dans des conditions particulières d'équilibre.

Cet essai d'explication, toutefois, ne résoud pas entièrement le problème. La formation de la hornblende et des feldspaths est caractéristique des zones métamorphiques assez profondes; or, dans le cas présent, c'est précisément la hornblende qui tend à former des porphyroblastes de zones nettement plus superficielles. Faut-il invoquer l'existence d'un métamorphisme régressif, le brusque relâchement de la pression ayant pu provoquer des conditions favorables à la création de porphyroblastes de cette nature ?

*

**

Des diorites recristallisées, à structure granoblastique composée de hornblende à tendance sodique, d'andésine, de quartz et d'un peu de sphène, existent à Cayenne, dans des lieux où s'observent également des gneiss plagioclasiques orientés contenant de la chlorite et du sphène (à la pointe des Amandiers et derrière l'ancienne poudrière).

Des filonnets, de trois à sept centimètres d'épaisseur, d'une diorite quartzique à hornblende (oligoclase à la limite de l'andésine) et contenant du sphène, traversent les quartzites à amphibole du Montabo et de Chaton : tantôt ils sont parallèles aux lits quartzitiques et tantôt les recourent. Ils montrent de beaux plissements ptygmatisés ainsi qu'un début de boudinage, particulièrement visible à la carrière du Montabo (v. pl. VI-1).

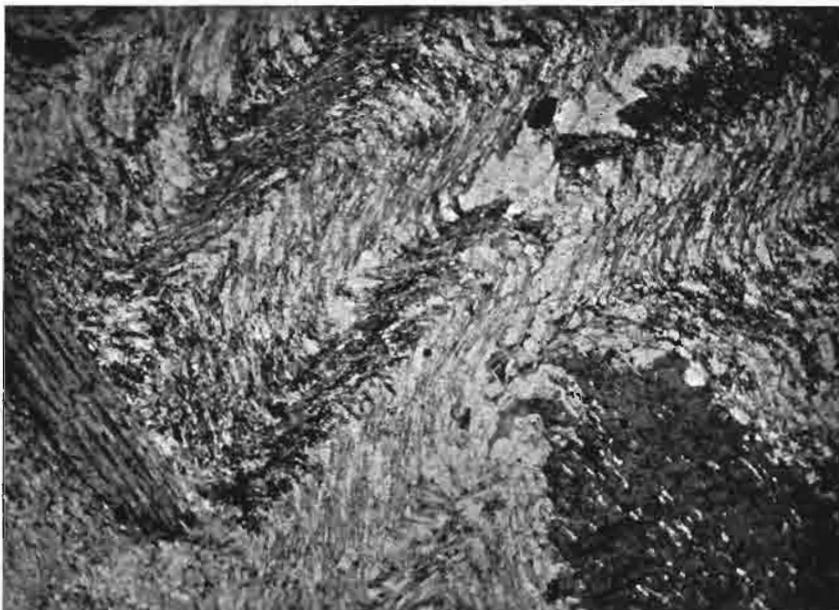
Dans la partie sud de l'île de Cayenne, le plateau du Mahury et ses prolongements (Montravel et une partie du Mont Saint-Martin) sont également constitués par une diorite qui, en plusieurs endroits (N.E. du plateau et W. du Mont Saint-Martin), est en contact direct avec les granites. La roche est orientée sensiblement E.-W. avec des variantes N.E.-S.W. Dans la constitution du massif entrent à la fois des



1. — Contact entre basalte et pegmatite (Cayenne, pointe de l'Hôpital). $\times 35$.



2. — Sphérolites à croix noire dans une pegmatitoïde de dolérite (Cayenne, ancienne Poudrerie). $\times 35$.



3. — Structure plissotée dans un mica schiste de la Basse-Mana. A droite, porphyroblaste de biotite. $\times 90$.



4. — Cristal de zircon zoné dans un granite de la crique Leblond $\times 600$.

diorites franches (observées sous forme de blocs), particulièrement fraîches au Dégrad des Cannes, et des diorites quartziques partiellement recristallisées. La diorite franche elle-même est souvent métamorphisée par le granite et montre sous le microscope un plagioclase acide (oligoclase), de la biotite, du sphène, ainsi que du grenat et de l'allanite, cette dernière représentant vraisemblablement l'apport granitique.

En dehors de ces points de la côte où les rochers offrent d'assez grandes surfaces, des diorites modifiées ont été observées à plusieurs reprises à l'intérieur du pays : dans le Courcibo, au débarcadère du village Sainte-Anne, les rochers sont formés, immédiatement au-dessus du saut Impossible, d'un mélange de roches où l'on peut reconnaître, par places, une diorite plus ou moins micacée, un gabbro, une hornblendite et des amphibolites recristallisées et orientées, sans qu'il soit possible, même en s'aidant d'une loupe, de distinguer des limites précises entre ces différents types. Ici, le métamorphisme s'est manifesté par un enrichissement plus ou moins marqué en éléments colorés. En plusieurs endroits on voit des plages ayant une fine cristallisation, entourées de chaînons irréguliers et ondulés aux contours flous et à grain grossier. L'ensemble a été légèrement écrasé suivant une direction N. 45° W. et l'orientation varie de N. 30° à 55° W., avec une inclinaison d'une trentaine de degrés vers le Nord.

Également dans le Courcibo, des diorites écrasées, recristallisées et orientées existent entre Sainte-Anne et le confluent avec la crique Leblond. Elles contiennent des restes de plagioclases, écrasés et décomposés, entourés d'une pâte granoblastique composée d'oligoclase à 25 p. 100 d'An., de quartz et d'une hornblende très pléochroïque qui a été en partie transformée en biotite.

Dans ces diorites recristallisées, l'enrichissement de la hornblende en soude est général, de même que la transformation de l'andésine en oligoclase. C'est également le cas d'une diorite trouvée dans le haut Approuague.

La diorite quartzique qui forme le massif d'Arouany — P.I. (traversé dans sa partie orientale par la Mana et l'Arouany) est souvent écrasée et renferme des enclaves, soit de quartzites à biotite, soit de laves à structure extrêmement fine, criblées de petits cristaux de biotite de néo-formation.

Dans l'Arouany, la diorite contient souvent des filons granitiques dont la structure a une tendance microgrenue ; les grands cristaux sont des feldspaths séricitisés, plus ou moins résorbés sur les bords et entourés de petits cristaux frais de quartz, d'orthose et de plagioclase (oligoclase à 25 p. 100 d'An.). Comme éléments colorés, on trouve de la biotite, de la muscovite, un peu d'épidote et du sphène. Il s'agit d'un début de recristallisation affectant à la fois la diorite et le filon de granite qui la traverse.

Dans le bassin de la haute Mana, on voit souvent des diorites modifiées par le contact des granites, et orientées. Dans le fleuve même, entre le saut Capiaye et le confluent avec la crique Coumarou, existe une diorite nettement orientée, composée de quartz, d'un peu de biotite, de zircon et d'épidote. En plusieurs endroits elle est en contact avec un micaschiste très fin à biotite et épidote.

Des roches d'une composition analogue, avec ou sans biotite mais ayant une structure franchement granoblastique, se rencontrent à plusieurs reprises en descendant la Mana, par exemple entre le saut Tamanoir et le saut X.

**

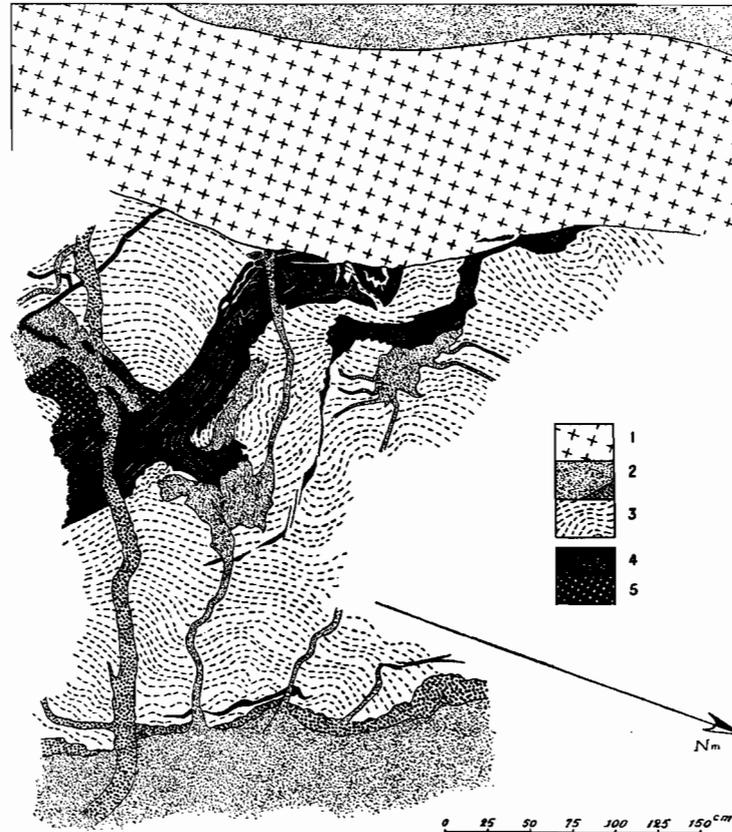
En résumé, le groupe des roches que nous venons de décrire forme un ensemble très homogène du point de vue minéralogique. A côté de types bien conservés ayant une composition banale : andésine-hornblende, avec ou sans biotite, avec ou sans quartz, on trouve toute une série de roches profondément modifiées par le métamorphisme et présentant à l'œil nu une texture orientée, parfois franchement gneissique. L'andésine recristallise souvent sous forme d'oligoclase et la hornblende s'enrichit toujours en soude.

Dans tous les types, recristallisés ou non, existent des termes différenciés, tels que des gabbros à labrador ou des pyroxénolites qui peuvent être altérés, partiellement ou complètement recristallisés.

Dans le chapitre consacré à l'étude des contacts de ces roches avec les granites, on verra qu'un certain nombre d'entre elles ont subi deux phases de granitisation : elles appartiennent à une venue ancienne, en relation constante avec des amphibolites à grain fin et des quartzites à amphibole, du type de ceux qui ont été recueillis au Montabo. Il s'agit là, vraisemblablement, de laves entièrement recristallisées dont la nature première ne peut être établie que par comparaison avec la venue récente.

Granites.

Pendant la première période de nos recherches en Guyane, l'étude des côtes de l'île de Cayenne — faite d'une façon très détaillée, mais sans avoir la possibilité de voir sous le microscope les échantillons recueillis — laissait supposer l'existence de plusieurs phases de granitisation. Les rochers offrent en effet, dans cette région, de nombreux exemples de filons aplitiques affectés de plissements pygmatiques et traversant des gneiss dioritiques. Ces derniers sont eux-mêmes recoupés par de gros filons de granite aux limites nettes formant un angle (d'ailleurs peu prononcé) avec la schistosité des amphibolites. Mais cette forme de migmatitisation, avec granites d'anatexie, nébulites, etc. ne permettait pas de préciser davantage les différentes venues.



Saut Ananas (Haute-Mana).

- | | |
|---|---------------------------|
| 1. — Granite n° 3 (anatexie). | 4. — Amphibolite micacée. |
| 2. — Granite n° 2, avec lisérés et filons de pegmatite et d'aplite. | 5. — Quartzite à biotite. |
| 3. — Granite n° 1 (orthogneiss). | |

On pouvait tout au moins déterminer, de bas en haut, les stades suivants :

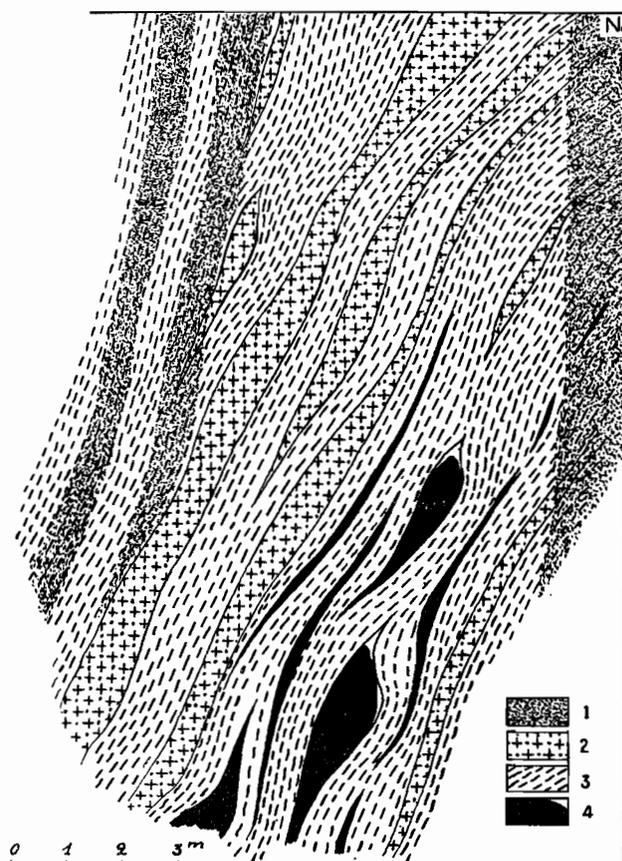
- mise en place de la diorite ;
- 1^{re} granitisation ayant envoyé des filons d'aplite. { métamorphisme général suivi de la recristallisation de la diorite.
- 2^e granitisation ayant envoyé des filons de granite. { deuxième métamorphisme ayant provoqué les plissements pygmatiques dans l'aplite.

C'est la moyenne Mana, dont les nombreux affleurements ont pu être observés à une époque propice, qui a donné la clé du problème. Le meilleur exemple de l'interpénétration des granites a été trouvé au

saut Ananas, où l'on voit un premier granite à biotite, gneissifié, ayant une direction N 320 à 355°, envoyer des filonnets dans une roche à grain fin, amphibolique et micacée. L'un et l'autre sont traversés par des filonnets aplitiques ondulés partant d'une large bande de granite à grain fin et à biotite dont le contact avec le granite gneissifié est souligné par un liséré de pegmatite. L'ensemble est comme coupé au couteau par un granite clair contenant, près du contact, une enclave de la roche amphibolique à grain fin dans le prolongement de laquelle on trouve des nébulites et quelques endroits bréchoïdes aux contours un peu plus nets.

On peut donc dire avec certitude qu'il existe au moins trois venues successives de granite.

Ainsi prévenu on voit apparaître, en descendant le fleuve, tantôt l'un de ces granites, tantôt deux



Saut Dame Jeanne (Moyenne Mana).

- | | |
|--|--|
| 1. — Zones feldspathisées par le granite n° 3. | 3. — Granite n° 1 (orthogneiss). |
| 2. — Granite n° 2. | 4. — Lentilles d'amphibolite, avec lisérés quartzeux par endroits. |

ou même les trois. Fréquemment les granites n° 2 et 3 donnent naissance à des migmatites et l'on reconnaît le plus ancien au fait qu'il est orienté et feldspathisé. C'est le cas, par exemple, d'un effleurement situé entre le saut Pouvez-Jeunes-Gens et la crique Aïmara.

Au saut X, les orthogneiss du granite n° 1 sont ondulés et leur direction varie entre N 315 et 355°. Ils sont injectés par le granite n° 3 et forment des lits parfois grossiers et feldspathisés, parfois fins et enrichis de biotite.

En aval du saut Aïmara, on voit des gneiss injectés qui contiennent de fins lits d'amphibolite et sont traversés par de gros filons du granite n° 3.

Au saut Dame-Jeanne le granite gneissique ancien est dirigé N. 320 à 360°, le plus souvent N. 345°. Il contient des filons-couches et des enclaves, de dimensions variables, d'une amphibolite compacte, méla-

nocrate, qui provoque la formation d'une gigantesque structure œillée, et également des filons-couches et des lentilles d'un granite à grain fin. L'ensemble plonge vers l'est. Le granite n° 3 n'apparaît pas, mais il a provoqué la feldspathisation de bandes de quelques dizaines de centimètres de largeur, généralement parallèles à la direction des éléments du granite n° 1. Elles peuvent être cependant obliques à cette direction et recouper à la fois le granite n° 1 et le granite n° 2, indiquant ainsi que ces derniers sont antérieurs à la feldspathisation.

Au premier saut de la crique Baboune, le granite n° 1, avec des lits d'amphibolite dirigés N 330°, est recoupé par un gros filon de granite n° 2 suivant une direction N 345°. Tous deux sont traversés par le granite n° 3 à gros éléments et mica blanc, suivant une direction N 295°.

Au Gros-Saut on observe un granite fin, feldspathisé et injecté par un granite plus récent.

Au saut Patawa, le granite gneissique ancien contient de gros filons de granite à grain fin, parallèles à son orientation. L'ensemble est traversé par une multitude de veines aplitiques.

Au saut Continent le granite gneissique, orienté N 40° W, est traversé par des filons de plusieurs dizaines de centimètres, suivant une direction N 285° (peu nette). Le tout est également recoupé par des filons d'aplite.

La plupart de ces affleurements sont polis par les eaux, de sorte qu'il est difficile de les casser au marteau ; ou bien encore ils sont trop décomposés pour permettre une détermination. Il nous a été impossible de prélever des échantillons corrects du granite n° 1.

À l'œil et à la loupe, les trois granites ont une composition identique : quartz, feldspath et biotite. Dans les endroits où ils coexistent, le granite ancien est généralement transformé en gneiss granitoïde grossier, ou en granite grossier nettement orienté. Le granite n° 2 est compact, à grain assez fin, émaillé de paillettes de biotite ; il montre souvent, lui aussi, une certaine orientation des éléments. Enfin, le granite n° 3 est fréquemment porphyroïde, avec de gros cristaux de feldspath.

Mais il n'en est pas partout ainsi. Il est prouvé que le granite n° 3, par exemple, peut se présenter sous des aspects différents. Dans la zone côtière, c'est un granite à grain fin, toujours à biotite, et généralement peu écrasé. Au voisinage des roches préexistantes, il contient du mica blanc, particulièrement abondant lorsqu'il s'agit de petits massifs au milieu des schistes de la série de l'Orapu. Tel est le cas du massif de la Belle-Étoile, sur la Mana, aux abords duquel les schistes sont transformés en micaschistes à grenats et à staurotide.

Sous le microscope, le granite n° 3 contient de l'oligoclase, du microcline, de la biotite, parfois de la hornblende et de l'HUDSONITE. Comme éléments secondaires on trouve presque toujours de l'allanite, en beaux cristaux zonés, et du zircon provoquant dans la biotite des auréoles polychroïques. Le microcline est généralement moins abondant que l'oligoclase ; celle-ci est souvent zonée et présente des contours automorphes. On peut également trouver de la muscovite et de l'épidote.

Du point de vue minéralogique (voir tableau, p. 40), la plupart des granites de Guyane se composent de microcline, d'oligoclase à environ 25 % d'An. et de biotite. Il y a toutefois quelques exceptions à cette règle. Le granite de l'Acarouany, par exemple, ne contient pas de microcline (carrière Saint-Anne), mais seulement du plagioclase : il passe aux diorites quartziques, étant donné la proximité des enclaves de calcite. La même particularité s'attache à un gros filon de granite traversant des gneiss d'origine para en amont du saut Athanase, dans l'Approuague.

Par contre, quelques granites aplitiques (filons d'aplite) à muscovite ou sans éléments colorés, observés dans l'Île de Cayenne et dans la Mana, contiennent de l'orthose ; c'est également le cas des galets contenus dans le conglomérat de Nacibo. La hornblende n'existe que dans le granite de l'Acarouany décrit plus haut, où elle a remplacé la biotite habituelle.

L'HUDSONITE semble être un élément commun à tous les granites du bassin du Courcibo et de la crique Tigre (Saint-Élie), qui sont généralement écrasés. Le même minéral a été observé dans les gros rochers (peut-être filoniens ?) qui se dressent dans le flat de la crique Roche (affl. de la moyenne Courouaïe) et aussi au contact de la monzonite avec les granites du Mataroni.

La présence de l'allanite et du zircon est presque générale. Le sphène, au contraire, est plus rare.

Cette similitude dans la composition minéralogique rend à peu près impossible la distinction des diverses venues granitiques, lorsqu'on les observe isolément. Il est évidemment difficile de doser, sur le terrain, la proportion de microcline ou d'oligoclase, bien que ce soit là que réside la différence essentielle entre les trois granites (voir analyses chimiques, p. 52 et 53).

On sait que le granite n° 2 est à tendance alcaline, le microcline étant toujours plus abondant que l'oligoclase. Il contient peu de biotite et est, par conséquent, pauvre en fer et en magnésie. Ces éléments essentiels sont accompagnés d'allanite (en longues baguettes), de sphène et de zircon provoquant des auréoles polychroïques.

Ce type est très répandu dans le haut bassin de l'Approuague; en remontant ce fleuve, l'attention est souvent attirée par de grands rochers de forme carrée aux angles arrondis. Dans la crique Calebasse les affleurements sont particulièrement nombreux entre le confluent avec la crique Sable et le Dégrad Maïs. La roche est généralement compacte, de couleur rosée, avec une texture fine, très homogène, favorisant les éclatements suivant des plans rectilignes. Ceci donne à de nombreux rochers l'apparence de pains coupés au couteau.

Ce granite forme un massif de grande dimension près du confluent de l'Approuague avec la rivière Sapokaye; il réapparaît ensuite à plusieurs reprises dans la région qui va du massif dioritique de la Calebasse jusqu'aux laves de Saül.

Sur la piste allant du Carbet Maïs à Saül, on retrouve à plusieurs reprises ce « granite de la Sapokaye », traversé par des filons de 40 à 50 centimètres d'épaisseur du granite récent, porphyroïde et à biotite. En certains endroits, on observe un enrichissement en amphibole.

Dans la haute Mana existe un granite ayant des caractères identiques. En aval de Patience il apparaît à chaque instant dans le fleuve, entre les affleurements de diorites et d'amphibolites. La biotite s'accompagne parfois d'amphibole. On sait que, dans la moyenne Mana, les filons de cette roche traversent le granite gneissique n° 1.

Le granite n° 2 montre souvent une légère orientation des éléments, notamment de la biotite. Dans le haut bassin de la crique Calebasse, il est par endroits feldspathisé : de gros cristaux de feldspath, maclés Carlsbad, jetés çà et là comme au hasard, se détachent dans la masse à grain fin et forment des taches aux contours imprécis.

Quant au granite n° 1, il semble partout gneissifié. C'est souvent un véritable orthogneiss avec des traînées discontinues de biotite, partiellement transformée en chlorite. Il acquiert même parfois une structure glandulaire. La roche est toujours claire, à grain grossier.

En de nombreux endroits apparaît un granite riche en amphibole, fortement orienté, qui, par son aspect extérieur, tient à la fois des diorites et du granite n° 1. Il a été observé dans la moyenne Mana, dans la haute Mana et dans le haut Approuague (à l'est du massif dioritique de la Calebasse), à proximité du saut du Grand Canori.

Dans l'Approuague, entre l'île Zoizeaux et la crique Bouchard (en aval des sauts du Canori), ce granite forme des migmatites. Il se rapproche des diorites et contient de l'oligoclase, de la biotite, de la hornblende, une épidote primaire zonée et du sphène. Il s'agit vraisemblablement d'une diorite ancienne, complètement granitisée et recristallisée. Cette migmatite ne présente aucune orientation des éléments et sa formation a certainement été provoquée par un granite porphyroïde plus récent.

Le seul granite non gneissifié qui, comme âge, semble correspondre au granite n° 1 provient du conglomérat de Nacibo dans lequel il forme des galets. Il contient de l'orthose, de l'oligoclase et de la biotite. Le quartz y est abondant, les mirmékites bien développées.

On sait que l'ensemble de ce conglomérat a été atteint à plusieurs reprises par le métamorphisme. La première phase a transformé la roche primitive en un micaschiste riche en quartz, la deuxième a provoqué la concentration de la biotite qui forme un halo régulier autour des galets de granite. La recristallisation a effacé la netteté du contact, qui paraît flou sous le microscope.

*

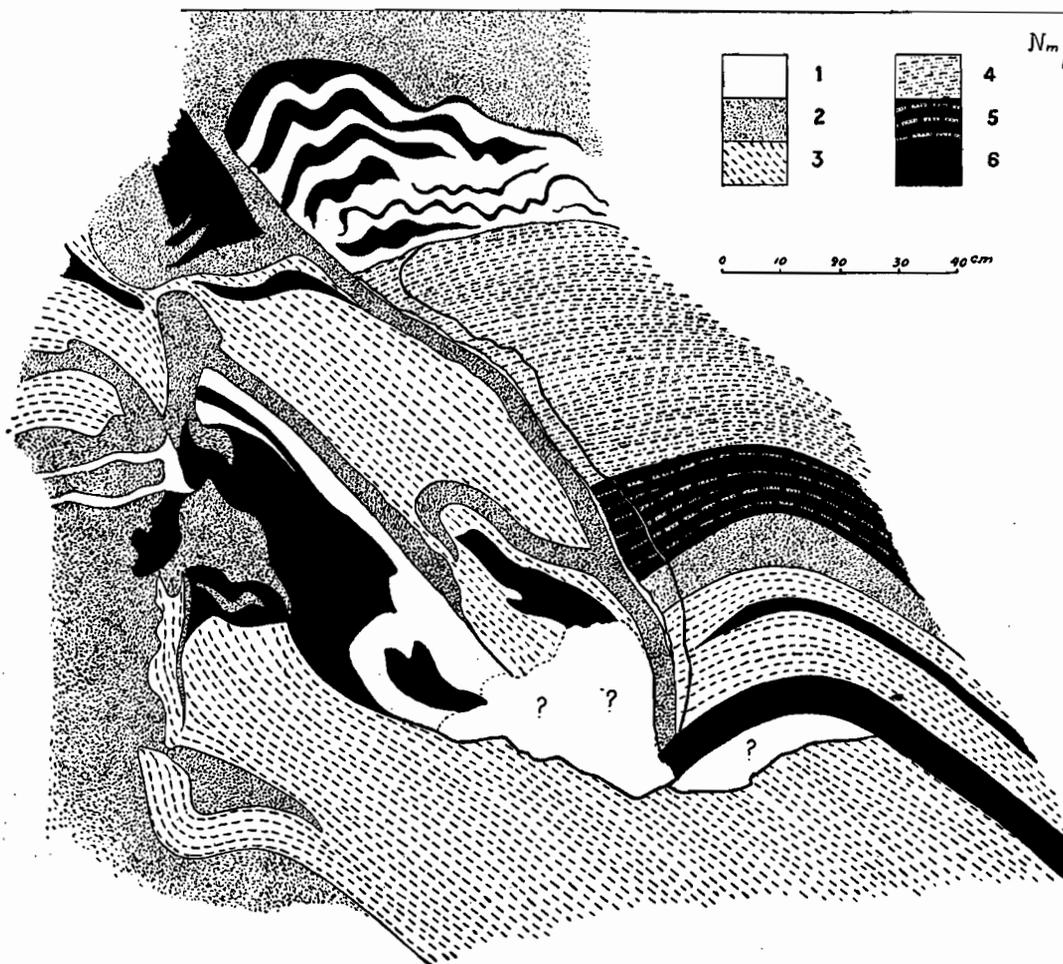
**

Migmatites et métamorphisme général.

Les faciès de migmatites, au sens que J. Sederholm a donné à ce terme, sont très fréquents en Guyane. Ils occupent de vastes superficies dans l'Oyapock, en aval et en amont du saut Maripa, dans le moyen Approuague (principalement à partir du confluent avec l'Arataye), dans la moyenne Mana, dans la basse Aoua, dans la région de Saint-Laurent, dans toute la basse Mana, enfin dans l'île de Cayenne.

A leur formation prennent part les divers granites, les amphibolites compactes, les diorites et gabbros recristallisés, enfin toute une série de roches qui sont peut-être d'origine sédimentaire et que, dans leur état actuel, on pourrait appeler quartzites; elles sont toutes à grain très fin, compactes et dures, constituées par du quartz, de la biotite et de l'amphibole, ou simplement par du quartz et de la biotite avec, parfois, un peu de feldspath. La photo (pl. IV-2) donne une idée de la complexité de leur constitution et nous nous sommes attaché à prendre des croquis chaque fois que la chose a été possible.

La migmatitisation a été, par endroits, accompagnée de feldspathisation. Il est curieux de constater que ce phénomène est rare dans les schistes, très fréquent dans les zones de granites anciens. On peut peut-être en déduire que la granitisation ayant affecté les schistes de l'Orapu s'est produite à une faible profondeur et que le métamorphisme de contact y est plus net que le métamorphisme général.



Saut Couata (Haut-Approuague).

- | | |
|------------------------------------|----------------------------|
| 1. — Quartz. | 4. — Gneiss fin à biotite. |
| 2. — Granite récent. | 5. — Amphibolite micacée. |
| 3. — Granite ancien (orthogneiss). | 6. — Amphibolite compacte. |

Les modifications subies par ces schistes ont, en effet, tous les caractères des zones peu profondes : épi, et peut-être méso. La transformation en micaschistes au voisinage des granites montre des paragénèses propres au métamorphisme de contact, sans autre apport que celui de la muscovite et de la tourmaline. La formation fréquente de porphyroblastes en est la preuve (porphyroblastes de staurotide, de biotite, de grenat, etc.).

Dans certaines régions toutefois (bas Oyapock, environs de Saint-Laurent, etc.), le granite n° 3 injecte



1. — Saut X (Moyenne Mana).



2. — Migmatites du Saut Couata (Haut-Approuague)
[photo se rapportant au croquis p. 34].

les migmatites préexistantes et semble même en constituer de nouvelles. Il prend alors une forme porphyroïde à enclaves. Grands cristaux et enclaves vont d'ailleurs de pair et B. M. Koupletsky a démontré récemment la liaison existant entre les deux phénomènes : granites des Alpes, granites de l'Oural, etc. (1). Ces zones où la feldspathisation affecte les granites anciens semblent être plus profondes que celle représentée par la série de l'Orapu.

Il n'en est pas de même du granite n° 2, qui présente tous les caractères d'un métamorphisme général s'étendant sur de vastes surfaces et s'exerçant à des profondeurs considérables. Les diorites recristallisées recueillies dans l'île de Cayenne appartenaient déjà à la partie inférieure de la mésozone puisqu'elles contenaient de la hornblende à tendance sodique et du plagioclase. Les cristaux d'andalousite remaniée du conglomérat de l'Orapu ne peuvent provenir que de la série des schistes inférieurs. Ce même minéral existe aussi dans les ardoises du bas Approuague. On sait qu'il peut être détruit sous l'influence des pressions orientées.

Du fait de la profondeur et, par conséquent, de la surcharge, il se produit une pénétration intime des différentes roches par le granite. Dans le massif du Grand Matoury, le granite à grain fin injecte lit par lit des schistes amphiboliques. Les quartzites du Montabo, incontestablement recristallisés, contiennent de nombreux filons de diorite à plissements pygmiques.

*
**

En résumé, le métamorphisme antérieur au granite n° 3 a, dans l'ensemble, des caractères beaucoup plus profonds que celui de la dernière venue. Ces considérations ne doivent d'ailleurs pas être prises dans un sens trop strict, le granite récent pouvant former par endroits, lui aussi, des migmatites affectées de plissements pygmiques.

Sur la côte nord du Bourda (île de Cayenne), les migmatites attribuées au granite n° 3 ont une direction sensiblement E-W; elles sont subhorizontales (léger pendage sud) et affectées d'ondulations transversales (axe N-S); elles contiennent des enclaves d'amphibolites foncées à grain fin qu'on peut suivre pendant plusieurs centaines de mètres, le long des rochers, au bord de la mer. Leur niveau est constant et leur épaisseur ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres. De loin, on pourrait les prendre pour les galets d'un conglomérat.

Sur la côte Est de la même presqu'île réapparaissent, avec un pendage vertical, les gneiss dioritiques, amphiboliques, déjà observés au nord de l'île de Cayenne. Ils appartiennent à une période plus ancienne et le métamorphisme qui les affecte est de zone beaucoup plus profonde.

Il est intéressant d'observer les aspects différents qu'une même granitisation peut prendre dans une région limitée. Cette partie septentrionale de la Guyane, entre la côte et la ligne de cassures caractérisée par l'apparition des conglomérats de base des schistes de l'Orapu, fournit autant d'arguments aux « magmatistes » qu'aux « transformistes », ou même à ceux qui préfèrent les réactions à l'état solide : tous y trouveraient leur compte.

Les effets du métamorphisme sont d'ailleurs inégaux au sein d'une même série sédimentaire. On a vu que les schistes de l'Orapu pouvaient présenter un faciès faiblement métamorphique, ou au contraire être transformés en micaschistes avec de nombreux minéraux métamorphiques, à proximité des roches granitiques. Le métamorphisme de contact peut se faire sentir à plusieurs kilomètres de distance des affleurements visibles, les masses granitiques existant alors sous les schistes à une faible profondeur.

D'autre part, la série sédimentaire inférieure est sensiblement moins métamorphique à l'Ouest du pays qu'à l'Est. Alors que, dans le bassin de l'Approuague, les schistes contiennent des minéraux tels que l'andalousite, ils se présentent, le long du Maroni, sous forme de phyllades, souvent remplies de cristaux de pyrite ou de calcite secondaire. Dans l'Est, les laves sont transformées en roches amphiboliques contenant de la hornblende sodique, recristallisée et fibreuse et entourant les squelettes d'anciens plagioclases décomposés. Certains échantillons montrent une profusion d'épidote et de véritables concrétions de calcite aux contours elliptiques. En allant vers le Nord, le métamorphisme diminue d'intensité; les laves des pointes de Coumarouman et de la Montagne d'Argent sont transformées en roches à actinote et chlorite, avec quelques restes de plagioclases conservés par hasard (labrador à 55 % d'An.).

(1) B. M. KOUPLETSKY, « Sur la formation de certains granites porphyroïdes de l'Oural central », *Livre jubilaire de D. Beliankine*, Moscou, 1946.

Dans la région du Maroni, le métamorphisme semble avoir été plus faible encore; les laves y sont transformées en schistes à albite et chlorite, avec de l'épidote ou de la calcite. Pareille modification sous l'effet d'un métamorphisme épizonal est d'ailleurs classique, lorsqu'il s'agit de roches basiques à plagioclases calciques. Ces derniers sont instables dans les zones superficielles et l'on voit alors apparaître l'albite et la chlorite, caractéristiques des températures basses et des pressions orientées (dynamo-métamorphisme).

Les brèches volcaniques relativement bien conservées que l'on peut observer en remontant l'Aoua, en aval du village Wakapou, sont par endroits accompagnées d'un véritable conglomérat à éléments de laves et parfois traversées par des filonnets de quelques millimètres d'épaisseur aux structures curieuses. Elles sont composées d'une alternance de cristaux d'albite à 3 % d'An. et de quartz, avec quelques plages de calcite.

Ces roches ont visiblement subi des pressions considérables au contact des filons de dolérite: les brèches sont cimentées par les filonnets en question et c'est là un véritable phénomène de pneumatolyse. Elles montrent, par ailleurs, des vermiculites dues également aux influences hydrothermales.

Enclaves dans les granites.

Dans toutes les régions granitiques que nous avons pu parcourir en Guyane, l'apparition d'enclaves énallogènes est tout à fait courante. Elles ont une origine tantôt sédimentaire, tantôt éruptive et leurs éléments conservent généralement la direction de schistosité des roches dont elles dérivent et qu'on peut observer au voisinage.

Nous avons déjà mentionné, à propos des granites stratifiés de la côte nord du Bourda, une traînée d'enclaves amphiboliques. Il s'agit certainement d'une ancienne série sédimentaire entièrement granitisée, ayant auparavant contenu des intercalations riches en chaux.

Sur la route de Cayenne à Rochambeau, à la carrière du quatrième kilomètre, on peut voir également de nombreuses enclaves d'amphibolite provenant d'une série analogue à celle qui constitue le massif du Matoury. Elles contiennent des cristaux de pyrite finement disséminés, alors que le granite environnant en est tout à fait dépourvu.

J. Delaître avait déjà signalé l'existence d'enclaves dans les roches de Kourou. Elles sont nombreuses, en effet, et se présentent sous forme de bandes sensiblement plus mélanocrates que le granite à amphibole qui les contient. Leur direction est assez constante et varie entre N 15 et 35° W, comme celle des roches amphiboliques qui affleurent au pied des collines de Pariakabo (Kourou) et sur la route de Sinnamary, à trois kilomètres du bourg de Kourou.

On observe le même phénomène dans les grands rochers de granite à biotite situés à la source de la branche nord de la rivière Montsinéry, et partout où, dans la zone côtière, existent des affleurements granitiques de quelque importance.

Toutefois les enclaves les plus remarquables de cette région sont incontestablement celles que l'on peut voir dans les migmatites de la carrière Sainte-Anne, dans la crique du même nom (affluent principal de gauche de l'Acarouany). A cet endroit affleurent de gros rochers plats du granite à biotite et amphibole habituel à la zone côtière, avec de minces lits d'amphibolite. Ces enclaves de calcite, inégalement colorées en rouge par l'oxyde de fer, peuvent atteindre la dimension d'une tête d'enfant. Elles ont des zones de réaction composées d'un mélange de scapolite, de diopside-hédenbergite et de sphène. (Voir pl. V.)

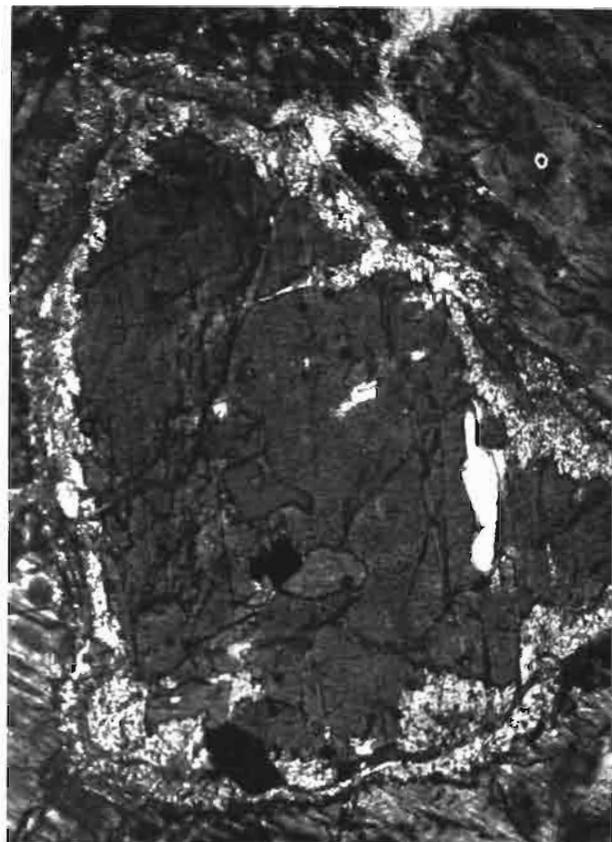
A la loupe on aperçoit aussi, par endroits, quelques cristaux d'apatite d'un bleu azur. Sous le microscope on voit que les cristaux de pyroxène et de scapolite sont entourés de couronnes (souvent doubles) d'épidote microcristalline, cernées à leur tour par le plagioclase.

Dans d'autres cas, l'épidote, au contraire, fait complètement défaut. Les cristaux de diopside sont parfois cernés d'amphibole. Entre les plages de scapolite, liserées de plagioclase, existe du quartz intersertal aux contours mal définis.

Près du contact le granite lui-même est constitué par de l'andésine et quelques cristaux épars de hornblende. Le quartz forme de véritables accumulations au voisinage des enclaves. Le sphène se présente sous forme de keilhauite, qui est une variété à grand angle des axes optiques ($2V = 50^\circ$). Du point de vue chimique, c'est un sphène contenant des éléments rares tels que l'yttrium et le cerium. La keilhauite est



1. — Allanite zonée avec auréole pléochroïque (Saut de l'Autel, granite du Courcibo). $\times 90$.



2. — Cristal de diopside-bédenbergite entouré d'une double auréole d'épidote et de plagioclase. A l'extérieur, plages de scapolite. Granite à enclaves de calcite (Acarouany). $\times 90$.



3. — Cristaux de keilhaute à auréole pléochroïque dans une plage de scapolite, granite à enclaves de calcite (Acarouany). $\times 90$.



4. — Cristaux zonés de keilhaute, granite à enclaves de calcite (Acarouany). $\times 90$.

très abondante; ses cristaux zonés à contours automorphes sont souvent entourés d'auréoles polychroïques, semblables à celles des zircons dans la biotite.

Des enclaves du même genre, mais composées de calcite blanche, ont été trouvées dans le granite de la carrière du quatrième kilomètre (Ile de Cayenne); la plus importante à cet endroit mesure environ 50 centimètres de longueur.

La présence d'une si grande quantité de carbonate de chaux dans un granite migmatique autorise à penser que la série inférieure en contenait des lits qui, à la faveur du métamorphisme, ont été transformés en amphibolites. Ces dernières ne seraient donc pas toutes d'origine ortho. Jusqu'à présent, toutefois, on ne connaît pas d'affleurements calcaires dans les parties explorées de la Guyane.

La plupart des granites de la moyenne Mana et de l'Approague contiennent aussi des enclaves : ce sont généralement les roches à amphibole ou à biotite, à grain très fin, déjà mentionnées à plusieurs reprises à propos des contacts entre granites. Il est difficile de déterminer exactement où commence la granitisation et où finissent les enclaves. Ces dernières peuvent atteindre plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres de longueur. Portent-elles encore le nom d'enclaves ? Tout est une question d'échelle, et les phénomènes de migmatitisation que nous observons en petit s'appliquent également à certaines régions de la Guyane qui couvrent des centaines de kilomètres carrés.

*
**

En résumé, en dehors du granite n° 1 dont la composition ne peut être fixée que dans les grandes lignes et qui semble d'ailleurs très voisine de celle des autres granites, deux venues plus récentes ont pu être mises en évidence.

Les trois granites s'interpénètrent. D'autre part, en se mélangeant aux sédiments et aux gabbro-diorites, ils ont engendré toute une série de roches dioritiques qui représentent des termes de passages entre les types primitifs et ceux à tendance alcaline qu'on peut encore observer dans la haute Mana et sur le plateau du Mahury. On trouve ainsi des granodiorites, des diorites quartziques (différentes de celles des venues dioritiques principales), des granites monzonitiques et akéritiques, des monzonites avec ou sans quartz qui, du point de vue minéralogique et même du point de vue chimique, restent parfois identiques aux produits non abâtardis des trois grandes venues éruptives.

La distinction entre ces différentes roches est par conséquent difficile, parfois même impossible, et les recherches de laboratoire les plus poussées n'apportent pas en l'occurrence d'explications satisfaisantes. Seuls certains minéraux tels que l'allanite, le zircon, l'udsonite, voire le microcline, donnent des indications utiles pour les déterminations.

R. Ijzerman, en dépit d'un travail documenté et méticuleux, arrive à la même conclusion puisqu'il constate qu'en Guyane hollandaise il n'y a qu'un très petit nombre de roches-types et une quantité infinie de termes de passage. Il signale néanmoins, dans certaines contrées privilégiées du Surinam telles que la région minéralisée de l'Aoua, l'existence de massifs aux contours circulaires ou elliptiques comme nous en connaissons sur notre territoire, et à l'intérieur desquels on observe les roches dioritiques les plus diverses.

Dans les endroits où la couverture formée de laves et de sédiments n'existe plus, il est beaucoup plus difficile de délimiter de tels ensembles et ceci prouve une fois de plus que l'étude sur le terrain, aussi détaillée que possible, est d'une importance primordiale pour la géologie des pays anciens.

Étude des contacts entre diorites et granites.

On a déjà vu, dans le chapitre consacré aux transformations des roches dioritiques, quelles étaient les relations, dans l'Ile de Cayenne, entre ces dernières et les granites de la pointe de l'Hôpital. Au cours de nos recherches nous avons eu l'occasion, à plusieurs reprises, d'observer des contacts brutaux entre divers gabbros, diorites, granites et roches métamorphiques.

Nous avons même pu rapporter quelques échantillons de ces contacts (v. photos pl. II-1).

L'un des exemples les plus intéressants se situe dans la haute Mana. Au saut Gayac, sur la rive droite du fleuve, les rochers polis par les eaux laissent voir un gros filon de granite porphyroïde traversant une diorite partiellement transformée en amphibolite, avec une orientation des éléments N 355°.

Le contact entre les deux roches est dirigé N 60° W. La diorite, formée de gros éléments, contient des enclaves d'une amphibolite fine, qui se multiplient et forment finalement un véritable puzzle. L'amphibolite chloriteuse semble avoir été étirée comme une étoffe, les déchirures étant imbibées de diorite. L'ensemble a subi l'influence du granite tout proche et les contours des enclaves sont un peu flous.

Les deux roches sont traversées par un filonnet de cinq centimètres d'épaisseur d'une amphibolite fine qui ne semble pas chloriteuse et qui, tout en étant antérieure à la diorite, a résisté à son action.

La diorite est banale : elle contient un feldspath rouge, légèrement décomposé et chargé d'une poussière d'oxyde de fer. C'est une andésine à 35 p. 100 d'An. La hornblende a été partiellement remplacée par de l'épidote et de la chlorite. La lame mince montre, à une petite distance du contact, un filonnet de prehnite traversant la roche perpendiculairement à l'orientation des éléments.

Le granite porphyroïde contient, lui aussi, des enclaves de cette diorite et, de son contact orienté N 60° W, partent de petits filons qui la traversent suivant une direction N 40° W. Sous le microscope on voit qu'il s'agit d'un granite à tendance microgrenue. Les phénocristaux, légèrement zonés, sont de l'oligoclase noyée dans une pâte microcristalline où l'on retrouve le même plagioclase, avec de la muscovite et de l'allanite.

A quelques dizaines de mètres en aval du saut, un gros filon de pegmatite écrasée traverse la diorite suivant la direction N 15° W et est incliné de 50° vers l'Est.

Un peu au-dessous de la pegmatite, on retrouve la diorite en contact avec un gneiss fin, dirigé N 40° W. Elle a ici une orientation N 10° W et contient un filon du même granite à grain fin.

Un autre échantillon, provenant du même endroit, montre le contact entre la diorite en partie recristallisée et les quartzites à amphibole à grain fin. Le contact est moins net, étant donné l'influence du granite.

A mi-chemin, entre le saut Cambrouse et le saut Sept Ilets, on voit une diorite orientée en contact avec un ensemble plus ancien où de fins lits d'amphibolite alternent avec un quartzite à biotite et amphibole. L'ensemble est traversé par un filon de granite.

En amont du saut Par-Hasard, on observe un filon d'une roche dioritique orientée traversant un gros rocher du granite fin de Sapokaye et disparaissant brusquement au milieu de la plage de granite. Il est dirigé N 320°, de même que l'orientation des éléments. Le contact de son extrémité apparente avec le granite se produit suivant une direction N 15° W. Sous le microscope, on voit nettement que la roche dioritique est *antérieure au granite*. Elle montre une nette orientation des éléments recristallisés. Le labrador à 65 p. 100 d'An. domine; il est accompagné de hornblende, partiellement transformée en biotite sur les bords et de cristaux automorphes d'épidote. La roche est très fraîche et l'épidote s'est formée lors de la recristallisation.

Le granite voisin du contact contient de l'andésine à 35 p. 100 d'An., ainsi que de la biotite et du quartz. Sur le terrain, on ne peut dire laquelle des deux roches est la plus ancienne.

Au saut même, on observe une succession de lits plissotés de quelques centimètres d'épaisseur d'amphibolite et de quartzite à amphibole à grain fin. La direction varie de N 55° W à E-W. L'ensemble est traversé par une diorite de feldspath rouge et celle-ci, à son tour, forme une brèche dont les éléments, cimentés par du granite à grain fin, peuvent atteindre un mètre de diamètre.

A quelque distance en aval du saut, on voit un gros filon de diorite, minéralisé par de la pyrite et orienté N 320°. Il est recoupé par un granite fin, plus ou moins gneissique et fortement orienté.

En aval du saut Fini, toujours dans la haute Mana, au confluent avec une petite crique de la rive droite, existe un gneiss fin à biotite, à plissements ptygmatisés, en contact avec un granite tantôt fin, tantôt grossier, nettement orienté et traversé normalement à l'orientation des éléments par un filon de diorite fraîche d'une trentaine de centimètres d'épaisseur.

Au premier saut de la crique Deux Branches (haute Mana), on voit des rochers de gneiss de diorite quartzique et des quartzites fins à biotite. Ils sont dirigés E-W à N 280°, inclinés de 10° vers le N et traversés par un filon d'un mètre environ d'épaisseur de granite à grain fin à biotite (nettement orienté E-W). La direction du filon est N 340°, avec une forte inclinaison vers l'ouest.

En aval du saut Capiaye existe une diorite quartzifère orientée, composée d'andésine à 38 p. 100 d'An. (maclée albite et péricline), de hornblende à tendance sodique et, en moindre quantité, de biotite. La roche contient des enclaves de micaschistes à grain fin à biotite et épidote, avec de l'andésine à 35 p. 100 d'An. Elle est traversée par un gros filon de granite, dans lequel se forment également des enclaves.



1. — Filon d'aplite dioritique affecté de plissements pygmatiques (quartzites du Montabo).



2. — Pegmatites traversées par des filonnets basaltiques (rivage de Cayenne, à la hauteur de l'Hôpital).



3. — Contact entre les granites (à gauche) et les amphibolites injectées d'aplite; plissements pygmatiques (Pointe des Amandiers, Ile de Cayenne).



4. — Filons de granite (roches claires) traversant les orthoamphibolites de la Pointe de l'Hôpital (Ile de Cayenne).

Au saut Tête Chien on observe plusieurs filons parallèles d'une diorite légèrement écrasée, composée d'andésine à contours automorphes, de quartz, de biotite et d'épidote. Elle est interstratifiée dans une série de laves amphiboliques très modifiées à structure fine qui, à son contact, se sont fortement enrichies en biotite. L'ensemble est dirigé E-W à N 80° W. Les laves sont inclinées vers le sud.

Ces exemples pourraient être multipliés. Ils prouvent que la venue dioritique a subi deux granitisations : partout où la diorite a été trouvée en contact avec le granite fin, celui-ci était orienté, souvent même gneissifié. Avant la venue du premier granite, la diorite elle-même a subi une orientation de ses éléments, due vraisemblablement à l'écrasement. Par endroits, elle est nettement plus orientée que le granite.

Enfin le granite à gros éléments, généralement porphyroïde, est postérieur non seulement à la diorite, mais encore au granite à grain fin, dit « de Sapokaye ». Il n'a pas été gneissifié et a subi seulement des écrasements locaux.

La diorite contient par endroits des enclaves et imbibe même les roches qui, actuellement, peuvent être appelées quartzites à biotite ou à amphibole. Si l'on ajoute à ceci le fait que les quartzites de Montabo sont également traversés par des filonnets de diorite quartzique, on voit qu'il s'agit de roches extrêmement anciennes, appartenant à la base de la « série inférieure ».

On a vu, dans le chapitre concernant les roches d'origine sédimentaire, que cette série inférieure était composée de quartzites et de schistes. Les quartzites semblent former la base de la série. Ils sont antérieurs, nous le savons maintenant, à la venue dioritique. Par ailleurs, les schistes contiennent des intercalations de laves et rien ne s'oppose à ce que laves et roches dioritiques soient issues du même magma.

On peut donc admettre, jusqu'à preuve du contraire, que la série inférieure se compose de deux parties, l'une essentiellement quartzitique, qui a précédé la mise en place des diorites et des laves, l'autre essentiellement schisteuse, dont le dépôt a eu lieu pendant la période volcanique.

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES DIORITES QUARTZIQUES.

	MICROCLINE.	OLIGOCLASE.	ANDÉSINE.	HORNBLÈNDE.	BIOTITE.	QUARTZ.	SPHÈNE.	ZIRCON.	ÉPIDOTE.
Moyenne Comté			+	+	+	+	+	+	+
Crique Calebasse	+	+		+	+	+	+	+	+
— —	+	+		+		+	+		
Mataroni	+	+			+	+	+		
—			+	+	+	+	+		+
Moyenne Mana			+	+	+	+		+	+
—			+	+		+			+
—			+		+	+			+
—			+		+	+			+
Haute Mana	+		+	+		+			
Saut Gayac, Mana			+	+		+			+
Petit Approuague	+		+		+	+	+	+	
Haut Approuague	+	+		+	+	+		+	
Ile de Cayenne, pointe de l'Hôpital			+	+	+	+	+		
—	+		+	+	+	+	+		
Ile de Cayenne, Montabo		+	+	+		+	+		
Ile de Cayenne, Mahury			+	+					
Grand Santi, Aoua			+	+	+	+			
Amont Grand Santi, Aoua	+		+	+	+	+	+		+

COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES GRANITES.

	QUARTZ	MICROCLINE (ORTHOSE).	OLIGOCLASE.	BIOTTE (MUSCOVITE).	HORNBLÈDE.	HUDSONITE.	ALLANITE.	ZIRCON.	SPHÈNE.	ÉPIDOTE.
Haute Mana	+		+	+				+		+
— —	+	+	+						+	+
— —	+		+							+
Sinnamary.....	+	o	+	+						
Crique Leblond.....	+	+	+	+			+			
— —	+	+	+	+						+
— —	+	+	+	+		+	+	+		+
— —	+	+	+	+			+	+		+
— —	+	+	+	+			+	+		+
Saut Autel, Courcibo.....	+	+	+	+		+	+	+		+
Sinnamary.....	+	+	+	+						+
Saint-Élie.....	+	+	+	+		+		+		
— —	+	+	+	+		+				
Arouany	+	o	+	+						
Acarouany, Sainte-Anne	+		+	+	+				+	
Haut Approuague	+		+	+	+				+	+
Saut Athanase, Approuague	+		+	+						
Crique Calébase.....	+	+	+	+			+	+	+	
Crique Bagote, Comté.....	+	+	+	+				+	+	
Courouaie (Basse-).....	+	+	+	+		+	+	+		
Rivière Inini.....	+	+	+	+					+	
Ile de Cayenne	+	+	+	+			+		+	
— —	+	o	+						+	

TECTONIQUES SUPERPOSÉES DU SOCLE ANCIEN.

Du point de vue tectonique, la Guyane possède des caractères qui sont communs à la plupart des vieux pays. L'aspect le plus frappant vient de la superposition des lignes directrices des orogénèses successives. Tout récemment, dans une note remarquable (1), E. Wegmann a repris cette question dans son ensemble et indiqué les principales difficultés auxquelles on se heurte dans l'analyse des anciens cycles.

En Guyane française, la plus ancienne direction connue est conservée par des traînées de roches amphiboliques micacées au milieu du granite n° 1. Là où ce dernier est nettement daté (par exemple au saut Ananas, sur la Mana), cette direction est sensiblement WNW-ESE.

La première venue granitique s'est trouvée à son tour écrasée et transformée en orthogneiss. Sa direction varie entre N 360° et N 280°; elle est donc, en gros, NE, mais peut également être NNE-SSW. Cette tectonique a provoqué toute une série d'accidents sur lesquels se sont en partie moulés les efforts orogéniques ultérieurs.

On relève assez fréquemment, dans la schistosité des laves anciennes ainsi que dans la série sédimentaire inférieure, la même direction NE-SW. On peut cependant affirmer que la phase principale de cette pression tangentielle a eu lieu avant la venue dioritique, celle-ci ne montrant qu'exceptionnellement des écrasements NE-SW : c'est le cas cependant des laves et roches dioritiques qu'on observe à l'embouchure de l'Abounami et dans toute la région qui s'étend en aval et en amont du confluent avec le Tapanahony. Il s'agit là, sans doute, d'accidents plus récents ayant épousé les lignes directrices anciennes, mais nous n'en avons pas la preuve certaine.

Dans tout le pays, le granite n° 2 est légèrement orienté suivant la même direction. Nous l'avons relevée dans le haut cours de la crique Leblond, dans le moyen Sinnamary, le haut Kourou, le moyen Approuague. Elle apparaît aussi dans l'extrême nord de la Guyane, et notamment dans l'île de Cayenne au Grand et au Petit Matoury. La traînée des quartzites du Montabo l'a conservée par places. Enfin, elle est intacte dans les laves anciennes des pointes de Coumarouman et de la Montagne d'Argent.

Dans toutes les régions de la Guyane qui se sont stabilisées immédiatement après avoir été imprégnées des granites n°s 1 et 2, elle a marqué si fortement son empreinte que les terrains en portent encore la trace, en dépit des violents efforts orogéniques qui n'ont cessé de se faire sentir jusqu'au dépôt du complexe Ga-Kaba-Orapu.

Une deuxième période d'accidents tectoniques importants se situe après le dépôt de la série de l'Orapu. L'effort s'est exercé normalement au précédent et a été suffisamment puissant pour morceler d'une façon

(1) E. WEGMANN, « Notes sur quelques problèmes de la tectonique superposée », *C. R. Soc. Géol. de Finlande*, t. XX, p. 223 à 238.

intense le vieux massif consolidé aux époques précédentes; il s'est accompagné d'une troisième venue granitique.

Cette phase tectonique s'est donc manifestée de façon différente, suivant qu'il s'agissait du socle déjà consolidé par deux venues antérieures ou des schistes de l'Orapu qui, d'après tout un faisceau d'observations, occupent l'emplacement d'un géosynclinal, ou tout au moins d'une zone de sédimentation argileuse de caractère profond. Dans l'état actuel des choses, nous ne pouvons plus observer que les lambeaux — ou plus exactement les racines — d'une chaîne violemment plissée et disjointe par des accidents d'un style beaucoup plus souple, montrant qu'il s'agissait d'un matériel plastique. Dans la partie occidentale, l'axe de la chaîne présente une convexité marquée vers le nord; il se recourbe ensuite dans le sens opposé dans l'est du territoire formant un S très évasé dont les deux bouts ont une extension inégale.

Dans la partie orientale du pays l'axe devient perpendiculaire aux directions tectoniques antérieures. On a donc à faire aujourd'hui à des zones mixtes de racines formant des tronçons transversaux entre le domaine des schistes de l'Orapu et celui des laves de la série inférieure. Chacun d'eux montre de petites différences de schistosité car, outre la direction générale des poussées, le matériel s'est comporté suivant sa plasticité. Ainsi les schistes de l'Orapu ont épousé les contours du vieux bâti qui les limite au sud, alors que les laves et sédiments associés ont conservé une direction NW-SE normale à la poussée, avec une tendance WNW-ESE au fur et à mesure qu'on avance vers l'ouest.

Ce fractionnement transversal fait que les schistes de l'Orapu ont, vers le sud, une disposition en écaillés, à la limite de la zone de caractère profond. Il a de plus entraîné des cassures importantes, parfois même des compressions violentes, avec apparition de roches volcaniques.

Les coupes ci-jointes (voir dépliant) donnent l'interprétation de ces faits. On voit que, jusque dans les racines, se font sentir les lois générales propres aux chaînes de ce genre : déversement des plis du domaine géosynclinal vers l'arrière pays (sud); cette tendance devait être plus prononcée encore dans les parties supérieures aujourd'hui érodées.

A l'est de la Mana une écaille de roches vertes (qui se divise à son tour dans le bassin du Sinnamary) s'est accompagnée du pincement des schistes de l'Orapu et du conglomérat. Cet accident se prolonge presque jusqu'aux Trois Pitons.

Entre le Maroni et la Mana, dans les écaillés qui font suite à la zone des schistes de l'Orapu, la plupart des granites sont écrasés et recristallisés et l'ensemble des roches porte les traces de compressions extrêmement violentes. On observe deux directions de schistosité, N 50-60° W et env. E-W, particulièrement visibles dans les couches assez dures des roches vertes. Néanmoins la direction NW-SE domine et a d'ailleurs transformé certains granites en véritables mylonites finement stratifiées qui, sous le microscope, montrent un mélange de quartz, de feldspath et de mica à structure cataclastique.

Dans la Comté — où l'on retrouve le prolongement des écaillés — les mêmes caractères ont été observés avec, en outre, des injections de granite récent et le laminage des orthogneiss se débitant en plaquettes.

Dans le moyen Approuague, qui traverse une région extrêmement tourmentée, existent également des écaillés : ce sont les terminaisons des zones synclinales et anticlinales, plus ou moins affectées par des cassures et des venues granitiques et dioritiques. Dans la série inférieure apparaissent des quartzites donnant une idée de l'énorme puissance qu'avaient primitivement ces séries anciennes.

Si nos estimations sont tant soit peu exactes, l'épaisseur de ces dernières peut être évaluée à plus de 2.000 mètres. Les laves, qui forment dans le moyen Sinnamary une bande ininterrompue de sept kilomètres de largeur, devaient être plus puissantes encore. Quant aux schistes de l'Orapu, aujourd'hui plissés en accordéon, ils formaient également des dépôts considérables.

La zone côtière proprement dite comprend des roches granitiques et cristallophylliennes qui émergent du Quaternaire et de la partie septentrionale des schistes de l'Orapu; elle est séparée de l'arrière-pays par une cassure longitudinale sensiblement parallèle à la côte, bien visible sur les photos aériennes du bas Sinnamary. Celle-ci provoque, dans le moyen Iracoubo, le coude à angle droit que fait ce fleuve à la hauteur du confluent avec le Florian. C'est elle encore qui oriente le cours sensiblement rectiligne de la crique Tigre, affluant de droite de la Counamama (branche Est). Plus à l'est, elle est suivie par le Coui, puis par le Kourou; elle se perd enfin dans la région de la Comté, après avoir recoupé cette rivière en amont du confluent avec l'Orapu.

A l'Est, la même ligne de dislocations est suivie par le bas Orapu et son affluent, la Couana; elle provoque la dépression qui sépare le massif de Kaw du pays montagneux de l'Inery. On perd sa trace dans le Quaternaire du Bas Approuague, puis elle réapparaît encore une fois à la bordure sud du « horst » des Montagnes de l'Observatoire.

Dans l'extrême Est de la Guyane, tout cet ensemble plonge dans la mer. Le dernier témoin des terrains sédimentaires anciens est le mont La Bruyère, à l'embouchure de l'Oyapock. A cet endroit, leur direction est N 60° E, avec une inclinaison de 45° vers le sud. Tout le cours de l'Ouanary s'inscrit dans un golfe Quaternaire, et ce n'est qu'à un kilomètre environ au-dessus de Saint-Louis qu'on trouve les premiers affleurements de granite en remontant l'Oyapock.

La granitisation qui affecte la série à l'Est de l'Approuague s'accroît dans le Mataroni et dans la Courouaïe. En outre, il y a certainement un relèvement progressif de l'axe de la chaîne; plus on avance vers l'Est, plus on a à faire à des zones profondes.

La série supérieure se termine également par un relèvement d'axe, les derniers affleurements connus dans l'Est du pays étant les conglomérats du massif des Trois Pitons.

La tectonique de la série de l'Orapu a ceci de particulier que, dans la partie orientale de la Guyane, surtout dans les couches dures du conglomérat de base, on observe deux directions. L'une, N 65° W, provoque la schistosité, avec interstratification de filonnets de quartz et apparition d'une minéralisation pyriteuse; l'autre, antérieure et sensiblement E-W, est indiquée par les lits du conglomérat.

Dans la crique Landau, en face de Régina, où le fait a été observé avec une netteté indiscutable, le pendage est, dans les deux cas, orienté vers le nord: il est de 65° pour la première direction et de 40° pour la deuxième.

Dans la Courouaïe, la direction véritable des lits est N 50° W, avec un pendage difficile à mesurer à cause du fort écrasement de la roche; la direction secondaire, violente, est d'environ N 60° W, avec un pendage subvertical.

Dans l'Orapu, où la schistosité a un fort pendage Sud, le conglomérat est incliné de 60° environ vers le Nord; ceci est bien visible, étant donné les intercalations schisteuses de différentes couleurs. Les schistes de l'Orapu eux-mêmes ont donc subi deux phases de plissements, qui ont agi à peu près dans le même sens. L'une est contemporaine de la granitisation, l'autre postérieure à celle-ci; on comprend dès lors pourquoi, dans les écailles de Cokioco, de Saint-Elie et de la crique Leblond, les bandes du granite n° 3 sont mylonitisées et recristallisées (Dir. N 60-75° W).

Dans la série inférieure, en particulier aux environs de la crique Paramaka (Maroni), on peut observer la superposition des deux tectoniques: bandes de quartzophyllades dures, ayant une direction générale N 20° E, alors que la schistosité, très accusée, est N 45° W. On observe parfois deux schistosités: la principale est dirigée N 45° W, l'autre, plus ancienne, N 70° W.

Dans les quartzites, ces accidents ont été accompagnés de déplacements plus ou moins grands, si bien qu'il est parfois impossible de démêler les diverses directions. La roche devient alors une brèche non cimentée à gros éléments, ou tout simplement une accumulation cahotique de blocs anguleux. Il en est ainsi des quartzites du moyen Approuague. Les directions varient, suivant le cas, entre N 10 à 30° E et N 50 à 80° W. Il est généralement impossible de dire laquelle est la plus ancienne.

Il reste à dire quelques mots de la disposition des deux massifs granitiques qui apparaissent dans la zone des schistes de l'Orapu. Le massif situé à l'ouest est le plus important. Il est compliqué en plusieurs endroits par l'apparition de mignatites et par des restes de sédiments métamorphisés et s'étend en territoire français, suivant une direction E-W sur plus de 130 kilomètres de longueur et 40 kilomètres de largeur. Il se prolonge vraisemblablement en Guyane hollandaise. Son extrême pointe orientale est recoupée par le cours inférieur du Sinnamary. On peut dire qu'il s'agit d'un immense batholite au-dessus duquel les schistes formaient autrefois un toit continu dont quelques lambeaux ont été conservés.

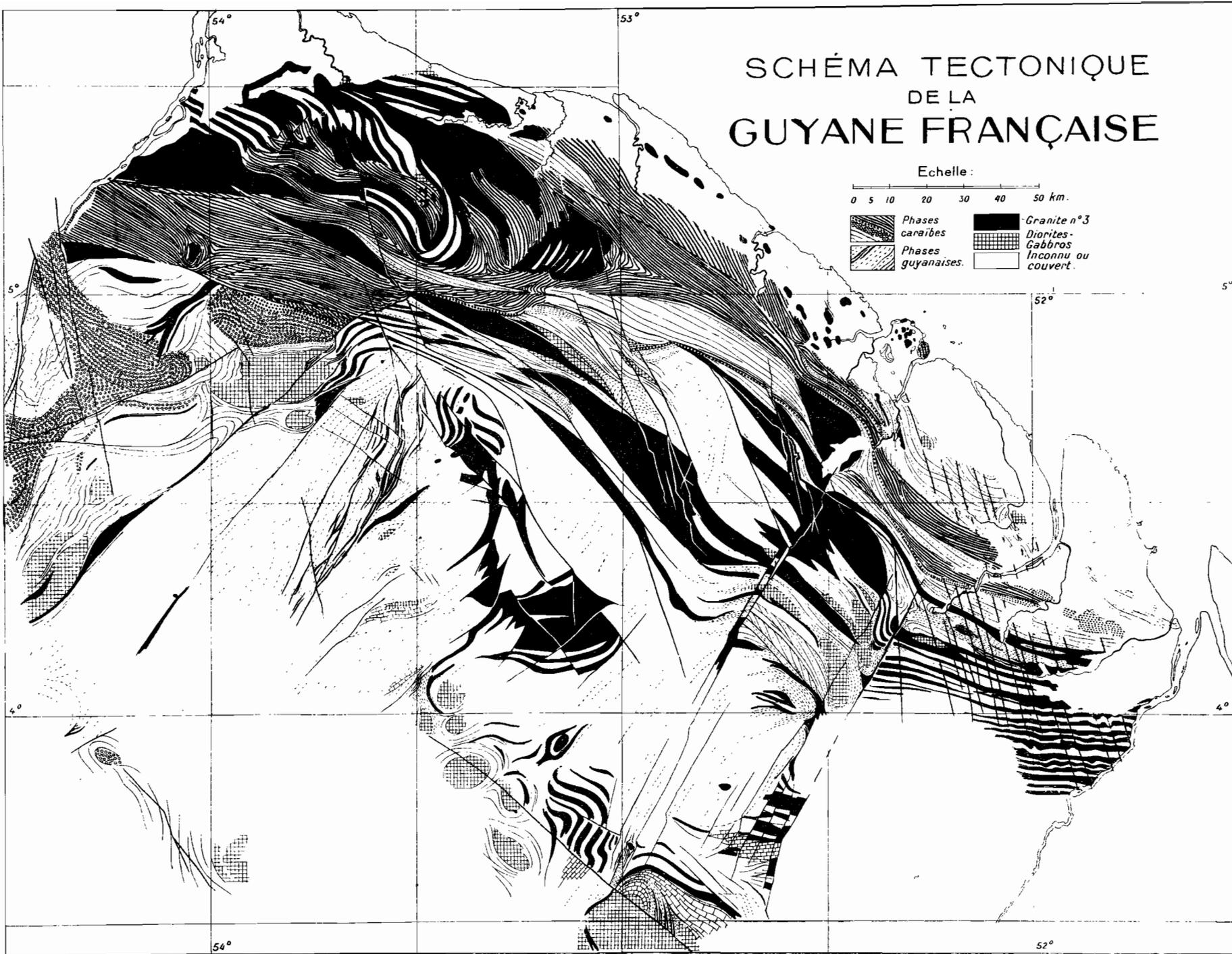
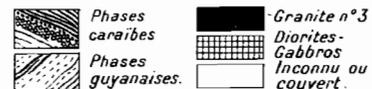
Outre ces vestiges, presque partout transformés en micaschistes à grenats, staurotide et sillimanite, le massif est entouré d'une zone de contact où les schistes sont caractérisés, eux aussi, par la présence de la staurotide. Il est assez extraordinaire que, étant donné les dimensions du batholite, le métamorphisme n'ait été ni plus étendu, ni plus intense. Les plissements postérieurs à la mise en place du granite ont sans doute rétréci considérablement la zone schisteuse.

Le deuxième massif granitique est recoupé par le cours inférieur de la Comté. A l'ouest, nous connaissons son contact méridional avec les schistes dans la région de la rivière des Cascades. A cet endroit toutes les roches sont violemment écrasées, parfois silicifiées, et les quartzophyllades sont transformées

SCHÉMA TECTONIQUE DE LA GUYANE FRANÇAISE

Echelle :

0 5 10 20 30 40 50 km.



177

en cornes amphiboliques à grain très fin. La zone métamorphique, également soulignée par une apparition massive de staurotide, rejoint ici les granites du Montsinery donnant ainsi dans toute la région un caractère uniforme aux schistes de l'Orapu.

*
**

En résumé, du SW au NE on rencontre successivement :

1° Un segment très ancien de bouclier, occupant la partie méridionale de la Guyane française et du Surinam; la région, caractérisée par la direction NE-SW a dû être consolidée à une époque qui remonte loin dans l'Antecambrien;

2° Des bandes allongées NW-SE, c'est-à-dire perpendiculairement à la première direction, montrent de forts écrasements qui se traduisent par une « structure en échelons » (vieillessement des éléments à mesure qu'on avance vers le SE). Il s'agit sans doute des racines d'écaillés anciennes dont les limites sont, par endroits, estompées par une granitisation postérieure. On retrouve la trace de la direction primitive NE-SW;

3° Une zone sensiblement E-W, qui s'amincit vers l'est et semble représenter les vestiges d'un géosynclinal. Ce dernier, actuellement occupé par le faciès schisteux du système de l'Orapu, comprend des intrusions granitiques qui ont provoqué dans les schistes un métamorphisme de contact;

4° Enfin une zone littorale, fortement granitisée dans la partie Ouest du pays, où réapparaissent, entre l'île de Cayenne et la frontière, des massifs anciens composés d'éléments antérieurs à la série de l'Orapu. On y observe, par endroits, la direction primitive NE-SW.

Nous proposons d'appeler **direction guyanaise** les plissements les plus anciens oscillant autour de NE-SW et **direction caraïbe** ceux qui sont postérieurs au dépôt de la série de l'Orapu et varient d'E-W à NW-SE.

DOLÉRITES.

Le jeu des forces tangentielles dont les terrains anciens de la Guyane portent la trace a abouti à la formation d'un bloc rigide qui, dès le début des temps paléozoïques, avait tous les caractères d'une aire continentale. Sur sa surface se sont déposées des séries arénacées, restées subhorizontales jusqu'à nos jours (Roraïma). Les seules déformations de quelque importance qui se soient produites pendant cette longue période de repos apparent sont des gauchissements à grand rayon de courbure et des failles nombreuses ayant favorisé la montée du magma basaltique. Celui-ci a traversé non seulement les terrains antecambriens, mais encore les séries continentales qui les surmontent en discordance.

Telle est l'origine des filons doléritiques et basaltiques connus en Guyane. La partie orientale du pays en est littéralement hachée.

Ces filons peuvent avoir trois directions :

1° La plus fréquente, NNW-SSE, a été vraisemblablement provoquée par les tensions du dernier plissement, influencées par la disposition en échelons des éléments tectoniques;

2° La deuxième, NE-SW, est due incontestablement à la direction primitive du socle, qui a rejoué;

3° Enfin, la direction NW-SE est également postérieure aux mouvements tangentiels ayant provoqué l'écrasement des anciennes racines, bien qu'elle soit parallèle à ces dernières.

Plusieurs de ces filons, en relief sur l'ancienne pénéplaine, sont nettement visibles sur les photos aériennes, en dépit de la forêt tropicale. Quelques « sills » ou « dykes » ont plusieurs dizaines de kilomètres de longueur.

Du point de vue pétrographique, le type le plus fréquent est celui des dolérites quartzifères. Bien que divers auteurs aient cru pouvoir distinguer des gabbros et des diabases, les nombreuses lames minces que nous avons étudiées nous conduisent à conserver l'appellation globale de dolérites pour des roches qui, toutes, appartiennent à des venues récentes et ont une structure intersertale.

Le plagioclase est uniformément du labrador, auquel se joint, comme élément blanc, un peu de micropegmatite intersertale. Les éléments colorés sont représentés par de l'aügite, de la pigeonite et, plus rarement, de l'olivine. Suivant la nomenclature de A. Lacroix, on rencontre les types α et β , le premier présentant un léger excès et le deuxième un déficit de silice.

On observe des structures porphyroïdes, remarquables par la dimension des phénocristaux de plagioclase généralement zonés. Ceux-ci atteignent 5 cm. de longueur dans un filon de l'anse de Chaton (sortie du canal Laussat, à l'est du pont du Million).

Ce filon, qui traverse les quartzites et amphibolites du Montabo, contient ceux-ci sous forme d'enclaves; l'explication proposée pour la formation des structures porphyroïdes dans les granites semble ainsi se vérifier à propos des dolérites.

Ces dolérites existent également dans la rivière du Tour de l'Île, au confluent de la petite crique Isidore (à quelques centaines de mètres du confluent avec l'Oyac) et dans l'Inery, non loin du confluent avec



1. — Plagioclase ayant servi de centre d'attraction lors de la cristallisation de la micropegmatite (Montravel, Ile de Cayenne). $\times 90$.



2. — Micropegmatite répétant les contours du plagioclase (pegmatitoïde du Montravel). $\times 90$.

l'Approuague. On peut rattacher à la même catégorie le filon qui traverse le Maroni en aval du saut Hermina (cristaux plus petits).

Toutes ces roches paraissent avoir connu trois phases de cristallisation : formation des phénocristaux les plus grands puis des cristaux de plagioclase à disposition intersertale, enfin remplissage des interstices par les minéraux colorés, les solutions restantes s'étant cristallisées sous forme de micropegmatites.

Au milieu des grands phénocristaux on voit de petits cristaux d'olivine; la magnétite, au contraire, se concentre sur le pourtour, en petits cristaux à contours automorphes.

La cristallisation des minéraux s'est donc produite dans l'ordre suivant : olivine, plagioclase (grands cristaux), magnétite, plagioclase de la pâte, pyroxène.

Si l'on compare ces dolérites aux types les plus connus, on constate une ressemblance avec certains échantillons rapportés du Scoresbysund (Groënland) par Charcot (Museum national d'Histoire naturelle). Ceux-ci sont également à olivine, pigeonite et micropegmatite intersertale, mais les phénocristaux, de dimensions considérables, n'offrent pas une différence aussi marquée entre les cristaux du premier et du deuxième temps.

Au Montabo, les enclaves provenant des quartzites à amphibole sont entourées d'un halo cryptocristallin des solutions restantes, émaillé de cristaux d'augite à contours automorphes.

Nous avons également observé deux filons de dolérite contenant du cuivre natif : l'un se trouve dans la basse Comté en amont du confluent avec l'Orapu (riv. droite), immédiatement au-dessus d'une petite usine de bois de rose; le deuxième recoupe le Sinnamary au saut Vata en amont du deuxième bancal et, d'après les photos aériennes, semble avoir une longueur de 50 kilomètres environ. Ces roches ont un grain fin et une structure intersertale. Les cristaux de pigeonite ont tendance à se grouper glomériformement et les mouches de cuivre se voient à l'œil nu dans les échantillons fraîchement cassés. Sur les surfaces polies au microscope métallographique, le cuivre natif apparaît nettement au milieu des plages des silicates. En lames minces, il ne peut être distingué de la magnétite.

Sur la côte Est du Bourda, au Nord de la résidence d'été du Préfet, on voit une brèche volcanique formée d'éléments du socle ancien, cimentés par une dolérite à texture fine.

Au Nord de l'Île de Cayenne et à l'Est du Montravel apparaissent dans les dolérites, en certains points de la côte, des filonnets d'une teinte grise ou blanchâtre de 5 à 20 cms d'épaisseur. Ils recoupent généralement la roche d'une façon rectiligne; à Montravel ils sont lenticulaires. A. Lacroix a appelé pegmatitoïdes ces roches provenant de la différenciation du magma basaltique (1).

Les pegmatitoïdes qui traversent un gros filon de dolérite près du mur de l'ancienne poudrerie (Cayenne) montrent sous le microscope une curieuse structure, composée de micropegmatite avec des sphérolites à croix noire (v. photo, pl. III-2). On voit en outre des cristaux d'albite (à 5 p. 100 d'An.) qui ont constitué, lors de la cristallisation, des centres d'attraction (v. photo, pl. VII-1 et pl. VIII-1) : le phénomène appelle la comparaison avec une poudre métallique placée dans le champ d'un barreau aimanté. La ressemblance avec les lignes de force autour des pôles est frappante.

On voit fréquemment, au milieu des sphérolites, de petits cristaux de plagioclase ayant provoqué autour d'eux cette structure rayonnante, cryptocristalline près du centre et nettement micropegmatitique à la périphérie. La solidification a fixé les sphérolites à un stade moins avancé de la cristallisation et certains ont une allure palmée.

Un échantillon de pegmatitoïde, provenant également de l'Île de Cayenne, montre des plages de micropegmatite ayant la forme des cristaux de feldspath. A ce même point de vue, la pegmatitoïde du Montravel est tout à fait curieuse puisqu'elle montre, par endroits, des cristaux d'albite à macles polysynthétiques entourés de micropegmatite répétant fidèlement leurs contours (v. photo, pl. VII-2).

La plupart des pegmatitoïdes ne contiennent pas d'éléments colorés. Celle du Montravel fait encore une fois exception, la hornblende y étant abondante. Cette dernière est fréquemment liserée de riebeckite prouvant qu'à la fin de la cristallisation la solution s'est fortement enrichie en soude. Au contact de la dolérite, la hornblende fait place à de l'augite automorphe.

(1) A. LACROIX, « Les pegmatitoïdes des roches volcaniques à facies basaltique », *C. R. Ac. des Sc.*, t. CLXXXVII, p. 321, Paris, 1928.

A l'œil nu, ces dernières roches ressemblent aux échantillons provenant d'Ambatomaity, à Madagascar (collection du Muséum national d'Histoire naturelle). Sous le microscope toutefois, ceux-ci ne contiennent pas de hornblende, mais de l'augite, avec un liséré d'aégérine; leur structure est franchement doléritique, avec de la micropegmatite intersertale.

Il s'agit sans aucun doute en Guyane de pegmatitoïdes formées lors de la dernière phase de la solidification du magma basaltique, autrement dit lors de la cristallisation des solutions restantes secrétées par le magma. Tout comme les pegmatites des magmas granitiques recoupent les massifs dont elles sont issues, ces pegmatitoïdes forment des filons à travers les dolérites.

Les lentilles discontinues de ces roches au sein des gros filons doléritiques augmente encore la ressemblance avec les pegmatites granitiques et ne permet guère de doute sur leur origine. La rhyolite à quartz globulaire décrite par A. Lacroix, recoupant les dolérites de la côte Nord de l'île de Cayenne, appartient au même type et ne représente pas une venue spéciale, postérieure aux dolérites.

Dans le Sud-Est vénézuélien, à l'Ouest des Monts Roraïma, on a signalé dernièrement des roches analogues, riches en micropegmatite, plagioclase et quartz, avec un peu de biotite et de hornblende; elles recoupent les gabbros quartzifères de la venue doléritique formant des intrusions dans la série de Roraïma. Les auteurs les décrivent sous l'appellation d'« acid dykes » (1) et font des réserves concernant leur individualité en tant que « venue », pensant à juste titre qu'il peut s'agir d'un produit de différenciation.

Les filons de dolérite sont très fréquents le long de la côte nord de l'île de Cayenne. Entre la batterie de Saint-François et la pointe du Montabo on en rencontre, en moyenne, un tous les 50 mètres. Leur direction est voisine du nord magnétique, avec une fréquente tendance vers l'ouest (jusqu'à 20/25°), et leur épaisseur varie de quelques centimètres à 90 mètres environ. Ils forment avec la verticale des angles variables. Leur parcours, généralement rectiligne, fait par endroits des zigzags (les courbures de quelque importance sont généralement des tronçons de droite qui se succèdent).

En certains endroits, par exemple dans les rochers de Chaton découverts à marée basse, on voit une disposition en étoilement : un filon d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur est visible sur environ 3 mètres de longueur, en direction du nord magnétique. De sa pointe nord partent trois filonnets minces : le plus important est dirigé Nm 340°, un deuxième Nm 20° W, un troisième Nm 35° W. De sa pointe sud partent trois autres filonnets, l'un dirigé Nm 55°, l'autre Nm 35°, le troisième Nm 20°. Tous traversent les quartzites amphiboliques du Montabo.

Au nord du Montabo, en contre-bas de l'habitation Grant, on peut voir deux filons de dolérite, l'un étant orienté N-Sm, l'autre (situé à l'ouest du premier) Nm 30° W; ils s'anastomosent avant de disparaître dans la mer.

Le filon le plus oriental, un peu avant la jonction, envoie un diverticule latéral de 6 centimètres d'épaisseur et de 40 centimètres de longueur, qui se termine par une véritable houppe de treize petits filonnets de 1 centimètre environ d'épaisseur se perdant dans les granites d'anatexie.

Les gros filons sont plus largement cristallisés que les minces, mais leurs salbandes, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, ont une structure compacte, sans cristaux apparents, due à un refroidissement au contact de la roche encaissante.

Le microscope révèle une opacité accrue à l'endroit du contact. Sur un fond vitreux qui ne polarise pas se détachent nettement des cristallites de plagioclase et d'augite, souvent groupés en étoile, et également de petits sphérolites de feldspath à croix noire.

Entre la poudrierie et la pointe de l'Hôpital, pegmatites et dolérites forment toute une série d'intercalations plus ou moins parallèles, à la façon d'un moka (v. photo pl. VI-2).

Les lames minces indiquent que la pegmatite est fortement écrasée et que, du contact brutal avec la dolérite, partent de minuscules diverticules latéraux : le magma doléritique s'est infiltré dans les interstices de la roche encaissante (v. photo, pl. III-1).

Le même fait a été observé au nord de Kaw, sur le versant sud de la Montagne Sable. Ici, la dolérite est en contact avec une diorite quartzique, dont les feldspaths sont complètement décomposés.

Dans les deux cas la dolérite, vitreuse et opaque à l'endroit du contact, devient translucide à l'intérieur du filon.

(1) V. M. LOPEZ, E. MENCHER, J. H. BRINEMANN, op. cit.

Les dolérites qui viennent d'être décrites sont postérieures à l'ensemble des roches anciennes observées en Guyane, mais n'ont cependant pas toutes le même âge. Nous avons observé qu'à la pointe de l'Hôpital (Ile de Cayenne) un filon de dolérite en recoupe un second. Le plus ancien, orienté Nm 10° W, a 13 mètres d'épaisseur et est largement cristallisé. L'autre, large de 30 centimètres seulement, est d'abord parallèle au premier puis, formant un coude, le longe pendant quelques mètres, enfin le recoupe suivant une direction Nm 40° W. Au contact même, le petit filon envoie un diverticule qui se coince rapidement dans le grand. Il a une structure massive, sans cristaux apparents, tout au moins à l'œil nu.

Le filon porphyroïde décrit plus haut est, lui aussi, traversé par un filonnet mince à structure massive, sans cristaux visibles. Il y a donc au minimum deux venues de dolérite qui se sont cristallisées à des profondeurs différentes puisque, dans les deux cas connus, les filons récents ont un faciès basaltique et les plus anciens une structure intersertale.

Le faciès cryptocristallin, toutefois, n'est pas la caractéristique d'une venue mais simplement le résultat d'un refroidissement plus rapide au contact des roches encaissantes et il serait vain d'affirmer que cette différence de cristallisation existe partout. La texture est en relation avec l'épaisseur des filons ; quant aux directions, elles sont généralement les mêmes pour les deux venues.

Il est par conséquent impossible, étant donné l'absence de formations sédimentaires, de dire si un filon est plus ancien qu'un autre, sauf dans les cas très rares où ils se recouperont.

On sait que les « sills » doléritiques sont extrêmement nombreux dans la partie orientale de la Guyane. Ils sont également fréquents entre le Sinnamary et le Courcibo mais, dans cette région, se perdent dans la zone des schistes de l'Orapu et n'arrivent pas jusqu'à la côte. Dans la basse Mana, nous ne connaissons qu'un seul filon : il apparaît dans la Montagne Fer, suit le fleuve, puis forme un monticule non loin du confluent avec la crique Portal (1).

Dans le Maroni, plusieurs filons recouperont le fleuve de biais et provoquent, entre autres, le saut Hermina. Dans l'arrière-pays on en connaît également quelques-uns, mais nulle part ils n'atteignent une aussi grande fréquence qu'entre Cayenne et l'Oyapock.

Nous n'avons jamais vu de dolérites dans les schistes de l'Orapu. Il semble que la plasticité de ces derniers ait suffi à éviter cette tectonique cassante ; il ne s'est produit que de simples flexures. Au contraire, dans les terrains schisteux de la série inférieure et dans les laves schistosées, les filons sont aussi nombreux que dans les terrains granitisés, ce qui peut aider à distinguer deux ensembles schisteux d'âges différents.

Le filon doléritique qui apparaît dans le cours inférieur de la crique Bagote (Montagne Couata) mérite une mention spéciale : il répète, à une certaine distance vers le sud, le contour du massif granitique de la basse Comté et est dû vraisemblablement à une cassure qui s'est produite lors du refroidissement du batholite.

D'après la nomenclature de A. Lacroix, certaines dolérites appartiennent, du point de vue chimique, aux sakalavites, présentant un excès de silice virtuelle.

M^{me} E. Jérémie a étudié en détail la pétrographie des dolérites du Sahara occidental, d'après les échantillons rapportés par M. Th. Monod et quelques autres géologues ayant parcouru ces régions (2). La fréquence de l'hypersthène semble marquer une nette différence entre les dolérites de Guyane et celles du Sahara. Nous n'abordons cette question qu'à cause des très belles photos qui accompagnent ce travail : la planche IX, en particulier montre un grand filon N-S qui s'étend du sud du Guelb Dorno à Fom Allous et présente beaucoup de similitude avec ce que l'on aperçoit en survolant la Guyane en dépit du manteau de forêt vierge qui couvre le pays. Toutefois les recoupements à angle droit, fréquents au Sahara, n'ont pas encore été signalés dans le bouclier guyanais (3).

*
**

Le type α est prédominant dans toutes les Guyanes et la pigeonite y est plus fréquente que l'hypersthène. Les deux pyroxènes coexistent parfois dans la même roche. Djalma Guimaraes a signalé récemment

(1) V. LEBEDEF, « Une mission d'études géologiques et minières en Guyane-Inini », *Annales des Mines*, t. IX, Paris, 1936.

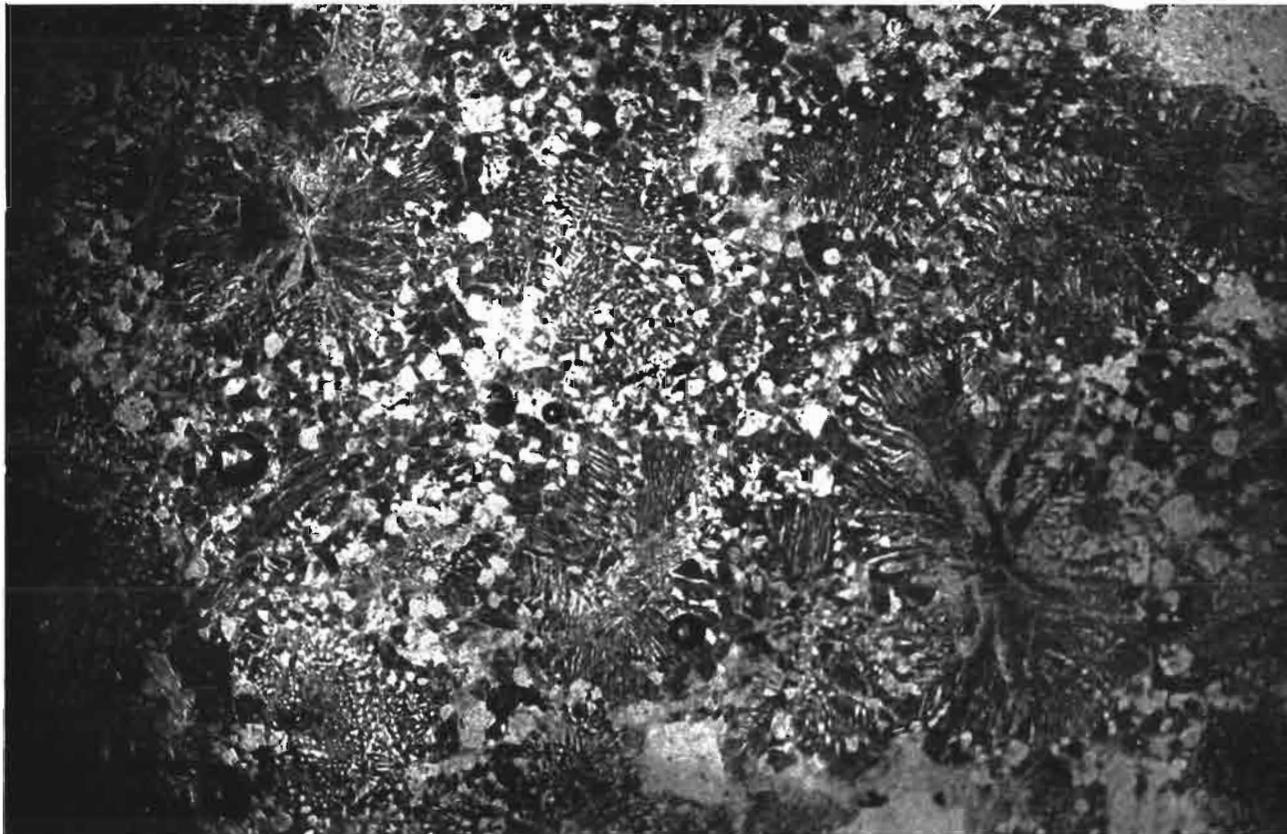
(2) M^{me} E. JÉRÉMIE, « Roches éruptives et métamorphiques du Sahara occidental » (extrait de « Contribution à l'étude du Sahara occidental », Larose, Paris 1939).

(3) Les filons basaltiques du Sahara occidental recouperont les terrains primaires du synclinal hercynien du Taoudéni.

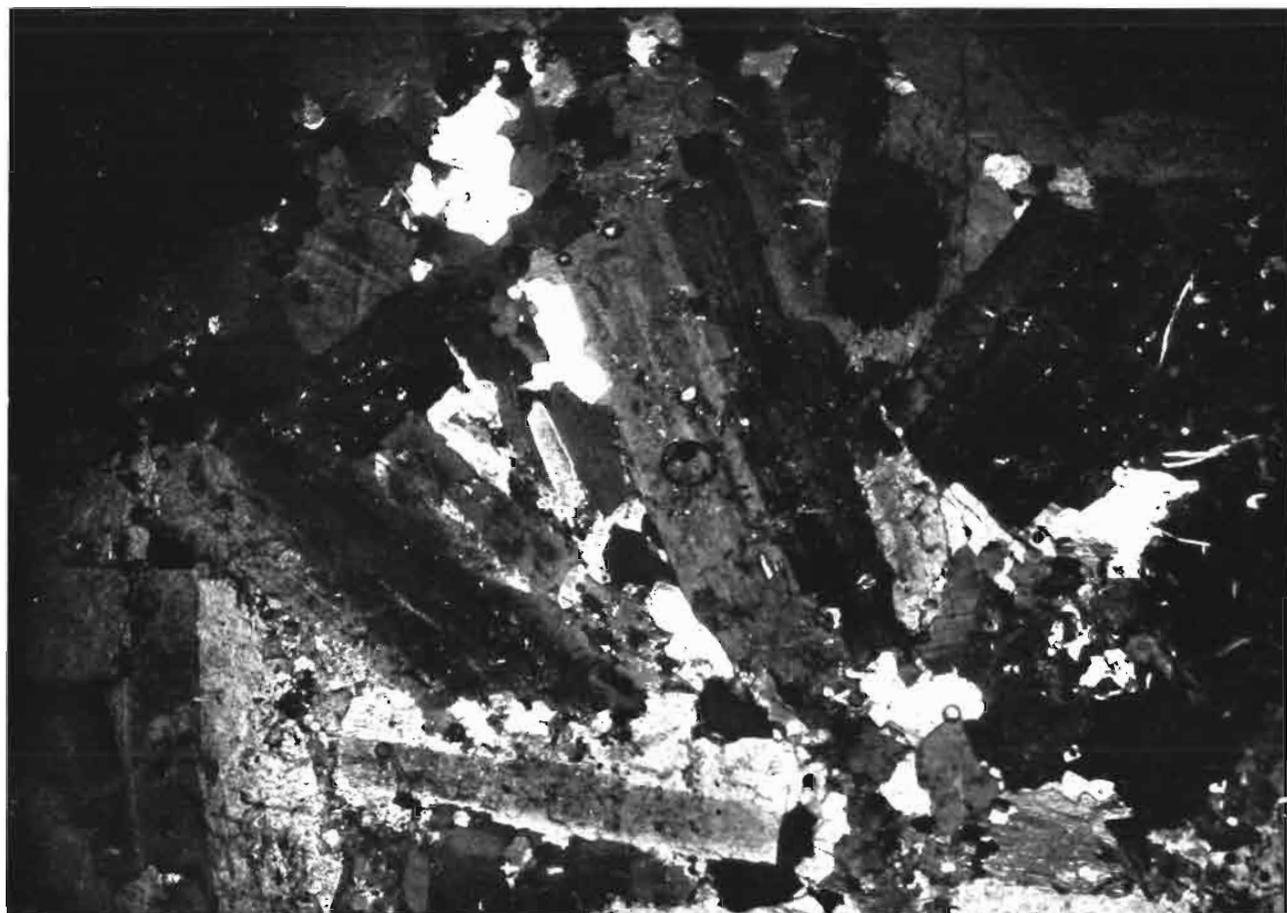
les mêmes associations micropegmatitiques de l'hypersthène et de la pigeonite dans les dolérites et gabbros doléritiques du haut Rio Branco (Guyane brésilienne). Les plagioclases y sont toujours zonés et l'association de ces divers minéraux fait penser à l'auteur que, lors de la dernière phase de cristallisation, il y a eu destruction des cristaux d'olivine, la magnésie et le fer ayant permis la formation de l'hypersthène aux dépens de la pigeonite. La chaux de celle-ci aurait provoqué, dans les plagioclases, des zones riches en anorthite. On observe, en outre, les micropegmatites d'orthose et de quartz (1).

Ces roches traversent les couches de Roraïma sous forme de « sills » et de « dykes », s'y logent en laccolites et se présentent également en coulées (« traps ») dans les Guyanes britannique, vénézuélienne et brésilienne.

(1) Djalma GUIMARAES, « A provincia magmática de Roraïma », *Bull. Dt. Nacional Product. Minerale*, n° 121, Rio de Janeiro, 1947.



1. — Micropegmatite contenant des sphérolites dans une pegmatitoïde de dolérite (Montravel, Ile de Cayenne). $\times 35$.



2. — Structure à tendance intersertale dans une diorite quartzifère (Petit Approuague). $\times 90$.

CARACTÈRES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES DE LA PROVINCE PÉTROGRAPHIQUE GUYANAISE.

Ce chapitre groupe les analyses chimiques effectuées sur les roches magmatiques que nous avons pu recueillir en Guyane française. En outre nous remercions vivement M. le professeur J. Orcel de nous avoir autorisé à publier quelques analyses exécutées, à la demande d'A. Lacroix, par F. Raoult ; ces dernières portent sur des échantillons rapportés par divers voyageurs et faisant partie des collections du Museum. D'autre part nous savons gré à M^{me} E. Jérémie des nombreuses indications d'ordre pétrographique qu'elle nous a données avec sa bienveillance habituelle.

Afin de dresser un tableau aussi complet que possible des caractères minéralogiques de la province guyanaise, nous avons cru bon d'ajouter à ces matériaux inédits un certain nombre d'analyses empruntées à différents auteurs cités dans les pages qui précèdent et concernant les parties brésilienne, hollandaise, anglaise et vénézuélienne de la Guyane.

La composition minéralogique virtuelle de toutes ces roches et les paramètres qui en découlent ont été calculés d'après le système C. I. P. W.-Lacroix (1). Les analyses inédites sont désignées par des chiffres arabes, les autres par des lettres majuscules ou minuscules.

Nous donnons ensuite les caractères géochimiques des magmas guyanais qui seuls permettent d'effectuer un certain classement parmi les venues (2). Les analyses ont été groupées suivant les résultats obtenus par nos calculs, établissant ainsi des relations génétiques entre les granites des différentes venues et les diorites quartziques.

*
**

Le calcul de la composition virtuelle amène à constater une évolution insensible d'un groupe de roches à un autre, des granites aux diorites et des diorites aux gabbros.

Les premiers paramètres (p), qui indiquent la coloration, montrent qu'il s'agit, pour les granites n° 2 et les diorites correspondantes, de roches franchement hololeucocrates. Les granites n° 3 et diorites correspondantes ont déjà tendance à devenir leucocrates. Les diorites *sensu stricto* sont pour la plupart leucocrates ; les types mésocrates dominent dans les gabbros.

(1) Système de classification dû aux minéralogistes américains CROSS, IDDINGS, PIRSSON et WASHINGTON et légèrement modifié par A. LACROIX.

(2) V. page 64.

GRANITES N° 2 ET DIORITES QUARTZIOUES CORRESPONDANTES.

	1.	2.	3.	4.	A.	5.	6.	B.	C.
SiO ₂	74.50	70.37	70.10	66.71	73.81	73.32	63.64	67.92	68.47
TiO ₂	0.21	0.45	0.35	0.46	0.62	0.98	0.41	0.95	0.41
Al ₂ O ₃	13.65	14.68	14.30	15.70	13.93	14.56	18.72	16.89	16.87
Fe ₂ O ₃	1.26	0.51	tr.	0.61	0.93	0.77	0.90	0.74	1.53
FeO.....	1.10	1.42	0.75	2.50	0.46	1.04	2.07	1.43	1.41
MnO.....	0.03	0.03	0.06	0.07	0.24	—	0.13	0.02	0.19
MgO.....	0.52	0.56	0.80	0.66	0.72	0.43	0.90	1.07	1.07
CaO.....	2.31	2.24	4.10	2.85	0.88	4.28	3.80	4.52	4.32
Na ₂ O.....	3.66	2.72	4.66	4.58	2.80	3.31	5.61	4.59	3.22
K ₂ O.....	1.96	5.75	5.52	3.56	4.81	1.30	0.44	1.32	2.45
P ₂ O ₅	0.03	0.35	0.17	0.17	0.06	—	0.30	0.31	0.16
H ₂ O ⁺	0.27	0.35	0.08	0.20	0.74	0.44	0.74	0.30	0.10
H ₂ O ⁻	0.64	0.61	0.57	0.41		—	0.45	0.02	
	100.14	100.04	99.46	100.70 ⁽¹⁾	100.33 ⁽²⁾	100.43	100.11	100.08	100.20 ⁽³⁾
Q.....	39.72	26.82	22.26	18.48	36.24	39.36	16.02	25.87	29.04
Or.....	11.68	37.47	20.57	21.14	28.36	7.78	2.22	7.78	15.01
Ab.....	30.92	23.06	39.30	38.77	23.58	27.77	47.16	38.77	27.25
An.....	11.40	9.17	7.78	11.68	4.45	21.13	27.74	20.29	20.57
C.....	1.33	0.51	—	—	2.45	—	—	0.51	1.33
CaSiO ₃	—	—	4.87	0.70	—	0.12	1.04	—	—
MgSiO ₃	1.30	1.40	2.00	1.60	1.80	1.10	2.30	2.70	2.70
FeSiO ₃	0.53	1.32	0.92	3.43	—	—	2.64	—	1.06
Ma.....	1.86	0.70	—	0.93	0.46	0.23	1.39	0.93	2.09
Hm.....	0.46	0.91	0.76	0.91	1.22	1.98	0.76	1.82	0.76
Hem.....	—	—	—	—	0.64	0.64	—	—	—
Ap.....	—	1.01	0.34	0.34	—	—	0.67	0.32	0.34

(1) Y compris C O² 2,22.

(2) Y compris Cl 0,02, S O³ 0,02, Co O 0,28, Ba O 0,01.

(3) Y compris S O³ 0,08.

GRANITES N° 2.

N°.	PARAMÈTRES.	An %.	Or Pl	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
1	I.3'.2'.4.....	27	0.27	Granite akéritique à biotite.	Saut bas Inini (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
2	I.4.2'.3.....	28	1.06	Granite monzonitique à biotite.	Aval Dégrad Maïs, crique Calebasse (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
3	I.4.2'.4.....	16	0.43	Granite akéritique à hornblende.	Basse crique Calebasse (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
4	I.4.2'.4.....	23	0.42	Microgranite akéritique à biotite.	Ancienne mine Adieu-Vat (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
A	I.3.4'.1.2.3...	16	1.11	Granite monzonitique.	Riv. Mazaruni (G. Angl.).	J. B. Harrison.
DIORITES QUARTZIOUES CORRESPONDANTES.						
5	I.3'.3.4.....	43	0.16	Andésinite quartzique à cordiérite.	Rocher Corneille, P. I. (G. Fse).	F. Raoult.
6	I.4'.3.5.....	34	0.03	Andésinite quartzique à hornblende.	Montabo, Ile de Cayenne (G. Fse).	F. Raoult.
B	I.4.ç.4'.....	34	0.13	Diorite quartzique à biotite et hornblende.	Riv. Surinam, Mientgotiri Falls (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.
C	I.4'.3.4'.....	43	0.31	Diorite quartzique à biotite.	Riv. Surinam (G. Hol.).	Koning et Bienfait, in Ijzerman.

GRANITES N° 3 ET DIORITES QUARTZIQUES CORRESPONDANTES.

	7.	8.	D.	E.	9.	F.	G.	H.
SiO ₂	68.44	68.30	66.97	66.33	70.46	68.89	66.62	65.24
TiO ₂	0.86	0.75	0.70	0.53	0.54	0.76	0.95	0.64
Al ₂ O ₃	15.50	14.10	15.71	15.84	14.29	14.54	17.29	14.86
Fe ²⁺ O ₃	0.75	1.45	2.06	0.34	0.55	0.77	1.12	0.92
FeO.....	3.00	1.65	1.88	2.77	3.33	2.96	1.34	2.78
MnO.....	0.07	0.07	0.14	—	0.10	0.04	0.02	0.06
MgO.....	0.91	1.30	1.24	1.99	1.08	1.70	1.51	2.02
CaO.....	2.85	4.15	2.44	2.78	3.86	4.36	4.75	3.88
Na ² O.....	4.45	6.68	3.20	4.03	3.87	3.60	5.18	4.25
K ² O.....	2.67	1.12	4.60	3.89	1.59	2.04	1.07	4.37
P ² O ₅	0.25	0.19	0.17	0.20	tr.	0.25	0.15	0.52
H ² O ⁺	0.33	0.04	0.25	1.10	0.34	0.36	0.39	0.52
H ² O ⁻	0.30	0.50	—	—	0.30	0.02	0.03	0.02
	100.38	100.30	99.36 ⁽¹⁾	99.80	100.31	100.29	100.42	100.08
Q.....	23.82	17.52	23.46	18.00	30.42	28.32	20.40	13.68
Or.....	16.12	6.67	27.24	22.80	9.45	11.68	6.67	26.13
Ab.....	37.73	56.59	27.25	33.54	32.49	30.39	44.01	36.15
An.....	12.23	5.00	11.40	13.07	16.96	17.51	20.57	8.34
C.....	0.71	—	1.22	0.31	—	—	—	—
CaSiO ₃	—	6.15	—	—	0.93	0.93	0.93	3.13
MgSiO ₃	2.30	3.20	3.10	5.00	2.70	4.20	3.80	5.00
FeSiO ₃	3.56	0.66	0.79	4.09	4.75	3.43	—	3.43
Ma.....	1.16	2.09	3.02	0.46	0.93	1.16	1.39	1.39
Hm.....	1.67	1.52	1.37	0.91	1.06	1.52	1.82	1.22
Hem.....	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap.....	0.67	0.34	0.34	0.34	—	0.67	0.34	1.34

(1) Y compris S O² 0.07.

GRANITES N° 3.

N°.	PARAMÈTRES.	An %.	Or Pl	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
7	I(II).4.2.4....	24	0.32	Granite akéritique à biotite.	Saut Athanase, Aprouague (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
8	(I)II.4.(1)2.(4)5	8	0.11	Granite sodique à biotite et hornblende.	Carrière Ste Anne, Acarouany (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
D	I'.4.2.3.....	29	0.70	Granite monzonitique à biotite.	Gran - Rio, Tetakosi Falls (G. Hol.).	Koning et Bienfait, in Ijzerman.
E	I(II).4.2.3(4)..	28	0.49	Granite monzonitique à biotite (Granite à biotite).	Mine de Campinas, Rio Grande do Sul (Brésil).	V. Leinz.
DIORITES QUARTZIQUES CORRESPONDANTES.						
9	I(II).4'.3.4....	34	0.11	Diorite quartzique à biotite.	Tonate (G. Fse).	F. Raoult.
F	I(II).4'.3.4....	36	0.24	Diorite quartzique gneissique à hypersthène (gneiss à hypersthène).	Riv. Nickerie (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.
G	I'.4.3.(4)5....	32	0.10	Andésinite quartzique à biotite et hornblende (diorite quartzique).	Riv. Surinam près de Mankwica (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.
H	(I)II.4'.2'.5....	18	0.58	Andésinite quartzique à biotite (?) [Granite à biotite].	Pikien-Rio (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.

DIORITES QUARTZIFÈRES ET SANS QUARTZ.

	10.	11.	12.	13.	I.	J.	K.	L.	M.
SiO ₂	60.70	61.80	50.49	57.15	69.44	62.16	62.79	71.43	68.80
TiO ₂	0.55	0.98	1.32	0.87	0.93	0.23	1.01	0.92	1.52
Al ₂ O ₃	15.66	15.96	18.87	13.48	12.92	16.12	16.22	12.33	10.40
Fe ₂ O ₃	2.37	3.50	5.71	3.45	6.03	3.39	1.86	3.57	4.28
FeO.....	3.64	3.70	5.35	5.61	0.13	1.85	2.96	2.12	0.10
MnO.....	0.10	0.24	0.10	0.18	—	0.20	0.08	0.32	—
MgO.....	2.12	2.73	3.21	5.67	0.33	2.93	2.60	0.86	3.62
CaO.....	7.07	4.12	8.57	6.52	4.10	4.59	5.44	2.77	5.48
Na ₂ O.....	3.64	3.42	4.26	3.46	3.68	5.20	4.51	1.49	3.76
K ₂ O.....	2.41	3.11	1.46	1.73	2.33	2.29	1.87	3.14	2.03
P ₂ O ₅	0.20	0.24	0.08	0.13	0.10	0.16	0.25	—	—
H ⁺ O.....	0.10	0.25	0.22	0.25	—	—	0.61	—	0.01
H ⁻ O.....	1.16	0.33	0.82	1.13	0.01	1.12	0.02	1.21	—
	99.72	100.38	100.46	99.63	100.10	100.36 (1)	100.22	100.16	100.00
Q.....	13.56	22.74	—	8.82	31.86	10.74	15.00	43.68	26.82
Or.....	14.46	18.35	8.90	10.01	13.34	13.34	11.12	18.35	11.68
Ab.....	30.92	20.44	36.15	29.34	31.44	44.01	38.25	12.58	31.96
An.....	19.18	19.46	27.80	16.12	11.68	13.90	18.35	13.90	5.56
C.....	—	1.53	—	—	—	—	—	1.43	—
CaSiO ₃	6.61	—	5.80	6.38	2.32	3.60	2.78	—	6.96
MgSiO ₃	5.20	6.80	4.40	14.20	0.80	7.30	6.50	2.10	9.00
FeSiO ₃	3.83	2.51	1.84	6.34	—	0.66	2.24	—	—
Mg ² SiO ₄	—	—	2.45	—	—	—	—	—	—
Fe ² SiO ₄	—	—	1.12	—	—	—	—	—	—
Ma.....	3.48	5.10	8.35	5.10	—	4.87	2.78	5.10	0
Hm.....	1.06	1.98	2.43	1.67	0.30	0.46	1.98	1.67	0.15
Hem.....	—	—	—	—	6.08	—	—	0.16	4.32
Ap.....	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.67	—	—
Sphène.....	—	—	—	—	1.96	—	—	—	3.53

(1) Y compris Cl 0.02, Co 0 0.01, Ba 0 0.07, Cu 0 0.02.

DIORITES QUARTZIFÈRES ET SANS QUARTZ.

N ^o .	PARAMÈTRES.	An %.	Or Pl	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
10	II.4'.3.4.....	38	0.28	Granodiorite à hornblende et biotite.	Moy. riv. Calebasse (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
11	II.4.3.3.....	48	0.45	Granite plauenitique à biotite.	Petit Approuague, bassin de l'Orapu.	Lab. C. N. R. S.
12	II.5.3.4..... [3.3.2.3].	43	0.13	Diorite β à hornblende et olivine virt.	Ile de Cayenne, Mahury (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
13	(II)III.4(5).3.4.	35	0.22	Diorite quartzique à hornblende et biotite.	Amont St Grand Santi (Aoua) [G. Fse].	Lab. C. N. R. S.
1	I(II).(3)4.2'.4..	27	0.31	Granite akéritique à biotite (diorite quartzique à biotite).	Riv. Gonini (G. Hol.).	Brauer, in Ijzerman.
J	II.4(5).2'.4...	24	0.23	Granite akéritique à hornblende et biotite (granitite à hornblende).	Riv. Mazaruni-Puruni (G. Ang.).	J. B. Harrison.
K	II.4'.3.4.....	42	0.19	Diorite quartzique à hornblende et biotite.	Riv. Surinam, Mientgotiri Falls (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.
L	I(II).3.3'.3....	52	0.69	Plauenite à hornblende (granitite à amphibole).	Bolivar (Venez.).	L. Duparc.
M	II.(3)4.2.4....	15	0.31	Granite akéritique à biotite (diorite quartzique gneissique à biotite).	Riv. Tapanabony près Aloekoecondre (G. Holl.).	Brauer, in Ijzerman.

GABBROS (ET ORTHOAMPHIBOLITES).

	14	15	16	N.	O.	P.
SiO ₂	50.40	44.16	48.52	49.96	48.34	48.02
TiO ₂	0.57	0.92	2.68	1.93	3.35	2.47
Al ₂ O ₃	21.05	23.26	15.35	14.38	15.10	12.94
Fe ² O ₃	0.63	3.92	1.92	3.40	2.23	6.31
FeO	6.51	6.17	12.46	8.55	9.62	12.40
MnO	0.24	0.17	0.26	0.33	—	0.24
MgO	6.72	3.75	3.67	7.02	8.01	4.70
CaO	10.44	13.26	11.74	10.40	9.70	8.86
Na ₂ O	1.71	2.75	1.81	2.96	1.92	2.66
K ₂ O	0.81	0.93	0.48	0.68	0.77	1.11
P ₂ O ₅	0.27	0.09	0.20	0.17	1.10	0.31
H ² O ⁺	0.17	0.40	0.82	0.45	—	—
H ² O ⁻	0.73	0.12	0.17	0.02	0.16	0.46
TOTAL	100.25	99.90	100.08	100.25	100.30⁽¹⁾	100.48⁽²⁾
Q	1.38	—	3.42	—	2.40	1.50
Ne	—	7.38	—	—	—	—
Or	5.00	5.56	2.78	3.89	4.45	6.67
Ab	14.15	9.96	15.20	25.15	16.24	22.53
An	47.54	48.09	32.53	23.91	30.30	19.74
CaSiO ₃	1.04	7.08	10.44	11.25	4.29	9.28
MgSiO ₃	16.80	3.00	9.20	16.18	20.00	11.80
FeSiO ₃	10.82	3.96	17.42	6.22	10.16	13.86
Mg ² SiO ₄	—	4.48	—	1.40	—	—
Fe ² SiO ₄	—	2.45	—	2.04	—	—
Ma	0.93	5.57	2.78	4.87	3.25	9.05
Hm	1.06	1.67	5.17	3.65	6.38	4.71
Ap	0.67	0.34	0.34	0.34	2.69	0.67

(1) Y compris SO₃ 0,08.
 (2) Y compris SO₃ 0,26.

GABBROS.

N ^o .	PARAMÈTRES.	An %.	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
14	II'. 5. 4'. 4 [1'. 1. 1. 2 (3)].	77	Gabbro α à hypersthène, augite et olivine.	Hte-Mana, entre Bellevue et cr. Savon (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
15	II. 5 (6). 4. 4'. [2. 2'. 2. 3].	82	Gabbro β (plagioclase à hornblende et biotite).	Pte de l'Hôpital, Ile de Cayenne (G. Fse).	F. Raoult.
16	III. '5. 4. 4 (5) ... [2. 1. 2. '4].	68	Gabbro α (orthoamphibolite) ...	Région de Joyeuse (G. Fse).	F. Raoult.
N	III. '5. 4. 4 (5) ... [2. 1. 2. '4].	48	Gabbro β à hypersthène, augite et olivine virt.	Riv. de Nickerie (G. Holl.).	Parker, in Ijzerman
O	III. 5. 4. 4 [2. 1. 1(2). (2) 3].	65	Gabbro α (diorite quartzique à hypersthène et hornblende).	Mts de Goeje (G. Holl.).	Koning et Bienfait, in Ijzerman.
P	III. 5. 3'. 4 [2. 1. 2. 3 (4)].	46	Gabbro α à augite, hypersthène et hornblende.	Riv. Nickerie (G. Holl.).	Koning et Bienfait, in Ijzerman.

LAVES (ANDÉSITES, BASALTES ET RHYOLITES).

	18.	19.	T.	U.	V.	20.	21.	22.	W.
SiO ²	58.27	56.30	53.33	54.86	62.53	73.50	68.50	73.23	71.33
TiO ²	0.70	0.79	0.20	0.70	0.18	0.40	0.45	0.51	0.12
Al ² O ³	18.43	11.22	19.73	16.85	15.53	13.50	14.80	14.28	11.18
Fe ² O ³	3.06	2.86	8.20	2.60	1.99	—	1.90	0.46	3.96
FeO.....	1.79	6.53	4.12	5.08	3.93	0.60	1.85	2.24	1.45
MnO.....	0.14	0.15	—	—	0.26	0.08	0.10	0.10	0.32
MgO.....	0.73	6.63	2.77	5.65	1.97	0.05	0.75	0.20	0.88
CaO.....	8.18	9.23	6.35	9.98	5.10	1.75	2.00	0.86	2.10
Na ² O.....	3.96	2.00	5.14	3.17	5.20	5.20	5.51	5.50	3.51
K ² O.....	3.16	2.41	1.07	1.24	1.38	3.25	2.97	1.99	3.49
P ² O ⁵	0.19	0.23	—	—	0.06	0.03	0.06	0.06	—
H ² O ⁺	0.23	0.36	1.07	0.96	1.94	0.40	0.25	0.21	0.92
H ² O ⁻	0.86	1.48				0.10	1.00	0.52	
TOTAL.....	99.70	100.19	101.98	101.09	100.28⁽¹⁾	99.86⁽²⁾	100.14	100.16	100.16⁽³⁾
Q.....	8.40	8.64	2.10	3.84	12.78	27.72	18.48	30.18	33.24
Or.....	18.90	14.46	6.67	7.23	8.34	19.46	17.79	11.68	20.57
Ab.....	33.54	16.77	43.49	26.72	44.01	44.01	46.63	46.63	29.34
An.....	22.80	14.46	27.24	28.97	14.73	3.61	6.67	4.17	4.73
C.....	—	—	—	—	—	—	—	1.53	—
CaSiO ³	7.08	12.99	1.86	8.93	4.41	2.09	1.39	—	2.44
MgSiO ³	1.80	16.60	6.90	14.10	4.90	0.10	3.80	0.50	2.20
FeSiO ³	—	8.45	0.40	5.81	5.54	0.53	1.19	3.04	—
Ma.....	4.18	4.18	11.83	3.75	3.02	—	2.78	0.70	5.34
Ilm.....	1.37	1.52	0.46	1.37	0.46	0.76	0.91	0.91	0.15
Hem.....	0.16	—	—	—	—	—	—	—	0.32
Ap.....	0.34	0.34	—	—	—	—	—	—	—
<p>(1) Y compris Cl 0.014, FeS² 0.03, CoO 0.002. BaO 0.13, CaO 0.04.</p> <p>(2) Y compris CO² 1.00.</p> <p>(3) Y compris CO² 0.74, Cl 0.09, FeS² 0.04, BaO 0.03.</p>									

ANDÉSITES ET BASALTES.

N°.	PARAMÈTRES.	An %.	$\frac{\text{Or.}}{\text{Pl}}$	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
18	(I) II. (4) 5. 3. (3) 4.	40	0.33	Andésite α à hornblende. . . .	Aval de Maripasoula (Aoua, G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
19	III. 4'. 3. 3. . . .	46	0.46	Basalte (sakalavite) à augite et hornblende.	Amont de Grand Pont (Hte-Mana, G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
T	II. 5. 3. 4 (5) . . .	38	0.09	Andésite (tuf porphyrique) . .	Potrero s/Yarouari (Venez.).	L. Duparc.
U	II'. 5. 3 (4) . 4. .	52	0.13	Andésite α (porphyrite à horn- blende).	Vieux Callao, près du Moulin (Venez.).	L. Duparc.
V	II. 4'. 2 (3) . 4 (5).	25	0.14	Latite (porphyrite à augite).	Riv. Cuyuni (G. Ang.).	J. B. Harrison.
RHYOLITES.						
20	I. 4. 1 (2) . 4. . .	8	0.40	Rhyolite sodique à microcline.	Hte-Mana, Popote (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
21	1 (II) . 4. ' 2. 4 . .	12	0.33	Rhyolite	Amont du Mt-Valérien (Maman Goéland, Sinnamary, G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
22	I. ' 4. 1 (2) . 4 . .	8	0.23	Rhyolite sodique.	Mt-Valérien, Sinna- mary (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
W	I (II) . 3 (4) . . . (1) 2. 3 (4).	13	0.60	Rhyolite (quartz-porphry) . .	Riv. Mazaruni (G. Ang.).	J. B. Harrison.

GRANITES DE PASSAGE ET ROCHES ENDOMORPHES.

	Q.	R.	S.	17.	32.
SiO ²	74.04	67.88	67.23	73.44	61.85
TiO ²	1.26	0.20	0.08	—	0.50
Al ² O ³	13.62	17.21	14.70	14.75	19.05
Fe ² O ³	1.22	2.00	2.85	0.35	0.83
FeO	0.32	1.62	1.15	1.21	1.28
MnO	—	0.09	0.12	Tr.	0.05
MgO	0.64	1.52	1.39	—	0.10
CaO	1.72	3.08	2.91	2.42	4.43
Na ² O	2.27	5.71	6.86	4.43	6.82
K ² O	4.87	0.26	1.70	3.35	4.02
P ² O ⁵	—	0.10	Tr.	Tr.	0.17
H ² O ⁻	0.04	0.45	0.79	0.29	0.45
H ² O	—	—	—	0.16	0.47
TOTAL	100.00	100.12	99.89⁽¹⁾	100.40	100.02
Q	38.52	23.52	14.70	29.76	—
Ne	—	—	—	—	0.57
Or	28.91	1.67	10.01	20.02	23.91
Ab	18.86	48.21	58.16	37.73	56.59
An	5.00	14.46	4.17	10.29	9.45
C	2.75	2.24	—	—	—
CaSiO ³	—	—	4.29	0.70	4.87
MgSiO ³	1.60	3.80	3.50	—	0.30
FeSiO ³	—	0.92	—	—	1.06
Ma	—	3.02	3.71	0.70	1.16
Ilm	0.61	0.46	0.15	—	0.91
Hem	1.28	—	0.32	—	—
Ap	—	0.34	—	—	0.34
Sphène	2.35	—	—	—	—

(1) Y compris Cl 0.02, SO³ 0.02, CuO 0.04.

GRANITES DE PASSAGE ET ROCHES ENDOMORPHES.

N ^o .	PARAMÈTRES.	An %.	$\frac{OR}{Pl}$	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
Q	I. 3'. 2. '3	21	1.21	Granite monzonitique à biotite (granite à biotite).	Riv. Saramacca (G. Holl.).	Brauer, in Ijzerman.
R	I'. 4. 2 (3). 5 ...	23	0.02	Granite à biotite et hornblende (Granite à hornblende).	Riv. Barama (G. Ang.).	J. B. Harrison.
S	I (II). 4'. 1 (2). . 4 (5).	7	0.16	Granite sodique à augite (granite à augite).	Riv. Mazaruni (G. Ang.).	J. B. Harrison.
17	I (II). 4. 2. '4 ...	21	0.41	Granite akéritique à biotite.	Tonate (G. Fse).	F. Raoult.
32	I'. 5. '2. 4	14	0.36	Akélite β à augite (contact granite diorite).	Riv. Mataroni (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.

VENUES RÉCENTES : DOLÉRITES ET GABBROS.

	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.
SiO ²	48.56	50.18	51.86	51.22	48.56	52.00	47.32	47.38
TiO ²	1.85	2.28	1.34	3.19	2.21	1.78	5.08	3.86
Al ² O ³	14.52	13.57	13.18	10.48	11.32	14.15	12.00	14.62
Fe ² O ³	6.38	4.99	2.32	6.87	5.43	1.67	5.15	3.55
FeO.....	9.78	11.62	10.92	10.53	10.54	11.11	12.29	9.88
MnO.....	0.18	0.23	0.27	—	—	0.23	0.27	0.12
MgO.....	5.30	3.16	5.30	4.62	6.50	5.06	5.04	5.25
CaO.....	9.63	8.41	9.63	9.10	11.25	10.94	9.90	9.17
Na ² O.....	2.02	2.20	2.26	2.35	1.90	1.81	2.08	2.31
K ² O.....	1.03	1.35	1.14	0.90	0.46	0.51	0.34	0.78
P ² O ⁵	0.15	0.26	0.15	0.15	0.51	0.07	0.51	0.20
H ² O +.....	0.24	0.51	0.41	0.76	0.59	0.96	0.09	0.33
H ² O —.....	0.62	0.87	1.55	0.25	0.29	0.27	0.08	2.24
TOTAL.....	100.26 ⁽¹⁾	99.63 ⁽²⁾	100.33	100.45	100.20	100.56	100.15	99.69
Q.....	4.80	7.62	4.26	10.38	5.04	7.08	7.02	3.48
Or.....	6.12	8.34	6.67	5.56	2.78	2.78	1.67	5.00
Ab.....	16.77	18.34	18.86	19.91	16.24	15.20	17.82	19.39
An.....	27.52	23.07	22.52	15.29	20.85	28.91	22.52	26.97
CaSiO ³	8.00	6.96	10.09	12.18	13.11	10.21	9.74	7.42
MgSiO ³	13.20	7.90	13.20	11.50	16.20	12.60	12.60	13.10
FeSiO ³	9.50	13.73	16.37	8.32	11.09	16.24	10.30	8.84
Ma.....	9.28	7.19	3.25	9.98	7.89	2.57	7.66	5.34
Ilm.....	3.65	4.41	2.58	6.08	4.26	3.50	9.73	7.45
Ap.....	0.34	0.67	0.34	0.34	1.34	0.34	1.34	0.34

(1) Y compris CO² tr.
(2) Y compris CO² tr.

VENUES RÉCENTES : DOLÉRITES ET GABBROS (suite).

	31.	a.	b.	c.	d.	e.	f.
SiO ²	45.70	52.97	53.87	51.50	49.23	52.18	51.59
TiO ²	1.88	0.72	1.47	0.20	0.69	0.16	1.18
Al ² O ³	13.78	8.48	16.89	10.89	9.33	15.59	16.88
Fe ² O ³	5.05	0.74	0.81	1.75	4.86	0.75	0.09
FeO	10.76	10.97	9.55	6.84	5.57	8.11	9.58
MnO	0.20	0.14	0.16	—	0.16	0.16	0.15
MgO	7.04	15.88	3.73	13.91	14.17	7.89	5.33
CaO	10.30	8.30	9.48	10.19	9.34	10.40	10.98
Na ² O	2.70	1.06	2.19	1.18	3.81	2.88	2.89
K ² O	1.13	0.12	1.11	0.24	1.18	1.25	0.98
P ² O ⁵	0.17	tr.	0.12	—	0.29	0.05	0.19
H ² O +	0.26	0.12	0.88	2.40	0.83	0.73	0.31
H ² O —	0.62	0.14	0.05				
TOTAL	99.64 ⁽¹⁾	99.99 ⁽²⁾	99.81 ⁽³⁾	99.86 ⁽⁴⁾	99.90 ⁽⁵⁾	100.351 ⁽⁶⁾	100.22
Q	—	1.44	7.56	2.16	—	—	—
Ne	1.42	—	—	—	4.83	—	—
Or	6.67	0.56	6.67	1.11	7.23	7.78	6.12
Ab	20.44	8.91	18.34	9.96	23.06	24.63	24.63
An	21.96	18.07	33.08	23.91	4.73	25.58	30.02
CaSiO ³	11.83	9.63	5.57	11.14	16.59	10.90	9.86
MgSiO ³	6.60	39.70	9.30	34.80	12.90	9.50	9.00
FeSiO ³	4.75	18.61	14.65	10.56	1.85	6.87	10.56
Mg ² SiO ⁴	7.77	—	—	—	15.75	7.14	3.01
Fe ² SiO ⁴	6.22	—	—	—	2.50	5.71	4.03
Ma	7.42	0.93	1.16	2.55	7.19	1.16	0.23
Ilm	3.65	1.37	2.89	0.46	1.37	0.30	2.28
Ap	0.34	—	0.34	—	0.67	0.34	0.34

(1) Y compris CuO 0,05.
 (2) Y compris CO² 0,35.
 (3) Y compris CO² tr.
 (4) Y compris Cl. 0,11 BaO 0,65.
 (5) Y compris CO² 0,38.
 (6) Y compris Cl. 0,003 SO³ 0,008 BaO 0,14 CuO 0,05.

VENUES RÉCENTES : DOLÉRITES ET GABBROS (suite).

N°	PARAMÈTRES.	An %.	ROCHES.	LIEUX.	ANALYSTES.
23	III. '5. 4. 4 [2. 1. 2. 3.].	62	Dolérite α à pigeonite	Pte de l'Hôpital, filon ancien. Ile de Cayenne (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
24	'III. 4(5). 3(4). 4 [2. 1. 2. '4].	55	Sakalavite,	Pte de l'Hôpital, filon récent. Ile de Cayenne (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
25	III. '5. (3) 4. 4. [(1) 2. 1. 2. 3].	54	Basalte doléritique α	Pte Buzaret. Ile de Cayenne (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
26	III. 4. 3. 4. [2'. 1. 2. 3].	43	Dolérite quartzifère à pigeo- nite (sakalavite).	Ile Connétable (G. Fse)	F. Raoult.
27	III. (4) 5. '4. 4(5) [2. 1. 2. 3].	56	Dolérite α quartzifère à pi- geonite.	Pte de l'Hôpital. Ile de Cayenne (G. Fse).	F. Raoult.
28	III. 4(5). 4. 4(5).. [1(2). 1. 2. 3].	65	Sakalavite.	Pte Buzaret (Pénitencier) Ile de Cayenne (G. Fse).	F. Raoult.
29	III. 4(5). '4. '5. [2(3). 1. 2. 2(3)].	55	Sakalavite.	Montabo, Ile de Cayenne (G. Fse).	F. Raoult.
30	'III. 5. '4. 4. [2. 1. 2. 3].	58	Basalte doléritique α	Anse de l'Hôpital, filonnet dans pegmatite. Ile de Cayenne (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
31	III. 5. 3'. 4 [2. (2) 3. 2. 3].	52	Dolérite β à pigeonite, oli- vine et mouches de cuivre.	Amont St-Vata. Sinnamary (G. Fse).	Lab. C. N. R. S.
a	IV. 5. 4. 5 [1. 1. (1) 2. 2].	67	Gabbro α «basique» (pyroxé- nolite).	Sill de Kanaïmé, sud de Sta Elena et Uairen (Gran Sabana, Venez.).	Lopez, etc.
b	II'. (4) 5. 4. 4 [(1) 2. 1. '2. 3'].	64	Gabbro α		
c	III(IV). 5. 4. (4) 5 [1. 1. '2. 2].	70	Dolérite α à pigeonite et amphibole (porphyritie diorite).	Riv. Mazaruni, Sam Island (G. Ang.).	J. B. Harrison.
d	III(IV). (6) 5. '2. 4' [2. 3. 2. '2].	20	Dolérite β à olivine (diabase à olivine et ouralite) [1].	Pikien-Rio (Kapoesa-Dam) [G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.
e	'III. 5. 3(4). 4. [1. 2'. 2. 2(3)].	51	Dolérite β à olivine.	Riv. Cuyuni (G. Ang.).	J. B. Harrison.
f	(H) III. 5. (3) 4. 4 [1'. 2. 2. 3].	55	Gabbro β à 2 pyroxènes (gab- bro quartzifère).	Central Wilhelmina Mts (G. Hol.).	Parker, in Ijzerman.

(1) Cette dolérite se rattache à la venue ancienne diorites-gabbros.

Cette évolution n'a rien d'absolu car, dans le deuxième groupe, les échantillons D et G sont hololeucocrates. Parmi les diorites, les échantillons I et L représentent des types attardés plus clairs I (II). Enfin, dans les gabbros, les n^{os} 14 et 15 sont leucocrates. Le n^o 13 des diorites est presque mésocrate.

Le deuxième paramètre q est voisin de 4 dans les granites, diorites quartziques et diorites franches et montre une nette prédominance des feldspaths sur le quartz. Il approche de l'égalité (3) dans les échantillons 1 et 5. La roche la plus «acide» est le L qui, seul, donne $q = F$ (1).

Dans l'ensemble, la province est assez fortement quartzeuse. La quantité de quartz, toutefois, est insignifiante dans la diorite de l'Aoua (13). La diorite du Mahury révèle un très léger déficit de SiO_2 avec apparition de l'olivine virtuelle calculée; cette roche ne contient guère de quartz exprimé.

Le groupe des gabbros est plus homogène; les types α et β sont présents (petit excès de SiO_2 ou apparition d'olivine). Dans l'échantillon n^o 15, le déficit est plus sensible et le calcul révèle une petite proportion de néphéline. Le microscope montre partout un peu de quartz exprimé.

Le troisième paramètre r varie entre 2 pour les granites et 3 pour les diorites; il n'est égal à 4 que dans les gabbros. Dans les deux groupes de granites il est assez constant et ne dépasse 2 qu'une seule fois, dans l'échantillon n^o 1. Dans les diorites, $r = 2$ se rencontre dans les échantillons H, I, J et M: ceci est dû à l'abondance de la soude par rapport à l' Al_2O_3 .

Le plagioclase calculé se maintient dans les granites à la limite de l'oligoclase et de l'andésine. Il devient franchement de l'andésine dans la plupart des diorites quartziques résultant du mélange des granites n^{os} 2 et 3 avec les diorites. On observe du labrador dans l'échantillon L, en dépit de la forte proportion de quartz (analyse douteuse de L. Duparc). Le plagioclase paraît anormalement acide dans les échantillons H et M. Ceci résulte, pour M, de la pauvreté en Al_2O_3 , une petite proportion de CaO étant absorbée par le métasilicate. Dans l'échantillon H, la forte teneur en soude a utilisé la majeure partie de l' Al_2O_3 pour la constitution de l'albite.

D'une façon générale, le plagioclase calculé diffère peu de celui qui est observé au microscope; il a toutefois une tendance à être plus riche en An, en particulier dans les gabbros. L'échantillon n^o 15 contient de la bytownite calculée. Le plagioclase du n^o 8, parmi les granites, montre une exagération dans le sens inverse, due sans doute à la surestimation de la soude dans l'analyse; la roche montre au microscope un peu de calcite libre provenant des enclaves de carbonate de Ca qui existent au voisinage.

Le quatrième paramètre s ne descend pas au-dessous de 3 et témoigne d'une pauvreté générale en potasse. Cette dernière excède très faiblement la soude dans les échantillons n^o 2 et L. Les roches « perorthosiques » manquent complètement. Quatre roches seulement, 2, A, D et L, ont un rapport $\frac{\text{Or}}{\text{Pl}}$ supérieur à 0,60; toutes les autres sont très pauvres en feldspath potassique, et ce dernier est toujours du microcline. La soude domine généralement, même dans les granites du deuxième groupe où s est souvent voisin de 5.

Cette richesse en soude est le trait dominant des roches magmatiques de la Guyane.

En ce qui concerne les minéraux accessoires, on peut noter l'apparition fréquente du corindon calculé, dû à la présence de la biotite, ainsi que l'existence du sphène calculé dans les roches I, M et Q. Dans toutes les diorites guyanaises, ce minéral est bien visible au microscope.

Les paramètres barylitiques, utiles à partir des roches mésocrates, sont normaux et n'appellent pas de remarques spéciales; h montre partout la prédominance des silicates ferromagnésiens sur les minerais; k indique que les pyroxènes sont plus abondants que l'olivine. Cette dernière n'apparaît que dans la diorite n^o 12 (à l'état virtuel) et dans les gabbros n^o 15 et N. Le n^o 14 (haute Mana) est, d'après les calculs, un gabbro α mais montre en lames minces une olivine réactionnelle.

Le paramètre l est partout égal à 2; seul le n^o 14 est particulièrement pauvre en chaux non feldspathisable. Enfin m montre qu'il n'y a pas nette prédominance du fer ferreux ou de la magnésie.

(1) Diorite anormalement quartzique signalée par L. DUPARC au Venezuela.

Ces calculs conduisent à penser que ces roches appartiennent à une série pétrographique continue allant des termes hololeucocrates aux termes mésocrates et même mélanocrates (1).

Parmi les laves on a à faire, d'une part à des rhyolites, d'autre part à des andésites-basaltes et à des latites.

Du point de vue chimique, ces roches reflètent fidèlement les caractères déjà indiqués pour les roches éruptives : seul le n° 19 a une composition spéciale, la proportion de potasse étant anormalement élevée. Ce fait est probablement dû à des apports secondaires, la plupart de ces laves ayant subi les effets d'un métamorphisme dû aux granites.

Tout comme les roches éruptives, les roches volcaniques semblent former une série pétrographique continue allant des rhyolites aux basaltes, et comprenant sans doute aussi des limburgites ou augitites dont il n'a pas été possible de trouver jusqu'à présent des échantillons frais.

À côté de ces roches, assez banales dans l'ensemble, on trouve également quelques types résultant des modifications dues au contact entre les différentes venues. Telle est, par exemple, l'akérite β à augite du Mataroni (14) ou encore le granite à augite du Mazaruni (S) en Guyane anglaise. Le n° 14 contient dans les lames minces une proportion notable d'orthose qui permettrait de le rattacher aux syénites. Le calcul montre la présence d'un peu de néphéline virtuelle.

*
**

Les dolérites appartiennent à une venue beaucoup plus récente, mais se rattachent étroitement, quant aux caractères physico-minéralogiques, aux gabbros de la venue ancienne. Si l'on ignorait leur mode de gisement, on serait tenté d'en faire un même ensemble.

Les dolérites de la Guyane française qui ont été jusqu'à présent analysées sont mésocrates; des types mélanocrates ont été signalés cependant au Venezuela où ils traversent les grès de la série de Roraïma, ainsi que dans les Guyanes anglaise et hollandaise.

Il s'agit de roches saturées ($q = 5$), montrant tantôt un léger excès (α), tantôt un léger déficit (β) de silice. Les échantillons n°s 24, 26, 28 et 29 pourraient même être rattachés aux sakalavites. Parmi les types β , l'échantillon d et le n° 31 montrent de la néphéline virtuelle.

R. Ijzerman décrit l'échantillon d comme appartenant au groupe des diorites anciennes (épidiorites), ce qui peut expliquer certaines particularités de sa composition : la roche montre au microscope une grande abondance d'olivine plus ou moins ouralitisée, mais le calcul révèle une acidité très exagérée du feldspath. Sans doute la roche a-t-elle été très légèrement métamorphisée.

Ce feldspath calculé est partout du labrador, sauf dans le n° 26 (andésine). Ce dernier échantillon est, d'ailleurs, le plus riche en SiO_2 libre calculé.

*
**

En résumé, les caractères chimico-minéralogiques ne permettent pas de fixer des types dominants en relation avec les différentes venues. La méthode C. I. P. W.-Lacroix oblige à diviser les granites appartenant à une même venue en granites akéritiques, monzonitiques, etc. Parmi les diorites proprement dites, il faut distinguer entre les granodiorites, diorites quartziques, diorites et même granites akéritiques et plauenitiques. Ceci est peut-être utile pour le classement d'une collection mais ne permet pas de dégager des données générales, ni même de guider les recherches sur le terrain.

Dans les dolérites, groupe compact et assez homogène, la distinction des dolérites α , β et des sakalavites est également embarrassante, puisqu'il n'existe aucune différence chimique essentielle entre les

(1) Parmi ceux-ci se placent les pyroxénolites de la région de Souvenir, dont l'état d'altération n'a pas permis d'effectuer l'analyse.

filons de différents âges; le même filon peut donner des types pétrographiques aussi distincts que les échantillons *a* et *b*, provenant tous deux du « sill » de Kanaïmé, dans le sud-est vénézuélien.

Du point de vue strictement chimico-minéralogique, il s'agit d'une province pétrographique ayant une constitution moyenne, caractérisée par la prédominance des types quartzeux et la rareté des termes déficitaires en silice. Ceci a comme corollaire une forte proportion d'éléments blancs et une très faible quantité de roches mélanocrates. Les feldspaths calcosodiques dominent de loin; les feldspaths potassiques n'ont qu'un rôle très secondaire.

L'ensemble est fortement siliceux, alumineux, calcosodique, et les concentrations ferromagnésiennes y sont exceptionnelles.

Géochimie des roches éruptives.

Les pages qui précèdent montrent que l'étude minéralogique des roches profondes de la Guyane ne renseigne sur leur origine que d'une façon fort imprécise, aucune limite ne pouvant être tracée entre les différents groupes.

Des calculs pétrographiques tels que ceux de A. Lacroix aboutissent à multiplier indéfiniment les types, sans éclaircir pour autant leurs relations génétiques. Le contraire pourrait d'ailleurs surprendre, chaque venue nouvelle entraînant la formation de types hybrides par suite du mélange avec les roches pré-existantes. En bref, on peut dire qu'en Guyane :

- le granite n° 1 traverse les amphibolites et les quartzites inférieurs;
- les gabbro-diorites traversent les amphibolites, les quartzites inférieurs et le granite n° 1;
- le granite n° 2 traverse les amphibolites et quartzites inférieurs, le granite n° 1, les gabbro-diorites, les laves et sédiments associés;
- le granite n° 3 traverse les amphibolites et quartzites inférieurs, le granite n° 1, les gabbro-diorites, les laves et sédiments associés et les schistes de l'Orapu.

On doit obtenir théoriquement une quantité extrêmement grande de mélanges et la conservation des types purs sera d'autant plus exceptionnelle que les magmas successifs tendent, en outre, à se différencier en montant vers la surface.

Si l'on applique la méthode que nous avons adoptée lors de nos précédentes recherches sur les permanences statistiques dans les magmas (1), on peut définir ces derniers par un nombre limité de valeurs. Il est facile, en effet, à partir de l'analyse chimique, de calculer le nombre de valences des différents métaux entrant dans la constitution d'une roche. En partant de la quantité des valences, la statistique mathématique permet de dire qu'il existe entre les deux groupes d'atomes suivants :

$$R'_v = Al_v + Fe^{\alpha}_v + Mg_v$$

et

$$R''_v = Alc_v + Ca^p_v$$

(1) B. CHOUBERT, « Géochimie des magmas et permanences statistiques », *Mém. de la Société Géol. de France*, nouv. série, n° 54, Paris, 1947.

une relation simple qui peut être exprimée ainsi :

$$\frac{R'_v}{R''_v} = 3.$$

Ce résultat s'obtient sans l'intervention du silicium qui doit, par conséquent, être considéré comme un solvant.

Cette loi statistique donne le moyen de représenter en plan l'ensemble des roches éruptives — ou plus exactement de leurs magmas — après une correction apportée aux analyses dans le cas très fréquent où :

$$\frac{R'_v}{R''_v} \geq 3$$

Pour le faire, nous avons porté dans un système de coordonnées rectangulaires :

$$x = \text{Log} \frac{\text{Al}_v}{\text{Fe}''_v} \quad \text{et} \quad y = \text{Log} \frac{\text{Al}_v}{3 \text{Alc}_v}.$$

Étant donné les difficultés de dosage des alcalis, les valeurs de y ne sont qu'approchées et doivent être réparties en autant de « plans » qu'en figure notre représentation graphique (v. p. 71).

En valeurs d'Alc_v, on obtient :

- PLAN 1. — 25 à 23,32 %;
- PLAN 2. — 23,32 à 21,76 %;
- PLAN 3. — 21,76 à 18,95 %;
- PLAN 4. — 18,95 à 14,38 %;
- PLAN 5. — 14,38 à 8,28 %;
- PLAN 6. — 8,28 à 2,74 %;
- PLAN 7. — 2,74 à 0,30 %.

La classification ainsi obtenue fait ressortir deux faits importants : 1° L'alignement spontané des points correspondant aux roches suivant trois directions privilégiées (groupes A, B, C); 2° L'indépendance des éléments de la somme R'_v par rapport aux éléments de la somme R''_v .

Cette classification « naturelle » est d'ordre géochimique, la correspondance entre les groupes A, B et C s'établissant approximativement comme suit avec les divisions bien connues de Goldschmidt et de Fersman :

- Groupe A = zone granitique;
- Groupe B = zone basaltique;
- Groupe C = zone périclitique.

Quant à la formule $R'_v : R''_v = 3$, il faut la considérer comme l'expression de l'équilibre régnant dans les zones profondes de la lithosphère, auquel tendent également les roches éruptives de surface ou celles qui subissent l'action du métamorphisme.

Nous avons calculé de cette façon 135 analyses concernant les diverses parties du bouclier guyanais. Comme nous l'avions déjà constaté lors de notre premier travail, les écarts autour de la moyenne de 75 % pour la somme R'_v sont sensibles dans les analyses anciennes, beaucoup moindres dans les plus récentes et varient également d'un analyste à l'autre. Ceci démontre l'importance du facteur personnel en matière de chimie et, par ailleurs, l'imprécision des méthodes en vigueur.

Les permanences statistiques donnent la possibilité d'apprécier la justesse de l'analyse. Les auteurs n'ont évidemment pas étudié une espèce particulière de roches, mais des séries très diverses. Les écarts

sont donc indépendants de la nature de la roche et le tableau ci-dessous donne une idée de la répartition des erreurs :

TABLEAU DES ÉCARTS (\pm) EN P. 100 DE VALENCES.

	0	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8	9	10 et plus	ANALYSES UTILISABLES.	P. 100 DES ANALYSES UTILISABLES.	NOMBRE TOTAL D'ANALYSES PUBLIQUES.
Harrison	#	2	4	3	2	4	3	1	4	7	6	1	4	1	3	1	3	1	1	19	39	51
In Ijzerman {	Parker	1	1	1	4	2	2	1	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	12	100	12
	Brauer	#	3	#	#	1	1	#	#	#	1	2	#	#	#	#	#	1	#	5	50	10
	Kon. et B. . .	#	1	1	2	#	1	2	4	1	3	#	2	#	1	1	1	#	#	11	55	20
Duparc	#	1	#	#	#	1	1	1	1	1	1	#	#	#	2	#	#	#	4	50	8	
Guimaraes	#	#	1	1	#	#	1°	#	1	#	#	#	#	#	#	#	#	#	1°	3	60	5
Lopez, etc.	#	#	#	1	#	1	3	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	2°	5	62	8
Dans le présent mémoire {	Raoult	6	1	1	1	#	1	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	#	10	100	10
	C.N.R.S. Patureau	1	#	3	5	2	2	3	3	#	3	#	#	#	#	#	#	#	#	19	86	22
TOTAUX	8	9	11	17	7	13	14	9	7	15	9	3	4	2	6	2	4	1	5	88	#	146

Outre les écarts entre les sommes R'_v et R''_v , il existe d'autres sources d'erreurs. La plus fréquente est la surestimation de la somme des alcalins, facilement mise en évidence par le procédé de calcul utilisé dans la classification C.I.P.W. Le résultat obtenu, joint à un examen microscopique de la roche, donne une indication sérieuse.

GRANITES.

Si l'on passe en revue les principaux groupes de roches des Guyanes en se basant sur la composition de la somme R'_v , on obtient :

GRANITES n° 2.

DIORITES QUARTZIQUES.

	A	I	2	3	4	C	B	5	6	
Al _v	65.97	66.85	67.01	66.43	65.00	64.85	64.66	66.01	66.09	} R'_v .
FeTi _v	6.13	5.96	5.81	5.41	7.67	6.66	6.87	7.33	6.20	
Mg _v	2.90	2.19	2.18	3.16	2.33	3.49	3.47	1.66	2.71	
Ca _v	3.75	8.54	8.25	10.50	6.66	12.81	12.71	13.33	11.34	} R''_v .
Alc _v	21.25	16.46	16.75	14.50	18.34	12.19	12.29	11.67	13.66	

GRANITES n° 3.

DIORITES QUARTZIQUES.

	7	8	D	E	F	G	9	H	
Al _v	61.86	61.18	61.39	61.07	59.38	60.74	61.22	59.02	} R'_v .
FeTi _v	10.03	9.02	9.50	7.39	9.72	9.75	9.85	9.17	
Mg _v	3.11	4.80	4.11	6.54	5.90	4.51	3.93	6.81	
Ca _v	9.30	10.06	8.28	8.67	11.96	12.18	11.65	11.43	} R''_v .
Alc _v	15.70	14.94	16.72	16.33	13.04	12.82	13.35	13.57	

La somme R''_v n'intervient que pour situer la roche dans l'un ou l'autre des sept plans de notre classification géochimique.

En examinant les chiffres ci-dessus, on constate une relation certaine entre les deux types de magma séparés par le trait vertical : la composition de R'_v reste sensiblement la même, les écarts de moyenne ne dépassant pas 1 % pour les trois termes envisagés : Al_v , Fe^{ti}_v et Mg_v .

On sait par ailleurs, grâce aux observations sur le terrain, qu'il s'agit dans le premier tableau du granite n° 2 et, dans le deuxième tableau, du granite n° 3, le plus récent de la Guyane.

A droite de la ligne verticale, l'égalité s'établit entre les proportions d'alcalins et de calcium. Ces magmas appartiennent déjà aux diorites et se placent dans le cinquième plan, alors que les granites se situent encore dans le quatrième. Il est intéressant de constater cette survivance des caractères de R'_v , alors que R''_v est radicalement modifié. Le rôle de premier plan joué par R'_v est ainsi dégagé : cette somme groupe, on s'en souvient, les éléments à petit diamètre atomique, moins sujets aux variations que ceux du groupe R''_v .

Le passage des granites aux diorites s'effectue, en première analyse, par l'augmentation des atomes de calcium au détriment des atomes alcalins, ce qui est dû, selon toute vraisemblance, à l'ingestion des roches calcaïques préexistantes : diorites et gabbros, très nombreux en Guyane.

Le fait que les deux granites aient subi une transformation identique de leur partie « légère » (R''_v) semble prouver que la cause des modifications est unique et que, d'autre part, les granites sont postérieurs aux diorites.

DIORITES ET GABBROS.

Par l'intermédiaire des modifications de la somme R''_v , on passe au stade suivant, qui se manifeste par l'altération progressive de la composition de la Somme R'_v (restée jusqu'à présent constante), notamment par une diminution du nombre des atomes d'aluminium au profit du fer et, dans une certaine mesure, du magnésium.

A son tour la somme R''_v reste constante lorsque ces modifications se produisent. Ce phénomène pourrait être expliqué par le fait que, le premier palier étant dépassé — c'est-à-dire le nombre des atomes d'alcalins étant réduit — il se produit des rajustements dans le volume total du mélange suivant les conditions locales de pression. Les atomes d'aluminium font place tantôt à ceux du fer, plus petits, tantôt à ceux du magnésium, plus grands :

	I	J	10	K	L	11	12		13	
Al_v	58.38	57.07	56.72	56.49	56.22	52.94	51.07	46.91	43.51	} R'_v .
Fe^{ti}_v	15.36	9.13	11.75	10.82	15.46	14.24	16.53	14.23	15.95	
Mg_v	1.26	8.80	6.53	7.69	3.32	7.82	7.40	13.86	15.57	
Ca_v^p	11.92	11.22	15.00	13.34	11.60	12.30	16.25	13.58	15.52	} R''_v .
Alc_v	13.08	13.78	10.00	11.66	13.40	12.70	8.75	11.42	9.48	

Cette composition intermédiaire de la somme R''_v caractérisée par l'égalité de ses deux constituants se modifie à son tour, et l'on passe ainsi au sixième plan, c'est-à-dire aux gabbros où le calcium prédomine sur les alcalins.

Dans le tableau de la page 68, la diminution des atomes d'aluminium au profit du fer et du magnésium s'accroît, tous les gabbros faisant déjà partie du groupe B. Il est certain qu'on a à faire à des représentants à peine modifiés du magma basaltique qui, en se mêlant aux granites, ont engendré la série dioritique des Guyanes.

GABBROS.

	15	14	16	N	O	P	
Al.....	54.71	51.41	41.74	39.04	37.65	35.14	R'.
Fe ^{Ti}	12.78	9.65	24.77	19.77	20.43	29.07	
Mg.....	7.51	13.94	8.49	16.19	16.92	10.79	
Ca ^P	20.34	21.12	21.62	19.48	21.06	18.75	R''.
Alc.....	4.66	3.88	3.38	5.52	3.94	6.25	

Si l'on se base uniquement sur la composition chimique, il est impossible de faire une distinction entre les diverses roches, qui doivent toutes leur origine à la différenciation première du magma basaltique. On ignore également si les diorites ainsi obtenues sont dues à l'intervention des roches éruptives ou à celle des roches sédimentaires. Ceci fait toucher du doigt la complexité des problèmes auxquels on se heurte dans l'étude des socles anciens. Les roches, qui semblent être une matérialisation de l'activité purement magmatique, ne sont en réalité que le produit de mélanges et de phénomènes de contamination appartenant déjà au domaine de l'endomorphisme propre aux parties superficielles de la magmosphère.

Il faut également faire une distinction entre les granites — et, par extension, entre les magmas du groupe A — et les basaltes, roches du groupe B. Les premières appartiennent à l'enveloppe superficielle de la terre ; les deuxièmes, au contraire, ont parcouru un long chemin à travers les zones granitiques avant d'atteindre la surface. Ceci explique la constance de la somme R'_v dans les granites et ses variations très sensibles dans les gabbros appartenant aux mêmes venues.

De plus, il faut noter que les granites ne forment pas, à proprement parler, des « venues » : on les observe dans leur domaine propre, ou plus exactement dans le domaine qui fut le leur avant que les mouvements orogéniques et l'érosion les aient mis à notre portée. Les roches des groupes B et C, par contre, ont un caractère intrusif à travers toute l'épaisseur des enveloppes externes.

On peut dire que les diverses phases de la granitisation, et même les phénomènes du métamorphisme, sont dûs à la tendance qu'ont les roches superficielles à atteindre l'équilibre propre à l'enveloppe sialique. Il va de soi que les roches profondes possèdent, elles aussi, leurs équilibres dont les calculs statistiques donnent un aperçu.

TERMES DE PASSAGE ENTRE LES DIVERS GRANITES.

A côté des granites purs qui, statistiquement, représentent deux compositions chimiques distinctes de la somme R'_v, il existe en Guyane des termes de passage entre ces deux types de base ; ils sont peu nombreux et dûs, vraisemblablement, à l'interpénétration des granites 3 et 2 ou, pour mieux dire, à l'évolution partielle du granite n° 2 vers les équilibres physico-chimiques propres aux granites n° 3.

GRANITES DE PASSAGE ET ROCHES ENDOMORPHES.

	17	32	Q	R	S	
Al.....	71.46	69.56	64.25	63.63	62.07	R'.
Fe ^{Ti}	3.54	5.13	8.19	6.61	7.94	
Mg.....	—	0.31	2.56	4.76	4.99	
Ca ^P	7.23	8.89	6.42	9.50	7.20	R''.
Alc.....	17.77	16.11	18.58	15.50	17.80	

Ainsi, en conjuguant les observations sur le terrain et les lois géochimiques dégagées au moyen de la statistique, on arrive à établir la filiation probable des différentes roches au sein d'une même province pétrographique et les relations qui s'établissent entre elles. Les types purs cotoient les mélanges et, en

partant des caractéristiques des premiers, on peut déterminer dans les cas les plus favorables les causes de leurs modifications chimiques. On comprend dès lors que, du point de vue minéralogique, il n'y ait pas de limite tranchée entre les familles classiques des granites, gabbros, diorites, etc.

On doit à D. S. Korjinsky (1) l'hypothèse de la mobilité des alcalis qui explique de façon satisfaisante les paragénèses minérales observées couramment dans les vieux pays, granitisés à plusieurs reprises. Le diagramme physico-chimique qui accompagne le mémoire de cet auteur prévoit six cas possibles de paragénèses issues d'un même mélange, expliquant ainsi la coexistence de la biotite et de l'amphibole dans une roche, de même que les passages de la biotite en amphibole et vice versa, phénomènes qui paraissent jusqu'à présent contradictoires. La série réactionnelle de Bowen : péridot, pyroxène, amphibole et biotite, se trouve confirmée en tant que cas particulier dans la gamme des variations minérales possibles.

Le principe de la mobilité des alcalis explique également la composition si constante des plagioclases dans les roches appartenant à la même venue (v. tableau, p. 39). Au cours de la cristallisation le potentiel chimique du bain reste inchangé pour les alcalis, grâce aux renforts arrivant de l'intérieur du bassin au fur et à mesure de la formation des cristaux. Par contre, étant donné l'épuisement des éléments « inertes », on conçoit très bien la naissance des cristaux zonés de plagioclase. La formation des zones est intimement liée à l'évolution réactionnelle des minéraux colorés, les acides remplaçant progressivement les bases.

LAVES.

On peut diviser les laves en deux groupes :

1° Les rhyolites, appartenant partiellement à une venue plus jeune (20 et 22) et comprenant des roches franchement alcalines, très pauvres en magnésium ; en tenant compte de l'albitisation très poussée qu'elles ont subi ultérieurement, elles contiennent une forte proportion de K, toujours subordonnée au Na ;

2° Les latites, andésites et basaltes, dont la composition chimique cadre bien avec celle du groupe diorites-gabbros. La liaison génétique avec ce dernier semble établie avec certitude.

Il faut comparer notamment K avec V et 12 avec T, ainsi que N avec 19.

	20	22	21	W	18	V	T	U	19	
Al.	71.35	66.29	63.35	57.74	63.14	57.82	53.52	49.08	38.46	R'
Fe ^{Ti}	3.42	7.93	8.92	13.41	9.72	10.95	15.09	11.97	17.26	
Mg.	0.23	0.78	2.73	3.85	2.14	6.23	6.39	13.95	19.28	
Ca ^s	5.32	3.42	6.00	7.27	14.50	12.10	13.50	18.31	18.75	R''
Alc.	19.68	21.58	19.00	17.73	10.50	12.00	11.50	6.69	6.25	

DOLÉRITES ET BASALTES.

Il reste à passer en revue les dolérites appartenant au groupe B et se situant dans le plan 6. On sait qu'elles comprennent au moins deux venues successives, difficiles à distinguer avec précision. Le calcul de leur composition virtuelle, d'après A. Lacroix, fait ranger les plus récentes dans la famille des sakalavites ; elles présentent, par conséquent, un léger excès de silice. Cette particularité n'a pas d'intérêt du point de vue géochimique, la composition très semblable des sommes R'_v et R''_v montrant sans aucun doute possible qu'elles proviennent de la même source que les dolérites de la première venue ; il n'y a,

(1) D. S. KORJINSKY, « Principe de la mobilité des alcalis dans les phénomènes magmatiques », *Livre jub. de D. Beliankine, Ac. des Sc., Moscou, 1946.*

d'autre part, aucune différence entre la composition des gabbros de la venue ancienne et des gabbros « doléritiques » récents. Il s'agit de magmas identiques montés vers la surface à des époques différentes.

	a	d	c	29	26	27	31	30	
Al _v	22.52	26.09	30.48	31.33	31.41	32.63	35.91	38.32	R' _v .
Fe _v ^{Ti}	16.51	15.01	11.50	32.49	31.82	26.47	23.45	24.96	
Mg _v	35.97	33.90	33.02	11.18	11.77	15.90	15.64	11.72	
Ca _v ^P	—	17.50	21.87	21.01	19.45	21.50	19.25	19.75	R''.
Alc _v	—	7.50	3.13	3.99	5.55	3.50	5.75	5.25	

	(ancien) 23	(récent) 24	25	28	e	f	b	
Al _v	38.78	39.00	39.34	40.74	43.92	46.85	49.13	R' _v .
Fe _v ^{Ti}	24.17	28.25	22.17	21.86	12.21	15.60	16.67	
Mg _v	12.05	7.75	13.49	12.40	18.87	12.55	9.20	
Ca _v ^P	20.00	19.60	19.62	21.35	18.97	19.44	19.67	R''.
Alc _v	5.00	5.40	5.38	3.65	6.03	5.56	5.33	

Les pegmatitoïdes qui accompagnent les filons doléritiques sont des roches très curieuses résultant, d'après A. Lacroix, du refroidissement rapide des solutions restantes du magma basaltique. L'abaissement de la température s'est produit au moment même de la cristallisation, dont les différentes phases apparaissent dans les lames minces.

Ces roches, riches en quartz et en soude, passent ici à la fin de leur évolution par un stade hyperalcalin, avec apparition de riebékite formant liséré autour des cristaux de hornblende.

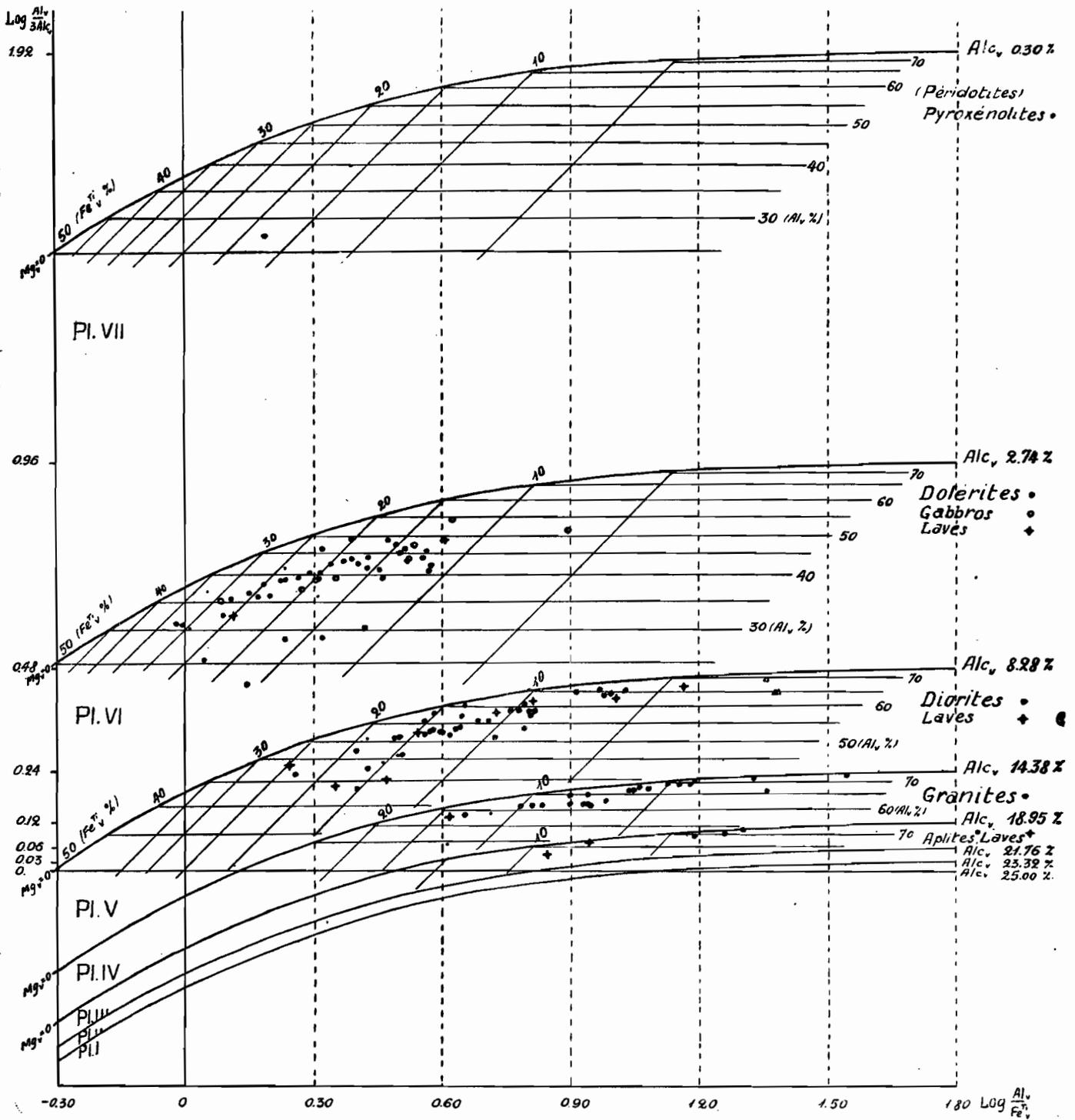
Il serait difficile d'expliquer la présence de telles variations de composition au sein des dolérites autrement que par la différenciation.

*
**

Dans l'ensemble, la province pétrographique guyanaise est très pauvre en roches alcalines, en particulier en roches potassiques. Outre les groupes qui se placent dans les cinquième et sixième plans de notre classification — où, par définition, le calcium est plus grand que la somme des alcalins —, on voit sur la représentation graphique ci-contre que tous les granites se placent dans le plan 4. Dans le plan 3 ne figurent que quelques rhyolites constituant le groupe le plus alcalin des Guyanes et un certain nombre d'aprites.

Si l'on tient compte du penchant qu'ont tous les pétrographes pour les types ayant une composition minéralogique et chimique anormale, on peut admettre que les analyses portent plutôt sur des roches colorées à tendance dioritique que sur des granites vulgaires. Le bouclier guyanais a donc une composition banale et comprend une forte proportion de roches calco-sodiques. L'absence de termes alcalins et hyperalcalins d'une part, hypercalciques d'autre part, est assez remarquable : dans le plan 7 se situe un seul gabbro.

En ce qui concerne la somme R'_v, les termes extrêmes paraissent très rares, ainsi que les roches à nette prédominance d'aluminium, de fer ou de magnésium. Quant aux roches « incomplètes », trois repré-



Caractères géochimiques des roches de la province guyanaise.

sentants seulement ont été signalés : l'un au Brésil (Barro Alto), les deux autres au Venezuela, dans la « Gran Sabana ». Parmi les dolérites également quelques échantillons montrent $Mg_v > Al_v$ et $Mg_v > Fe_v$, tout en conservant l'équilibre général $R'_v : R''_v = 3$. L'un d'eux a été recueilli dans le Pikien-Rio, au Surinam; les autres dans la rivière Mazaruni, en Guyane anglaise.

Deux autres roches montrent une très légère prédominance du Fe_v sur l' Al_v ($\text{Log } \frac{Al_v}{Fe_v} < 0$), ce qui les situe à gauche de l'ordonnée d'origine. Elles proviennent de la Guyane française (Ile de Cayenne et Grand-Connétable) et font partie du groupe dolérites-basaltes.

TERRAINS RÉCENTS.

Depuis le dernier paroxysme de l'orogénèse andine, qui date de la fin du Tertiaire, la partie septentrionale de l'Amérique du Sud est affectée de divers mouvements épirogéniques, positifs dans le massif guyanais, négatifs à l'embouchure de l'Orénoque et dans la basse Amazonie. De plus, la sédimentation intense qui se produit au sud-est et au nord-ouest du bouclier tend à ployer celui-ci et entraîner en son centre la formation d'un bombement à grand rayon de courbure.

Dans les zones négatives, les dépôts récents ont une puissance considérable. Nous avons mentionné qu'au pied des Andes le Pléistocène continental pouvait atteindre 750 mètres. Dans les deltas de l'Orénoque et de l'Amazone, l'épaisseur n'est pas connue avec exactitude, mais elle semble également très grande. Elle est au contraire beaucoup plus faible en d'autres points, et cette inégalité fait supposer que l'aire continentale ne bougeait pas d'un seul bloc mais comprenait des zones plus mobiles que d'autres. Certaines, comme la région de Berbice où les sédiments atteignent 2.500 mètres, ont même joué le rôle de fosses de subsidence.

Des dépôts récents recouvrent tout le littoral du bouclier guyanais, et ce n'est qu'en de rares endroits que les roches du socle affleurent près de la mer. L'île de Cayenne, avec sa morphologie assez tourmentée, se prête admirablement à l'étude du Quaternaire, rendue très difficile partout ailleurs par l'absence de fossiles, les changements rapides de facies, le manque de coupes naturelles, enfin par l'inondation fréquente d'une fraction importante de la zone côtière.

Île de Cayenne.

Dans l'île de Cayenne, les affleurements du socle ancien ne forment pas une chaîne continue, mais au contraire une série de mamelons isolés qui se terminent en pains de sucre et, plus exceptionnellement, en plateaux. Les altitudes s'étagent entre quelques dizaines de mètres et 230 mètres (sommet du Grand Matoury).

Cette succession de collines, émergeant d'un pays tabulaire où l'on distingue plusieurs niveaux, crée un paysage tout à fait particulier. Les plaines sont formées de terrains meubles à éléments fins, à peine cimentés : sables, argiles, argiles sablonneuses, sables argileux, etc.

Si l'on monte sur les flancs du Grand Matoury, aux environs de la distillerie La Mirande, on constate l'existence de gradins comparables aux marches d'un escalier géant. Il s'agit de terrasses marines que nous avons traduites, sur la carte ci-jointe, en courbes de niveau équidistantes de 1 mètre, d'après les levés détaillés du Service géographique de l'Inini. Les altitudes y sont indiquées par rapport au 0 des cartes, c'est-à-dire par rapport au niveau de la mer au moment des marées les plus basses.

Ces différents niveaux s'étagent entre 2 et 4 mètres, 5 et 6 mètres, 7 et 9 mètres, 10 et 12 mètres, 13 et 15 mètres, 16 et 18 mètres, 22 mètres, 35 mètres et 43 mètres. Les niveaux les plus constants et les mieux visibles sur le terrain sont ceux de 8 et de 6 mètres. Parmi les terrasses supérieures, celles de 12 et de 43 mètres sont particulièrement bien représentées.

Le terme de « terrasse » est souvent impropre, puisqu'on trouve également des buttes-témoins et d'anciens fonds marins aplanis par une sédimentation récente. Les terrasses proprement dites n'existent qu'au flanc des collines.

Au SW du plateau du Mahury et dans la région de la crique Fouillée (au lieu dit « des Deux Flots ») existent des terrasses d'une altitude intermédiaire entre celles de 3 et 5 mètres. Nous supposons qu'il s'agit d'une terrasse d'origine fluviale due au creusement des petits cours d'eau descendant de la crête de séparation entre le Mahury et la rivière de Cayenne.

Des terrasses « intermédiaires » ayant une autre origine existent le long des berges de la rivière du Tour de l'Île : avant cette remontée du continent qui continue actuellement, l'écoulement du bassin de l'Oyac se faisait par la vallée de la crique Macrabo. L'embouchure de l'Oyac — ou, si l'on préfère, le Mahury de l'époque — avait une orientation E-W et correspondait à la dépression qui recoupe aujourd'hui l'Île de Cayenne au sud du Mont Paramana.

Certaines formes tabulaires sont dues à la dégradation du relief, d'autres à la sédimentation. Ainsi, dans le petit ravin qui traverse le champ d'aviation de Rochambeau, on voit des argiles grises contenant à leur partie supérieure un conglomérat où dominant la grenaille et les concrétions latéritiques empruntées au relief préexistant. Elles sont au niveau de la terrasse de 6 mètres. Or la terrasse de 8 mètres — la mieux indiquée actuellement — doit précisément sa conservation à un début de latéritisation.

Les terrasses basses de 6 mètres sont de formation récente et de caractère sédimentaire ; elles proviennent en partie de la dégradation de la terrasse de 8 mètres, dont les matériaux ont servi au comblement des thalwegs creusés pendant la période d'émergence.

Lors des travaux d'adduction d'eau de la ville de Cayenne on voyait nettement, dans la rue l'Alouette, des sables bruns argileux, épais de 50 centimètres et contenant des débris de coquillages, reposant en transgression sur des argiles ayant subi un début de latéritisation ; d'autre part, à l'est du pont du Million, on pouvait observer, au-dessous des sables, un niveau de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur de galets bien roulés appartenant vraisemblablement à une ancienne grève. Dans les deux cas, il s'agissait de la terrasse de 6 mètres.

Il semble bien que cette dernière soit due à une invasion marine sur une surface exondée et ravinée, et ceci prouverait que les mouvements épigéniques positifs ont été interrompus au moins une fois par un mouvement négatif.

La résultante positive se décompose, en fait, en une série de mouvements positifs assez rapides, avec des temps d'arrêt suffisamment longs pour permettre la formation des terrasses.

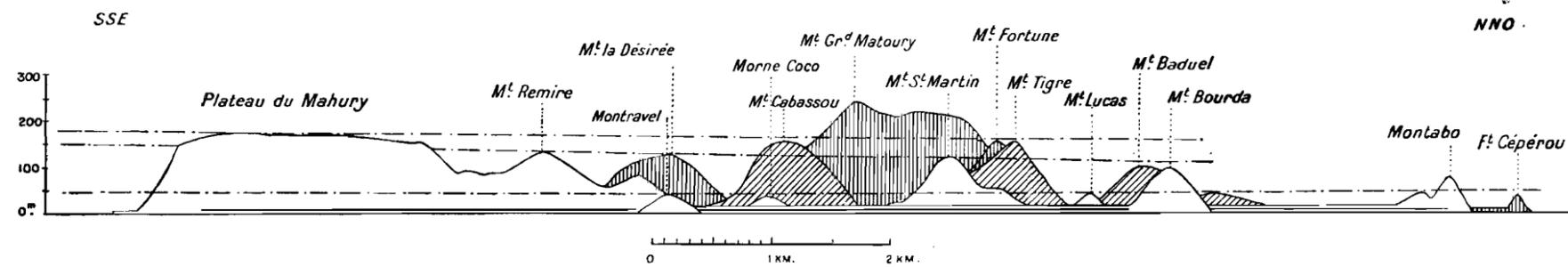
Celle de 11 mètres a vraisemblablement la même origine puisqu'en plusieurs endroits elles contiennent, à sa partie supérieure, des sables non cimentés à grain très fin (bretelle du Larivault, à la hauteur de la ferme de Surlemont ; ancienne route de Stoupan, à l'est de la crique Macrabo).

Dans le périmètre du terrain d'aviation, on constate que les terrasses de ± 14 et ± 17 mètres ont subi un début de latéritisation. Enfin la terrasse de ± 43 mètres, particulièrement bien représentée sur la pente orientale du Grand Matoury, est composée de graviers mal roulés de quartz et de roches amphiboliques provenant de la colline et cimentés par une pâte ferrugineuse. Tout le replat, qui a 400 mètres environ de largeur et une pente de quelques degrés vers l'est, doit sa conservation à une croûte latéritique.

Le mouvement positif qui affecte toute cette partie de la côte se déduit également de certaines surfaces superposées d'érosion, qui sont probablement d'anciennes plaines côtières. Si l'on observe le relief de l'Île de Cayenne en s'éloignant de quelques milles du rivage vers l'est ou le nord-est, l'ensemble des collines ne forme plus qu'un tout, et les sommets s'alignent suivant trois niveaux (plaines côtières de l'époque pliocène ?). Le tout est dominé par la masse du Grand Matoury, témoin isolé d'un cycle beaucoup plus ancien encore (voir dépliant ci-contre).

La première surface correspond à la terrasse de 43 mètres du Grand Matoury ; elle se prolonge par les collines surbaissées du Montravel et du morne Coco, par le replat nord du Mont Saint-Martin, par le Mont Lucas, la partie Est du Montabo et la colline du Cépérou. L'ensemble a une pente à peine perceptible vers le nord.

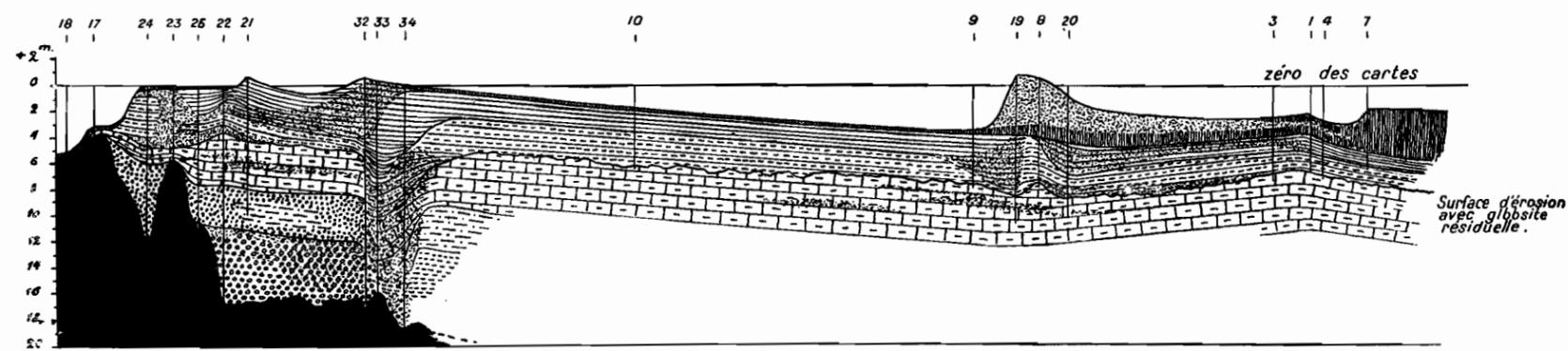
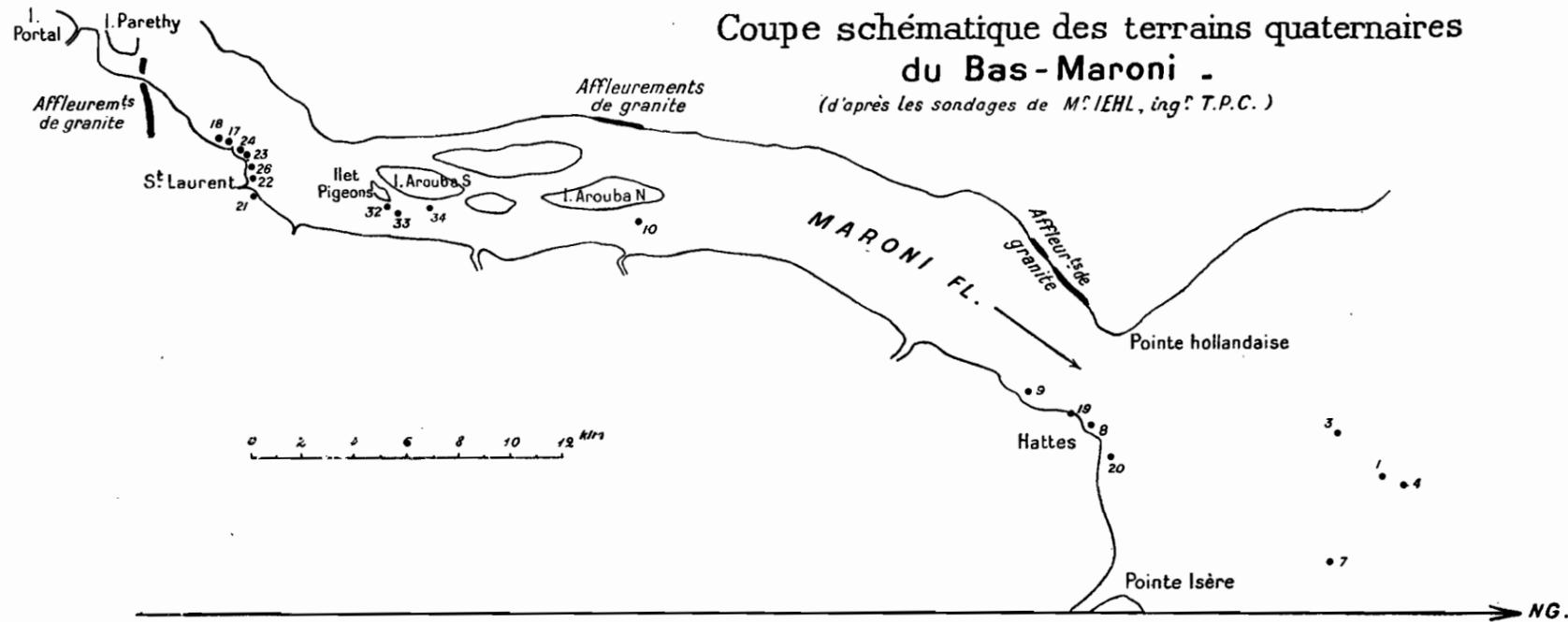
Relief de l'Île de Cayenne vu de l'Est



(Dept. p. 74).

Coupe schématique des terrains quaternaires du Bas-Maroni

(d'après les sondages de M. IEHL, ing. T.P.C.)



 Vase bleue molle.
 Vase bleue plus ou moins dure ou collante avec un peu de sable.
 Lentilles de sable fin.

 Argiles kaolineuses rouges, jaunes et blanches.
 Argiles rouges ou jaunes avec un peu de sable.
 Sables grossiers et gravillons.
 Bed-rock granitique.

La deuxième correspond au sommet des Monts Rémire, La Désirée, Saint-Martin, Baduel, et vraisemblablement au sommet principal du Montabo. Son altitude est de 150 mètres dans le sud, de 100 mètres au Mont Baduel et de 70 mètres au Montabo. La pente générale vers le nord est donc plus prononcée que pour la première surface.

La troisième enfin se trouve dans le prolongement de la table du plateau du Mahury, c'est-à-dire à 173 mètres dans la partie sud et 170 mètres dans la partie nord : la pente, directement mesurable, est d'environ 1/1.000 vers le nord. A ce même niveau se rattachent les Monts Cabassou, Fortune et Tigre (alt. 155 mètres). Cette surface est « encroûtée », par conséquent fossile, car le plateau du Mahury est recouvert d'une couche de bauxite pisolithique. Cette dernière peut, dans une certaine mesure, servir de repère pour la recherche éventuelle des témoins de cette pénéplaine à l'intérieur du pays. Incontestablement elle correspond à une période où les conditions climatiques ont permis des altérations superficielles, suivies de concentrations d'oxyde d'Al., et elle fixe le niveau-limite auquel ce minéral peut être prospecté.

Plus au sud, on connaît d'autres gisements de bauxite, entre autres celui de Fourgassié (Montagne La Gabrielle, culminant à quelque 255 mètres). Si l'on tient compte de la distance et de l'inclinaison de la surface, le niveau de Fourgassié correspond parfaitement à la « table » du Mahury.

Nous avons trouvé également de la bauxite pisolithique — en voie de latéritisation — dans la région accidentée qui s'étend entre la Comté et l'Orapu, et notamment dans l'exploitation éluvionnaire de M. Léveillé. Malheureusement elle n'a été observée que sous forme de blocs épars, de dimensions variables, cimentés par une latérite de pente. Ceci indique, selon nous, que l'altération latéritique a été postérieure à celle de la bauxite.

Chez M. Léveillé les blocs, représentant une ancienne brèche de pente, ne sont pas à leur niveau primitif.

Le plateau du Mahury est également revêtu d'une cuirasse latéritique masquant la bauxite sous-jacente et, là encore, cette dernière n'a été trouvée que sous forme de blocs.

Il serait du plus grand intérêt d'éclaircir les relations entre les deux formations.

Bas Maroni.

La coupe ci-jointe (voir dépliant), établie d'après le résultat de sondages effectués par M. Iehl, ingénieur des T. P., entre Saint-Laurent et le large de l'embouchure du Maroni, montre la succession des terrains récents dans cette région.

Le socle y est constitué par les granites migmatiques qui affleurent dans les îles du Maroni et à Saint-Louis. On a signalé également du granite sur la rive hollandaise, immédiatement à l'ouest de l'île Arouba N., et en amont de la Pointe hollandaise. Il est possible que le cours du fleuve ait emprunté ici une faille récente. D'après les sondages la sédimentation débute, au-dessus des granites, par des gravillons, des sables fins et grossiers, avec des intercalations argileuses lenticulaires d'une dizaine de mètres d'épaisseur (entre — 17 et — 20, immédiatement en aval de Saint-Laurent). Au-dessus viennent des argiles d'un jaune rouge, de 4 mètres environ d'épaisseur, avec des intercalations lenticulaires de sables et de gravillons. Elles forment une couche continue depuis Saint-Laurent jusqu'au large de l'embouchure (sondages 3 et 4). Leur couleur rougeâtre a d'ailleurs induit en erreur les sondeurs qui, croyant avoir à faire au bed-rock altéré, ont arrêté leur travail à ce niveau.

Au sommet de cette argile plusieurs sondages (26, 22, 9, 19, 8 et 20) ont révélé des traces de gibbsite. Contrairement aux autres couches, celle-ci a une surface très irrégulière et présente des différences de niveau sensibles entre des sondages très rapprochés. Sa coloration, de même que les traces de revêtement bauxitique, sont caractéristiques d'une période continentale.

Le reste de la succession, dont l'épaisseur varie entre 5 et 8 mètres, est constitué par des argiles collantes bleues, avec des lentilles de sable, principalement concentrées aux environs de l'embouchure du fleuve et en aval de Saint-Laurent : on se trouve dans le lit d'un fleuve puissant, qui alluvionne principalement aux endroits où des perturbations se produisent dans le courant (seuil granitique Saint-Laurent-Saint-Louis, perte de vitesse à l'entrée dans la mer, etc.).

L'argile bleue peut être divisée en deux couches, dures à la base et molles au sommet, toutes deux correspondant à deux phases actives de sédimentation, dont la dernière se poursuit actuellement.

Ensemble de la zone côtière.

Si l'on essaie de réunir entre elles ces deux régions de Cayenne et de Saint-Laurent-du-Maroni qui ont fait l'objet d'études détaillées, les photos aériennes révèlent le long du littoral, depuis l'Approuague jusqu'au Maroni, une série de zones parallèles dues à la composition du terrain et soulignées par des différences de végétation : larges bandes de savanes séparées entre elles par d'étroites galeries forestières.

Exception faite pour les embouchures des fleuves où la situation se complique du fait de l'alluvionnement, le nombre de ces bandes est constant dans tout le pays et s'élève à cinq, y compris la zone externe uniformément couverte de palétuviers. Cette succession est particulièrement nette entre la rivière de Cayenne et Kourou, entre Kourou et Sinnamary, entre Sinnamary et Counamama, enfin entre l'Iracoubo et la Mana (voir pl. IX).

Il ne nous a pas été possible d'approfondir l'étude géologique de ces diverses zones, ni même de préciser leur altitude, mais les observations qui ont été faites le long de la route départementale et dans le cours inférieur des fleuves montrent qu'il s'agit des mêmes faciès que dans l'Île de Cayenne : sables et argiles.

Dans l'Acarouany le petit plateau sur lequel est située la léproserie a une vingtaine de mètres d'altitude et est constitué par des dépôts marins. Au sommet se trouvent des sables jaunes; au-dessous on voit une argile kaolineuse blanche présentant une multitude de petites fissures colorées en rouge par l'oxyde de fer (1).

Un sondage effectué en amont de la léproserie, dans la crique même de l'Acarouany, a rencontré entre — 4 et — 5 mètres, après avoir traversé 3 m. 50 d'argile rouge avec concrétions de limonite, des morceaux de bauxite mêlés à de l'argile. Il a été arrêté à — 11 mètres toujours dans l'argile rouge légèrement sablonneuse. Celle-ci dépasse donc ici 27 mètres d'épaisseur.

La même argile a été traversée dans la basse Aracouany par le sondage n° 45, entre — 12 m. 60 et — 21 mètres.

Les sondages effectués dans la basse Mana, en face du bourg et ailleurs, n'ont pas atteint le bed-rock. Plusieurs, poussés jusqu'à — 28 mètres, n'ont rencontré que la vase bleue qui, mêlée à du sable, a dans la basse Acarouany au moins 8 à 12 mètres d'épaisseur.

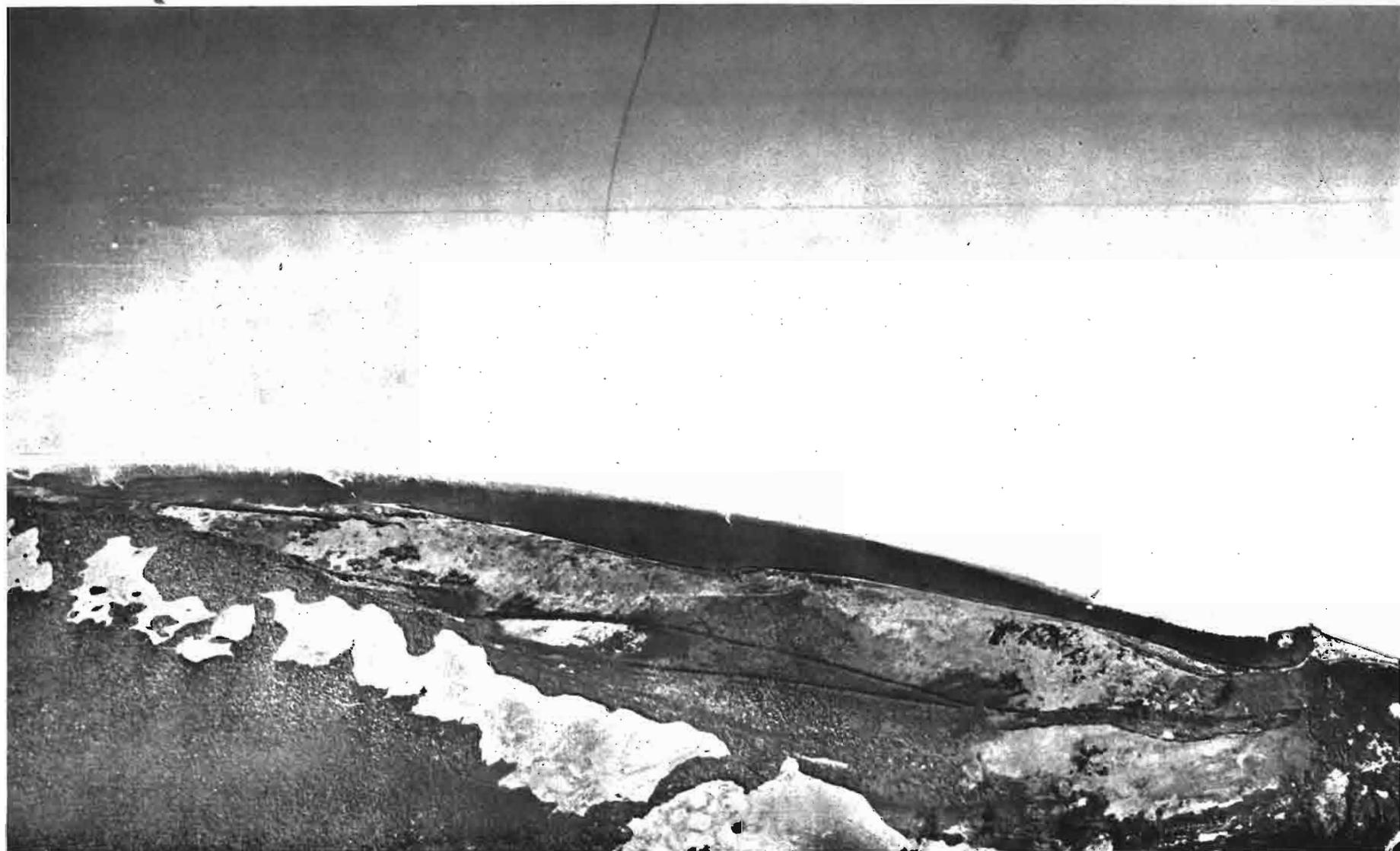
En remontant la Mana, on aperçoit d'anciennes terrasses du fleuve, formées de sable fin. Le village indien de Couachy est construit sur une falaise sablonneuse de 4 à 5 mètres de hauteur. Celle du village Papa-Momo a 3 mètres d'épaisseur visible. Plus en amont, avant d'arriver au lieu dit « Carbets » (v. carte au 1/100.000 de l'I. G. N.), les berges ont la couleur rose caractéristique de la bauxite, mais les hasards du voyage nous ont empêché de pousser plus loin nos investigations dans la région (vols de moustiques d'une intensité inaccoutumée, ayant provoqué l'exode de tous les habitants de la basse Mana).

Sur la rive gauche de l'Iracoubo, au lieu dit « Dégrad Savane », on voit plusieurs mètres d'une argile blanche kaolineuse, tout à fait semblable à celle de l'Acarouany, avec des veines colorées par l'oxyde de fer; les indiens l'utilisent pour la fabrication des poteries.

Entre Sinnamary et Iracoubo, et plus particulièrement entre Trou Poisson et Iracoubo, la route traverse un terrain sablonneux ayant l'allure d'une dune et rendant la circulation en voiture extrêmement difficile. A l'est de Trou Poisson s'étendent de vastes marécages indiquant qu'au-dessous des sables existent, là aussi, des couches argileuses imperméables. Le village de Kourou est également situé dans une zone sablonneuse, transgressive sur les roches du socle ancien qui affleurent au bord de la mer (Roches du Kourou), et à quelques kilomètres à l'ouest de la localité.

La région située à l'est de Cayenne est encore plus difficile à étudier, étant donné l'absence totale de routes. Il nous a été impossible de la parcourir au cours de l'année 1948, qui a été particulièrement pluvieuse. Nous avons observé dans la crique Gabrielle une argile rougeâtre à stratification ondulée, se débitant en plaquettes. Les plaines de Kaw, inondées lors de notre passage, n'ont révélé que de l'argile bleue collant à l'extrémité des perches et des pagaies. Le bourg même de Kaw est situé sur un léger bombement de sable émergeant de l'argile. Plus à l'est encore, la composition du terrain est absolument inconnue.

(1) Faits déjà signalés par M. LEBEDEF, op. cit.



Succession des zones de savane : à l'Est d'Iracoubo (littoral atlantique).

(Photo aérienne publiée avec l'autorisation de l'I. G. N.)

Si l'on compare le nombre des bandes parallèles révélées par les photos aériennes à celui des terrasses « basses » de l'île de Cayenne, on voit que la coïncidence est parfaite. La signification de la première zone, couverte de palétuviers, sera donnée plus loin; les quatre autres correspondent vraisemblablement aux terrasses de 5 à 6 mètres, 7 à 9 mètres, 10 à 12 mètres, 13 à 15 mètres.

On peut également rapprocher ces bandes des quatre niveaux indiqués dans la coupe page 75 (dépliant) au-dessous de l'argile bleue, d'après les sondages de M. Iehl.

Envasement des côtes.

Les côtes guyanaises — à part de très rares interruptions — sont liserées d'une vase molle, récemment émergée et couverte d'un manteau uniforme de palétuviers. Cette étroite zone est sillonnée par une multitude de petites criques qui, à marée montante, favorisent l'inondation de l'arrière-pays, ou servent au contraire de canaux de vidange au moment du jusant.

La vase a peu de consistance, on y enfonce jusqu'au genou et même davantage. Elle est imbibée d'eau et n'a subi un début de consolidation que sur des surfaces très restreintes.

A marée basse on voit une bande de vase encore plus récente où les palétuviers n'ont pas pris racine et qui peut atteindre, à l'embouchure de certains fleuves, plusieurs centaines de mètres de largeur. Si l'on compare le tracé actuel des côtes à celui qui est figuré sur les cartes marines de la fin du siècle dernier — remarquablement précises pour l'époque — on constate que, presque partout, le littoral guyanais a avancé d'une façon considérable. Cet accroissement est de l'ordre de 10 kilomètres à la Pointe Béhague, à la Pointe Acoupa, à la Pointe des Palétuviers, à la Pointe Isère, etc., ce qui représente une augmentation annuelle de 100 à 150 mètres environ. Des observations récentes ont permis d'évaluer l'avance actuelle de la Pointe Isère à quelque 250 mètres par an, et ceci depuis 10 ans au moins.

Cet envasement progressif entraîne de grosses difficultés de navigation. Des hauts fonds se créent à l'embouchure des fleuves, gênant ainsi l'écoulement normal des eaux et provoquant l'inondation de l'arrière-pays, surtout en période de pluies.

Ces faits sont entièrement confirmés par les travaux hydrographiques effectués en Guyane par le Commandant Lemièrre. Celui-ci, en comparant ses sondages avec ceux qui avaient été faits en 1929, a pu calculer qu'à l'est de l'île de Cayenne les apports de vase avaient été de l'ordre de 1 m. 50 entre la côte et l'îlet La Mère, de 2 m. 50 entre ce dernier et l'îlet Le Père.

En l'espace de 20 ans s'est déposée une couche de vase d'une épaisseur moyenne de 2 mètres, dans laquelle les fleuves ayant un débit de quelque importance doivent se frayer un passage. A l'embouchure du Mahury on constate effectivement un approfondissement graduel du lit. A l'est du Dégrad des Cannes, l'affouillement est de l'ordre de 1 mètre par rapport à 1929 et de 0 m. 70 avec des maxima de 1 mètre à l'est du plateau du Mahury et du Montravel.

Le même phénomène s'observe dans le prolongement de la rivière de Cayenne. La zone d'affouillement est cependant moins nette que dans l'estuaire du Mahury, étant donné la faible puissance du cours d'eau. Tout le reste de l'espace situé au large de la côte nord de l'île de Cayenne est en voie de comblement.

Indépendamment du mouvement épirogénique positif il existe donc des dépôts nouveaux, la couche de vase s'épaississant de 10 centimètres par an en moyenne sur toute la longueur des côtes. Les vieux habitants des bourgs de Sinnamary et d'Iracoubo se souviennent encore de l'époque à laquelle la mer était toute proche de leur village, alors qu'aujourd'hui ils en sont séparés par une forêt de palétuviers.

Les isobathes, beaucoup plus serrées à l'est qu'à l'ouest des chenaux creusés par les fleuves, indiquent que l'apport s'effectue d'est en ouest. C'est précisément le sens des alizés et du courant équatorial. Sur les 2.000 kilomètres qui séparent la zone Caraïbe de l'embouchure de l'Amazone, la mer est chargée de vase et il est hors de doute que celle-ci représente l'alluvionnement du plus grand fleuve du continent, en grande partie rabattu vers les côtes guyanaises par les vents et les courants dominants.

Ainsi, les sédiments arrachés à la dépression amazonienne viennent-ils, après un long trajet en mer, se déposer à la bordure septentrionale du bouclier.

L'étude des mouvements épirogéniques et des terrasses marines n'a pas été abordée pour l'ensemble de la partie tropicale de l'hémisphère occidental. Elle compléterait pourtant le tableau saisissant de la formation de la chaîne des Andes et des mouvements posthumes qu'elle a engendrés. La géologie des régions caraïbes, où les montagnes se dressent partout au bord de la mer, livrerait, mieux que l'île de Cayenne ou les côtes envasées des Guyanes, la clé du problème.

On a déjà signalé des terrasses marines en Colombie, au Venezuela et dans toutes les Antilles. A la Barbade, nous avons pu observer, sur la côte atlantique, des calcaires coralliens très récents formant une falaise abrupte d'une hauteur de 20 mètres environ, couronnée par une plaine côtière caractéristique. En d'autres points de la même île, des formations coralliennes ont été surélevées de quelque 330 mètres depuis leur formation. A Trinidad, des terrasses sont connues entre 12 et 30 mètres. Dans les Grandes Antilles, des récifs coralliens, rapportés soit au Pléistocène soit au Quaternaire, et également des terrasses, ont été signalés à des altitudes variables pouvant aller jusqu'à 180 mètres à Cuba et 450 mètres à Haïti.

On voit que toutes ces régions : Antilles, Nord des Andes et Guyanes ont été (à l'exception de l'Amazonie et de l'Orénoque) affectées par un mouvement positif très prononcé depuis la fin du Tertiaire. Il s'agit là, croyons-nous, d'un mouvement posthume de l'orogénèse andine, tendant à rétablir l'équilibre isostatique détruit lors de la formation de la cordillère et en relation avec l'activité volcanique et sismique de la mer Caraïbe. Il serait intéressant de connaître la part qui revient aux oscillations verticales des continents et aux mouvements eustatiques de l'océan, et de voir dans quelle mesure se vérifient de l'autre côté de l'Atlantique les observations sur lesquelles Ch. Deperet a basé ses travaux sur les régions méditerranéennes.

En ce qui concerne le bouclier guyanais, les oscillations épirogéniques ont également eu pour conséquence la formation de cassures très importantes qui semblent avoir eu une influence sur le réseau hydrographique du pays.

ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE RÉCENTE DU BOUCLIER GUYANAIS.

Si l'on compare les faits observés en Guyane française avec ce que l'on sait de la géologie des Guyanes étrangères, on voit qu'au Surinam la zone côtière, très large dans l'Ouest, s'amincit progressivement vers l'Est. Elle est caractérisée par une faible pente vers la mer et, d'après les géologues hollandais, ses dépôts comprennent, de haut en bas, les deux étages suivants : argiles récentes, sables blancs d'origine vraisemblablement subcontinentale.

La même disposition s'observe en Guyane anglaise, où les « White Sand Series » s'élargissent démesurément jusqu'au 4° degré lat. N. Quant à la formation de « Demerara clay », elle se superpose à la précédente.

Sables blancs.

Cette série repose en grande transgression sur les terrains anciens du socle et est composée principalement de sables fins ou grossiers à stratification souvent irrégulière, avec quelques intercalations argileuses. Dans la Basse-Berbice et la Basse-Demerara (à 50 kilomètres en amont de l'embouchure), on connaît des intercalations lenticulaires de lignite pouvant atteindre deux mètres d'épaisseur.

La série a une puissance très variable. Elle atteint 2.225 mètres dans la dépression Berbice-Courantine où des sondages ont été faits pour la prospection du pétrole. Les dépôts y ont les caractères des formations littorales de deltas et des études détaillées ont montré qu'il s'agit d'une zone de subsidence dont le fonctionnement a été intermittent. La succession se divise en plusieurs étages d'une centaine de mètres d'épaisseur. Aucun fossile n'y a été trouvé, mais on suppose qu'elle se rapporte au Pléistocène et au Pliocène.

Partout ailleurs la série a été profondément érodée et les buttes-témoins avancent très loin vers le sud.

Ces formations se prolongent en Guyane hollandaise. De nombreux sondages ont été effectués dans le bas pays, mais le bed-rock n'a été atteint qu'en de rares endroits. Le long du chemin de fer allant de Paramaribo vers le sud, à la hauteur du kilomètre 29, le soubassement se trouve déjà à 63 mètres.

Dans la région de la basse Nickerie (Surinam occidental), un sondage a été poussé jusqu'à 302 mètres sans atteindre le socle. On se trouve probablement encore, à cet endroit, dans la dépression de la Berbice.

La composition de la série est la même qu'en territoire anglais : alternance de sables, sables argileux, argiles kaolineuses et lits de lignite. Dans les deux Guyanes, les altitudes ne dépassent guère 35 mètres, à une égale distance de la mer.

D'après les géologues anglais (1), la Berbice Formation (= White Sand Series) s'est constituée aux dépens des roches de l'intérieur, et l'énorme épaisseur de la série s'explique par la proximité du plateau gréseux de Roraïma. Le démantèlement des Monts de Pacaraïma aurait donné, non seulement des sables blancs, mais encore des dépôts accumulés aux bouches de l'Orénoque, et jusqu'à Trinidad où ils auraient été charriés par un courant venant du S.E.

Du point de vue économique, cette série est fort intéressante : elle fournit du kaolin, des argiles réfractaires et a donné naissance à de très importants affleurements de bauxite.

D'après Smith Bracewell, ces derniers sont alignés suivant une direction NNW-SSE, dans le bassin des rivières Berbice, Demerara et Essequibo. Certains de ces gisements seraient antérieurs à la série des sables blancs.

Au Surinam, nous avons pu visiter les exploitations de bauxite de la région de Moungo (à 40 kilomètres à l'ouest d'Albina) et de Biliton (à quelque 20 kilomètres au sud de Paramaribo). Dans les deux cas, le bed-rock est une argile kaolineuse blanche, avec de nombreuses craquelures colorées par l'oxyde de fer. La couche bauxitique, d'une épaisseur variable, porte en certains endroits des traces d'érosion (Biliton). Elle est recouverte en transgression par des sables jaunes légèrement argileux d'une épaisseur de 1 mètre environ, contenant des intercalations d'argile verdâtre avec un peu de lignite.

On ne connaît pas le soubassement de l'argile kaolineuse. Toutefois, dans une ancienne carrière de bauxite utilisée pour l'empierrement des routes, nous avons vu, à la partie inférieure de la couche, des « stalactites » de gibbsite enfoncées verticalement dans une argile légèrement stratifiée et paraissant avoir remplacé d'anciennes racines végétales.

Ces kaolins se semblent pas s'être formés aux dépens des roches du socle. Ils ont sans doute une origine sédimentaire et sont à rapporter à la série de Berbice.

Argile bleue.

L'« argile de Demerara » forme une bande continue le long du littoral anglais et hollandais. D'après les géologues anglais, elle a été précédée d'une période d'érosion et est transgressive tantôt sur les sables blancs, tantôt sur les roches anciennes du socle. Ceci est confirmé par les sondages effectués en Guyane française dans la rivière de Cayenne, où l'argile repose directement sur les roches anciennes.

La formation, uniformément composée d'argile bleue, prend une couleur brune au contact de l'air ; elle contient quelques intercalations lenticulaires de sables et se distingue des dépôts de Berbice par de fréquents niveaux contenant des débris de coquillages. Sa puissance varie entre 30 et 100 mètres.

Au Surinam, elle repose toujours sur les termes de la série inférieure. En dehors des lentilles de sable, elle contient aussi des concrétions de limonite et des débris de foraminifères qui, d'après R. Ijzerman, appartiennent tous à des espèces actuelles.

A quelques kilomètres au sud de Paramaribo existe une véritable lumachelle (composée de bivalves, gastropodes, etc.), cimentée par du sable calcaireux et recouverte de sables jaunes identiques au toit de la bauxite de Biliton. Elle affleure le long de petites collines surbaissées, parallèles à la côte : il s'agit vraisemblablement de cordons littoraux. Nous devons à l'obligeance de M. Scholz, chef du Service des Mines de Paramaribo, de les avoir observés.

(1) H. G. KUGLER, S. C. MACKENZIE, R. M. STAINFORTH, J. C. GRIFFITHS et G. R. BROTHERHOOD, « Report on Exploration of Oil in British Guiana », Georgetown, *Bull. du Geol. Survey of British Guiana*, n° 20, 1942.

CORRÉLATION ENTRE LES TERRAINS RÉCENTS DES DIVERSES GUYANES.

La similitude des faciès et une disposition identique par rapport à l'argile bleue permettent de rapporter à la série des sables blancs les terrains récents de la Guyane française qui sont compris entre la bande n° 1 et les affleurements des terrains anciens.

Cette « série des sables » s'est partout déposée sur une pénéplaine légèrement ondulée, présentant par endroits une croûte bauxitique. Au Surinam, il existe nettement deux types de gisements : les bauxites « récentes », qu'on trouve à une altitude de 35 mètres environ, et les bauxites « anciennes » du Brownsberg et des montagnes de Nassau, à environ 140 mètres d'altitude.

En territoire français, la bauxite ancienne correspond, on s'en souvient, à la pénéplaine située entre 170 et 240 mètres. Tout comme au Surinam, elle est presque toujours pisolithique à ce niveau (gisements résiduels), et il est clair qu'il s'agit de la même pénéplaine se relevant doucement d'ouest en est : 135 mètres en Guyane anglaise, 140 en Guyane hollandaise, 170 en Guyane française.

Ensuite les « sables blancs » se sont déposés à la bordure septentrionale du bouclier guyanais dans de profondes dépressions : Berbice, Courantine, Nickerie, peut-être région de l'Orénoque et partiellement la dépression de l'Amazone (cette dernière étant de formation plus ancienne).

Puis l'ensemble de la pénéplaine a subi une forte inclinaison vers l'Atlantique. La différence d'altitude entre les sables blancs méridionaux qui se trouvent à 135 mètres et le fond de la dépression de la Berbice, qui est à — 2.000 indique que la dénivellation a pu atteindre par endroits plus de 2.000 mètres.

Les terrasses marines de l'Île de Cayenne prouvent que, pendant le dépôt des sables, le bouclier guyanais n'est pas resté immobile. On sait qu'il existe quatre terrasses « basses » et quatre « hautes » (c'est-à-dire accrochées au flanc des collines). On peut expliquer leur formation par les arrêts qui se produisaient au cours d'un lent mouvement positif et il faudrait admettre dans ce cas huit oscillations successives dans le sens positif.

S'il en est ainsi, pourquoi n'observe-t-on que quatre bandes parallèles le long du littoral ? On peut supposer que celles-ci correspondent aux terrasses inférieures, les autres zones étant dissimulées par la forêt et impossibles à distinguer sur les photos aériennes. Il est peut-être plus vraisemblable de penser que, la terrasse de 6 mètres ayant été précédée d'un mouvement négatif, le même phénomène s'est produit pour les autres niveaux, les terrasses hautes témoignant des oscillations positives et les terrasses basses des oscillations négatives.

Rien ne permet toutefois, dans l'état actuel de nos connaissances, d'établir avec certitude une correspondance entre maxima et minima et seules des recherches ultérieures permettront peut-être de résoudre le problème.

Au Surinam et en Guyane anglaise, la bauxite récente se trouve à une altitude voisine de 35 mètres qui pourrait correspondre à l'une de nos terrasses hautes, mais il serait prématuré de l'affirmer. L'altération bauxitique a été suivie de la transgression marine des sables jaunes, légèrement argileux, avec débris de coquillages, analogues à la terrasse de 5-6 mètres de l'Île de Cayenne. Il n'est pas impossible, par conséquent, que le mouvement négatif qu'indique cette dernière ait succédé au mouvement positif de la terrasse de 35 mètres.

Après la formation de la terrasse de 5-6 mètres, le bouclier s'est encore une fois abaissé et, actuellement, nous assistons à un nouveau mouvement positif qui a d'abord entraîné l'exondation de l'argile bleue et se poursuit par le dépôt extraordinairement rapide des vases de l'Amazone. Ainsi s'expliquerait l'existence de la cinquième bande côtière, couverte de palétuviers (2 à 4 mètres).

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET HUMAINE.

Vents et chutes de pluie. — La vaste pénéplaine qui constitue la Guyane est abondamment arrosée. Les alizés soufflent presque toute l'année dans la direction SW à WSW et, sous leur poussée, les nuages déversent leur contenu aux abords du continent, en particulier sur les hauteurs qui se trouvent à proximité de la côte.

Contrairement à ce que l'on peut observer en Afrique sous la même latitude, les orages y sont extrêmement rares, à l'exception de régions telles que la plaine de Kaw où la montagne limite brusquement la zone côtière et crée des courants d'air ascendants. A l'intérieur du pays, il y a quelques orages de caractère local en saison sèche.

La saison des pluies commence à la fin du mois de novembre et ne se termine qu'en juillet, avec une courte interruption pendant la petite saison sèche (« petit été de mars ») qui se situe entre février et avril. D'une année à l'autre l'intensité des pluies varie fortement, et cette différence vient surtout de la longueur de cette période sèche. Les chutes annuelles sont de l'ordre de 3 mètres à 3 m. 50 dans la zone côtière et de 4 mètres sur les hauteurs.

Les alizés rendent le climat de la Guyane relativement tempéré.

Morphologie. — Depuis les premières explorations on a considéré la Guyane comme un vaste amphithéâtre s'élevant du nord vers le sud en trois gradins successifs. Cette interprétation simpliste, et d'ailleurs erronée, est due à l'absence de moyens de communication autres que les voies fluviales. En empruntant ces dernières, les moins avertis en fait de morphologie constatent en effet l'existence de trois secteurs principaux : tout d'abord la région côtière, où les cours d'eau sont tranquilles et subissent l'influence des marées; puis une deuxième zone, d'une largeur variable, où de nombreux « sauts » rendent la navigation extrêmement difficile; enfin les hauts cours, où les rapides sont rares.

La configuration du pays est en réalité plus complexe. Il suffit de jeter les yeux sur la carte morphologique ci-jointe (interprétation des photos aériennes) pour voir qu'elle est le reflet fidèle de la structure géologique : on y distingue les régions naturelles suivantes :

1° Zone côtière;

2° Chaîne de collines correspondant à la zone des schistes de l'Orapu et traversant le pays d'est en ouest;

3° Massif central guyanais;

4° Pénéplaine méridionale, délimitée au nord par les massifs dioritiques qui s'étendent entre 3°30 et 4° lat. N et au sud par les Monts Tumuc Humac, derniers contreforts d'une chaîne qui se développe dans la partie occidentale du bouclier guyanais.

1° ZONE CÔTIÈRE.

La zone côtière — la seule où existe une population sédentaire — est très plate et a une largeur moyenne de 10 kilomètres environ. Elle se rétrécit fortement dans la région Iracoubo-Organabo et s'élargit au contraire dans l'est et l'extrême-ouest du pays. Elle comprend de nombreuses savanes naturelles.

C'est une plaine où les altitudes ne dépassent guère une trentaine de mètres avec, çà et là, de petits pitons aux sommets arrondis ou tabulaires. Le Grand Matoury, le plus élevé d'entre eux, mesure 234 mètres, le plateau du Mahury 173, les Monts Tigre et Cabassou 150; la plupart des autres, particulièrement nombreux dans l'île de Cayenne, ne dépassent pas 100 mètres : Monts de l'Observatoire avec leurs prolongements : montagne La Bruyère, Mont Carimaré à l'est de Guisambourg. Monts de Pariacabo au sud de Kourou, etc.

Quelques-uns de ces monticules se dressent sur la côte même : Montagne d'Argent et Pointe de Coumarouman, dans la baie de l'Oyapock; Bourda, Montravel et Montabo, dans l'île de Cayenne. Leur altitude dépasse rarement 50 mètres (Bourda : 91; Montabo : 70). Ce sont là d'anciennes îles rattachées à la terre. Le fait est très net dans la baie de l'Oyapock, où les pédoncules sont constitués par une vase récemment émergée et fixée par les palétuviers. A cette même catégorie de collines se rattachent les îlots accidentés qui se trouvent à proximité de Cayenne (Le Père, La Mère, etc.). Ils se trouvent, étant donné l'avance rapide du rivage, à une distance toujours moins grande de la côte. Les profondeurs marines, également, diminuent : du temps des Jésuites, un établissement florissant existait à l'îlet La Mère et des bateaux assez importants y accostaient; aujourd'hui, une simple vedette talonne la vase du chenal.

Dans l'île de Cayenne les monticules épars, qui formaient autrefois autant d'îlots, sont soudés par toute une série de terrasses marines dues aux différentes transgressions et régressions. Il existe en outre dans cette région des cordons littoraux de la période quaternaire, particulièrement bien développés entre le Mont Saint-Martin et le Montabo (15 à 16 mètres d'altitude) et parallèles à la côte. D'autres, beaucoup plus récents, ont provoqué la formation de dépressions qui collectent les eaux de pluie et favorisent le foisonnement des moustiques.

Des cordons littoraux anciens existent également dans la partie sud de l'île, où ils se sont constitués et conservés grâce aux filons de dolérite auxquels ils s'adossent. Plusieurs alignements de ces filons apparaissent dans le plateau du Mahury; les plus méridionaux traversent le fleuve à la hauteur des Montagnes Anglaises et peuvent être suivis pendant plusieurs kilomètres à l'intérieur du pays.

Tous les petits caps que dessine la côte à l'est du Dégrad des Cannes sont également dûs à des affleurements de dolérite. Leur direction NNW est exactement perpendiculaire à celle de la diorite qui forme le plateau. Cette coexistence crée un véritable carrelage qui amortit la destruction par les agents atmosphériques mais entraîne la formation de cuvettes, dont quelques-unes sont devenues des étangs. Grâce à des travaux très simples, ces derniers permettent d'alimenter en eau la ville de Cayenne, et leur rendement pourrait certainement être amélioré le cas échéant.

L'ancien cordon littoral qui relie la pointe nord du massif du Mahury au Mont Saint-Martin, envoie vers le nord deux diverticules (terrasses de 8 mètres) qui se trouvent dans le prolongement de ces dolérites.

Les filons ont joué le même rôle dans la conservation des îlots : îles du Salut, le Malingre, le Père, la Mère, etc.

Ces dolérites traversent des témoins du socle ancien qui forment des collines aux pentes raides au flanc desquelles s'étagent, sans ordre apparent, les anciennes terrasses marines. Les reliefs sont soulignés par d'innombrables vallons qui représentaient autant de minuscules bras de mer lors de la formation de la terrasse de 3 mètres.

Quant on suit la route départementale qui va de Cayenne à Iracoubo, on aperçoit de vastes zones plates s'étageant à l'horizon. Outre ces « terrasses », on constate l'existence d'ondulations, au sens topographique du mot, qui sont d'anciens cordons littoraux séparés par des bas-fonds. Ces accumulations de sable, parallèles à la côte actuelle, tirent souvent leur origine d'un bombement granitique qui affleure aux environs.

Les dépressions sont occupées par des marécages qui, en saison des pluies, se transforment en véritables lacs encombrés de végétation aquatique. Les espaces inondés sont particulièrement vastes dans l'est du pays, entre l'Ouanary et le bas Oyapock.



(Photo aérienne oblique publiée avec l'autorisation de l'I. G. N.)

Embouchures de l'Oyapock et de l'Ouanary.
Au premier plan, le Mont La Bruvère et la terminaison orientale des Monts de l'Observatoire.

Les photos aériennes confirment l'extension à toute la zone côtière des caractères que nous avons pu étudier dans l'Île de Cayenne. On constate partout l'existence de plusieurs bandes, nettement délimitées par des lignes où la végétation forestière a pu s'implanter. Ce fait est dû vraisemblablement à la disposition monoclinale des couches successives déposées par les mers quaternaires, qui accusent dans l'ensemble un léger pendage vers l'océan : l'eau venant de l'intérieur du pays ne s'est pas écoulée librement, mais a été canalisée par des « cuestas » favorisant le développement de galeries forestières.

Les rivières sont larges, sinueuses, avec un courant réversible dans les tronçons inférieurs au moment des marées. Celles-ci se font sentir assez loin à l'intérieur du pays (v. carte, p. 84), inondant les rives sauf en de rares points bien connus des pagayeurs. Au jusant on voit apparaître sur les bords escarpés des fleuves une couche de vase d'une hauteur de 2 mètres environ, correspondant sensiblement à la différence de niveau entre marée basse et marée haute (1). Ce dépôt, quotidiennement renouvelé, est généralement creusé de petits thalwegs éphémères par lesquels s'écoule le trop-plein, avec un gros retard par rapport à l'heure des marées.

L'aspect des cours d'eau varie donc considérablement suivant les heures. Dans le bas Kourou et l'Ouanary, la zone inondée à chaque marée montante s'étend sur plusieurs kilomètres. Si l'on s'attarde sans guide dans les parages, il est extrêmement difficile de trouver un endroit sec pour accrocher un hamac et faire du feu.

Lorsqu'on ne dispose pas d'une embarcation à moteur, on choisit évidemment les heures de marée montante pour remonter les rivières. La difficulté, dans ce cas, est de calculer exactement l'horaire afin de ne pas être pris au dépourvu par le jusant. Nous avons enregistré, dans le cours moyen des fleuves, des retards de 5 heures par rapport aux tables de marées établies pour un point fixe de la côte (estuaire de la rivière de Cayenne).

Le flux et le reflux, balayant continuellement la partie basse des fleuves, en approfondit le lit. Dans le Mahury, on connaît des profondeurs de 6 et 7 mètres (Dégrad des Cannes, confluent de la rivière du Tour de l'Île), alors qu'en pleine mer les fonds sont souvent inférieurs à 1 mètre. Dans la Rivière de Cayenne existent des fonds de 3-4 mètres, qui tendent d'ailleurs à diminuer.

*
**

La pression des vases sous l'influence des vents et des courants a des conséquences multiples. L'une des plus curieuses est le détournement vers l'ouest des embouchures fluviales. Il se forme un barrage sédimentaire normal à la direction primitive du courant, qui oriente peu à peu le lit parallèlement au littoral. Le fleuve ainsi détourné s'allonge parallèlement à la côte et arrive à collecter comme affluents des cours d'eau qui se jetaient auparavant dans la mer.

Nous avons proposé pour ce genre de captures le terme de « confluences côtières par barrages sédimentaires » (2).

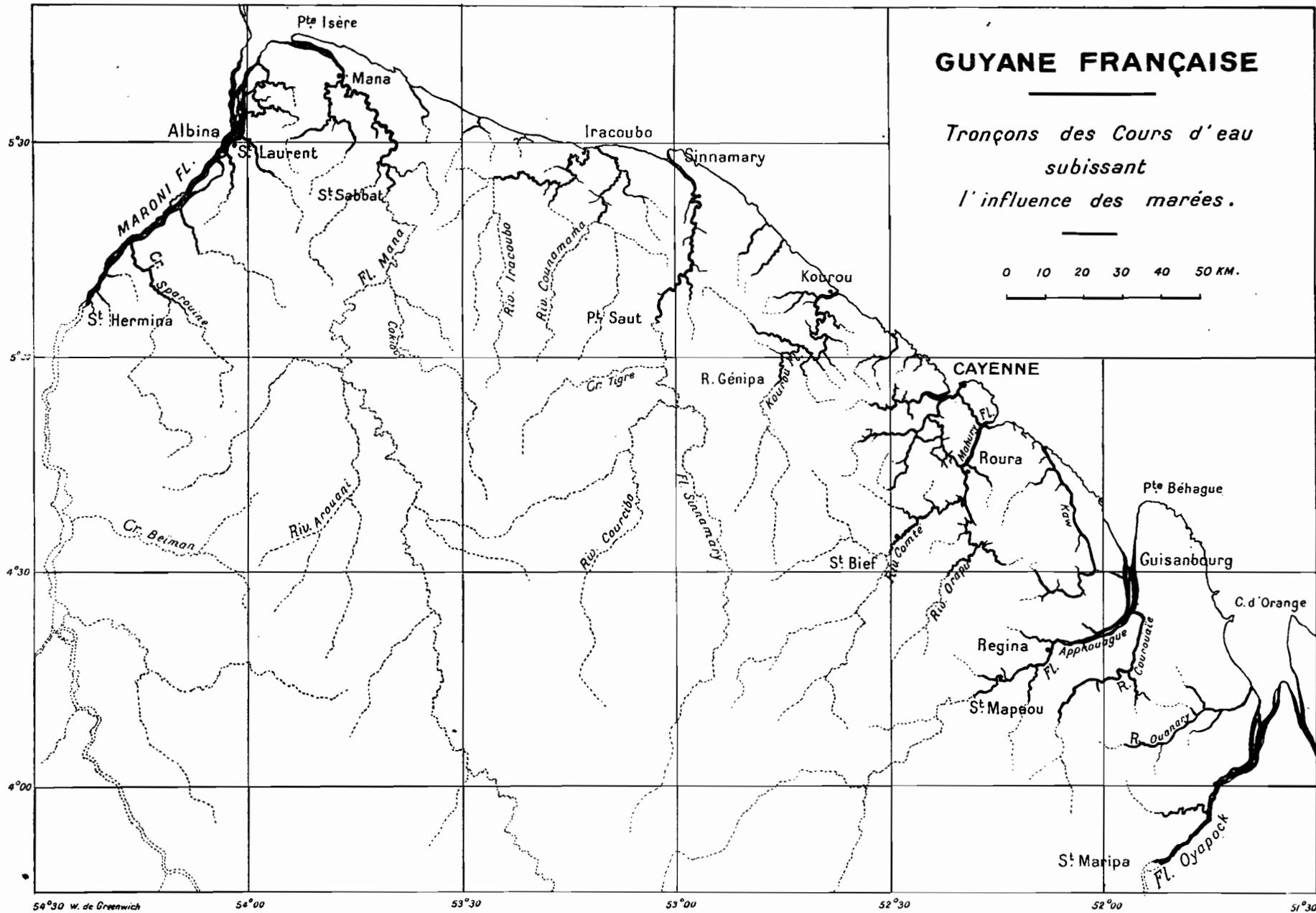
Les côtes guyanaises en offrent de nombreux exemples : confluence récente de la rivière de Kaw avec la crique Angélique (3); confluences plus anciennes de la Cottica avec la Commewijne, et de cette dernière avec la rivière Surinam (Guyane hollandaise), etc. Si l'avance rapide de la pointe Isère continue, la Mana viendra bientôt « capter » le Maroni, les deux embouchures étant voisines.

A la sortie de l'estuaire du Mahury, un équilibre tend à s'établir entre la vase envahissante et le courant fluvial, très sensible au moment du jusant. Étant donné l'obstacle que constitue l'Île de Cayenne, les apports de vase ne peuvent ici, comme pour les autres fleuves, déplacer l'embouchure. De même qu'en hydrologie la construction d'ouvrages d'art en courbe provoque l'accélération d'un courant, la forme arrondie du plateau du Mahury favorise le creusement d'un chenal dans la partie orientale de l'estuaire.

(1) Les amplitudes des marées sont, en Guyane, de 3 mètres au maximum et de 0 m. 80 au minimum.

(2) B. CHOUBERT, « Sur des phénomènes actuels de sédimentation le long des côtes guyanaises », *C. R. Ac. Sc.*, t. CCXXVII, p. 1108-1110, Paris, 1948.

(3) Primitivement, le terme de « crique » désignait en Guyane, les petits cours d'eau où la marée se faisait sentir; par extension, il s'applique aujourd'hui à toute rivière d'un faible débit.



Alors que les dépôts marins réduisent constamment la distance qui sépare le rivage des îlets, le fleuve fait disparaître peu à peu le pédoncule de haut fond qui part du Montravel et figure encore sur toutes les cartes marines.

L'ensemble de ces facteurs constitue des conditions relativement favorables à la création d'un port à cet endroit.

Les dépôts de vase que l'on observe le long du littoral français se sont également produits au Surinam, à une époque légèrement antérieure. On peut en conclure que le phénomène a commencé dans la partie ouest du bouclier et continue progressivement vers l'est. La zone côtière hollandaise a une profondeur de 50 kilomètres dans sa partie occidentale; les caps successifs, orientés E-W, sont plus importants que ceux de la Guyane française et canalisent les bas cours des fleuves sur de plus grandes longueurs. Le tronçon du fleuve Surinam, parallèle à la côte, mesure 60 kilomètres.

Ces « barrages sédimentaires » sont formés de terrains déjà cultivables (polders) consolidés depuis un certain temps. Leur largeur est en moyenne d'une douzaine de kilomètres, alors qu'en territoire français le barrage de la Mana est de 2 kilomètres à peine. Certains de nos cours d'eau, tels que l'Ouanary, ou encore la Courouaïe et la Ratamina (affluent et sous-affluent de l'Approuague), ont la totalité de leur lit dans des dépôts récents. L'Ouanary, en particulier, ressemble moins à un fleuve qu'à un vaste marais où le courant ne se fait sentir qu'en période de grandes pluies, grâce au jeu des marées.

*

**

L'ensemble de ces caractères rend la zone côtière française très malsaine, à l'exception de l'île de Cayenne qui occupe une situation privilégiée en bordure du bouclier guyanais. Toute la population guyanaise y est malheureusement concentrée, dans des communes qui, Roura mise à part, sont à peu près inhabitables. Certaines, comme Saint-Georges-de-l'Oyapock, Régina et Sinnamary, sont plongées dans une humidité constante ou même, comme Guisanbourg et Kaw, sont inondées à chaque marée; d'autres, comme Kourou et Mana, ont un sol sablonneux propice à la multiplication des parasites et tout à fait impropre à la culture. La plupart sont privées de sources d'eau claire.

À quelque distance de ces agglomérations les Guyanais ont généralement des « habitations », c'est-à-dire de petites fermes. Dans les savanes sablonneuses de l'Ouest où l'on fait de l'élevage, elles sont entourées de palissades et ressemblent, en beaucoup plus petit, aux « kraal » d'Afrique du Sud. Aux environs de Sinnamary, on y fait l'élevage du porc. Dans l'Est elles sont souvent situées sur d'anciennes plantations de cacaoyers qui, bien qu'abandonnées depuis plusieurs décades et à demi étouffées par la végétation nouvelle, continuent à produire quelque peu. Dans les zones inondées elles se réduisent à peu de chose : une case délabrée, un ou deux « carbets » où l'on tend des hamacs pendant les heures chaudes de la journée. On y accède en pirogue par une petite « crique de marée », praticable uniquement à marée haute. Quelques bananiers et plantations d'ignames se trouvent généralement à proximité.

Il y a une centaine d'années, la plupart des chefs-lieux étaient de petits ports, et certaines bourgades avaient été reliées à la mer par des canaux permettant l'accostage des voiliers (Tonate). Tous se trouvent actuellement séparés de la mer par plusieurs kilomètres de vase (Kourou, Sinnamary, Iracoubo, Mana, etc.). La végétation, en brisant le vent du large, a modifié le climat, le rendant chaud et insalubre. Enfin l'allongement des estuaires, dû à la même cause, gêne considérablement ces anciens riverains, habitués à vivre de la pêche. Kaw, la plus déshéritée de toutes les communes, était il y a cinquante ans un bourg prospère, dont les habitants étaient connus pour leur habileté à construire des barques tenant la mer. Depuis cette époque, la rivière de Kaw s'est allongée de plus de dix kilomètres et les hauts fonds de l'embouchure provoquent la formation de « bouchons » de plantes aquatiques. Aussitôt nettoyée, la rivière s'encombre à nouveau en quelques semaines. La population actuelle vit dans un état de stagnation difficile à imaginer, et les meilleurs éléments émigrent vers des lieux plus cléments.

En fait la ville de Cayenne, avec ses quelque treize mille habitants, draine plus de la moitié des habitants de la Guyane.

**

Dans l'ensemble, la zone côtière paraît peu fertile. Dans la partie ouest du territoire, le terrain est sablonneux. Par endroits existent de véritables dunes fossiles (nord de Sinnamary) qui forment des alignements parallèles. Entre Cayenne et l'Oyapock, au contraire, la sédimentation argileuse semble prédominer. Les photos aériennes révèlent les traces d'anciennes plantations aux environs de Kaw, dans le bas Approuague, dans la Courouaïe et sur la rive droite du Mahury. Ces cultures, entreprises sur une vaste échelle, ont nécessité à l'époque un assèchement méthodique du terrain. La région de Guisambourg, inondée à chaque marée montante, était autrefois protégée par des digues. Aujourd'hui on y circule en canot et, même en saison sèche, les bas fonds restent inondés (v. Pl. XI).

Le manque d'entretien des canalisations et la dégradation des digues ne sont pas seuls en cause, puisqu'on sait qu'il s'y ajoute les nombreux inconvénients dus à l'envasement progressif des côtes. Le sol, toutefois, peut convenir à certaines cultures extensives, et il n'est peut-être pas impossible de fertiliser à nouveau la région. P. Gourou, dans un récent ouvrage (1), rappelle que la rizière inondée offre la meilleure chance de produire des quantités satisfaisantes d'hydrates de carbone, sans risque d'épuisement des sols. En Sierra Leone, par exemple, on a, pour implanter la riziculture, défriché des palétuviers et aménagé des parcelles endiguées en les déchlorurant et en les lessivant par les eaux douces du fleuve.

La physionomie de cette région a été autrefois transformée par les ouvrages d'art dus à Guisan et à ses collaborateurs : canal de Kaw, crique Fouillée, etc. Si ces derniers étaient entretenus comme par le passé ils continueraient à rendre de grands services. Actuellement le canal de Kaw est obstrué par les herbes et, à l'emplacement des anciennes digues, la végétation plus touffue forme un carrelage régulier donnant une idée de ce qu'était cette plaine, asséchée et cultivée.

La crique Fouillée, utilisée par tous ceux qui se rendent dans le bassin de la Comté, permet d'éviter l'estuaire de la Rivière de Cayenne où les alizés soulèvent fréquemment une houle dangereuse pour les petites embarcations. Elle est aussi à l'abandon et l'encombrement de son lit prouve à quel point l'envasement affecte, non seulement le littoral, mais encore toutes les voies d'eau situées dans la région côtière.

2° CHAÎNE SEPTENTRIONALE GUYANAISE.

Cette région a un relief tourmenté. La vieille chaîne de montagnes, formée principalement de terrains schisteux, a été profondément érodée et la majorité des fleuves qui la traversent ont, depuis fort longtemps un caractère sénile. Les thalwegs sont larges dans les cours d'eaux principaux, plus encaissés dans les rivières secondaires. Le flux et le reflux des marées se fait encore sentir très avant dans cette zone (Comté, Orapu, Approuague, etc.). Les affleurements granitiques troublent quelque peu cette tranquillité et provoquent des « sauts » qui, en saison sèche, gênent la navigation : Petit Saut sur le Sinnamary, Tourépé dans l'Approuague, sauts Sabbat, Maïpouri, Belle Étoile, Tamanoir sur la Mana.

Dans le sud cette deuxième zone est bornée par le Massif central guyanais. Les caractères propres à la chaîne septentrionale cessent avec l'apparition des roches dures : saut Hermina dans le Maroni, Mapaou dans l'Approuague, Grands Sauts de Maripa dans l'Oyapock. Au nord, la limite correspond aux dépôts quaternaires et, par conséquent, à l'apparition des savanes. Si l'on descend en canot les différents fleuves, le changement de régime se fait très progressivement et la ligne de démarcation, dissimulée par la végétation riveraine, apparaît beaucoup moins nettement que sur les photos aériennes.

La chaîne septentrionale est composée, dans l'ensemble, de terrains schisteux tendres; elle comprend cependant quelques roches très dures telles que les dolérites qui, dans la partie orientale du pays, émergent des dépôts récents dans les thalwegs des grands fleuves : Mahury, Approuague, Oyapock, etc. Les filons, qui s'accompagnent parfois d'affleurements granitiques, recourent certains cours d'eau et, à marée basse, provoquent des remous.

(1) P. GOUROU, *Les pays tropicaux*, Presses Universitaires, Paris, 1947.

Les terrains schisteux appartenant à la série inférieure forment un important massif entre la Comté et l'Approuague. On relève des altitudes de 300 mètres dans les Montagnes de Kaw proprement dites, et de 260 mètres environ dans la partie N.W. de la chaîne, séparée de la précédente par la dépression de la crique Angélique. Le prolongement des Montagnes Anglaises a quelque 120 mètres d'altitude; il est coupé de la montagne La Gabrielle par la crique Gabrielle (dite aussi Racamont).

Les Montagnes de Kaw sont séparées de la chaîne septentrionale guyanaise par les vallées de l'Oyac, de l'Orapu et de la Counana. Les sources de cette dernière sont très voisines de celles de la rivière de Kaw.

L'ensemble forme une vallée profonde qui délimite des terrains d'âges géologiques différents et correspondent à une cassure.

Lorsqu'on suit en bateau la côte guyanaise entre Cayenne et l'embouchure de l'Approuague, les montagnes ont, de loin, l'aspect d'un plateau et les collines de l'île de Cayenne semblent en former le prolongement naturel. Vers l'est, la chaîne se morcelle et n'apparaît plus que sous forme de massifs isolés. Les plus élevés sont les Trois Pitons, qui culminent à 300 mètres environ. Enfin lorsqu'on dépasse la pointe Béhague quelques mamelons apparaissent encore à l'horizon : « horst » des Monts de l'Observatoire, Mont Lucas (Pointe La Bruyère) et toutes les collines mentionnées dans le chapitre précédent (voir Pl. X).

Les chaînons de cette deuxième zone, actuellement épars, formaient autrefois un alignement continu dont on retrouve la direction générale. Les premiers explorateurs, en remontant les cours d'eau, n'en ont jamais eu la vision d'ensemble et l'ont laissé sans dénomination géographique. Nous proposons de l'appeler « chaîne septentrionale guyanaise ».

Elle est découpée par d'innombrables cours d'eau et son relief est extrêmement tourmenté. D'ouest en est elle comprend : les collines de la Sparouine, la Montagne Fer, la Montagne des Trois Roros (Mana), la ligne de hauteurs que montrent les photos aériennes entre le saut Dalles et la crique Tigre, les Montagnes du Diable, les Montagnes Plomb (Sinnamary), les Montagnes Chevaux de la Comté et, dans le même bassin, la Montagne Table, la Montagne Carapa, les Montagnes de Kaw avec leurs prolongements du Tibourou et de l'Inery, les Trois Pitons, les collines du bas Ouanary (Monts de l'Observatoire, etc.), celles de la crique Toucouchy, le Mont Lucas, enfin la Montagne des Maraouanes, qui se trouve entre l'Ouanary et l'Oyapock.

L'individualité de la chaîne, située entre la zone côtière extrêmement plate et la pénéplaine granitique de l'intérieur, se trouve ainsi nettement définie.

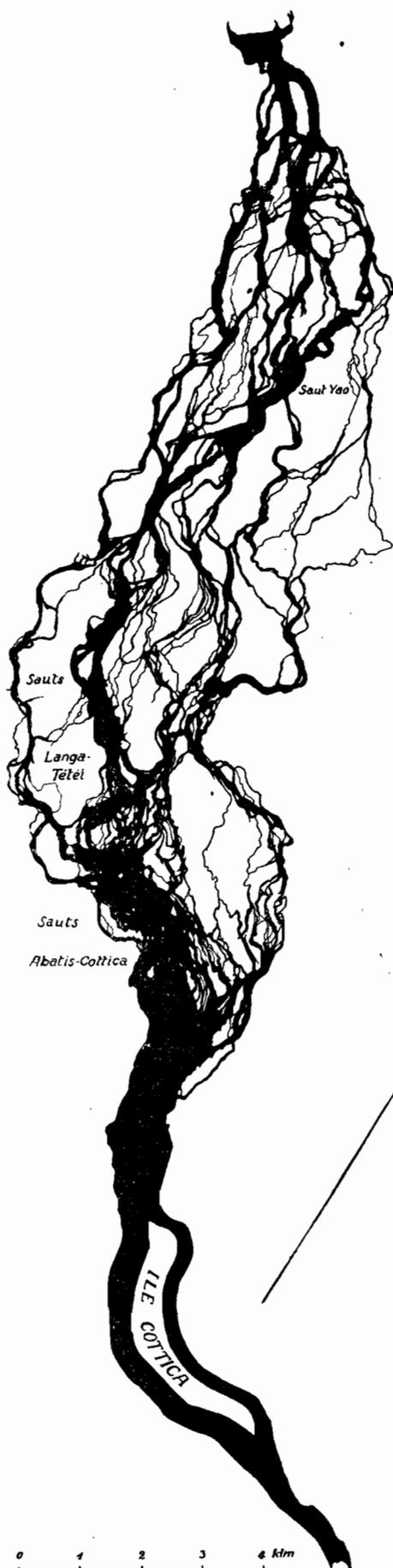
Tout cet ensemble a été profondément entamé par l'érosion. A certaines époques des vallées, qui avaient été envahies par la mer, ont été ensuite comblées par l'alluvionnement des cours d'eau dont le niveau de base était plus élevé qu'aujourd'hui. Telle est sans nul doute l'origine de la large vallée située en amont du bourg de Kaw et d'une partie des basses vallées de la Counamama et de l'Iracoubo. Dans la vallée de Kaw, en particulier, le contraste est frappant entre les pentes abruptes, couvertes d'une forêt sombre, et la plaine parfaitement horizontale où se développe en saison des pluies une végétation herbacée d'un vert tendre. Les mêmes paysages se répètent dans la haute Ratamina et dans quelques-uns de ses affluents.

Presque toutes les vallées latérales sont parallèles à la schistosité des roches et, de ce fait, larges et profondes. Ceci explique la faiblesse du courant dans les rivières Inéry et Counamary dans le bassin de l'Approuague, de la rivière Coui dans le bassin du Kourou, etc.

3° MASSIF CENTRAL GUYANAIS.

Les réelles difficultés de navigation commencent lorsqu'on pénètre dans le Massif central guyanais. Les sauts succèdent aux sauts, et les cours d'eau sont encombrés de blocs granitiques, particulièrement en saison sèche.

Granites et schistes n'ont pas eu la même résistance à l'érosion, et le régime des cours d'eau s'en est



trouvé modifié. Dans la Mana, la succession des sauts est presque ininterrompue entre la crique Baboune et le saut Continent et, plutôt que de franchir ce passage difficile, les pagayeurs Saramacas préfèrent mettre pied à terre et transporter à dos d'homme chargement et embarcations sur un parcours de 10 kilomètres. En saison des pluies, le trajet entre le bourg de Mana et Grand Pont nécessite plus d'un mois de canotage à la perche et à la pagaie. La population du bas pays ne connaît d'ailleurs ce fleuve que jusqu'au saut Fracas, qui représente le seuil d'un domaine exclusivement réservé aux canotiers professionnels.

Dans le Maroni, les sauts les plus célèbres sont, en remontant vers la source, celui d'Hermina, avec ses trois paliers (« bancals »), la série des sauts Petersongo-Bonimofou-Coumarou-Gnangnan, en aval du confluent avec la crique Beïman, enfin le triple saut Mambari-Singatetey-Poli-goudou, près de l'Abounami. Dans l'Aoua, le saut le plus difficile à franchir est le Laissé-Dédé, ce qui signifie « Laissez mourir ».

Tous ces rapides ont à leur actif de nombreuses pertes de vies humaines et aussi de marchandises, d'or en particulier. Après la découverte de ce métal, il y a une centaine d'années, les Guyanais sont partis à l'assaut des rivières sans connaître les embûches que représentent ces obstacles naturels. C'est seulement au début du siècle qu'une société commerciale de Cayenne eut, dit-on, l'idée de faire venir du Surinam de véritables spécialistes du pagayage, les Saramacas. Depuis cette époque ceux-ci viennent régulièrement gagner quelque argent en Guyane française et se sont établis dans les bas fleuves à quelque distance des communes.

Dans la région du Maroni, le recrutement des pagayeurs est facilité par la présence de races assez prolifiques : Paramacas, Yucas, Bonis, appartenant, comme les Saramacas, au groupe ethnique Bosch et descendant des « nègres marons » ayant secoué le joug de l'escalavage bien avant l'abolition. Depuis qu'on les utilise pour le passage des sauts, les accidents sont devenus beaucoup plus rares.

Il va de soi que ces nombreux rapides et chutes représentent une très grande réserve d'énergie. Disons, pour en donner une idée, qu'en saison sèche, on rencontre une cinquantaine de sauts dans l'Approuague (en aval de son confluent avec la crique Calebasse) et plus de cent dans la Mana. Plusieurs d'entre eux seraient relativement faciles à aménager : Grand Canori, dans l'Approuague, (voir photo, pl. XII), qui a une dénivellation totale d'une vingtaine de mètres; sauts Jupiter et Lucifer, dans le Courcibo, situés à 17 kilomètres environ en ligne droite des gisements aurifères de Saint-Élie et d'Adieu-Vat.

Rivière Aoua, à la hauteur des sauts Abatis-Cottica :
l'entrée dans la zone granitique provoque l'éparpillement du cours d'eau.

(Croquis établi d'après les photographies aériennes de la Division cartographique de la K. L. M., communiquées par le CENTRAL BUREAU LUCHTKAARTERING de Paramaribo avec l'autorisation du Gouvernement du Surinam.)



Saut du Grand Canori (Approuague) vu d'avion.

Quantité d'autres sauts exigeraient des travaux plus compliqués, mais seront vraisemblablement utilisés dans l'avenir étant donné leur situation géographique.

Ces chutes sont souvent provoquées par le passage de filons de dolérite. Elles sont séparées par des biefs tranquilles, à pente très faible où, en saison sèche, le courant est à peine perceptible. Certains méandres sont même asséchés (Pointe Fine dans le haut Approuague, méandres du Grand Lac dans la Mana, en aval du saut Coulevre). En ce dernier endroit, la percée du pédoncule est tout à fait récente, et l'on voit encore des amoncellements de terre et d'arbres verts (1).

**

Le Massif central guyanais est une vaste pénéplaine granitique, parfaitement rabotée. Les photos aériennes révèlent des espaces immenses — par exemple entre la Mana et l'Aoua — où l'œil ne saisit aucun accident. Les régions plus tourmentées sont dues à de très anciennes coulées volcaniques, en partie transformées en roches vertes et accompagnées de massifs dioritiques : Montagnes Françaises (Ga-Kaba) sur la rive droite du Maroni, en aval de l'embouchure du Tapanahony; massif Decou-Decou, entre la crique Léopard et l'Arouany; Montagnes de Saint-Élie; Montagnes Tortue formant crête de séparation entre le bassin Comté-Orapu et l'Approuague.

L'un de ces îlots montagneux, qui n'est connu que par les photos aériennes, a une physionomie très particulière : vu du nord, il semble hérissé de pics aigus, ce qui est exceptionnel dans un pays vieux et usé. Il ne figurait jusqu'à présent sur aucune carte; l'I. G. N. vient de l'indiquer sur sa feuille au 1/100.000. Il semble bien dépasser 500 mètres. Situé dans une région déserte entre le Courcibo et la Mana, il est inconnu des gens du pays. La crique Baboune (affluent de la Mana) et la crique Leblond (affluent du Courcibo) y prennent leur source. Quelques « balatistes » l'ont certainement visité autrefois car, le long de notre propre itinéraire dans la crique Baboune, nous avons relevé des entailles caractéristiques de la saignée des arbres à caoutchouc.

Les photos aériennes verticales révèlent la présence de quelques pitons dénudés qui ne peuvent être constitués que par du granite. Il s'agit certainement d'un « horst » rajeuni après sa formation.

Dans le haut Sinnamary, formant crête de séparation entre le bassin de ce fleuve et celui de l'Arataye, se trouve également un massif granitique isolé. Signalé avant la première guerre mondiale par la Mission d'Étude du chemin de fer, il a été tout récemment recoupé entre la haute Comté et la haute Mana par le tracé de route effectué par les soins du Service des Mines de Cayenne.

On peut mentionner encore quelques pitons de moindre importance entre l'Arataye et l'Approuague, et entre l'Approuague et l'Oyapock. M. Lebedeff signale également une ligne de faite entre le bassin de la crique Léopard et les affluents de la Sparouine. Il s'agit d'affleurements granitiques appartenant, du point de vue géographique, au massif Decou-Decou.

La pénéplaine a une faible pente générale vers le nord. Dans les vallées des fleuves, la cote 100 est atteinte à peu près à la même latitude dans tous les bassins : Grand Pont dans la Mana, Maripasoula dans l'Aoua, confluent de la crique Calébasse dans l'Approuague.

4° PÉNÉPLAINE MÉRIDIIONALE.

Cette quatrième zone comprend tout le sud de la Guyane. Il faudrait à vrai dire la subdiviser en deux parties à la hauteur de 3°30 latitude nord, mais il s'agit malheureusement d'une région à peine explorée. Au nord, un massif montagneux représente le deuxième « château d'eau » de la Guyane française. C'est là que prennent naissance le fleuve Mana, l'Approuague avec ses affluents Arataye et Sapokaye, ainsi que les affluents de droite de l'Aoua (Inini, etc.).

Le relief est peu accentué, à en juger d'après des photos aériennes récentes et les renseignements fournis par M. Jean Hurault sur le haut Oyapock et l'Itany (missions de l'I. G. N.) [2]. Dans l'ensemble il s'agit

(1) Le premier levé correct de la Mana a été effectué par M. ROUCHON, ing. du Service des Mines de Cayenne, en 1946.

(2) D'après M. J. HURULT, les sources de l'Oyapock et de l'Itany se trouveraient sensiblement à la même altitude : 414 mètres environ.

encore de la pénélaine granitique, avec une pente générale vers le nord. La bordure Sud est quelque peu relevée, imprimant ainsi au réseau fluvial la forme d'un éventail ouvert vers le nord.

En Guyane française, les Monts Tumuc Humac sont peu élevés. Ils forment des collines au-dessus desquelles se dressent, en territoire brésilien, quelques barres granitiques déjà signalées par Crevaux à la fin du siècle dernier. Dans la partie occidentale, aux confins du Brésil et du Surinam, on signale des pics d'environ 700 mètres, altitude que les Hollandais donnent également pour la montagne De Goeje située sur la rive gauche de l'Aoua en face du confluent avec le Marouini.

Les différents reliefs d'origine granitique se présentent sous forme de pics dénudés. Le reste du pays est plat et les cours d'eau, bien que coupés encore de quelques rapides, sont dans l'ensemble assez tranquilles.

Nous avons traversé cette pénélaine dans sa partie nord, entre le bassin de l'Approuague et celui de la Mana. Entre Saül (région de Souvenir) et les premiers affluents de la Mana, les altitudes sont de l'ordre de 350 mètres. Aux dires des gens du pays, la région accidentée s'étend jusqu'à la crique La Grève, affluent de droite du bas Inini. De Saül à la haute Calebasse s'étendent des plateaux d'une altitude moyenne de 230 mètres.

Population.

Le Massif central guyanais n'a pas, à proprement parler, de population sédentaire. En de nombreux endroits des gisements aurifères, connus depuis le siècle dernier, ont attiré des vagues successives d'orpailleurs. Ces derniers, au début, étaient surtout des Guyanais dont plusieurs ont fait une fortune rapide, et leurs descendants constituent aujourd'hui la bourgeoisie de Cayenne et de Saint-Laurent-du-Maroni.

Depuis la première guerre mondiale, les Guyanais ont fait place à des Antillais originaires des îles anglaises, et l'on ne rencontre plus guère, dans le haut pays que des Sainte-Luciens et des Dominicains. Cette population se groupe en villages dont la durée est fonction de la richesse des placers exploités et des possibilités d'approvisionnement : des commerçants, établis dans les bas fleuves, ravitaillent les chantiers par l'intermédiaire des payeurs Saramacas.

La difficulté des communications a obligé les bricoleurs exploitant la région de Souvenir à s'installer d'une façon plus durable que ceux travaillant dans le cours moyen des rivières. Il existe même, dans la haute Mana, un « centre de colonisation » en miniature où, à côté du commerce de l'or, quelques affaires d'élevage semblent prospères. Afin d'assurer la nourriture du bétail d'assez grandes surfaces de forêt ont été coupées et, en bordure du fleuve, ces prairies artificielles font penser, par leur étendue verdoyante, à quelque ferme de Normandie. L'un des propriétaires, M. Jiffar, antillais anglais, a pris l'initiative d'ouvrir pour les enfants des orpailleurs une école où l'on enseigne le français et l'anglais.

Les troupeaux de Patience (Jiffar), tout comme ceux de la crique Popote (Alexandre), n'appartiennent pas en totalité aux éleveurs. Certains principes communautaires sont appliqués sur une échelle intéressante, chaque bricoleur pouvant, moyennant une petite redevance, joindre ses bêtes à celles du propriétaire principal. Les plantations avoisinantes sont fort peu étendues et assurent à peine la subsistance des habitants.

Le village le plus important de la région est celui de Saül, où un missionnaire de l'ordre du Saint-Esprit, le R. P. Didier, se consacre depuis une quinzaine d'années à redonner un cadre social aux bricoleurs éparpillés. À côté de la Mission il a créé une école et une coopérative de ravitaillement. L'Administration lui a confié en outre les registres de l'État Civil.

Tous ces orpailleurs sont des gens rudes, entraînés aux difficiles travaux de terrassement dans la forêt et, étant donné le manque chronique de main-d'œuvre en Guyane, il serait souhaitable que l'Administration fit quelque effort pour les retenir sur le sol français. Actuellement ils sont absolument livrés à eux-mêmes et beaucoup retournent dans leur pays, faute de moyens d'existence. Si l'on savait les grouper et les initier à des méthodes plus rationnelles, l'émigration des Antillais en Guyane serait immédiatement décuplée, car leurs îles, tout comme les Antilles françaises, ont un excédent de population qui ne trouve pas à s'employer sur place.

Les méthodes individualistes actuellement en vigueur (dans la forêt chacun se méfie du voisin) et l'éloignement des centres importants de la zone côtière font que les bricoleurs sont à la merci du commer-



(Photo communiquée par M. J. HERAULT.)

1. — Passage d'un saut, avec l'aide des pagayeurs Saramacas.



(Photo communiquée par M. J. HERAULT.)

2. — Déchargement du matériel au passage d'un saut.

çant le plus proche qui troque ses marchandises contre des quantités d'or qu'il est censé remettre à la Banque de la Guyane. La monnaie qui a cours à l'intérieur du pays est en effet le gramme-or, et ce n'est que depuis peu que les billets de banque y sont tolérés.

Le départ du commerçant, qui exploite souvent l'orpailleur d'une façon éhontée, signe généralement l'arrêt de mort du village.

Bien que très misérables, les bricoleurs « spécialistes » du travail de l'or, répugnent à toute autre tâche et il est souvent impossible de se procurer des porteurs pour passer d'un bassin à l'autre. La région de Saül, étant donné les difficultés de navigation que présente la Mana, reçoit ses approvisionnements de l'Approuague et le prix officiel du portage, pour une charge de 30 kilos, était en 1946 de 5 grammes or par étape.

Le visiteur est frappé, dans ces agglomérations de bricoleurs, par l'absence de toute vie sociale. La famille, privée ou collective, n'existe pas et les enfants sont peu nombreux. L'orpailleur est un individuel et lorsqu'il est obligé, par les nécessités du travail, de s'associer un ou deux compagnons, il est rare que cette tentative se termine autrement que par des inimitiés.

Au contraire les tribus Boschies qui peuplent le Maroni sont en pleine expansion démographique. Elles gardent une stricte autonomie et il est difficile de les recenser. Les Bonis, protégés français, sont évalués à 500; ils sont établis dans l'Aoua, entre Cottica et l'Ouaqui. Les Boschis, protégés hollandais, sont 10.000 environ et la région du Maroni, avec ses îles nombreuses à population grouillante, présente un aspect inaccoutumé pour quiconque est familiarisé avec les autres fleuves guyanais, généralement déserts.

Les habitants sont concentrés dans la vallée même du Maroni et ne s'éloignent guère dans la forêt. Tout au plus rencontre-t-on quelques groupes dans la partie basse des grands affluents, par exemple dans l'Abounami. De caractère indépendant — et, en fait, à peu près indépendants des autorités hollandaises et françaises — Les Boschis vivent de chasse, de pêche et de quelques rares cultures. Leur talent de payeurs constitue pour eux un certain appoint, et c'est par eux que les commerçants des deux rives acheminent vers le sud les marchandises destinées aux placers. Nés sur les rives du fleuve, ils le connaissent dans ses moindres détails et savent trouver, à travers les rapides, les passes praticables en chaque saison, suivant le niveau des eaux. Ils ont gardé presque intactes les coutumes ancestrales, très voisines de celles de leurs ancêtres africains. L'autorité du chef y reste considérable et les strictes lois de la tribu les ont gardés d'une trop grande immoralité.

Quant aux Indiens, il en reste fort peu dans le bas pays. Les Maraouanes forment quelques villages dans l'Ouanary et le bas Oyapock. Ils sont en partie « créolisés », bien que les jeunes gens aillent encore de temps à autre chercher femme dans le haut fleuve. A l'ouest quelques Galibis, vestiges de tribus qui furent nombreuses et bien organisées, sont établis dans la basse Counamama, l'Iracoubo et la basse Mana. Leur plus important village est situé sur la rive opposée à la pointe Isère. Ils sont fortement abatardis et ne communiquent plus avec les tribus de l'intérieur.

Les Indiens du sud, de race pure, sont de plus en plus refoulés vers les régions inconnues de l'Amazone, et la plupart d'entre eux sont déjà passés en territoire brésilien. M. J. Hurault, dans son rapport de mission astro-géodésique (I. G. N., Paris 1948), a donné de très belles photographies des Oyampi du haut Oyapock : environ 125 personnes groupées en six villages. On trouve, en outre, trois villages de Maraouanes dans l'Ouanary et deux villages d'Emerillons dans le bassin du Camopi.

Dans le haut Maroni existent encore quelques tribus roucouyennes, fâcheusement exploitées par les Bonis. Elles forment quelques villages dans le Tampoc (d'après M. Aribault, ancien chef de subdivision de Maripasoula), dans le Marouini et dans l'Itany.

Bien que les sources de l'Oyapock et du Maroni soient relativement proches, les différentes tribus indiennes, sans ignorer leur existence réciproque, ne communiquent pas entre elles. Les groupes du haut Approuague, signalés sur des cartes relativement récentes, n'existent plus.

A part les Galibis, initiés depuis peu à la culture, les Indiens sont nomades et vivent uniquement de chasse et de pêche. A la belle saison, ils montent dans les hauts cours des rivières où chaque tribu a ses chasses réservées. Lorsque le gibier commence à diminuer, le village se déplace.

Ces races sont fort peu connues : elles ont généralement des mœurs très douces, mais leurs rapports avec les autres habitants de la Guyane sont réduits au strict minimum.

On ne sait rien des races (Caraïbes ?) qui les ont précédées. Pourtant, comme aux Antilles, on trouve dans presque tous les fleuves guyanais des « cupules » (ou polissoirs) — cavités circulaires de quelque 15 à 20 centimètres de diamètre — incontestablement creusées par des humains. Les rochers se trouvant au bord de l'eau en sont parfois criblés. Elles sont presque toujours taillées dans des roches vertes, très tendres et ne donnant point de sable quartzeux au moment de la mouture des grains. Nous n'avons vu qu'une seule exception à cette règle générale : au saut de l'Autel, dans le haut Sinnamary, des cupules existent dans du granite (rive droite, au pied de la chute).

Outre ces témoins des civilisations précolombiennes, on trouve de temps à autre en Guyane des objets taillés dans des roches vertes, tels que ce vase de belle apparence, garni de têtes d'aigles altérées en surface, qui a été recueilli dans le gravier d'un chantier d'orpaillage du bassin du Camopi par M. Zabulon, contrôleur du Service des Mines.

Des objets de ce genre témoignent d'une civilisation avancée. S'agit-il de fabrications locales ou d'objets importés ? Des recherches ultérieures le diront peut-être.

MÉTALLOGÉNIE ET GÉOLOGIE APPLIQUÉE.

Outre la bauxite et l'or, la Guyane offre des indices miniers beaucoup plus nombreux et variés qu'on ne le supposait jusqu'à présent. Nous mentionnerons uniquement ici les minéraux que nous avons observés nous-même, ou qui nous ont été remis sur place par les gens du pays. Cette énumération sera forcément incomplète, toute prospection minière détaillée restant entièrement à faire.

Dans ces régions où l'or alluvionnaire est exploité depuis une centaine d'années, la population locale s'intéresse vivement aux richesses du sous-sol, mais les renseignements qu'on peut recueillir au hasard des itinéraires sont loin d'être toujours exacts. Les mineurs ont des idées bien arrêtées sur la nature de quelques minéraux et ne demandent l'avis du géologue que pour vérifier l'étendue de ses connaissances.

Diamant.

C'est ainsi que les habitants de Kaw nous ont montré de petits cristaux de quartz hyalin qu'ils prenaient pour des diamants. Une légende s'est formée autour de cette pierre précieuse bien que personne n'ait pu, jusqu'à présent, en recueillir le moindre échantillon.

Le diamant a été découvert il y a de longues années en Guyane anglaise et ce pays a produit, pour la seule année 1925, 182.895 carats, se classant ainsi immédiatement après le Congo belge qui était, à l'époque, le deuxième producteur du monde.

Au Venezuela le même minéral a été trouvé en relation avec la série de Roraïma qui, en certains endroits, est à la fois aurifère et diamantifère (1).

Rien ne s'oppose, par conséquent, à ce que le diamant soit découvert un jour en territoire français, en relation avec les conglomérats postérieurs à la série des roches vertes dont la destruction a pu engendrer des concentrations ultérieures exploitables. Il ne s'agit là, toutefois, que de conjonctures.

Or.

L'or de la Guyane a déjà fait couler beaucoup d'encre (2). Découvert en 1853 dans les alluvions de l'Arataye, il fut peu à peu reconnu dans presque tous les bassins fluviaux et est resté, jusqu'à présent, la seule production tant soit peu importante du pays.

E.-D. Levat, qui visita plusieurs gisements à la fin du siècle dernier, avait déjà remarqué, non sans raison, qu'ils étaient toujours en relation avec les affleurements dioritiques. Nos observations nous

(1) V. LOPEZ, op. cit.

(2) V. F. BLONDEL, « Bibliographie géologique et minière de la France d'Outre-Mer », tome II, Paris, 1941.

permettent également d'affirmer que les alluvions, éluvions et filons sont concentrés exclusivement dans les régions où existent, soit des roches dioritiques, soit des laves anciennes, où les deux simultanément.

Quelques rares gisements sont en relation avec les terrains métamorphiques de la série inférieure et, semble-t-il, avec le conglomérat de base des schistes de l'Orapu. Les schistes proprement dits sont généralement stériles, en dépit de quelques flats exploités dans les affluents du Kourou, du Sinnamary (Courbaril) et de la Sparouine. Ces dépôts viennent sans doute du démantèlement des veines quartzieuses, extrêmement nombreuses dans les schistes; l'or a dû être remis en mouvement sous l'influence du métamorphisme émanant du granite n° 3.

La principale venue aurifère est antérieure aux dépôts de la série supérieure et nettement liée à l'apparition des roches vertes *sensu lato*. Elles est en relation avec des sulfures, principalement avec de la pyrite. Il est rare de trouver des roches vertes : laves, amphibolites, diorites, etc. qui ne montrent, à l'œil nu, quelques mouches de pyrite ou de chalco-pyrite.

Dans le bassin de la crique Landau (bas Approuague), le conglomérat de base des schistes de l'Orapu (très comprimé en cet endroit et montrant un fort pendage) laisse voir de nombreux cubes de pyrite. Les filons de quartz aurifère du bassin de la haute Mana et de la région de Saint-Élie en contiennent tous, en plus ou moins grande quantité. A Saint-Élie même, les filonnets minces — les plus riches en or — contiennent de gros cubes de pyrite atteignant parfois 1 centimètre de côté.

Dans le Sinnamary, la haute Mana (crique Sophie), l'Arouany et l'Aoua, les laves et roches vertes sont remplies de petits cubes de pyrite (souvent épigénisés en hématite, en particulier dans le « chapeau de fer »). A la surface des blocs de quartz on aperçoit des cristaux négatifs contenant fréquemment des grains d'or natif.



On sait depuis longtemps qu'en Guyane les gisements aurifères se présentent sous différentes formes :

Or alluvionnaire. — Aujourd'hui l'or alluvionnaire n'est plus exploité que par les orpailleurs, selon des méthodes tout à fait rudimentaires : long-tom ou sluice très court; l'emploi du mercure est néanmoins généralisé.

Les pertes, à la sortie des appareils de lavage, sont très élevées. D'autre part, les équipes, composées de trois ou quatre hommes, ont un rendement extrêmement bas. N'ayant qu'une connaissance très élémentaire de la technique d'exploitation, les bricoleurs réduisent les travaux préparatoires au minimum. Les venues d'eau sont importantes, et l'on se contente d'enlever la couche superficielle du gravier. La terre végétale elle-même contient souvent une certaine quantité d'or. Une profondeur de 1 mètre est rarement dépassée et le bed-rock n'est atteint que dans les très petits flats qui, dans bien des cas, sont déjà épuisés. Les têtes de rivières, bien que très riches, sont le plus souvent abandonnées, faute d'eau.

L'or est généralement pépitique; il existe des pépites à formes cristallographiques nettes indiquant des recristallisations secondaires.

Comme éléments accessoires, on voit surtout de la grenaille de latérite, que les orpailleurs appellent « grenats ». Les gisements situés dans les schistes donnent un sable noir, peu abondant. On peut trouver aussi de la staurotide, du grenat et du disthène.

Dans l'ensemble, les vallées sont peu encaissées et, fréquemment, l'alluvion passe à l'éluvion d'une façon presque insensible. Les bricoleurs négligent les éluvions, l'adduction d'eau représentant pour eux une tâche insurmontable. Leur méthode consiste à chercher le « run » en creusant des trous : tout le reste est laissé de côté. Dans toutes les régions aurifères on voit ainsi de beaux flats détériorés par cette désastreuse méthode d'exploitation.

D'une façon générale, les teneurs sont de l'ordre de 3 à 4 grammes, souvent plus élevées dans les parties exploitées.

Les flats des rivières importantes sont intacts, étant donné l'abondance des venues d'eau.



(Photo communiquée par M. J. HURAUULT.)
1. — Paysage de l'île de Cayenne.
Au premier plan, un « pripri ».



(Photo communiquée par M. J. HURAUULT.)
2. — Chantier de bricoleurs. P. 95.

Il n'existe aucun contrôle technique des exploitations et toute latitude est laissée au bricoleur pour procéder à la dégradation de cette richesse du pays. On a envisagé, à plusieurs reprises, d'interdire purement et simplement l'orpaillage. Il serait sans doute préférable de grouper les travailleurs en coopérative ou d'offrir à cette main-d'œuvre des conditions de travail acceptables dans le cadre d'exploitations minières modernes.

••

En dehors des flats proprement dits on a signalé depuis longtemps en Guyane des « terrasses », qui existent effectivement dans la plupart des cours d'eau. Leur étude et leur prospection sont entièrement à faire et, croyons-nous, la question de l'or alluvionnaire est à reprendre dans son ensemble.

Au début du siècle, les alluvions ont été l'objet d'un début d'industrialisation, à en juger d'après le nombre de dragues abandonnées que l'on rencontre dans les rivières; ces tentatives furent très éphémères, faute d'avoir été précédées d'une évaluation sérieuse des réserves aurifères et d'avoir été menées d'une façon rationnelle.

On trouve aussi des conglomérats aurifères de formation récente (anciennes alluvions consolidées), à éléments principalement quartzeux liés par un ciment ferrugineux. Nous en avons observé dans presque tous les cours d'eau, en particulier dans le Maroni, la Sparouine, la Mana et la Comté.

Or éluvionnaire. — Il existe incontestablement en territoire français de grosses réserves d'or éluvionnaire. Dans la région de Saint-Élie cette forme de gisement a été exploitée avec profit pendant de longues années. Il s'agissait d'éluvions proprement dites, et aussi de roches profondément décomposées qui se sont révélées payantes à condition d'employer des méthodes d'exploitation appropriées : hydrauliking, great sluicing, etc. permettant de traiter un cubage important avec un minimum de main-d'œuvre. La société Saint-Élie-Adieu Vat a lavé de cette façon des collines entières de laves et de granite, décomposées sur une profondeur de 40 mètres environ.

Une prospection systématique révélerait certainement de nombreux gisements similaires, mais il est évident que leur mise en valeur nécessiterait des moyens beaucoup plus puissants que ceux dont disposent les bricoleurs.

Or filonien. — Partout où existent des roches vertes et dioritiques on observe une quantité considérable de filons, très souvent aurifères.

A Adieu Vat certains filons, en relation avec un microgranite dont nous donnons plus haut l'analyse (p. 52), ont été travaillés par puits et galeries; on voit encore sur les lieux les restes d'une usine de broyage d'une dimension considérable.

Dans la région de Saint-Élie les gros filons ont la direction N 60-70° W des accidents tectoniques et s'accompagnent de petits filonnets formant des angles variables avec la direction principale (surtout Nord-Sud, avec tendance W). Quelques-uns sont actuellement exploités par la Société Saint-Élie-Adieu Vat.

On connaît également plusieurs filons aurifères dans la région Sauvenir-Haute Mana. Leur puissance est, par endroits, de l'ordre de 1 mètre, et généralement un peu inférieure. La direction, qui semble assez constante, oscille autour de NW-SE.

D'autres filons encore ont été reconnus dans l'Orapu, la moyenne Comté, entre l'Orapu et l'Approuague, dans le bassin de l'Arouany, la crique Léopard, l'Inini, etc.

Dans la plupart des cas, il ne s'agit pas de découvertes nouvelles. Bien avant d'aller en Guyane, nous avons eu sous les yeux un rapport de E.-D. Levat, datant des premières années du siècle, qui mentionnait déjà dans le bassin de l'Arouany des filons dont les teneurs analysées étaient de l'ordre de 60 grammes à la tonne. Seule la mauvaise réputation faite indûment au pays a pu empêcher l'exploitation de ces richesses.

Dans la crique Sophie, affluent de la haute Mana, existe une exploitation filonienné d'un genre tout à fait particulier : une quinzaine d'Antillais anglais y cassent le quartz à la masse et effectuent le triage dans le trou même (= carreau de la mine). Les morceaux de trois ou quatre centimètres qui montrent de l'or visible sont soigneusement mis de côté, les autres sont rejetés. Puis les estagnons sont portés à la rivière, où le quartz est broyé à la masse aussi finement que possible et lavé à la batée.

Les résultats, en principe gardés secrets, peuvent être évalués pour chacun des participants à 30 ou 40 grammes d'or par semaine, suivant le courage et l'humeur de chacun.

Le filon semble se prolonger assez loin. Quelques essais de broyage ont également été faits à l'endroit où il recoupe la rivière, en aval du Dégrad Didier.

*
**

Si l'on compare les observations qui ont été faites en Guyane française avec ce que l'on sait des Guyanes étrangères, on voit que le bouclier ne représente qu'un même ensemble structural. Il est par conséquent logique de considérer les possibilités minières sous un angle plus large que celui des données locales. Ce point de vue a déjà été exprimé en 1929 par W.-H. Newhouse et G. Zuloaga (1), qui ont même publié un schéma selon lequel les gisements aurifères se prolongent de l'Orénoque à l'Atlantique suivant une direction WNW-ESE presque rectiligne, c'est-à-dire parallèle à la côte.

C'est là sans doute une façon un peu simpliste de considérer la répartition de l'or, mais la similitude des conditions de gisement dans les diverses Guyanes n'en est pas moins frappante.

En ce qui concerne la *Guyane française*, nous avons dit dans les pages qui précèdent ce que nous savions de cette question.

En *Guyane britannique*, J.-B. Harrison, puis Smith Bracewell (2) et beaucoup d'autres ont décrit les formations qui sont en relation avec l'or. Là encore les terrains encaissant les filons sont généralement des roches vertes.

Les principaux gisements sont concentrés dans les bassins des rivières Barama et Cuyuni. L'or alluvionnaire se trouve dans la région septentrionale où affleure le socle cristallin, beaucoup plus rarement dans la partie sud. Toujours d'après Smith Bracewell, l'or est surtout en liaison avec les parties marginales des batholites granitiques et avec les intrusions plus petites d'aplite, de pegmatite et de diorite quartzifère.

Entre 1884 et 1941, la production aurifère de la Guyane britannique a été de 94 tonnes 194 kilos. De 7 kg 75 en 1884, elle a atteint un maximum de 4 tonnes 308 kilogrammes en 1893 et 1894, pour retomber à 188 kilogrammes en 1928. Elle remonte actuellement grâce à l'adoption récente de procédés techniques modernes par quelques sociétés d'exploitation.

Au *Surinam*, la région aurifère la plus intéressante est celle de l'Aoua (Benzdorp), autrefois découverte par des bricoleurs français et aujourd'hui exploitée avec fruit par une compagnie hollandaise. Ce bassin se prolonge en Guyane française par des massifs de roches vertes et de roches du groupe diorites-gabbros.

Quelques gisements de moindre importance, également en relation avec des roches vertes et dioritiques, ont été signalés en divers autres endroits.

En *Guyane vénézuélienne*, en dehors du gisement d'El Callao (3) qui a produit, de 1913 à 1929, environ la moitié de l'or extrait du Venezuela (88 t 435 kg), il existe d'autres mines concentrées, soit dans la région de Cicapra, soit aux environs de Pastora (à 40 km environ au NW d'El Callao), soit encore à Botanamo, près de la frontière de la Guyane anglaise.

La géologie d'El Callao a été étudiée par L. Duparc, qui a décrit des roches vertes traversées par des filonnets d'aplite et des dykes de dolérites et de gabbros. En dehors des roches volcaniques (porphyrites et tufs), le même ensemble comprend des cornéennes violacées à cassure conchoïdale ainsi que des schistes à éléments détritiques contenant de la chlorite, de la calcite et du jaspé. L'épaisseur des filons varie entre 0,35 et 2 m. 50. Pendant les trois premières années, les teneurs s'élevaient à 135 grammes à la tonne. Comme toujours en Guyane, l'or y est en relation avec la pyrite.

(1) W. H. NEWHOUSE et G. ZULOAGA, « Gold deposits of the Guyana Highlands, Venezuela », *Economic Geology*, vol. XXIV, n° 8, p. 797-810, Lancaster, 1929, Pennsylvania.

(2) Smith BRACEWELL, « The Geology and Mineral Resources of British Guiana », Georgetown, 1946.

(3) El Callao est le plus célèbre gisement aurifère de toutes les Guyanes. Déjà connu au XVII^e siècle, il est tombé dans l'oubli, puis a été redécouvert en 1849.



P. 96.

(Photo aérienne publiée avec l'autorisation de l'I. G. N.)

Vastes plantations abandonnées depuis le siècle dernier et aujourd'hui révélées par les photos aériennes. Éch. 1/35.000* environ, Courouaie.

L. Duparc n'a observé dans les filons aucune direction constante; il pense que les roches vertes ont servi de catalyseur lors de la venue aurifère amenée par les granites. D'après G. Zuloaga au contraire, les structures, nettement synclinales ou anticlinales, auraient des axes orientés grossièrement NE-SW et les filons suivraient la direction des couches.

En Guyane brésilienne (ancien « contesté » franco-brésilien), l'or a été découvert au milieu du siècle dernier. Le gisement de Carsewenne, qui a fait beaucoup de bruit à l'époque, a été trouvé en 1893. Là encore, l'or est en relation avec des roches vertes amphiboliques et avec des diorites traversées par de la « granulite » à grenats.

En dehors des différents types de gisements qui viennent d'être décrits, des latérites aurifères ont été signalées dans toutes les Guyanes.

Les auteurs qui ont abordé le problème de l'or dans ces pays ne sont pas d'accord sur l'origine des venues. On a mis successivement en cause les granites, les diorites et toutes les autres roches éruptives qu'on rencontre aux abords des gisements. L. Duparc au Venezuela, ainsi que les géologues britanniques en Guyane anglaise, penchent pour une origine acide (granite). Bien que la question ne soit pas encore étudiée avec une précision suffisante en territoire français, un fait cependant est acquis : c'est la relation constante, presque mathématique, entre les roches du groupe dioritique, les roches vertes (et sédiments associés) et les venues aurifères. Nous croyons donc plutôt que ces dernières sont dues à la mise en place des massifs dioritiques, indépendamment des remaniements provoqués par les venues granitiques postérieures.

•••

En Guyane française, la production aurifère de 1931 à 1937 a été la suivante :

	1931.	1932.	1933.	1934.	1935.	1936.	1937.
Guyane française.....	1.477	1.506	1.493	1.416	1.475	1.417	1.438

Avant 1931 les statistiques sont incomplètes et indiquent seulement qu'à plusieurs reprises le chiffre annuel de 4.000 kilogrammes a été dépassé. C'était le cas notamment en 1901 et 1910.

Entre 1853 et 1931 la Guyane a fourni officiellement 140 tonnes 870 kilogrammes d'or (1).

L'or guyanais titre entre 905 et 980. D'après L. de Launay (2), le degré de fin pourrait descendre jusqu'à 850 ou même 800. Ceci expliquerait les légères différences dans les statistiques, suivant qu'il s'agit d'or fin ou d'or brut.

Après la guerre 1914-1918, la production annuelle s'est stabilisée entre 1.000 et 1.500 kilogrammes et c'est seulement à partir de 1942 que la baisse s'est accentuée de façon considérable. L'abandon actuel est dû à l'épuisement des placers qui sont à la portée des travailleurs individuels. Depuis le début du siècle, toute prospection a été abandonnée et les gisements alluvionnaires connus ont été exploités par les bricoleurs d'une façon anarchique. Par ailleurs, le taux insuffisant de l'achat de l'or par l'État et les prix prohibitifs pratiqués par les commerçants qui ravitaillent les placers favorisent la vente clandestine de l'or à l'étranger, en dépit d'une surveillance douanière tracassière.

Depuis l'origine, la production de la Guyane française vient presque uniquement de l'orpaillage (travail individuel), alors qu'en Guyane britannique et au Venezuela, l'or est tiré en grande partie de gisements filoniens correctement exploités.

Pour la partie brésilienne de la Guyane, les statistiques manquent; la production, dans cette région, est entièrement fournie par l'orpaillage.

(1) *Notes documentaires et Études*, n° 248, 1^{er} mars 1946.

(2) L. DE LAUNAY, *Traité de métallogénie et gîtes minéraux et métallifères*, t. III, p. 552, Paris, 1913.

A titre de comparaison voici, pour les dix dernières années, la production des Guyanes française, hollandaise, anglaise et vénézuélienne (1) :

	1938.	1939.	1940.	1941.	1942.	1943.	1944.	1945.	1946.	1947.
Guyane française (1)	1.320	1.230	1.185	1.120	847	641	578	642	615	464
Guyane hollandaise.....	440	461	495	391	245	180	178	183	145	156
Guyane anglaise.....	1.197	1.128	1.021	1.121	910	606	590	701	616	933
Vénézuéla.....	3.576	4.560	4.565	3.082	2.741	1.953	1.837	1.816	1.148	622

(1) Pour la Guyane française, production en kg. d'or non affiné, d'après les statistiques officielles.

Bauxite.

Dans le chapitre consacré aux terrains récents nous avons mentionné, à plusieurs reprises, la présence de gisements ou de traces bauxitiques, dont le niveau a aidé à retrouver les anciennes surfaces d'érosion.

Les bauxites et latérites posent des problèmes d'ordre géologique très intéressants, mais difficiles à résoudre. En France, A. Lacroix (2) et J. de Lapparent (3), les ont plusieurs fois abordés. Parmi les auteurs étrangers qui ont fait des recherches dans la même voie, on peut citer Leigh L. Fermor (4) et C. S. Fox (5), mais personne, jusqu'à présent, n'a pu déterminer exactement les causes de la formation de ces minerais.

Ce n'est pas ici le lieu d'entrer dans les détails de cette question. Il ressort toutefois de l'ensemble de ces travaux que les bauxites sont, du point de vue chimique, composées d'hydrates d'alumine et de fer en proportions variables, avec addition de quelques autres éléments tels que l'oxyde de titane, la silice, la magnésie et parfois un peu de chaux. Latéritisation et bauxitisation semblent être des phénomènes de même nature, provenant de la décomposition des roches et s'accompagnant de concentrations d'alumine ou de fer dans la partie superficielle de la couche.

Cette altération affecte les roches les plus diverses : dans le midi de la France, les bauxites se forment à partir des calcaires ou, plus exactement, à partir de l'argile de décalcification. En Afrique tropicale, les latérites viennent de calcaires, de schistes et même de grès; aux États-Unis, elles sont nées de la dolomie du Paléozoïque inférieur; aux Indes, de roches basaltiques.

L'âge est également très variable. Les bauxites de France datent soit du Néocomien (Pyrénées), soit du Crétacé terminal (Maestrichtien ou Danien : Provence). Aux États-Unis, elles datent de l'Eocène et ont été recouvertes par une argile tertiaire plus récente. Aux Indes, leur formation a commencé également à l'Eocène et se poursuit de nos jours, semble-t-il.

(1) Production en kilogrammes d'or fin, d'après les statistiques publiées par la Banque centrale pour l'étranger, n° 1, Paris, 1949.

(2) A. LACROIX, « La latérite de la Guinée et les produits d'altération qui lui sont associés », *Nouv. Arch. du Museum*, t. V, p. 255-356, Paris, 1913.

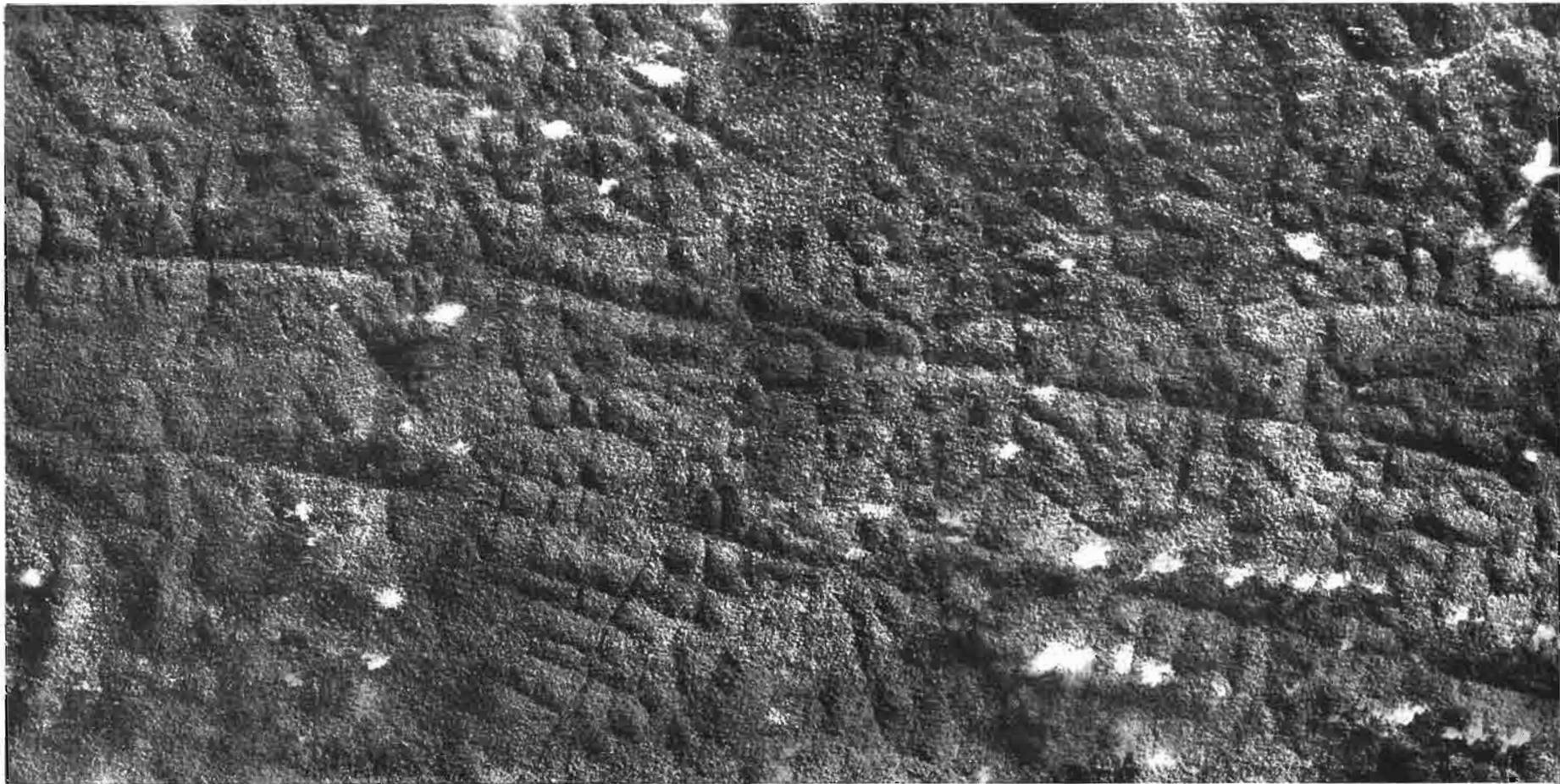
A. LACROIX, « Minéralogie de Madagascar », t. III, p. 91 à 136, 1923.

A. LACROIX, « Les phénomènes d'altération superficielle des roches silicatées et alumineuses des pays tropicaux, leurs conséquences du point de vue minier », *Introduction aux Études minières coloniales*, Pub. du Bur. d'Ét. géol. et min. col., Paris, 1934.

(3) J. DE LAPPARENT, « Les bauxites de la France méridionale », *Mém. de la Carte géologique détail. de la France*, Paris, 1930.

(4) Leigh L. FERMOR, « What is laterite ? », *Geol. Magaz.*, VIII, London, 1911.

(5) C. S. FOX, « The Bauxite and Aluminous Occurrences of India », *Mem. of the Geol. Survey of India*, 1923.



(Photo aérienne publiée avec l'autorisation de l'I. G.N.)

Accidents tectoniques parallèles compliqués de décrochements (Ouest de Saint-Élie, bassin du Sinnamary).
Direction N. 60° W. — Échelle : 1/65.000° environ.

La structure peut être concrétionnée, pisolithique ou bréchiforme. C. S. Fox et J. de Lapparent pensent tous deux que la formation de la bauxite exige les conditions suivantes :

- 1° Un climat tropical, avec alternance de saisons sèches et humides;
- 2° Une surface topographique faiblement inclinée, sans érosion appréciable;
- 3° Des affleurements de roches poreuses ou fendillées, de composition chimique et minéralogique adéquate;
- 4° Un contact prolongé entre la roche et les eaux d'infiltration.

Lorsque ces conditions sont remplies il se forme, suivant les endroits, soit des roches riches en fer, soit des roches contenant principalement de l'alumine. Entre ces deux cas extrêmes permettant l'utilisation de l'un ou l'autre minerai existent tous les termes de passage. Une forte proportion de silice peut rendre les gisements industriellement inutilisables.

J.-B. Harrison pour la Guyane anglaise et R. Ijzerman pour le Surinam ont décrit deux sortes de bauxite, dont la différence est particulièrement sensible en Guyane hollandaise : celle des terres basses (Moungo, Biliton, etc.), qui se trouve située à une altitude inférieure à 35 mètres et celle des plateaux (Nassau et Brownsberg), à une altitude de 140 mètres environ. C'est à cette dernière que se rattachent les bauxites actuellement connues en Guyane française.

Les gisements du premier type, que nous avons pu visiter en Guyane hollandaise, ont tous une structure concrétionnée. Par contre, ceux de la deuxième catégorie sont pisolithiques. Cette constatation n'a cependant rien d'absolu. R. Ijzerman pense que les bauxites de Rorac (riv. Surinam) se sont formées à partir de couches récentes d'origine fluvio-marine. Pour celles de Moungo et de Biliton la question reste ouverte, puisqu'on ignore le soubassement de l'argile kaolineuse dont la partie superficielle est bauxitisée.

A Biliton, la couche bauxitique est ravinée par des argiles et des sables argileux. À leur base on trouve, tout comme dans les gisements décrits par J. de Lapparent, des restes de plantes et de matières humiques : en France comme au Surinam la bauxitisation a été arrêtée par une transgression marine ayant provoqué, à son début, une inondation d'eau douce.

J. de Lapparent explique le blanchiment de la couche supérieure des bauxites françaises par l'influence des acides humiques. La bauxite de La Gabrielle (Fourgassié), en Guyane française, est également blanche. Par contre, à Biliton (Surinam), la couche superficielle semble plus riche en fer que les parties profondes.

Nous donnons p. 100 trois analyses des bauxites de la Guyane française :

Le premier échantillon provient de la Comté, où nous l'avons recueilli parmi des blocs à grosses pisolithes cimentées par une latérite de formation plus récente (chantier Léveillé);

Le deuxième a été pris en surface, en contre-bas de la grotte de Fourgassié;

Le troisième provient des blocs que nous avons trouvés à la surface du plateau du Mahury, à l'ouest du lac l'Alouette.

Si l'on adopte la classification de J. de Lapparent, le premier échantillon est une bauxite mégaférique ($\text{Fe}^{2}\text{O}^3 = 25 \text{ p. } 100$); les deux autres sont des bauxites microfériques (Fe^{2}O^3 moins de 10 p. 100). Tous trois sont des échantillons de bauxites mégalumineuses ($\frac{\text{Al}^2\text{O}^3}{\text{SiO}^2} > 20 \%$) et par conséquent industriellement utilisables.

À titre de comparaison, nous donnons deux analyses des bauxites de Moungo (Guyane hollandaise), empruntées au travail de R. Ijzerman (p. 100).

Étant donné la parfaite similitude qui existe, dans les trois Guyanes, entre les terrains récents de la zone côtière, rien ne s'oppose théoriquement à la présence, en territoire français, d'une « bauxite des terres basses ». En ce qui concerne la « bauxite des plateaux », on découvrira sans doute d'autres gisements que celui de Fourgassié.

Fait curieux à constater, le processus de latéritisation a eu deux phases bien distinctes, qui sont mises en évidence par l'existence de blocs de bauxite pisolithique dans la latérite de néoformation du bassin de la Comté. La latérite qui couvre de vastes superficies à des altitudes très variables en Guyane septentrionale, est donc actuelle ou subactuelle, en tout cas postérieure à la bauxitisation des plateaux.

Pour une exploitation éventuelle, deux facteurs comptent : la composition du minerai et le tonnage du

gisement. On sait depuis longtemps que la teneur en aluminium des bauxites de Guyane est très élevée. Quant au tonnage, des recherches méthodiques pourraient seules donner une indication sérieuse.

COMPOSITION CHIMIQUE DES BAUXITES.

	GUYANE FRANÇAISE.			GUYANE HOLLANDAISE.	
	LÉVEILLÉ (Comté).	LA GABRIELLE (Fourgassité).	MAHURY (I. de Cayenne).	MOUNGO	MOUNGO
Al ₂ O ₃	47.90	64.20	67.30	64.02	33.56
Fe ₂ O ₃	25.30	0.20	8.85	0.49	44.26
SiO ₂	0.15	0.70	0.10	1.78	0.47
TiO ₂	3.75	2.70	3.35	0.85	1.78
MnO.....	tr.	0.20	tr.	tr.	-
P ₂ O ₅	tr.	0.09	0.06	0.03	-
CaO.....	0.10	0.10	0.70	0.05	-
MgO.....	0.05	tr.	0.30	0.03	-
Perte au feu.....	22.90	31.90	19.43		
H ₂ O.....				+ 33.22	16.94
				- 0.41	0.41
	100.15	100.09	100.09	(1)100.117	100.12

(1) Avec Na₂O, 0,02; K₂O, 0,12; Cr₂O₃, 0,06; V₂O₅, 0,007; SO₃, 0,53.

Fer.

Le processus inverse de l'enrichissement en alumine est la concentration du fer : les latérites sont abondantes en Guyane française et semblent contenir d'intéressantes teneurs en Fe₂O₃. Elles existent également dans les autres Guyanes et R. Ijzerman a donné les valeurs suivantes pour les échantillons recueillis au Surinam : Fe₂O₃ : de 56 à 86 p. 100; SiO₂ : de 2,2 à 15 p. 100; Al₂O₃ : de 0,14 à 18,20 p. 100; TiO₂ : de 0 à 14,8 p. 100; H₂O : de 4 à 14 p. 100.

En dehors des fers latéritiques, on connaît au Venezuela des quartzites ferrugineux (itabirites d'Imataca) qui représentent d'énormes réserves de minerai de fer exploitable.

Cuivre.

À deux reprises nous avons recueilli, en Guyane française, des dolérites contenant une grande quantité de mouches de cuivre natif. Les échantillons les plus intéressants, analysés très sommairement à Cayenne même, contenaient environ 0,25 p. 100 de cuivre. La seule analyse effectuée à Paris n'a révélé qu'une teneur de 0,05 p. 100. La question est à reprendre et il serait utile de faire une étude systématique des filons.

L'un d'eux est recoupé par la Comté en amont de son confluent avec l'Orapu, à la hauteur du premier grand tournant. Il affleure également en contre-bas de la petite usine de bois de rose, située sur la rive droite. Un deuxième filon traverse le Sinnamary au saut Vata; à en juger d'après les photos aériennes, il se prolonge, dans la direction du sud-est, sur une longueur de 50 kilomètres.

Des indices de cuivre existent en outre dans l'Aoua; à l'extrémité sud-ouest de l'île Cottica affleure un filon de hornblendite altérée dont les rochers montrent des enduits de malachite et d'azurite. Le minéral primaire est la chalcopryrite qui se concentre, par places, en petits cristaux.

Cortège filonien des granites et minéraux utiles.

On ne connaît pas encore de pegmatites qui soient de façon certaine en relation avec le granite n° 1.

Par contre les deux dernières venues granitiques sont accompagnées d'un cortège filonien. On sait que le granite n° 2 envoie des filons aplitiques dans les diorites gneissiques de l'île de Cayenne. Au saut Ananas il est séparé par des lentilles de pegmatite à mica blanc du granite plus ancien, lui-même traversé par un filon de pegmatite affecté de plissements pygmatiques.

Le granite n° 3 possède de puissants filons de pegmatite, de microgranite et d'aplite. Les pegmatites forment de véritables petits massifs — ou tout au moins de très gros placages — qu'on peut observer en de nombreux endroits de la zone côtière.

Dans l'île de Cayenne, les filons de pegmatite sont rectilignes et les contacts avec la roche encaissante très nets. Ils traversent des migmatites, des diorites gneissifiées, ou encore des quartzites à amphibole. Du point de vue minéralogique, ils contiennent de la muscovite et du mica noir; leur feldspath potassique est souvent rouge.

Au nord de la ferme de Surlemont, dans l'ancienne carrière située à proximité de la route du Larivault, ont été recueillis de très beaux échantillons d'une pegmatite riche en muscovite palmée.

De gros filons de pegmatite à mica noir existent dans le Montsinéry.

Tout le long de la route départementale, en particulier entre la pointe Macouria et Kourou, aux kilomètres 7 et 13 (habitation de M. Langlais), entre Kourou et Sinnamary, au kilomètre 18 (roche Elisabeth) et au kilomètre 27 (roche Sophie) on trouve les mêmes pegmatites, très riches en muscovite et contenant en outre de la biotite et de petits cristaux de béryl.

Aux Roches de Kourou les mêmes filons, contenant de petits prismes de tourmaline noire et des grenats, recourent dans toutes les directions des granites à biotite à enclaves amphiboliques et micacées. M. Delaître en a donné de très belles photographies (1).

La direction dominante de ces filons est N. 310 à 320°. Les enclaves de diorite quartzique sont orientées N. 15 à 35° W.

Entre Sinnamary et Iracoubo la carrière de Corossony constitue un véritable musée minéralogique; les granites, traversés là aussi par des filons de pegmatite, contiennent des prismes de tourmaline noire longs parfois d'une dizaine de centimètres, de petits prismes de béryl, de grands cristaux de muscovite souvent palmée et de la biotite.

Dans la basse Mana existent de nombreux filons de pegmatite à muscovite. L'un d'eux traverse le fleuve au saut Tamanor; il a une direction N. 295° et est presque entièrement formé de pegmatite graphique. Un autre, de direction N. 85° W., épais de plusieurs mètres, affleure sur la rive droite du fleuve, à quelque distance en aval du saut Maïpouri; l'une de ses salbandes épaisse de 10 centimètres environ, est constituée par une tourmalinite composée exclusivement de tourmaline noire et de quartz à grain fin.

On voit aussi des tourmalinites dans le bassin supérieur de la crique Bagote (Comté).

Quelques variétés de pegmatite à mica blanc existent dans le haut Approuague, en amont du confluent avec la rivière Sapokaye, dans le Courcibo et dans la crique Leblond.

On observe également dans la crique Leblond deux gros filons de microgranite ayant une direction N. 50° W. L'un d'eux possède de grands phénocristaux zonés d'oligoclase, se détachant en relief sur les surfaces polies par les eaux. Ils peuvent avoir jusqu'à 3 centimètres de longueur et, sous l'effet de l'altération, les différentes zones imbriquées les unes dans les autres sont visibles à l'œil nu. Au microscope on voit qu'ils sont noyés dans une pâte fluidale composée de petits cristaux de quartz et de microline, avec de la biotite, de l'HUDSONITE, de l'ALLANITE, de l'ÉPIDOTE et du zircon.

(1) R. DELAÎTRE, « Observations géologiques en Guyane française », *La Chronique des Mines coloniales*, n° 19, p. 446-458, Paris, 1938.

Les granites ayant une tendance microgrenue, très fréquents en Guyane, contiennent tous d'assez grands cristaux d'allanite et de zircon.

*
**

Dans son ouvrage sur les pegmatites, A.-E. Fersman (1) a donné, pour l'ensemble de ces roches, une classification géochimique plus naturelle et plus complète que tout ce qui avait été fait auparavant en ce sens, car elle tient compte à la fois des paragenèses minérales et des phases de cristallisation du mélange. Les températures de solidification sont d'ailleurs étroitement liées à la composition de ce dernier.

Fersman distingue deux groupes principaux de pegmatites issues des magmas granitiques : *a.* les pegmatites de lignée pure; *b.* les pegmatites croisées ayant subi l'influence du milieu, en particulier celle des roches encaissantes.

La première catégorie comprend dix types pouvant à leur tour être subdivisés suivant le minéral dominant. Certaines pegmatites présentent à la fois les caractéristiques de deux types voisins. On obtient ainsi le tableau suivant, que nous empruntons au travail de Fersman :

PEGMATITES.	TYPES.	PHASES.	T° TYPES.	MINÉRAUX ET MÉTAUX DE PNEUMATOLYSE.	
Pegmatites normales ou cérifères (allanite, monazite).	1	B. épimagmatique.	800		
		C. pegmatique.	700		
P. à éléments rares.	2				
P. boro-fluorées (tourmal. n. et mica).	3	D.	1	Mo	
	4	pegmatoïde.	600		
P. sodo-litiques (avec Sn).	5	E.	2	Sn	
		F.	3	Wolfram et Bi	
P. manganophosph.	6	supercritique.	500		
		G.	4	schéellite-As-Au	
P. fluo-alumineuses (cryolitiques), P. fluo-carbonatées.	7	H. hydrothermale sup.	400	5	Cu (avec sulf. Sn)
	8				
P. sulfurées.	9	I. hydrothermale moy.	300	6	Zn-Pb
P. à zéolites.	10	K. hydrothermale inf.	200	7	Co-Ni
		L. hyperguène.	100- 50	8	Hg

Ceci permet, non seulement de voir dans quelles conditions physico-chimiques les pegmatites se sont formées, mais encore d'énoncer un certain nombre de probabilités concernant les découvertes possibles de minéraux utiles.

Si l'on essaie de classer les pegmatites guyanaises selon ce tableau, on voit qu'elles se rapportent, en majorité, aux quatre premiers types :

1. Le premier est caractérisé par la présence de l'allanite (orthite) ou de la monazite, et par des minéraux cérifères. Il contient en outre un feldspath potassique (microcline) avec du plagioclase, de la biotite et des grenats.

Il constitue généralement les salbandes des granites et passe progressivement aux granites à gros éléments.

À ce type on peut rapporter les granites à gros éléments de la crique Leblond et du Courcibo, ainsi que certaines pegmatites du bassin de l'Approuague qui contiennent de l'allanite — cette variété cérifère de l'épidote — en quantité souvent importante.

R. Ijzerman a signalé la présence de roches similaires en Guyane hollandaise.

(1) A. E. FERSMAN, « Pegmatite, T. I., granit pegmatite », (en russe), Léningrad, 1931.



1. — Pénéplaine du Sud : Une boucle du Marouini.



2. — Pénéplaine du Sud : Massif Saint-Marcel.

2. Le deuxième type est caractérisé par la présence d'éléments rares tels que Zr, Y, Ti, Ta, Nb (Ta > Nb), U, Fe, Th, terres rares (Y > Ce) etc. Les tantalates dominent toujours sur les niobates et les composés de l'yttrium sur ceux du cerium.

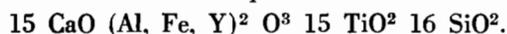
Ce genre de pegmatites existe vraisemblablement en Guyane, un échantillon de tantalite nous ayant été remis par M. Verderosa, maire de Sinnamary. Il s'agit d'un minéral noir, brillant, avec quelques inclusions plus claires où l'on perçoit, à la loupe, un éclat adamantin. Pour l'analyse les deux parties ont été séparées aussi soigneusement que le permettaient les zones de mélange, sans contours précis.

Le minéral noir est une tantalite d'une densité de 6,5, contenant 82 p. 100 de Ta²O⁵ et de Nb²O⁵ (Nb = 1/4 environ). Nous en donnons l'analyse ci-dessous. L'échantillon est très riche, les ventes se faisant à l'unité d'acide tantalique avec une teneur de base.

Quant à la partie claire, elle contient 70 p. 100 de cassitérite. Dans le minerai complexe on trouve 45 p. 100 de tantalite et 55 p. 100 de minerai d'étain (à 70 p. 100 SnO²).

Pour que ces dosages aient une portée pratique, il faudrait analyser une quantité beaucoup plus grande de minerai mixte; il est néanmoins intéressant de signaler la présence de la cassitérite et du tantale en territoire français.

A propos des granites à enclaves de la carrière Sainte-Anne, nous avons déjà mentionné (p. 36) la keilhauite, variété de sphène dont la formule chimique est la suivante :



Ce minéral contient de 8 à 12 p. 100 d'oxydes de terres rares et un peu de cerium. Il forme des cristaux de couleur brune tantôt disséminés dans les granites et sécrétions pegmatitiques du contact, tantôt accolés les uns aux autres et se concentrant en zones d'enrichissement autour des enclaves. Sous le microscope on voit que les cristaux existent également à l'état d'inclusions dans les plages de scapolite; ils sont, dans ce cas, entourés d'une auréole pléochroïque intense, due à la radioactivité.

Certains granites grossiers passant aux pegmatites sont plus ou moins riches en zircons inclus dans les plages de biotite et montrant aussi des auréoles pléochroïques. Celles-ci peuvent être doubles, concentriques, la zone interne étant la plus intense. D'après des recherches récentes il pourrait s'agir de xénotime, phosphate d'Y (P²O⁵ = 38,6 p. 100 et Y²O⁵ = 61,4 p. 100) contenant toujours une certaine proportion d'Er et de Ce. Les faces cristallographiques de ce minéral sont celles du zircon, mais les clivages sont plus faciles et la dureté moins grande.

	GUYANE FRANÇAISE.		GUYANE ANGLAISE.	
	TANTALITE.	MINERAI COMPLEXE de Ta et Sn.	COLOMBITE.	EUXÉNITE.
Ta ² O ⁵	58,50	37,00	20,21	2,50
Nb ² O ⁵	23,50		52,98	22,70
TiO ²	0,30		1,84	25,00
FeO.....	11,00		13,55	—
Fe ² O ³	—		—	4,40
MnO.....	5,50		7,16	—
SiO ²	n. d.		n. d.	0,20
SnO ²	tr.	38,00	0,08	—
ZrO ²	n. d.		0,28	—
ThO ²	—		—	1,90
UO ²	—		—	8,00
UO ³	—		—	3,50
(Ce, La, Di ² O ³	—		—	3,00
(Y, Er ² O ³	—		—	21,70
MgO.....	0,15		n. d.	—
CaO.....	0,40		n. d.	—
Pb.....	n. d.		—	1,90
H ² O.....	—		—	2,20

On voit que, dans tous ces minéraux à éléments rares, le tantale l'emporte sur le niobium et l'yttrium sur le cerium, ce qui, d'après Fersman, est caractéristique du deuxième groupe de pegmatite.

Smith Bracewell (1) a signalé dernièrement la présence, en Guyane britannique (Kanuku Mountains), d'une euxénite existant sous forme de petits cristaux dans les alluvions. L'analyse publiée — que nous reproduisons p. 103 — se rapproche beaucoup de l'euxénite de Madagascar (Samirésy) étudiée par A. Lacroix (2).

Ce titano-niobate orthorhombique se rencontre presque toujours dans les pegmatites potassiques, avec la muscovite et le béryl. Il s'agit vraisemblablement de pegmatites résultant à la fois des phases D et E : il en existe aussi en Guyane française.

3 et 4. Les troisième et quatrième types sont très répandus en territoire français. L'un est caractérisé par l'abondance de la tourmaline noire et du mica (surtout biotite), l'autre par le béryl et la topaze.

Les pegmatites les plus courantes appartiennent au type 3. On les rencontre surtout dans l'île de Cayenne et dans les bassins de l'Iracoubo et de la Mana. Il existe également des représentants d'un type intermédiaire, contenant à la fois du béryl et de la tourmaline noire (dans ce cas, les prismes de tourmaline n'atteignent une grande dimension que lorsque le béryl est peu abondant).

Le sous-groupe à topaze du type 4 est jusqu'à présent inconnu en territoire français.

Le béryl, principal minéral du glucinium utilisé pour la fabrication des alliages légers, existe à Corosony (région de Sinnamary), où l'on recueille fréquemment des prismes de plusieurs centimètres de côté.

Le mica, très abondant dans certaines pegmatites, en particulier dans la muscovite, forme souvent des plaques de dimensions marchandes (n° 5 à 6). Certaines, recueillies en Guyane anglaise, mesuraient 15 centimètres de côté.

5. Le cinquième type n'a pas jusqu'à présent été découvert en Guyane française. Il est caractérisé par une modification importante des paragéneses : prédominance de la soude sur la potasse et du columbium sur le tantale. C'est principalement en relation avec les roches de ce groupe qu'on rencontre la cassitérite.

Des échantillons de ce minéral nous ont été remis par M. Lerouge, lors de notre voyage dans l'Oyapock. Il s'agit d'une cassitérite d'une teinte assez claire, fréquemment recueillie par les orpailleurs travaillant sur la rive brésilienne du haut fleuve. Il serait intéressant de savoir si elle est en relation avec les pegmatites du quatrième type ou avec celles du cinquième.

La présence de la cassitérite a été signalée au Surinam et en Guyane britannique. Elle est exploitée au Brésil en relation avec des granites qui offrent une similitude parfaite avec ceux de la Guyane française (voir analyses, p. 53) [3].

Des pegmatites appartenant en partie à ce type (cas intermédiaire) ont été décrites récemment dans le nord-est du Brésil (province pegmatitique tantaloglucifère de Borborema [4]. Il s'agit sans doute de roches appartenant à des phases de cristallisation différentes, étant donné la variété extrême des espèces minérales qu'elles contiennent et l'existence de filons ayant une structure zonaire. La présence dans cette région de types « croisés » n'est d'ailleurs pas exclue.

6, 7, 8, 9. Ces différents types sont jusqu'à présent inconnus en Guyane.

10. Le type 10 semble y être représenté par des filonnets de prehnite qui traversent les diorites du saut

(1) SMITH BRACEWELL, op. cit.

(2) A. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, op. cit.

(3) M. F. LEINZ et H. PINAGEL, « Estanho et tungstenio no Rio Grande do Sul », Bol. 70, *Dep. de Produção Mineral*, Rio de Janeiro, 1945.

(4) E. P. SCORZA, « Provincia pegmatítica da Borborema », *Min. d'Agric., Div. Geol. e Mineral*, bull. 112, Rio de Janeiro, 1944.

P. H. DE ALMEIDA ROLFF, « Minerais dos Pegmatitos da Borborema » (Provincias pegmatíticas do Brazil, Glycon de PAIVA), bull. 78, Rio de Janeiro, 1945.

Gayac, dans la haute Mana, en contact avec les granites porphyroïdes. Ce dernier groupe de pegmatites est rare et mal connu.

Ces filonnets ont une origine différente de celle de la prehnite fibrolamellaire qui a été signalée par A. Lacroix dans un filon doléritique de l'île de Cayenne. Il s'agit ici d'un phénomène pneumatolitique qui se produit à la fin de la consolidation de la roche (1).

Autres matières utiles.

Des minerais de manganèse ont été signalés en Guyane britannique. On en a découvert également un gisement important dans le territoire brésilien d'Amapa (ancien « contesté » franco-brésilien).

Des phosphates sont connus depuis longtemps dans l'île du Grand Connétable (au large de l'embouchure de l'Approuague) et ils ont été exploités pendant de longues années par une société étrangère; le gisement ne peut malheureusement être utilisé sur place sous forme d'engrais, étant donné l'abondance des roches alumineuses dans le pays.

L'étude géologique et minière de la Guyane française n'en est encore qu'à ses débuts, et l'on peut s'attendre à la découverte de nouvelles matières utiles (2).

(1) A. LACROIX, « Guyane française », in « Géologie et Mines de la France d'outre-mer », *Bur. d'Ét. géol. et min. colon.*, Paris, 1932.

(2) A. LACROIX a signalé également l'existence de mispickel, de stibine (Adieu Vat) et de galène (Orapu), en relation avec l'or dans les filons quartzeux.

ESSAI DE CORRÉLATION

ENTRE LES DIFFÉRENTES PARTIES DU BOUCLIER GUYANAIS ET RÉGIONS LIMITOPHES.

Si, en parcourant la littérature géologique, on essaie de comparer les formations connues dans les diverses parties du bouclier guyanais, on arrive vite à cette conclusion qu'une telle tentative n'est point aisée, étant donné le peu d'éléments qu'on possède sur cette vaste entité structurale.

On est frappé de voir à quel point les recherches sont en retard dans cette partie du monde, comparativement à des régions tout aussi difficiles à pénétrer. L'Afrique, par exemple, n'a cessé depuis une vingtaine d'années de susciter les études les plus diverses et est aujourd'hui incomparablement mieux connue que la partie tropicale du nouveau monde. Il s'agit pourtant, là aussi, de superficies immenses couvertes de forêts et de savanes, dont le soubassement formé de terrains métamorphiques et cristallins pose des problèmes complexes.

Les analogies entre les deux continents appellent des méthodes identiques. En l'absence de fossiles l'investigation géologique ne peut être basée que sur des déterminations pétrographiques sérieuses et sur l'étude de couches-repère, c'est-à-dire sur des faciès suffisamment constants pour que, en partant d'une zone où les grandes divisions stratigraphiques sont établies de façon certaine, on étende celles-ci de proche en proche.

Pour la partie septentrionale de l'Amérique du Sud, il est prématuré de rechercher quelque précision dans ce domaine. On peut néanmoins tenter d'établir un premier classement des séries déjà décrites dans les diverses Guyanes.

*

**

Le complexe des roches vertes, étant donné l'intérêt économique qu'il présente, a été étudié dans toutes les régions du bouclier et peut très bien servir de repère. Il est en grande partie formé de laves anciennes dont la composition varie quelque peu d'un pays à l'autre, mais qui gardent cependant certains caractères essentiels les rendant aisément reconnaissables.

En *Guyane hollandaise*, elles ont été décrites comme des chlorito-schistes. On a signalé également dans ce pays des roches volcaniques anciennes, qui semblent avoir joué un rôle moins important qu'en Guyane française. Au même ensemble il faut sans doute rapporter les andésites et porphyrites étudiées par R. Ijzerman.

Au-dessus des roches vertes on trouve, en territoire français, les schistes diversement métamorphisés de l'Orapu et les grès quartziteux de Ga-Kaba. À ceux-ci correspondent incontestablement la « Graywake Formation », ainsi qu'une fraction des quartzites et phyllites des géologues hollandais.

Au Surinam existent également des micaschistes et des gneiss à sillimanite, cordiérite, grenats et staurotide. Une partie de ces roches est sans doute à rapporter au même ensemble supérieur, mais seule l'observation sur le terrain permettrait de le dire avec certitude.

En *Guyane anglaise* on connaît les « Volcanic Series », dont les représentants sont particulièrement bien conservés dans la partie nord-ouest du pays. J.-B. Harrison a publié plusieurs analyses de ces roches. Selon lui, l'étendue très limitée des affleurements ne permet pas de préciser les contours de la formation. Le figuré adopté sur notre esquisse générale ne doit, par conséquent, être considéré que comme une indication.

C'est bien, en tout cas, le niveau qui correspond à nos roches vertes. Les autres termes du « Basement Complex » n'ont été étudiés jusqu'à présent que d'une façon tout à fait locale, dans les régions minièrement intéressantes. Toute cartographie d'ensemble est encore à faire.

On sait qu'au-dessus des « Volcanic Series » viennent, en Guyane anglaise, des schistes métamorphiques et des gneiss qui correspondent à notre ensemble supérieur, mais dont les limites sont inconnues.

Au-dessous des roches volcaniques s'étend, comme partout, le domaine des orthogneiss avec des massifs granitiques intrusifs et des restes de sédiments métamorphisés. C'est le « Primary Basement » de H.-G. Kugler.

En *Guyane vénézuélienne* existe un complexe de roches vertes, avec des porphyrites, des tufs volcaniques et des sédiments détritiques chloriteux absolument semblables à ce qu'on observe en Guyane française.

Là s'arrêtent nos connaissances stratigraphiques concernant le socle ante-Roraima de ce pays. Une coupe NW-SE allant de l'Orénoque à Potosi (El Callao), reproduite par H. Gerth d'après Attwood, montre une alternance de granites, diorites, porphyrites à hornblende, micaschistes, quartzites ferrugineux dans une position verticale qui ne permet aucunement de se rendre compte de leur superposition.

En *Guyane brésilienne* on connaît, d'après les descriptions de Ch. Vélain et de G. de Paiva, des quartzites et des micaschistes à grenats. Ces formations semblent prendre un grand développement au voisinage de la frontière colombienne ainsi que dans la zone qui sépare le bassin de l'Orénoque de celui de l'Amazone, également dans les rivières Paru et Jari, affluents de gauche de l'Amazone. Il s'agit vraisemblablement de notre complexe supérieur.

Des schistes amphiboliques, traversés par des diorites et des granites et pouvant être rapportés à la même série de roches vertes sont connus dans le territoire d'Amapa (bassin de Carsewenne).

Ainsi apparaît l'uniformité de constitution du vieux socle guyanais entre l'Orénoque, l'Amazone et l'Océan Atlantique. Les terrains qui le constituent ont subi l'action de plusieurs granitisations et sont en grande partie métamorphisés. Tous les auteurs admettent que les roches vertes, qui nous ont servi de repère, sont en relation avec les roches dioritiques et qu'elles sont traversées par des veines d'aplite.

*

**

En dehors des terrains siluriens, dévoniens et carbonifères marins qui ont été découverts dans la dépression de l'Amazone, on sait qu'aucun autre représentant du primaire fossilifère n'a été jusqu'à présent signalé dans la région qui nous occupe.

A la bordure sud du bouclier, le primaire semble concordant avec les terrains non fossilifères sous-jacents qui comprennent des quartzites de couleur claire et des schistes silicifiés. Les géologues brésiliens mettent ces derniers en parallèles soit avec la série de Lavras, soit avec celle d'Itacolumi (Brésil).

Partout ailleurs l'aire continentale semble avoir eu une tendance générale à l'exondation à partir du précambrien terminal. On ne rencontre guère à sa surface que des séries arénaées et détritiques.

On connaît au Venezuela, entre la côte et la région d'El Callao, la série d'Imataca (de la sierra du même nom), qui sépare le haut bassin du Cuyuni (Yarouari) de la côte. Elle est composée des roches volcaniques que nous avons déjà mentionnées et de quartzites ferrugineux (itabirites).

Ces derniers s'étendent principalement au sud de l'Orénoque avec une direction N 70° E et un pendage assez fort vers le sud. Ils ont été décrits par G. Zuloaga. Certains auteurs les ont, sans aucune preuve, rapportés au primaire. Il serait peut-être plus logique de les considérer comme un équivalent de la série brésilienne de Minas, qui comprend des itabirites connues depuis fort longtemps.

La série de Roraïma repose en transgression sur les terrains arasés du socle ancien : granites, gneiss, roches vertes et coulées rhyolitiques (1). Le conglomérat de base contient des roches du socle ancien, en particulier des rhyolites sur lesquelles la série repose dans le sud, et également des galets d'itabirites (2) qui prouvent sans conteste qu'elle est postérieure à la série d'Imataca.

La formation de Roraïma est constituée par des grès rouges ou d'un jaune rosé, souvent couverts de « ripple-marks ». Elle contient des intercalations schisteuses, des tufs volcaniques, des conglomérats et des niveaux à jaspe. Sa puissance dépasse, par endroits, 2.000 mètres d'épaisseur. Elle est traversée par des dolérites et des gabbros : de véritables « traps » sont connus à la surface des plateaux.

Là encore la question d'âge est difficile à résoudre, étant donné l'absence de fossiles. Le caractère continental de la série l'a fait comparer aux grès précambriens de Torridon, en Écosse, à l'Old Red dévonien, ou encore au Permien et au Trias. Actuellement, on la met volontiers en parallèle avec la « Quinta formation » des Andes, qui comprend des terrains allant du Crétacé inférieur jusqu'au Jurassique et peut-être même jusqu'au Trias.

Étant donné qu'au Brésil le Permo-Trias de la province de Piauí et de Maranhão a une constitution extrêmement voisine, il faut peut-être voir dans la formation de Roraïma un équivalent des couches sudaméricaines de Gondwana. L'existence de « dykes » et de « traps » doléritiques semblent confirmer cette manière de voir, la fin de l'ère triasique ayant été marquée dans toute cette partie du continent par une extraordinaire activité volcanique.

On ne sait pas si la série de Roraïma s'est déposée dans une cuvette limitée à la partie occidentale du bouclier ou si, au contraire, elle recouvrait d'un manteau à peu près continu la majeure partie du socle guyanais. Sa base accuse actuellement des différences d'altitude assez sensibles : moins de 100 mètres dans le nord de la Guyane britannique et 530 mètres dans le sud (Monts Roraïma) ; 500 à 600 mètres en Guyane brésilienne (territoire du Rio Branco), 410 mètres dans les Monts Wilhelmina, au Surinam. Elle est jusqu'à présent inconnue en Guyane française.

Du point de vue morphologique, les affleurements de la série se présentent sous forme de plateaux et de montagnes tabulaires dont les altitudes sont actuellement très différentes : les monts Roraïma culminent entre 2.700 et 2.800 mètres, les monts Wilhelmina à 1.080.

Ces terrains, absolument horizontaux, n'ont subi que des gauchissements insignifiants. Le fond du bassin semble se relever vers le sud et vers l'est et, en territoire français, la formation de Roraïma ne pourrait guère être représentée que par des buttes-témoins d'une altitude de 500 à 600 mètres. Cette circonstance a son importance, car c'est en relation avec cette série que le diamant a été découvert dans les Guyanes anglaises et vénézuéliennes.

*

**

Quelques affleurements de tertiaire marin sont connus dans le bassin inférieur de l'Amazone. Aucun autre terrain marin, secondaire ou tertiaire, n'a été signalé jusqu'à présent aux abords du bouclier guyanais, en dépit des nombreuses recherches effectuées dans les territoires anglais et hollandais dans l'espoir de découvrir du pétrole. C'est en effet dans des couches de cet âge que ce dernier existe dans les Andes vénézuéliennes et à Trinidad.

(1) Glycon DE PAIVA « Alto Rio Branco », *Min. ag.; Dep. Produção Min. Serv. geol. e miner.*, Boll. 99, Rio de Janeiro, 1939.

(2) V. M. LOPEZ, E. MENCHER, J. H. BRINEMANN, op. cit.

GUYANE VÉNÉZUÉLIENNE.	GUYANE ANGLAISE.	GUYANE HOLLANDAISE.	GUYANE FRANÇAISE.
Dépôts du delta de l'Orénoque.	Demerara-clay.	Vase bleue.	Vase bleue.
Dépôts continent. des Llanos.	White Sand Series sup. (Berbice form.).	Sables blancs.	Série des sables sup.
	Période d'érosion avec formation de bauxite.		
	Berbice form. inf.	Sables blancs inf.	Série des sables inf.
Longue période d'érosion, pénéplaine avec formation de bauxite.			
Intense activité volcanique, plusieurs venues de dolérites.			
Série de Roraïma.	Série de Roraïma.	Série de Roraïma.	?
Plissements, longue période d'érosion, pénéplaine ante-Roraïma.			
Série d'Imataca.	?	?	?
Activité volcanique. — Rhyolites.			
Plissements, venues granitiques, longue période continentale.			
?	Schistes.	Schistes à sérécite.	Schistes de l'Orapu conglomérats et quartzites.
Plissements, venues granitiques, longue période continentale.			
Intense activité volcanique, diorites, gabbros et laves.			
Roches vertes (Pastora series).	Volcanic series.	Roches vertes et schistes inf.	Roches vertes et schistes inf.
Plissements, venues granitiques.			
?	?	?	Quartzites inf.

Bien que le bouclier guyanais ait connu de longues périodes continentales, diverses observations prouvent cependant qu'il n'est pas resté complètement immobile et rigide. On sait qu'à sa surface se sont déposées des séries sédimentaires dont l'âge demeure incertain. À sa bordure septentrionale des transgressions marines récentes se sont produites. Enfin il est traversé par de nombreux filons de roches éruptives témoignant d'une longue activité volcanique.

Ces faits sont peut-être en relation avec les grands événements qui se sont déroulés dans la chaîne des Andes qui a toujours été le siège de mouvements orogéniques puissants, entrecoupés de périodes d'intense sédimentation. Au cours des vingt dernières années, on a découvert dans ces régions des terrains primaires fossilifères, entre autres du Silurien, du Dévonien et du Carbonifère supérieur bien daté. Le Dévonien y a par endroits une puissance de l'ordre de 1.600 mètres. Tout récemment, le Cambrien et l'Ordovicien y ont également été signalés. Ces couches recouvrent en grande discordance les roches cristallines et volcaniques du socle ancien dans la haute vallée du Rio Guaviare (Llanos méridionaux, massif de Macarena) [1].

Le paléozoïque andin est parfois métamorphosé par des granites qui semblent être d'âge permien. C'est également à cette époque que se situe la dernière grande orogénèse des temps paléozoïques, caracté-

(1) D. TRUMPY, « Precretaceous of Colombia », *Bull. Geol. Soc. of America*, vol. 54, n° 9, Washington, 1943.

	ANDES (VENEZUELA)	BARBADE, TRINIDAD, TOBAGO.	GUYANES.	AMAZONIE.
Quaternaire	?	Sédiment. marine	Séd. marine, argiles bl.	
Pléistocène	Sédiment. continentale	Sédiment. marine et continentale	Séd. subcontinentale, formation de bauxite.	
Pliocène	Plissements lacune	Plissements lacune		
	Sup. Sédiment. continentale	Sédiment. continentale	Séd. subcontinentale, formation de bauxite.	
	Moy. Inf.			
Miocène	Plissements exondation	Plissements érosion		
	Moy. Sédiment. marine et continentale	Sédiment. marine Oscill. contin.	Filons basaltiques	Sédiment. continentale (tertiaire marin dans l'est.)
	Inf.			
Oligocène	Sup. Plissements	Plissements exondat.	Intrusion de roches alcalines (Brésil)	
	Moy. Inf.			
Eocène	Sup. Plissements			
	Moy. Sédiment. marine	Sédiment marine		
	Inf. Plissements, exondation, lacune.	Plissements, exondation, lacune		
Crétacé	Sup. Activité éruptive et volcanique.			
	Moy. Sédiment. marine	Sédiment. marine		
	Inf. Plissements	Plissements		
Jurassique			Coulées doléritiques.	Coulées doléritiques lacune
Trias	Sédiment. continentale (old-red series) (caribbean group.?)	(Caribbean group?)	Sédiment. continentale (Roraïma)	Sédiment. continentale
Permien	Plissements, exondation, activité éruptive.			
Carbonifère	Sédiment. marine			Sédiment. marine.
	Plissements, exondation, lacune.		Lacune	
Dévonien	Sédiment. marine			
Silurien	Plissements			Lacune
Cambrien	Sédiment. marine.		Coulées rhyolitiques	
Antecambrien				

N.B. — Les discordances sont indiquées par les lignes horizontales.

risée par une discordance au-dessus de laquelle les premiers terrains fossilifères marins appartiennent déjà au Crétacé inférieur.

Dans ce long intervalle, on suppose qu'il y eût une période d'exondation au cours de laquelle se sont déposées quelques séries de caractère continental, sans fossilles, telles que les « Old Red Series » des Andes et le « Caribbean Group » de la chaîne caraïbe.

Dans la dépression de l'Amazone, la série marine s'arrête également au Carbonifère supérieur et un long hiatus comprenant le Trias, le Jurassique et le Crétacé la sépare des sédimentations ultérieures.

Durant la même période, d'importantes séries continentales permotriasiques se sont déposées sur le bouclier brésilien. On peut donc en tirer la conclusion qu'à partir du Permien inférieur et jusqu'au Crétacé toutes ces régions ont été exondées et que le démantèlement des reliefs a favorisé, dans les dépressions, le dépôt des séries continentales.

A partir du Crétacé le géosynclinal andin s'est remis à fonctionner et une intense sédimentation, tantôt continentale, tantôt marine, s'est poursuivie jusqu'au delà du Pléistocène, entrecoupée de mouvements orogéniques qui ont contribué à l'érection de la puissante cordillère.

On distingue deux phases orogéniques principales : la phase laramienne à la fin du Crétacé, et la phase antillaise à la fin du Tertiaire. Cette dernière a exondé à nouveau toute la chaîne des Andes, la sédimentation étant purement continentale à partir de la fin du Miocène. En outre les régions qui étaient primitivement occupées par le géosynclinal ont été, comme à l'époque hercynienne, soudées au bouclier guyanais, et l'histoire de ces deux parties du continent est redevenue commune.

INDEX GÉOGRAPHIQUE.

A

Abatis Cottica (Saut) : 16, 18, 22, 88.
Abounami (Riv.) : 21, 24, 25, 47, 88, 93.
Absinthe (Cr.) : 26.
Acarouany (Riv.) : 32, 36, 40, 53, 76.
Acoupa (Pte) : 77.
Adieu Vat : 25, 52, 95, 100.
Afrique : 81, 85, 98, 106.
Aïmara (Cr.) : 31.
Aïmara (Saut) : 31.
Albina : 79.
Aloekoekondre : 54.
Alouette (Lac) : 99.
Alpes : 35.
Amandiers (Place des) : 19, 28.
Amapa (Territoire d') : 10, 105, 107.
Amazone : 7, 8, 10, 11, 73, 80, 91, 107, 108, 111.
Amazonie : 13, 73, 78, 110.
Ambatomaïnty (Madagascar) : 48.
Amérique du Sud : 13, 73, 106.
Ananas (Saut) : 30, 31, 41, 101.
Andes : 7, 10, 13, 73, 78, 108, 109, 110, 111.
Angélique (Cr.) : 83, 87.
Antilles : 10, 78, 90, 92.
Aoua (Riv.) : 16, 18, 21, 22, 25, 33, 36, 37, 39, 54, 57, 62, 88, 89, 90, 91, 94, 96, 100.
Approuague (Fleuve) : 16, 17, 18, 19, 22, 26, 29, 32, 33, 34, 35, 37, 39, 40, 41, 42, 43, 47, 53, 76, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 94, 95, 101, 102, 105.
Approuague (Petit) [Riv., Orapu] : 24, 39, 54.
Araoua (Riv.) : 22 (voir également Tampoc).
Arataye (Riv.) : 17, 33, 89, 90, 93.
Argent (Montagne d') : 19, 22, 26, 35, 41, 82.
Arouany (Riv.) : 14, 19, 24, 25, 26, 29, 40, 89, 94, 95.
Arouba (Ile) : 75.
Athanase (Saut) : 32, 40, 53.
Autel (Saut de l') : 40, 92.

B

Baboune (Cr.) : 32, 88, 89.
Baduel (Mt) : 75.
Bagote (Cr.) : 40, 49, 101.
Barama (Riv.) : 58, 96.

Barbade (Ile) : 78, 110.
Barro Alto : 72.
Bastien (Ilet) : 15.
Béhague (Pte) : 77, 87.
Beïman (Cr.) : 15, 18, 88.
Belle-Étoile (Saut) : 32, 86.
Belle-Vue (Degrad) : 25, 55.
Benzdorp : 26, 96.
Berbice (Riv.) : 73, 78, 79, 80, 109.
Biliton : 79, 99.
Blanche (Riv.) : 18.
Bœuf-Mort (Lieudit) : 21.
Bolivar : 8, 54.
Bonimofou (Saut) : 17, 88.
Borborema (Province de) : 104.
Botanamo (Lieudit) : 96.
Bouchard (Cr.) : 33.
Bourda (Colline) : 35, 36, 47, 82.
Branco (Rio) : 25, 50, 108.
Bravo (Roche) : 14.
Brésil : 13, 53, 72, 90, 104, 107, 108, 110.
Brownsberg : 80, 99.
Buzaret (Pte) : 19, 61.

C

Cabassou (Mt) : 75, 82.
Calehasse (Cr.) : 19, 23, 24, 25, 26, 33, 39, 40, 52, 54, 88, 89, 90.
Cambrouse (Saut) : 38.
Camopi (Riv.) : 22, 26, 91, 92.
Campinas (Mines) : 53.
Cannes (Degrad des) : 29, 77, 82, 83.
Capiaye (Saut) : 29, 38.
Caraiibe (Région) : 10, 13, 77, 78.
Caramanbo (Cr.) : 16.
Carapa (Mont) : 87.
Carbets (Lieudit) : 76.
Cariacou (Lieudit) : 15.
Carimaré (Mt) : 82.
Carsewenne (Riv.) : 97, 107.
Cascades (Riv. des) : 15, 43.
Cayenne (Ile de) : 16, 19, 23, 24, 26, 30, 32, 33, 35, 37, 39, 40, 41, 45, 47, 48, 49, 52, 54, 55, 61, 72, 73, 76, 77, 78, 80, 82, 83, 85, 87, 100, 101, 104, 105.

Cayenne (Ville) : 7, 19, 24, 28, 36, 47, 49, 74, 76, 82, 83,
85, 86, 87, 88, 89, 90, 100.
Cayenne (Riv. de) : 15, 74, 76, 77, 79, 83, 86.
Central Bief (Placer) : 25.
Cépérou (Colline) : 74.
Chaton (Plage) : 19, 28, 46, 48.
Chevaux (Mont.) : 87.
Cicapra (Lieudit) : 96.
Coco (Morne) : 74.
Cokioco (Riv.) : 43.
Colombie : 10, 78, 109.
Commewijne (Riv.) : 83.
Compas (Roche) : 25.
Comté (Riv.) : 16, 18, 19, 24, 25, 26, 39, 40, 42, 43, 47,
49, 75, 86, 87, 89, 95, 99, 100, 101.
Congo belge : 93.
Connétable (Ile du Grand) : 61, 72, 105.
Continent (Saut) : 32, 88.
Cornelle (Rocher) : 52.
Corosony (Carrière) : 101, 104.
Cottica (Saut) : 25, 91, 100.
Cottica (Riv.) [Surinam] : 83.
Couachy (Vill.) : 76.
Couata (Saut) : 34.
Couata (Mont.) [Bagote] : 49.
Coui (Cr.) : 42, 87.
Coulevre (Saut) : 89.
Coumarou (Cr. et Saut) : 29.
Coumarou Gnan-Gnan (Saut) : 88.
Coumarouman (Pte) : 22, 24, 35, 41, 82.
Counamama (Fleuve) : 42, 76, 87, 91.
Counamary (Riv.) : 87.
Counana (Riv.) : 43, 87.
Courantine (Riv.) : 78, 80.
Courbaril (Cr.) : 94.
Courcibo (Riv.) : 25, 29, 32, 40, 49, 88, 89, 101, 102.
Courouaïe (Riv.) : 16, 18, 32, 40, 43, 85, 86.
Cuba (Ile) : 78.
Cuyuni (Riv.) : 57, 61, 96, 107.

D

Dalles (Saut) : 15, 87.
Dame-Jeanne (Saut) : 31.
Decou-Decou (Massif) : 89.
Demerara (Fleuve) : 78, 79, 109.
Deux-Branches (Crique Haute-Mana) : 38.
Deux-Branches (Lieudit) [Sinnamary] : 15.
Deux-Flots (Lieudit) : 74.
Didier (Degrad) : 96.
Diable (Mont. du) : 87.

E

El Callao (Mines) : 8, 57, 96, 107.
Élisabeth (Roche) : 101.
Équateur : 10.
Essequibo (Fleuve) : 79.
États-Unis : 98.

F

Fer (Mont) : 14, 49, 87.
Fini (Saut) : 38.
Florian (Cr.) : 42.
Fortune (Mt) : 75.
Fouillée (Cr.) : 74, 86.
Foum Allous (Sahara) : 49.
Fourgassié (Cr.) : 75, 99, 100.
Fracas (Saut) : 88.

G

Gabrielle (Cr.) : 76, 87.
Gabrielle (La) [Mont.] : 25, 26, 75, 87, 99, 100.
Ga-Kaba (Lieudit) : [voir aussi Montagnes françaises] :
14, 15, 16, 17, 18, 21, 41, 89, 106.
Gayac (Saut) : 26, 37, 39, 105.
Gayac (Cr.) : 25.
Genipa (Roche) : 15.
Gèje (Mts de) : 55, 90.
Gondwana : 108.
Gonini (Riv.) : 54.
Grand-Canori (Saut) : 33, 88.
Grande do Sul (Rio) : 53.
Grand-Japigny (Saut) : 19.
Grand-Lac (Lieudit) : 89.
Grand-Pont : 20, 21, 57, 88, 89.
Grand-Santi (Saut) : 24, 25, 39, 54.
Gran Rio : 53.
Gran Sabana (Région Venez.) : 8, 61, 72.
Gros-Montagne (Cr.) : 14.
Gros-Saut : 32.
Guaviare (Rio) : 109.
Guelb Dorno (Sahara) : 49.
Guisembourg : 82, 85, 86.
Guyane anglaise : 8, 13, 25, 50, 52, 54, 57, 58, 61, 63,
72, 76, 79, 80, 93, 96, 97, 98, 99, 103, 104, 105, 106,
107, 108, 109.
Guyane brésilienne : 10, 50, 96, 97, 107, 108, 112.
Guyane colombienne : 10.
Guyane hollandaise : 8, 13, 37, 43, 52, 53, 54, 55, 58, 61,
63, 78, 79, 80, 83, 96, 98, 99, 100, 102, 104, 109.
Guyane vénézuélienne : 8, 50, 80, 96, 98, 107, 108, 109.

H

Haïti : 78.
Hermina (Saut) : 15, 47, 49, 86, 88.
Hôpital (Pte de l') : 24, 26, 37, 39, 48, 49, 55, 61.

I

Impératrice (Lieudit) : 17, 26.
Impossible (Saut) : 29.
Indes : 98.
Inery : 43, 46, 87.

Inini (Territoire) : 22, 23.
Inini (Riv.) : 21, 24, 26, 40, 52, 89, 90, 95.
Inipi (Cr.) : 22, 26.
Ipoussin (Cr.) : 17, 26.
Iracoubo (Bourg) : 85.
Iracoubo (Fleuve) : 42, 76, 77, 82, 83, 87, 91, 101, 104.
Isère (Pte) : 77, 83, 91.
Isidore (Cr.) : 46.
Itacolumi (Sierra) : 107.
Itany (Riv.) : 89, 91.

J

Jari (Riv.) : 10, 11, 107.
Joyeuse (St-Elie) : 55.
Jupiter (Saut) : 88.

K

Kanaïmé (Lieudit) : 61, 64.
Kanuku (Mont.) : 104.
Kaw (Bourg) : 23, 26, 48, 76, 81, 85, 86, 87, 91.
Kaw (Mont.) : 26, 43, 86, 87.
Kaw (Riv.) : 83, 85, 87.
Kaw (Canal) : 86.
Kayeteur (Plateau) : 8.
Kerguelen : 22.
Kourou (Bourg) : 36, 82, 85, 101.
Kourou (Fleuve) : 14, 15, 16, 41, 42, 76, 82, 83, 87, 94, 101.
Kourou (Roches de) : 36, 76, 101.

L

La Bruyère (Mont.) : 16, 18, 43, 82, 87.
La Désirée (Mont) : 75.
La Grève (Cr.) : 90.
Laissez-Dédé (Saut) : 88.
La Mirande (Distillerie) : 73.
La Moitié (Saut) : 16.
Landau (Cr.) : 16, 43, 94.
Langa-Tabiki (Ile) : 17.
Larivault (Degrad) : 74, 101.
Laussat (Canal) : 46.
Leblond (Cr.) : 22, 29, 40, 41, 43, 89, 101, 102.
Leodate (Roche) : 15.
Lézard (Cr.) : 17, 25, 89, 95.
Llanos (de l'Orénoque) : 7, 10, 109.
Loka-Loka (Saut) : 17.
Lucas (Mt) : 74, 87.
Lucifer (Saut) : 88.

M

Macarena (Massif de) : 109.
Macouria (Pte) : 101.
Macrabo (Cr.) : 74.

Magloire (Saut) : 26.
Mahury (Plateau) : 24, 26, 28, 37, 39, 54, 62, 74, 75, 77, 82, 83, 86, 99, 100.
Maïpouri (Saut) : 86, 101.
Maïs (Degrad) : 33, 52.
Malingre (Ilet du) : 82.
Maman Goëland (Roche) : 57.
Mambari (Saut) : 88.
Mana (Bourg) : 85.
Mana (Fleuve) : 14, 15, 16, 18, 19, 20, 21, 22, 24, 25, 26, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 49, 55, 57, 62, 76, 83, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 94, 95, 101, 104, 105.
Mankwica : 53.
Mapaou (Saut) : 18, 86.
Maranhao : 108.
Maraouanes (Mont. des) : 87.
Maripa (Saut) : 33, 86.
Maripasoula (Saut) : 21, 22, 57, 89, 91.
Maroni (Fleuve) : 8, 15, 16, 17, 18, 21, 24, 25, 35, 36, 42, 43, 47, 49, 74, 75, 76, 83, 86, 88, 89, 91, 95.
Marouini (Riv.) : 90, 91.
Mataroni (Riv.) : 17, 19, 32, 39, 43, 58, 63.
Matoury (Gd), massif : 35, 36, 41, 73, 82.
Matoury (Pt), mont. : 41.
Mazaruni (Riv.) : 52, 54, 57, 58, 61, 63, 72.
Mère (Ilet La) : 77, 82.
Merida (Chaîne) : 10.
Meta (Rio) : 10.
Miengotiri (Falls) : 52, 54.
Million (Pont du) : 46, 74.
Miloc (Saut) : 20.
Montabo (Colline) : 19, 28, 29, 35, 39, 41, 46, 47, 48, 52, 61, 74, 75, 82.
Montagnes Anglaises : 82, 87.
Montagnes Françaises (voir aussi Ga-Kaba) : 15, 18, 25, 89.
Montravel (Colline) : 28, 47, 74, 77, 82, 85.
Montsinery (Riv.) : 36, 45, 101.
Moungo (Mines) : 79, 99, 100.

N

Nacibo (Saut) : 18, 32, 33.
Nassau (Mont.) : 80, 99.
Negro (Rio) : 11.
Nickerie (Riv.) : 53, 55, 79, 80.
Nord (Baie du) : 22.
Norvège : 27.

O

Observatoire (Mts de l') : 16, 18, 43, 82, 87.
Orapu (Riv.) : 14, 15, 16, 17, 18, 20, 24, 26, 32, 34, 35, 41, 42, 43, 45, 47, 49, 54, 64, 75, 81, 86, 87, 89, 94, 95, 100, 106, 109.

Orénoque (Fleuve) : 7, 8, 10, 13, 73, 78, 79, 80, 96, 107, 108, 109.
 Organabo : 82.
 Ouanary (Riv.) : 43, 82, 83, 85.
 Ouanary (Bourg) : 16, 87, 91.
 Ouaqui (Riv.) : 22, 26, 91.
 Oural (Mts) : 35.
 Oyac (Riv.) : 46, 74, 87.
 Oyapock (Fleuve) : 13, 33, 34, 43, 49, 82, 86, 87, 89, 91, 104.

P

Pacaraïma (Mts) : 7, 79.
 Palétuviers (Pte des) : 77.
 Papa Momo : 76.
 Papinabo (Cr.) : 14.
 Paramaka (Rapide) : 14, 17, 18, 43.
 Paramana (Colline) : 74.
 Paramaribo (Ville) : 79.
 Par-Hazard (Saut) : 24, 26, 38.
 Pariakabo (Mts) : 36, 82.
 Parima (Sierra) : 7.
 Paru (Riv.) : 10, 107.
 Pastora (Lieu dit) : 96.
 Patawa (Saut) : 32.
 Patience (Degrad) : 33, 90.
 Paul-Isnard (P.-I., placer) : 25, 29, 52.
 Père (Ilet Le) : 77, 82.
 Petersongo (Saut) : 17, 88.
 Petit-Saut : 86.
 Piaui (Province de) : 108.
 Pikien Rio : 53, 61, 72.
 Plomb (Mont.) : 87.
 Pointe-Fine (Lieu dit) : 89.
 Pointe-Hollandaise : 75.
 Poligoudou (Saut) : 88.
 Popote (Cr.) : 20, 21, 57, 90.
 Portal (Cr.) : 49.
 Porto-Rico : 10.
 Potosi : 107.
 Potrero : 57.
 Pouvez-Jeunes-Gens (Saut) : 31.
 Provence : 98.
 Puruni (Riv.) : 54.
 Pyrénées : 98.

R

Racamont (voir Gabrielle).
 Ratamina (Riv.) : 85, 87.
 Regina : 16, 43, 85.
 Rémire (Mt) : 75.
 Rochambeau (Aérodrome) : 36, 74.
 Roche (Cr.) : 32.
 Rorac (Lieu dit) : 99.
 Roraïma (Plateau) : 8, 10, 11, 13, 14, 23, 46, 48, 50, 63, 79, 87, 93, 107, 108, 109, 110.
 Roura (Bourg) : 85.

S

Sabbat (Saut) : 86.
 Sable (Cr.) : 33.
 Sable (Mt) : 26, 48.
 Sahara : 49, 50.
 Ste-Anne (Carrière, Acarouany) : 32, 36, 40, 53, 103.
 Ste-Anne (Village, Courcibo) : 25, 29.
 St-Élie (Mine) : 15, 22, 32, 40, 43, 88, 89, 94, 95.
 St-Éloi (Cr.) : 26.
 St-François (Batterie) : 48.
 St-Georges-de-l'Oyapock : 85.
 St-Laurent-du-Maroni : 33, 34, 75, 76, 90.
 St-Léon (Cr.) : 26.
 St-Louis-de-l'Oyapock : 43.
 St-Louis-du-Maroni : 75.
 St-Martin (Colline, Île de Cayenne) : 28, 74, 75, 82.
 St-Nazaire (Degrad) : 15.
 St-Remi (Cr.) : 18.
 Salut (Îles du) : 82.
 Samiresy (Madagascar) : 104.
 Sam-Island : 61.
 Sapokaye (Riv.) : 33, 38, 39, 89, 101.
 Saramacca (Fleuve) : 8, 58.
 Saül : 21, 25, 26, 33, 90, 91.
 Saut (Cr.) : 18.
 Saut-Bief (Degrad) : 25.
 Savane (Degrad) : 76.
 Savon (Cr.) : 24, 25, 55.
 Scoresbysund (Groënland) : 47.
 Sept-Ilets (Saut) : 38.
 Sierra-Leone : 86.
 Singatétey (Saut) : 88.
 Sinnamary (Bourg) : 85, 86.
 Sinnamary (Fleuve) : 14, 15, 17, 18, 20, 21, 22, 25, 27, 36, 40, 41, 42, 43, 47, 49, 57, 61, 76, 77, 86, 89, 92, 94, 100, 101, 103, 104.
 Sophie (Cr.) : 18, 20, 21, 94, 95.
 Sophie (Roche) : 101.
 Sous-le-Vent (Îles) : 10.
 Souvenir (Placer) : 25, 63, 90, 95.
 Sparouine (Cr.) : 14, 87, 89, 94, 95.
 Stoupan (Degrad) : 74.
 Surinam : 8, 26, 37, 45, 72, 76, 79, 80, 85, 90, 96, 99, 100, 104, 106, 108 (voir également Guyane hollandaise).
 Surinam (Fleuve) : 52, 53, 54, 83, 85, 99, 104.

T

Table (Mont. de la) : 87.
 Taconnet (Saut) : 18.
 Tafelberg : 8.
 Tamanoir (Saut) : 29, 86, 101.
 Tampoc (ARAOUA, aff. de l'Aoua) : 91 (voir également Araoua).
 Tapanahony (Riv.) : 41, 54, 89.
 Tempoc (Cr., Comté) : 16.
 Tetakosi (Falls) : 53.
 Tête-Chien (Saut) : 39.
 Texas : 20.

Tibourou (Riv.) : 16, 87.
Tigre (Cr., Sinnamary) : 15, 17, 18, 20, 32, 87.
Tigre (Cr., Counamama) : 42.
Tigre (Saut) : 15.
Tigre (Colline) : 75, 82.
Tobago : 10, 110.
Tonate : 53, 58, 85.
Tonnegrande (Riv.) : 15.
Torridon (Écosse) : 108.
Tortue (Cr.) : 26.
Tortue (Montagnes) : 89.
Toucouchy (Cr.) : 87.
Tour-de-Île (Riv. du) : 46, 74, 83.
Tourépi (Saut) : 17, 86.
Trinidad : 10, 78, 79, 108, 110.
Trois-Pitons (Massif) : 16, 42, 43, 87.
Trois-Roros (Mont. des) : 87.
Trou-Poisson : 76.
Tumuc-Humac (Mts) : 7, 81, 90.

V

Valérien (Mt) : 15, 20, 57.
Vata (Saut) : 15, 47, 61, 100.

Venezuela : 10, 13, 48, 54, 57, 61, 62, 63, 64, 72, 78, 93,
96, 97, 100, 107, 110.
Vent (Îles du) : 10.
Villa Flore (Degrad) : 17.

W

Wakapou : 22, 36.
Wilhelmina (Massif de) : 8, 61, 108.

X

X (Saut) : 29, 31.

Y

Yarouari (Riv.) : 57, 107.

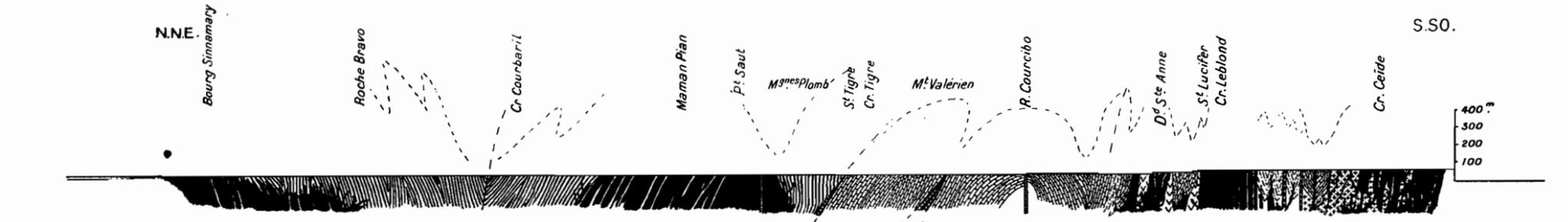
Z

Zoizaux (Îlet) : 33.

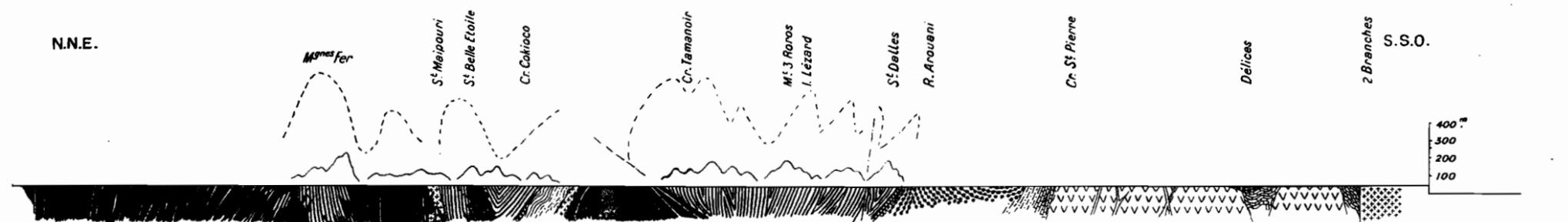
APPROUAGUE



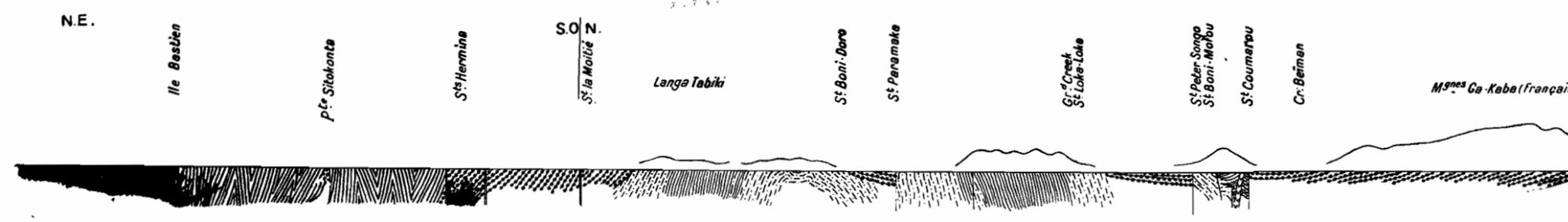
SINNAMARY



MANA



MARONI



LÉGENDE

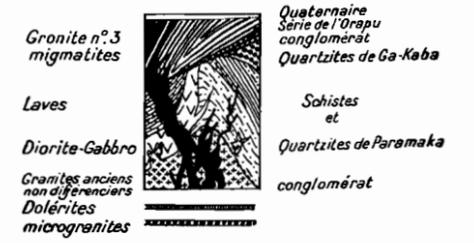


TABLE DES MATIÈRES.

	PAGES.
INTRODUCTION	7
ANTECAMBRIEN	13
Série de l'Orapu.	
Série de Paramaca.	
Sédiments plus anciens.	
Série des laves (roches vertes).	
ROCHES MAGMATIQUES PROFONDES.....	23
Diorites quartziques.	
Diorites franches.	
Gabbros.	
Pyroxénolites et hornblendites.	
Transformations postérieures.	
Granites.	
Migmatites et métamorphisme général.	
Enclaves dans les granites.	
Étude des contacts entre granites et diorites.	
TECTONIQUES SUPERPOSÉES DU SOCLE ANCIEN.....	41
DOLÉRITES	46
CARACTÈRES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES DE LA PROVINCE PÉTROGRAPHIQUE GUYANAISE	51
Géochimie des roches éruptives :	
— granites;	
— diorites;	
— termes de passage entre les divers granites;	
— laves;	
— dolérites et basaltes.	

	PAGES.
TERRAINS RÉCENTS	73
Ile de Cayenne.	
Bas-Maroni.	
Ensemble de la zone côtière.	
Envasement des côtes.	
Essai de reconstitution de l'histoire récente du bouclier guyanais :	
— sables blancs;	
— argile bleue;	
— corrélation entre les terrains récents des diverses Guyanes.	
GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET HUMAINE	81
— Zone côtière.	
— Chaîne septentrionale guyanaise.	
— Massif central guyanais.	
— Pénéplaine méridionale.	
— Population.	
MÉTALLOGÉNIE ET GÉOLOGIE APPLIQUÉE	93
— Diamant.	
— Or.	
— Bauxite.	
— Fer.	
— Cuivre.	
— Cortège filonien des granites et minéraux utiles.	
— Autres matières utiles.	
ESSAI DE CORRÉLATION ENTRE LES DIFFÉRENTES PARTIES DU BOUCLIER GUYANAIS ET RÉGIONS LIMITOPHES	106
INDEX GÉOGRAPHIQUE	113

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE COLONIALE
ESQUISSE GÉOLOGIQUE
 DE LA
GUYANE FRANÇAISE.

(Feuille Nord)

par B. CHOUBERT

Echelle : 1/500 000.

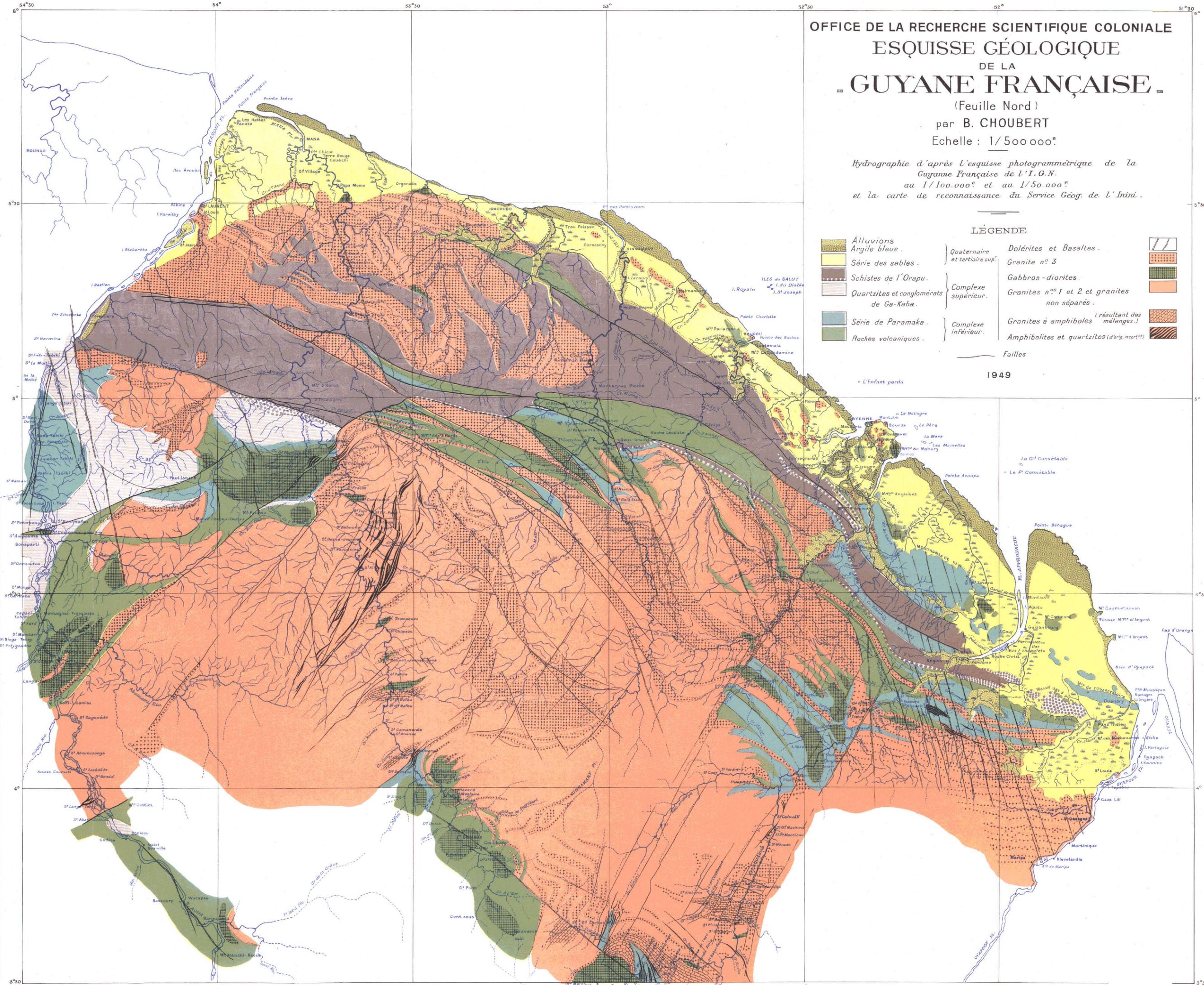
*Hydrographie d'après l'esquisse photogrammétrique de la
 Guyane Française de L'I.G.N.
 au 1/100.000^e et au 1/50.000^e
 et la carte de reconnaissance du Service Geog. de L'Inini.*

LÉGENDE

- | | | | | |
|--|---|------------------------------------|--|---|
| | Alluvions | } Quaternaire
et tertiaire sup. | | Dolérites et Basaltes. |
| | Argile bleue. | | | Granite n° 3 |
| | Série des sables. | } Complexe
supérieur. | | Gabbros-diorites. |
| | Schistes de l'Orapu. | | | Granites n° 1 et 2 et granites
non séparés. |
| | Quartzites et conglomérats
de Ga-Kaba. | } Complexe
inférieur. | | Granites à amphiboles
(résultant des
mélanges.) |
| | Série de Paramaka. | | | Amphibolites et quartzites (d'orig. incert ^e) |
| | Roches volcaniques. | | | |

Failles

1949



GUYANE FRANÇAISE

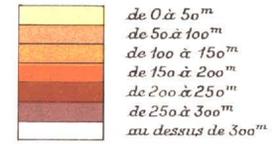
(Feuille Nord)
Hydrographie et Relief

par B. CHOUBERT

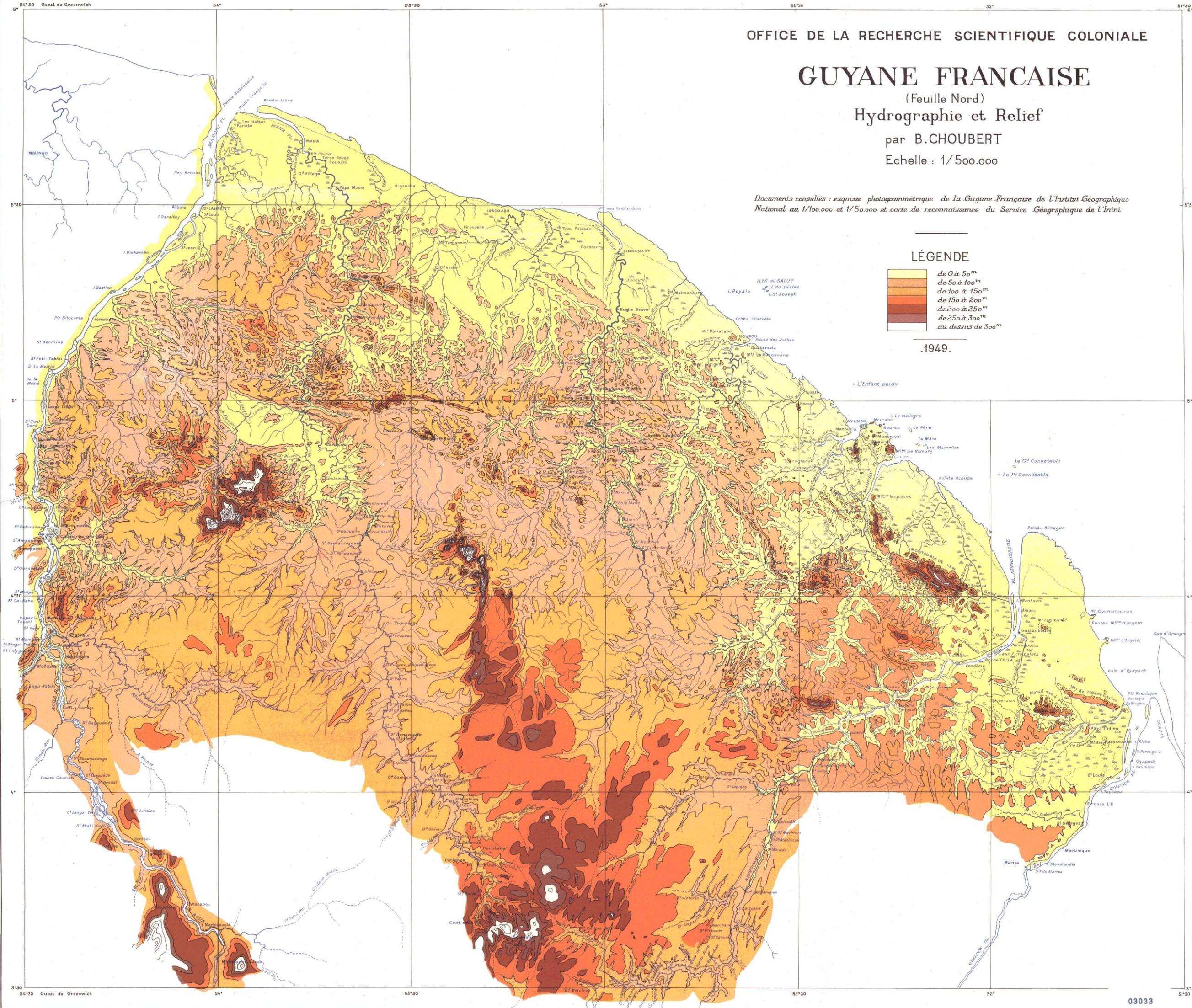
Echelle : 1/500.000

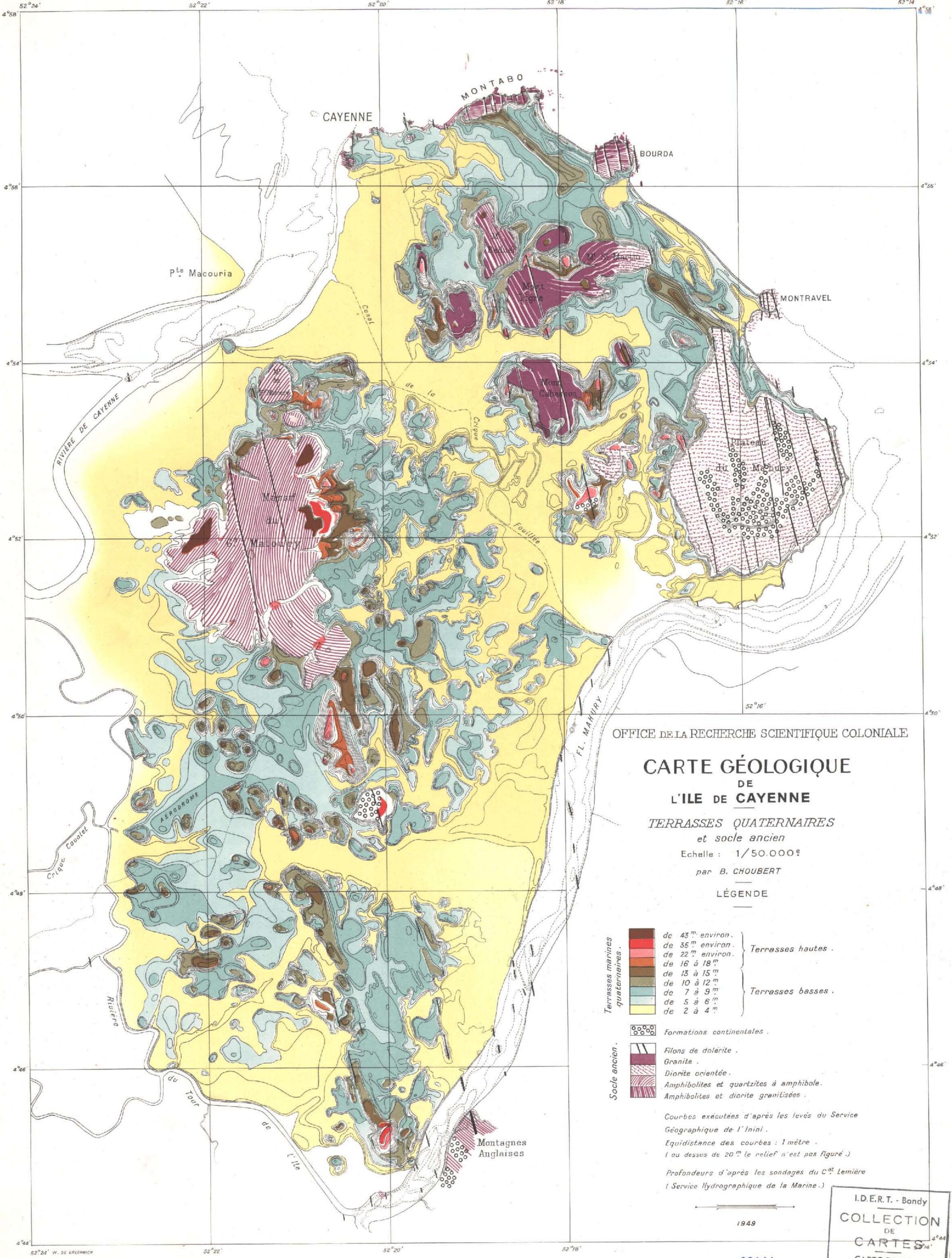
Documents consultés : esquisse photogrammétrique de la Guyane Française de l'Institut Géographique National au 1/100.000 et 1/50.000 et carte de reconnaissance du Service Géographique de l'Inini

LÉGENDE



1949.





OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE COLONIALE

CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ILE DE CAYENNE

TERRASSES QUATERNAIRES
et socle ancien

Echelle : 1/50.000^e

par B. CHOUBERT

LÉGENDE

- | | | | |
|---------------------------------|-----------------------|-----------------------------|---------------------|
| Terrasses marines quaternaires. | | de 43 ^m environ. | } Terrasses hautes. |
| | | de 35 ^m environ. | |
| | | de 22 ^m environ. | |
| | | de 16 à 18 ^m | } Terrasses basses. |
| | | de 13 à 15 ^m | |
| | | de 10 à 12 ^m | |
| | | de 7 à 9 ^m | |
| | de 5 à 6 ^m | | |
| | de 2 à 4 ^m | | |

- Socle ancien.
- Formations continentales.
 - Filons de dolérite.
 - Granite.
 - Diorite orientée.
 - Amphibolites et quartzites à amphibole.
 - Amphibolites et diorite granitisées.

Courbes exécutées d'après les levés du Service Géographique de l'Inini.
Equidistance des courbes : 1 mètre.
(ou dessus de 20^m le relief n'est pas figuré.)
Profondeurs d'après les sondages du C^{ad} Lemièr
(Service Hydrographique de la Marine.)

1949

I.D.E.R.T. - Bondy
COLLECTION
DE
CARTES
CARTOGRAPHIE

03144